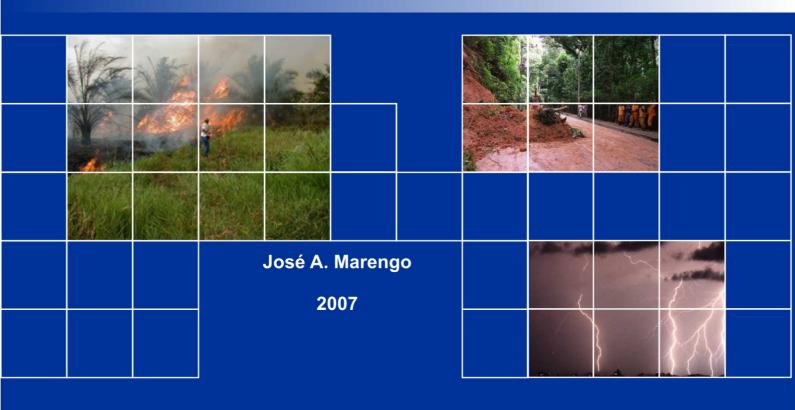


Caracterização do clima no Século XX e Cenários no Brasil e na América do Sul para o Século XXI derivados dos Modelos de Clima do IPCC



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

Sub projeto:

Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI

Relatório No. 1

Caracterização do clima no Século XX e Cenários Climáticos no Brasil e na América do Sul para o Século XXI derivados dos Modelos Globais de Clima do IPCC

José A.Marengo

CPTEC/INPE São Paulo, Brasil 2007

Equipe Científica:

Jose A. Marengo, Coordenador, CPTEC/INPE, SP Carlos A. Nobre, CPTEC/INPE, SP Igor Pisnitchenko, CPTEC/INPE, SP Tatiana Tarasova, CPTEC/INPE, SP María Valverde, CPTEC/INPE, SP Renaud Laborbe, CPTEC/INPE, SP Guillermo Obregón, CPTEC/INPE, SP Julio P. Reyes Fernandez, CPTEC/INPE, SP Wagner R. Soares, CPTEC/INPE, SP Lincoln M. Alves, CPTEC/INPE, SP Tercio Ambrizzi, IAG/USP, SP Rosemeri P. Rocha, IAG/USP, SP Simone T. Ferraz, IAG/USP, SP Santiago. V. Quadra, IAG/USP Eneas Salati, FBDS, RJ Eneida Salati, FBDS, RJ Tatiana Campanhol, FBDS, RJ Nilson Villa Nova, ESALQ/USP, SP

Apoio Administrativo:

Diana Raigoza, CPTEC/INPE, SP Evanize Fidalgo, CPTEC/INPE, SP Josiane C. M. de Oliveira, CPTEC/INPE, SP Letícia Maria Barbosa de Faria, CPTEC/INPE, SP

ÍNDICE

Agradecimentos		Pág.
•		2
Apresentação		3
Siglas Índice de Tabelas		4 7
Índice de Figuras		8
•	Introdução	o 15
Capítulo 1	Introdução	
Capítulo 2	O Clima do presente	21
Capítulo 3	Caracterização da variabilidade e tendências climáticas regionais para o Brasil durante o Século XX	26
	3.1 Variabilidade interanual	27
	3.1.1 El Niño e La Niña	27
	3.1.2 Oceano Atlântico Tropical	35
	3.2 Variabilidade interdecadal e de longo prazo	38
	3.2.1 Nordeste	38
	3.2.2 Amazônia	41
	3.2.3 Sudeste e Centro Oeste do Brasil	47
	3.2.4 Sul do Brasil	56
Capítulo 4	Os relatórios do IPCC: de 1990 a 2007	83
Capítulo 5	Principais resultados do Terceiro Relatório Científico TAR do IPCC	88
	5.1 Os modelos climáticos do IPCC	88
	5.2 Os Cenários Climáticos do IPCC	90
Capítulo 6	Cenários climáticos do futuro para o América do Sul: Projeções dos AOGMs globais do	99
	IPCC para o Século XXI	
	6.1 Precipitação	99
	6.2 Temperaturas do Ar	110
	6.3 Extremos de chuva e temperatura do ar	126
	6.4 Vazões e Fluxos dos Grandes Rios do Brasil	129
Capítulo 7	Análises regionais de cenários climáticos do futuro no Brasil e América do Sul	133
	7.1 Ciclo sazonal de chuvas	134
	7.1.1 Amazônia	134
	7.1.2 Nordeste	137
	7.2 Tendências de temperatura e chuva durante o Século XXI	139
	7.2.1 Amazônia	139
	7.2.2 Nordeste	139
	7.2.3 Pantanal	140
	7.2.4 Bacia do Prata	140
	7.3 Análise comparativa de anomalias de temperatura e chuva para algumas regiões do	143
	Brasil	
	7.3.1 Amazônia	143
	7.3.2 Nordeste	145
	7.3.3 Pantanal	148
	7.3.4 Bacia do Prata	150
Capítulo 8	Discussões e Conclusões	153
Referências		159
Glossário		169

Agradecimentos

Este documento é derivado principalmente dos resultados dos projetos "Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XX", apoiado pelo Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira - PROBIO, financiado pelo MMA/BIRD/GEF/CNPq, e pelo Global Opportunity Fund-GOF do Reino Unido, através do projeto "Using Regional Climate Change Scenarios for Studies on Vulnerability and Adaptation in Brazil and South América". Os pesquisadores do projeto agradecem ao CNPq pelas outorga de bolsas de pesquisa para os colaboradores e de bolsas de produtividade na pesquisa para os lideres do projeto. Outras fontes de financiamento incluem o Programa Nacional de Mudanças Climáticas do Ministério da Ciência e Tecnologia, a Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP-Projeto de Pesquisa Temático 01/13816-1), o Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq através do Projeto Instituto do Milênio LBA II, o Projeto GEOMA (Tema Modelagem Climática) e o Instituto Inter-Americano de Pesquisas sobre Mudanças Globais-Projeto IAI-PROSUR CRN55. Grande parte do material incluído neste documento é resultado de estudos publicados pelos autores na literatura nacional e internacional, assim como da revisão de trabalhos realizada para a preparação do Quarto Relatório Científico AR4 do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC).

Estendemos nosso agradecimento ao Centro Técnico Aeroespacial-CTA, Instituto Nacional de Meteorologia-INMET, a Agência Nacional de Águas-ANA, o CPTEC/INPE, o Instituto Agronômico de Paraná-IAPAR, e Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo-DAEE pelo fornecimento de informações meteorológicas. Um agradecimento muito especial vai para o Hadley Centre for Climate Research and Prediction, do Reino Unido, por fornecer dados do modelo global HadAM3P que servem de condições de contorno para as simulações dos modelos regionais, e ao IPCC – Data Distribution Centre (DDC) por fornecer as saídas de modelos climáticos globais do IPCC-TAR e AR4 analisados neste relatório. As simulações dos modelos climáticos regionais foram feitas CPTEC-INPE e no IAG/USP, e agradecemos a Dra. Maria Assunção F. Da Silva Dias, Coordenadora Geral do CPTEC por facilitar o uso do supercomputador NEC SX-6 para rodar o modelo Eta/CPTEC.

Estendemos nosso agradecimento a Júlio C. Roma do MMA pelo seu apoio durante o desenvolvimento do projeto, e a Hélio Camargo, Letícia Faria, Regina S. Alvalá entre outros pelo apoio na produção de figuras e mapas que fazem parte dos relatórios.

Apresentação

No presente relatório elaborado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), em colaboração com o Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (USP/IAG), e da Fundação Brasileira de Desenvolvimento Sustentável (FBDS), se descreve o mais recente em estudos observacionais e de modelagem da variabilidade climática no Brasil, assim como tendências climáticas observadas desde o inicio do Século XX, e projeções climáticas para o Século XXI, com ênfase, na precipitação, temperatura, descarga fluvial e extremos climáticos. Este documento constitui o Primeiro Relatório para o Projeto PROBIO sobre caracterização do clima e sua variabilidade do Século XX e projeções climáticas para O Século XXI utilizando os modelos climáticos globais do IPCC-Terceiro Relatório de Avaliação TAR. Sabe-se que o aquecimento global é um fenômeno que já tem sido detectado no Brasil e no mundo, e que tende a ser mais intenso nas grandes cidades devido ao efeito de urbanização. Extremos climáticos recentes como as secas na Amazônia, no Sul do Brasil, na Espanha e Austrália, os invernos intensos da Ásia e Europa, as ondas de calor da Europa 2003, o furação Catarina no sul do Brasil em 2004, e os intensos furações no Atlântico Norte durante 2005, têm sido atribuídos ao aquecimento global, ainda que as evidências não permitam estabelecer relações entre eles com grande certeza. O que se sabe é que estes fenômenos têm afetado a população, com grandes perdas em vidas humanas e na economia, agricultura, saúde, e com impactos graves nos ecossistemas.

Na Parte I deste relatório apresentamos resultados de estudos observacionais de variabilidade e tendências dos componentes do ciclo hidrológico e temperatura do ar, assim como de extremos climáticos. Discutem-se as evidências de variabilidade natural do clima e efeitos atribuídos à ação humana, com a finalidade de explicar as tendências atuais do clima. Na Parte II se analisam projeções de modelos globais do clima para examinar como o clima vai mudar a nível anual e sazonal do Brasil no Século XXI. A ênfase nos componentes

do ciclo hidrológico e temperatura, em regiões econômica e ecologicamente importantes como Amazônia, Pantanal, Nordeste e a Bacia do Paraná-Prata.

Siglas

AOGCMs Atmosphere-Ocean General Circulation Models

AR4 Fourth Assessment Report-IPCC (Quarto Relatório de Avaliação)
BIRD Banco Internacional de Reconstrução e Desenvolvimento (Banco

Mundial)

CCCMA Canadian Center for Climate Modelling and Analysis (Canada)

CCSR Center for Climate System Research (Japão)

CEPAGRI-UNICAMP Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas a Agricultura-

Universidade de Campinas

CNPq Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

CNRM Centre National de Recherches Meteorologiques (França)

CPTEC Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

CRU Climate Research Unit (UK)

CSIRO Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australia)

CTA Centro Técnico Aeroespacial

DOE Departament of Energy (EUA)

DTR Diurnal Temperature Range

EMBRAPA Empresa Braslieira de Pesquisas Agropecuarias

ENOS El Niño oscilação Sul

FAPESP Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo

FAR Quarto Relatório de Avaliação
GCMS General Circulation Models
GEF Global Environment Facility

GFDL Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (EUA)
GISS Goddard Institute for Space Studies (EUA)

GOF Global Opportunity Fund (UK)

GPCP Global Precipitation Climatology Project (USA)

GT1 Grupo de Trabalho 1
GT2 Grupo de Trabalho 2
GT3 Grupo de Trabalho 3

HadGEM1 Hadley Centre Global Environmental Model Version 1

IAG Instituto de Astronomia, Geofisica e Ciencias Atmosfericas

Inter American Institute for Global Change

INMET Instituto Nacional de Meteorologia

INMN Instituto Nacional de Meteorologia da Italia
INPE Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPH Instituto de Pesquisas Hidráulicas

IPCC Intergovernamental Panel on Climate Change

IPCC - DDC Intergovernamental Panel on Climate Change – Data Distribution Centre

MMA Ministério do Meio Ambiente
NAO North Atlantic Oscillation

NAE Nucleo de Asuntos Estratégico da Presidência da Republica

NASA/GSFC National Aeronautics & Space Administration/Goddard Space Flight

Center (EUA)

NCAR
National Center for Atmospheric Research (EUA)
NCEP
National Centers for Environmental Prediction
NIES
National Institute for Environmental Studies (Japão)

OMM Organização Meteorológica Mundial

PCM Parallel Climate Model (EUA)

PORTOBRAS Administração de Portos do Brasil em Manaus

PDO Pacific Decadal Oscillation

PNUMA Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente

PROBIO Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica

Brasileira

SALLJ South American Low Level Jet East of the Andes

SAR Segundo Relatório de Avaliação

SENAMHI Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Peru)

SOI Southern Oscillation Index

SRES Special Report Emission Scenarios

TAR Third Assessment Report-IPCC (Terceiro Relatório de Avaliação)

TSM Temperatura da Superfície do Mar

UBA Universidad de Buenos Aires

UNFCCC United National Framework on Climate Change Convection

UFRGS Universidade Federal de Rio Grande do Sul
UK-MET Office United Kingdom Meteorological Office (UK)

USP Universidade de São Paulo

ZCAS Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT Zona de Convergência Intertropical

Índice de Tabelas

Tabela	Descrição	Pág.
Tabela 1	Rendimento médio da soja e do milho (kg ha ⁻¹) (no estado de Rio Grande do Sul nos últimos eventos El Niño e La Niña). (Fonte: Berlato e Fontana 2003).	35
Tabela 2	Anos de seca no Nordeste Brasileiro durante os últimos 4 séculos (Fonte: Magalhães et al. 1988), atualizado para 1998.	41
Tabela 3	Comparação de simulações climáticas de experimentos de desmatamento na Amazônia e de 2xCO2 usando modelos globais. Diferenças são entre o cenário de desmatamento no clima atual ou "control run". ΔE é a taxa de variação na evapotranspiração (mm d ⁻¹), ΔT é a taxa de mudança na temperatura do ar, (O K), ΔP é a taxa de variação na precipitação (mm d ⁻¹), ΔR é o runoff calculado como a diferença entre ΔP e ΔE ($\Delta R = \Delta P - \Delta E$) (Fontes: Marengo e Nobre 2001, Zhang et al. 2001, Voldoire e Royer 2004).	69

.

Índice de Figuras

Figuras	Descrição	Pág.
Figura 1	Anomalias de temperatura do ar global (em relação a 1961-90) desde o período	24
	industrial. Linha azul representa a média móvel de 10 anos (Fonte: Climate Research	
	Unit 2005).	
Figura 2	Anomalias globais de temperatura do ar relativo ao período 1850-1920 baseados em	26
	registros instrumentais comparadas com a média de um conjunto de 4 simulações de	
	modelos acoplados oceano-atmosfera forçados com: (a) forçante solar e vulcânica	
	somente, (b) forçante antropogênica que inclui gases de efeito estufa, mudanças no	
	ozônio troposférico e estratosférico, e o efeito direto e indireto de aerossóis de sulfato, e	
	(c) combinação de todas as forçantes (naturais e antropogênica). A linha vermelha	
	representa as observações e a área em cinza representa os 4 modelos climáticos	
	usados. As médias são anuais (Fonte: IPCC 2001 a).	
Figura 3	Efeitos regionais na América do Sul do El Niño e La Niña, durante o verão (DJF) e	30
	inverno (JJA). (Fonte: http://www.cptec.inpe.br/enos/)	
Figura 4	Correlação em ponto de grade entre o Índice de Oscilação Sul SOI e chuva anual sobre	32
	continente. (Fonte: New et al. 2001).	
Figura 5	Anomalias de chuva no Brasil durante o verão DJF 1997-98 e outono MAM 1998.	35
	Período base é 1961-90 (Fonte: CPTEC/INPE e INMET-Brasil).	
Figura 6	Padrões de circulação atmosférica e de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte e	37
	Sul durante anos Secos (a) e Chuvosos (b) no Nordeste. Área em verde representa a	
	posição da ZCIT (Fonte: C. Nobre e L.C. Molion:).	
Figura 7	Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de Fevereiro e Maio. As	40
	anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90. (Fonte: CRU	
	Climate Research Unit)	
Figura 8	Vazões do Rio São Francisco em Sobradinho durante Dezembro-Janeiro-Fevereiro no	41
	período 1931-1998. Linha verde representa a tendência durante 1931-99, linha vermelha	
	representa a tendência durante 1931-99. (Fonte. G. Sampaio-CPTEC/INPE).	
Figura 9	Nível médio do Rio Negro em Manaus, AM desde 1903 até 2004. Valores na figura são	42
	anomalias em relação à média de 1903-2004. A tendência lineal aparece em linha reta	
	quebrada.	
Figura 10	Níveis do Rio Negro em Manaus e do Rio Amazonas em Iquitos, em metros. O painel do	44
	Rio Negro apresenta a média de longo termo e os níveis durantes vários anos de seca	
	(2004-2005, 1925-26, 1963-64, 1982-83, 1997-98) e em Iquitos mostra a média de longo	
	termo e os níveis em 2004-2005 (Fontes: PORTOBRAS, SENAMHI)	
Figura 11	Anomalias normalizadas de chuva para a Amazônia do Norte (a) e do Sul (b) desde 1929	46
	a 1997 (Fonte: Marengo 2004).	
Figura 12	Tendências de eventos de SALLJ (DJF), de chuva no Sul do Brasil, vazões no rio Iguaçu,	48
	anomalias de TSM no Atlântico do Sudoeste (Fontes: Liebmann et al. 2004, Marengo et	
	al. 2004b).	

Figura 13	Modelo conceitual do jato de baixos níveis ao leste dos Andes que transporta umidade da Amazônia (flecha azul) e do Oceano Atlântico sub tropical (fecha verde) (Fonte:	51
	Marengo et al. 2004 a).	
Figura 14	Tendências nas (a) vazões anuais do Rio Paraíba do Sul (m3/s) em Resende, Cachoeira Paulista, Pindamonhangaba, Campos. Ponte Municipal (cotas em cm), Paraíba do Sul e Guaratinguetá. (b) Chuva durante a estação chuvosa DJF (mm) em Cachoeira Paulista, Caçapava, Guararema, Pindamonhangaba, Rio das Flores, Resende, Barra Mansa e São Luiz do Paraitinga (Fonte: Marengo e Alves 2005).	54
Figura 15	Níveis máximos do Rio Paraguai em Ladário (Fonte: R. Clarke, IPH-UFRGS).	55
Figura 16	Vazões do Rio Jacuí em Espumoso e Passo Bela Vista (Fonte: R. Clarke, IPH-UFRGS).	57
Figura 17	Média móvel de dez anos das vazões no rio Paraná em Corrientes (Fonte: V. Barros-UBA).	58
Figura 18	Tendência na chuva do sudeste da América do Sul no período 1951-1991. Anomalias aparecem em mm ano ⁻¹ . Azul/vermelho mostram anomalias positivas/negativas. (Fonte: Barros e Doyle 1996).	58
Figura 19	Mudança relativa de vazões durante o Século XX na América do Sul. Valores são em percentagem (%) para o período 1971-98 em relação ao 1900-70. Escala de cor aparece na direita (Fonte: Milly et al. 2005)	60
Figura 20	Tendências na temperatura do ar em algumas cidades do Brasil (Fonte: Marengo, 2002).	62
Figura 21	Variação das temperaturas máximas e mínimas, médias anuais em Campinas-(Fonte: CEPAGRI-Unicamp, IAC).	64
Figura 22	Tendências nas temperaturas mínima e máxima e amplitude térmica DTR durante o verão (DJF), inverno (JJA) e anual durante o período 1960-2002. Unidades são em C, e escala de cores aparece na parte inferior do painel, com cores azul/vermelho indicando anomalias abaixo/acima da normal 1961-90 (Fonte: Marengo e Camargo 2006).	65
Figura 23	Resumo de diferentes experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional. Cada ponto mostra o resultado de um estudo indicando as iniciais dos pesquisadores envolvidos no trabalho e o ano de publicação. Os eixos são anomalias de temperatura do ar na horizontal e chuva na vertical (Fonte: Marengo 2003).	66
Figura 24	Sumário de estudos do balanço atmosférico-hidrológico na Amazônia segundo 4 estudos. (a) Zeng (1999), período 1985-93, usando estimados de (Precipitação) P, ET (Evapotranspiração), e C (moisture convergence) derivados das reanálises da NASA-GEOS, e R (Vazão do Rio Amazonas) medido em Óbidos; (b) Costa e Foley (1999), período 1976-96 usando estimados de P, ET, R e C das reanálises de NCEP; (c) Roads et al. (2002), período 1988-99 usando estimados de E e C derivado das reanálises de NCEP, P derivado do GPCP e R medido em Óbidos; (d) Marengo (2005), período 1970-99 usando estimados de E e C derivados das reanálises de NCEP, R medido em Óbidos e P derivado de dados de estação Unidades em mm dia-1. (Fonte: Marengo 2006).	68
Figura 25	Tendências nas freqüências (em %) de noites quentes (TN90P) e frias (TN10P), e de	73

dias quentes (TX90P) e frios (TX10P) em Campinas e Água Funda, São Paulo. Índices

	são definidos em Vincent et al. (2005). (Fonte: T. Ambrizzi, IAG/USP).	
Figura 26	Tendências nas freqüências (em %) de noites quentes (TN90P), noites frias (TN10P), e	74
	de dias quentes (TX90P) e DTR(°C) no Sudeste da América do Sul para o período 1960-	
	2000. Círculos Vermelho/azul indica tendências significativas de aumento/redução. Letra	
	X mostra tendências não significativas. (Fonte: Vincent et al. (2005).	
Figura 27	Figura 27. Índices de extremos de chuva para Sudeste da América do Sul:	76
	R10mm (Número de dias com precipitação intensa); R20 (Número de dias com	
	eventos de precipitação muito intensa). R10mm e R20mm representam uma	
	contagem anual de dias com chuva acima de 10 e 20 mm/dia,	
	(respectivamente). R95p e R99p representam a chuva acumulada anual em dias	
	com chuva que supera o 95 th e 99 th percentil de 1961-90. Sinal da tendência	
	lineal é medida usando o teste de Mann-Kendall. Aumento a indicado por "+", e	
	uma redução é indicada por "o"; e um quadrado sugere que não tem tendência.	
	Valores em negrito mostram significância estatística ao nível de 0.05. (Fonte:	
	Haylock et al. 2006).	
Figura 28	(a) Variabilidade interanual do número de eventos extremos de chuva no sul do Brasil	77
riguru 20	durante 1991-2001. (b) Ciclo anual do número de eventos extremos de chuva no sul do	• • •
	Brasil (Fonte: Teixeira 2004).	
Figura 29	Tendências observadas (por década) de vários índices de temperaturas extremas,	78
	baseados em percentuais para o período 1951 a 2003. Noites quentes TN90 (% de dias	
	com TMin>90th), noites frias TN10 (% de dias com TMin<10th), dias quentes TX90 (% de	
	dias com TMax>90th), dias frios TX10 (% de dias com TMax>10th). Os índices são	
	calculados a nível anual (em %/10 anos) e para noites frias apresentam-se os mapas	
	para verão DJF e inverno JJA. Os índices foram calculados para estações com mais de	
	40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao	
	nível de 5%. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander et al.	
	2005).	
Figura 30	Tendências observadas (por década) do índice de chuva RX5day (máxima quantidade	79
	de chuva acumulada em 5 dias). Os índices são calculados a nível sazonal DJF, MAM,	
	JJA, SON), e são em mm/10 anos. Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística	
	ao nível de 5%. RX5day pode ser considerado como um índice de chuvas que produzem	
	enchentes. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander et al.,	
	2005).	
Figura 31	Emissões antropogênicas (CO ₂ , N ₂ O, CH4 e S ₂ O) para os 6 cenários ilustrativos SRES:	92
	A1B, A2, B1, B2, A1F1 e A1T, e o cenário IS92a (Fonte: IPCC, 2001 b).	
Figura 32	Estimativa da forçante radiativa antropogênica até 2002, derivada dos cenários	92
	ilustrativos SRES da figura 2. A mancha cinza na figura mostra a região coberta pela	
	média dos 35 cenários SRES. A figura também mostra os cenários IS92a, b, c (Fonte:	

IPCC, 2001 b). Figura 33 Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul. As regiões 93 são delimitadas considerando as anomalias de correlação entre a chuva observada (CMAP) e a simulada pelo modelo de CPTEC/COLA numa rodada de 10 anos e 9 membros (Fonte: Marengo et al. 2005). Diferenças entre a precipitação anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos 95 Figura 34 do IPCC-TAR CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90. Escala de cor aparece na parte inferior do painel de CCSR/NIES. Unidades são em mm dia ⁻¹. Figura 35 Diferenças entre temperatura anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos do 96 IPCC-TAR CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90. Escala de cor aparece na parte inferior do painel de CCSR/NIES. Unidades são em ºC. Figura 36 Projeções de anomalias de chuva para verão DJF com referência ao período base 1961-99 90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3.Os time-slices são centrados em 2020, 2050 e 2080 e os cenários são A2 e B2. Figura 37 Projeções de anomalias de chuva para JJA e SON com referência ao período base 1961-100 90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado 2020. Figura 38 Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 101 para América do Sul. Os modelos são os CCCCMA, CSIRO, GFDL e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020. Figura 39 Projeções de anomalias de chuva para verão DJF com referência ao período base 1961-104 90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são centrados em 2020, 2050 e 2080 e os cenários são A2 e B2. Figura 40 Projeções de anomalias de chuva para DJF com referência ao período base 104 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050 Figura 41 Projeções de anomalias de chuva para MAM com referência ao período base 1961-90 105 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080. Figura 42 Projeções de anomalias de chuva para JJA com referência ao período base 1961-90 106 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080. Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 Figura 43 107 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de

precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100.

109

Figura 44

Unidades são em mm/dia.

Figura 45	Projeções de anomalias de temperatura para DJF e MAM em relação ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado em 2020	110
Figura 46	. Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961-90	111
rigura 40	para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020.	,,,
Figura 47	Projeções de anomalias de temperatura para SON em relação ao período base 1961-90	112
rigura +r	para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020,	112
	2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.	
Figura 48	Projeções de anomalias de temperatura para DJF em relação ao período base 1961-90	113
rigura 40		113
	para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020,	
Figure 40	2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.	444
Figura 49	Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961-90	114
	para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020,	
E: E0	2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.	44=
Figura 50	Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-	115
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020.	
Figura 51	Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-	116
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050.	
Figura 52	Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-	118
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.	
Figura 53	Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-	119
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020.	
Figura 54	Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-	120
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050.	
Figura 55	Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-	121
	90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os	
	cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.	
Figura 56	Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de	122
	temperatura do ar dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-	
	2100. Unidades são em °C.	
Figura 57	Compostos de mudanças em extremos climáticos de 8 modelos do IPCC-AR4 para o	127
	cenário A1B, e apresentando diferenças entre o futuro (2080-2099) e o presente (1980-	
	1999). Os índices de extremos são definidos na Seção 3.2: R10 - número de dias com	
	chuva intensa acima de 10 mm dia ⁻¹ , R95P- fração total de precipitação devido a	
	eventos de chuva acima do percentual de 95th, CDD-Dias secos consecutivos, RX5day -	
	máxima precipitação acumulada em 5 dias. HWI-Ondas de calor. TN90-porcentagem de	

noites quentes. Valores gerados pelos modelos em cada ponto de grade foram

	normalizados em relação à média do modelo e depois o composto da média dos 8 modelos foi calculada. Os pontos nos mapas correspondem a áreas onde ao menos 4	
	dos 8 modelos mostram mudanças estatisticamente significativas. (Fonte: Tebaldi et al. 2005).	
Figura 58	Mudanças previstas de vazões em percentagem (%) na América do Sul, para o período 2061-2100, cenário A1B gerado pelo Modelo HadGEM1 (Fonte: UK Met Office 2005).	130
Figura 59	Média aritmética de vazões de 12 modelos do IPCC-TAR para o período entre 2041-2060 em relação ao período entre 1900-70 em percentagem (%) para o cenário A1B (Fonte: (Milly et al. 2005)).	131
Figura 60	Regiões estrategicamente importantes para estudos detalhados de mudança de clima no Brasil.	133
Figura 61	Variação sazonal de chuva em 3 regiões do Brasil (domínio na Figura 56) para o clima do presente (CRU) e para os futuros (2050-2100) cenários A2 e B2 dos modelos de IPCC-TAR: CCCMA, CSIRO, HadCM3, CCSR/NIES, GFDL. Unidades são em mm dia -1.	136
Figura 62	Séries de tempo de anomalias de chuva anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e Bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera do IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na figura 38. As anomalias foram calculadas em relação á climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.	140
Figura 63	Séries de tempo de anomalias de temperatura anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e Bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera de IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na Figura 38. As anomalias foram calculadas em relação à climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.	142
Figura 64	Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia -1) para a Amazônia, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).	144
Figura 65	Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia-1) para o Nordeste, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).	146
Figura 66	Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia ⁻¹) para o Pantanal, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte	148

inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

Figura 67

Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para a Bacia do Prata, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Ao diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

150

Capítulo 1

Introdução

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (International Panel on Climate Change IPCC) conclui no seu Terceiro Relatório de Avaliação TAR (IPCC 2001 a) que a temperatura média do ar tem aumentado em 0.6°C ± 0.2°C durante o Século XX. Os modelos globais do IPCC têm mostrado que entre 1900 e 2100 a temperatura global pode aquecer entre 1.4 e 5.8°C, o que representa um aquecimento mais rápido do que aquele detectado no Século XX e que aparentemente não tem precedentes durante ao menos os últimos 10.000 anos. O aquecimento global recente tem impactos ambientais intensos (como o derretimento das geleiras e calotas polares) assim como em processos biológicos como as datas de floração. Por exemplo, a Europa está esquentando mais rápido que a média do planeta e, só no ano de 2003, 10% das geleiras dos Alpes derreteram, afirma um relatório publicado ontem pela agência ambiental da União Européia. O clima úmido e quente provocado pelo aquecimento global poderia aumentar a incidência de casos de peste bubônica, a epidemia que matou milhões de pessoas ao longo da história e exterminou um terço da população da Europa no século XIV, assim como de doenças tropicais como malaria, dengue e doenças do estômago. Seja por causa da piora nas condições de saúde devido à disseminação de doenças como a malária ou por causa da diminuição do suprimento de água, os países da África sub-saariana, da Ásia e da América do Sul são os mais vulneráveis às conseqüências do aquecimento da Terra. Muitas das principais doenças que atingem os países pobres, da malária à diarréia, passando pela subnutrição, são extremamente sensíveis às condições climáticas.

Também existem evidências (IPCC 2001b) de que eventos extremos como secas, enchentes, ondas de calor e de frio, furações e tempestades têm afetado diferentes partes do planeta e têm produzido enormes perdas econômicas e de vidas. Como exemplos podemos citar a onda de calor em Europa 2003, os furações Katrina, Wilma e Rita no Atlântico Norte em 2005, o inverno extremo da Europa e Ásia em 2006, e no Brasil podemos mencionar o furação Catarina em

março 2004 e a recente seca da Amazônia em 2005 e as secas já observadas no Sul do Brasil em 2005 e 2006. Há ainda impactos relacionados como alterações na biodiversidade, aumento no nível do mar, e impactos na saúde, na agricultura e na geração de energia hidrelétrica que já podem estar afetando o Brasil assim como o restante do planeta. O verão de 2003 na Europa, por exemplo, foi o mais quente dos últimos 500 anos e matou entre 22 mil e 45 mil pessoas. Em todas as grandes cidades, o aquecimento também deve exacerbar o problema das ilhas de calor, no qual prédios e asfalto retêm muito mais radiação térmica que áreas não-urbanas.

As ferramentas comumente adotadas para obter e avaliar projeções climáticas passadas e futuras são os modelos de clima, que podem ser modelos globais atmosféricos (GCMs) ou modelos globais acoplados Oceano-Atmosfera (AOGCMs). Estes modelos numéricos provêm de uma visão tridimensional do sistema climático, descrevendo os principais processos físicos e dinâmicos, assim como as interações entre as componentes do sistema climático e os mecanismos de retro-alimentação (feedbacks) entre os processos físicos. Estes modelos podem gerar climas regionais que seriam resposta a mudanças na concentração de gases de efeito estufa e de aerossóis. Aumento na concentração de gases de efeito estufa tende a aquecer o planeta ao passo que aerossóis têm um efeito de esfriamento. Também pode gerar climas como resposta ao desmatamento de mudanças no uso da terra. A habilidade dos AOGCMs em simular climas regionais vai depender da escala horizontal (ou resolução), e as respostas seriam mais restringidas se fossem utilizados modelos globais com resolução da ordem de 300-400 km em relação ao uso de modelos regionais, que apresentam uma resolução na ordem de 10-50 km.

Ainda assim, os AOGCMs podem oferecer informações sobre mudanças de clima de grande utilidade para escala continental, e considerando a extensão do Brasil, estes modelos podem certamente ajudar a detectar as características gerais do clima futuro. Porém, estes modelos não podem representar bem as mudanças no clima local como as tempestades ou frentes e chuvas, devido a efeitos orográficos e eventos extremos do clima. Para estes, é necessário usar a

técnica de "downscaling", que consiste na regionalização dos cenários climáticos obtidos por modelos globais usando modelos regionais (downscaling dinâmico) ou funções estatísticas (downscaling empírico ou estatístico). Recomenda-se ao leitor a revisão dos trabalhos de Jones et al. (2004), Giorgi et al. (2001) e Giorgi e Mearns (2003) para mais detalhes do downscaling.

Existem fontes de incerteza na modelagem de clima para obter projeções de clima futuro a nível global ou regional na atual geração de modelos usados pelo IPCC:

- Incerteza nas emissões futuras de gases de efeito estufa e aerossóis, atividades vulcânica e solar que afetam a forçante radiativa do sistema climático.
- Incerteza na inclusão de efeitos diretos do aumento na concentração de CO2 atmosférico nas plantas, e do efeito de comportamento das plantas no clima futuro.
- Incertezas na sensibilidade do clima global e nos padrões regionais das projeções do clima futuro simulado pelos modelos. Isto é devido às diferentes formas em que cada AOGCM representa os processos físicos e os mecanismos do sistema climático. Cada AOGCM simula um clima global e regional com algumas diferenças nas variáveis climáticas como temperatura do ar, chuva, nebulosidade e circulação atmosférica.

Uma fonte adicional de incerteza é em relação à variabilidade natural do clima. Parte desta variabilidade é conseqüência de perturbações internas do sistema climático (não forçadas pelos gases de efeito estufa), e a outra seria associada à poluição atmosférica e liberação de gases de efeito estufa devido ao desenvolvimento industrial em muitos países do mundo. A nível regional, a seleção de cenários considera forçantes externas como variações na atividade solar ou atividade vulcânica.

No passado, cenários climáticos gerados por modelos globais têm sido aplicados em avaliações de impactos, vulnerabilidade e adaptação, ainda contendo pouca consistência nos cenários usados para uma mesma região em vários países. Por exemplo, cenários que assumem desmatamento nas regiões tropicais, ou aumentos nas concentrações de CO₂ na ordem de 100% tem

produzido climas futuros secos e quentes na América do Sul tropical, contudo nada é dito sobre os impactos do desmatamento da Amazônia em outras regiões do planeta. Sendo as respostas diferentes para cada modelo e o desenho de experimentos de desmatamento diferente entre modelos (Marengo e Nobre 2001). Conseqüentemente, este tipo de cenário raramente captura uma ampla gama de incertezas nas projeções de clima. A inadequacidade na seleção dos cenários pode comprometer a interpretação de resultados de estudos de impacto. Mas, previamente faz-se necessário uma detecção da variabilidade observada de clima no país, em escalas de tempo mais extensas possível, pois isto vai servir de base para analisar o clima do futuro, tentando assim separar a variabilidade natural observada do clima da variabilidade forçada por atividades humanas que induzem a mudança de clima.

Este relatório apresenta uma avaliação de projeções de clima futuro para a América do Sul, usando as saídas geradas por cinco AOGCMs do IPCC e para cenários SRES de alta emissão de gases de efeito estufa A2 ou "pessimista" e de baixa B2 emissão de gases de efeito estufa ou "otimista". Estes cenários são conhecidos como Cenários SRES (Special Report Emission Scenarios), e aparecem detalhados e explicados em Carter et al. (2000) e Marengo e Soares (2003). Apresenta-se informação de tendências passadas de temperatura e precipitação em várias regiões do Brasil. Na avaliação do clima futuro, além da informação dos cenários climáticos é também necessária informação de outras mudanças ambientais e sócio-econômicas. A análise é feita a nível anual e sazonal para mudanças nos padrões continentais de precipitação e temperatura do ar simulados por cinco AOGCMs. Este estudo não contempla a grande variedade de cenários SRES, usando-se somente os cenários extremos A2 (pessimista, altas emissões) e B2 (otimista, baixas emissões).

O presente documento fornece uma avaliação compreensiva de simulações de clima do futuro de vários AOGCMs globais para América do Sul, com ênfase e mais detalhes no Brasil e em suas regiões. Esta avaliação oferece informação de grande utilidade na representação da gama de cenários de clima para estudos de impacto regional. Este processo constitui a base para uma futura regionalização

usando o downscaling com modelos regionais, onde cenários regionalizados de alta resolução espacial teriam grande utilidade em estudos de impactos e avaliação de vulnerabilidade. O documento não discute os méritos dos AOGCMs nem dos cenários SRES, apresentando uma seleção de projeções de clima futuro disponível de forma que pode ajudar aos especialistas em estudos de impactos na tomada de decisões. Previamente, o relatório apresenta resultados de estudos observacionais de tendências climáticas nas diferentes regiões do Brasil, com a finalidade de detectar tendências observadas de clima e de caracterizar o clima do Século XX e sua variabilidade e tendências, antes de entrar na avaliação das projeções de clima para o Século XXI. O conteúdo do documento consiste de:

- -Caracterização do clima do Século XX, sua variabilidade e tendências e extremos de clima no Brasil, baseada numa exaustiva revisão de estudos já desenvolvidos e em atual implementação.
- -Avaliação de projeções climáticas de cinco AOGCMs do IPCC que estão disponíveis para ser baixados do centro de processamento de dados do IPCC (IPCC-DDC). As simulações são para os cenários SRES A2 e B2, para precipitação e temperatura do ar para América do Sul;
- -Avaliação da variabilidade sazonal (Dezembro-Janeiro-Fevereiro DJF, Março-Abril-Maio MAM, Junho-Julho-Agosto JJA, e Setembro-Outubro-Novembro SON) apresentados em fatias de tempo ou "time slices" de 30 anos cada um (2010-2040, 2041-2070, 2071-2100), centrados em 2020, 2050, e 2080, cada um com referência à média climática de 1961-90;
- -Avaliação de cenários de mudanças de precipitação e temperatura do ar no longo termo (até 2100) para as diferentes regiões do Brasil, no contexto da variabilidade e tendências observadas de clima atual.
- -Avaliação das projeções de mudanças nos extremos climáticos de temperatura e precipitação a nível regional: Amazônia, Nordeste, Pantanal e Bacia do Paraná-Prata.
- -Avaliação das projeções de fluxo (vazões) dos rios Amazonas, Paraná-Prata e São Francisco em cenários futuros de clima.

A informação de mudanças de temperatura e precipitação a nível anual e sazonal para cada fatia de tempo é apresentada em forma de mapas continentais, e em forma de diagramas de dispersão para algumas regiões geográficas e ecológicas do Brasil. A informação é apresentada em mapas das variáveis e das anomalias em relação à média de 1961-90. Os diagramas de dispersão fornecem uma visão geral da amplitude das mudanças de clima projetadas pelos diferentes AOGCMs globais para o Brasil. Os analistas destes cenários podem utilizar esta informação para os estudos de impactos, e até podem comparar estas projeções dos cenários SRES com outras simulações anteriores (por exemplo, experimentos de desmatamento da Amazônia ou de 2xC0₂). Muitas destas avaliações de clima e hidrologia do futuro são baseadas na análise dos cenários extremos SRES A2 e B2 dos modelos globais do IPCC, produto do projeto PROBIO, enquanto que outras análises consideram resultados de estudos recentes preparados para elaborar o Quarto Relatório (AR4) do IPCC, tanto na parte de extremos climáticos como da hidrologia dos grandes rios do Brasil.

Capítulo 2

O Clima do presente

A década de 1990 foi a mais quente desde que se fizeram as primeiras medições, no fim do Século XIX. Este aumento nas décadas recentes corresponde ao aumento no uso de combustível fóssil durante este período. Até finais do Século XX, o ano de 1998 foi o mais quente desde o início do período observacional em 1861, com +0.54°C acima da média histórica de 1961-90. Já no Século XXI, a temperatura do ar a nível global em 2002 foi de +0.44°C acima da média histórica (1961-1990) sendo este o quarto ano mais quente do período instrumental desde 1861. O ano de 2003 foi o terceiro mais quente (+0.49°C acima do normal), e o ano de 2004 foi o quarto mais quente segundo a Organização Mundial de Meteorologia OMM. Os últimos 11 anos, 1995-2004 (com exceção de 1996) estão entre os mais quentes no período instrumental (Figura 1). A temperatura média global em 2005 é estimada em +0.48 °C acima da media histórica que é de 14 °C. Segundo a OMM na atualidade 2005 parece ser segundo ano mais quente, mas após da análise de mais dados é possível que 2005 esteja entre os quatro anos mais quentes desde 1961. Segundo os dados, a Terra está se aquecendo mais no hemisfério Norte.

Algumas conseqüências notáveis do aquecimento global foram já observadas, como o derretimento de geleiras nos pólos e o aumento de 10 centímetros no nível do mar em um século, assim uma tendência de aquecimento em todo o mundo, especialmente nas temperaturas mínimas, em grandes cidades do Brasil como São Paulo e Rio de Janeiro, pode ser agravado pela urbanização. Os modelos globais de clima projetam para no futuro, ainda com algum grau de incerteza, possíveis mudanças em extremos climáticos, como ondas de calor, ondas de frio, chuvas intensas e enchentes, secas, e mais intensos e/o freqüentes furações e ciclones tropicais e extratropicais. Exemplos podem ser observados todos os anos, as enchentes e Ondas de calor da Europa em 2002 e 2003, respectivamente, os invernos intensos da Europa e Ásia nos últimos três anos, o furação Catarina no Brasil em 2004, os intensos e devastadores furações no

Atlântico tropical Norte em 2005 (Katrina, Rita, Wilma, etc), as secas do Sudeste do Brasil em 2001, no sul do Brasil em 2005 e 2006 e a seca na Amazônia, em 2005. Estes fenômenos têm sido atribuídos à variabilidade natural do clima, mudanças no uso da terra (desmatamento e urbanização), aquecimento global, aumento da concentração de gases de efeito estufa e aerossóis na atmosfera, mas até hoje não temos uma prova de que estes fenômenos mostram que já entramos num novo regime climático, como aqueles projetados pelos modelos globais do IPCC.

A Terra sempre passou por ciclos naturais de aquecimento e resfriamento, da mesma forma que períodos de intensa atividade geológica lançaram à superfície quantidades colossais de gases que formaram de tempos em tempos uma espécie de bolha gasosa sobre o planeta, criando um efeito estufa natural. Ocorre que, atualmente, a atividade industrial está afetando o clima terrestre na sua variação natural, o que sugere que a atividade humana é um fator determinante no aquecimento. Desde 1750, nos primórdios da Revolução Industrial, a concentração atmosférica de carbono – o gás que impede que o calor do Sol se dissipe nas camadas mais altas da atmosfera e se perca no espaço – aumentou 31%, e mais da metade desse crescimento ocorreu de cinqüenta anos para cá. Durante os primeiros séculos da Revolução Industrial de 1760 até 1960, os níveis de concentração de CO₂ atmosférico aumentou de uma estimativa de 277 partes por milhão (ppm) para 317 ppm, um aumento de 40 ppm. Durante as recentes quatro décadas, de 1960 até 2001, as concentrações de CO₂ aumentaram de 317 ppm para 371 ppm, um acréscimo de 54 ppm.

As reconstruções de temperatura durante os últimos 1000 anos indicam que as mudanças da temperatura global não sejam exclusivamente devido a causas naturais, considerando as grandes incertezas dos registros paleo-climáticos. Amostras retiradas das geleiras da Antártica revelam que as concentrações atuais de carbono são as mais altas dos últimos 420.000 anos e, provavelmente, dos últimos 20 milhões de anos. O aumento de quase 0.6°C durante o século passado é pequeno se comparado com as projeções de aquecimento para o próximo

século. Segundo projeções feitas pelo IPCC, o aquecimento poderá ficar entre os limites de 1.4-5.8 °C para o ano de 2100.

A identificação da influência humana na mudança do clima é um dos principais aspectos analisados pelo IPCC (IPCC, 2001 a-c). O TAR do IPCC publicado em 2001 (IPCC 2001 a-c) demonstrou que as mudanças observadas de clima são pouco prováveis devido à variabilidade interna do clima, ou seja, a capacidade do clima de produzir variações de considerável magnitude em longo prazo sem forçantes externas. As mudanças observadas são consistentes com respostas estimadas devido a uma combinação de efeitos antropogênicos e forçantes naturais.

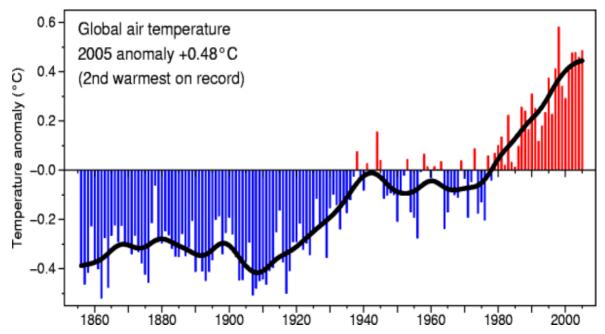


Figura 1. Anomalias de temperatura do ar global (em relação a 1961-90) desde o período industrial. A linha azul representa a média móvel de 10 anos (Fonte: Climate Research Unit 2006)

As conclusões do IPCC Segundo Relatório Cientifico SAR (IPCC 1996) sugerem que a análise das evidências observacionais possui uma influência humana importante na mudança global de clima. Em comparação, o IPCC TAR (2001 a) sugere que desde a publicação do SAR em 1996, dados adicionais de novos estudos dos climas do presente e paleoclimas, e melhores técnicas de

análises de dados, detalhados e rigorosos, avaliações da qualidade dos dados, e comparações entre dados de diferentes fontes permitiram um maior entendimento de mudanças climáticas. Segundo o IPCC TAR, é pouco provável que o aquecimento observado durante os últimos 100 anos seja conseqüência de variabilidade natural de clima somente, segundo avaliações de modelos climáticos. As incertezas em outras forçantes ou processos que não têm sido incluídos nos modelos rodados para o TAR (efeito de aerossóis no clima, processos de física de nuvens, interação da vegetação com a baixa atmosfera) não atrapalham a identificação do efeito de gases de efeito estufa antropogênicos durante os últimos 50 anos, e ainda com algum grau de incerteza pode ser dito que a evidência de influência humana aparece substancialmente numa série de técnicas de análise e de detecção, e conclui-se que o aquecimento observado durante os últimos 50 anos deve-se ao aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera devido a atividades humanas.

Os modelos climáticos globais analisados do IPCC TAR mostram que o aquecimento dos últimos 100 anos não é, provavelmente, devido à variabilidade interna do clima somente, e avaliações baseadas em princípios físicos indicam que a forçante natural não pode explicar sozinha a mudança observada do clima na estrutura vertical da temperatura na atmosfera. Modelos acoplados oceano-atmosfera rodados pelos centros mundiais de meteorologia da Europa, do Japão, da Austrália e dos Estados Unidos para fins dos estudos do TAR do IPCC, usaram reconstruções de forçantes solar e vulcânica nos últimos 300 anos para estimar a forçante natural da variabilidade e mudança de clima. Ainda que a reconstrução de forçantes naturais seja duvidosa, incluir seus efeitos produz um aumento na variância em grandes escalas de tempo (multi-decadal), o que chega a estimar a variabilidade de baixa freqüência como próxima àquela deduzida das reconstruções paleo-climáticas. Porém, os estudos que vêm de modelos climáticos estão sujeitos a incertezas.

É provável que a forçante natural (solar e vulcânica) tenha sido negativa nas últimas duas décadas, talvez durante as últimas quatro décadas. Avaliações estatísticas confirmam que a variabilidade natural do clima simulada (interna e

naturalmente forçada) não explica o aquecimento observado durante a segunda metade do Século XX (Figura 2). Porém existem evidências de uma influência solar, especialmente no início do Século XX. Ainda que os modelos subestimem a magnitude da resposta na atividade vulcânica ou solar, os padrões de variabilidade espacial e temporal são tais que esses efeitos sozinhos não podem explicar as mudanças observadas de temperatura no Século XX.

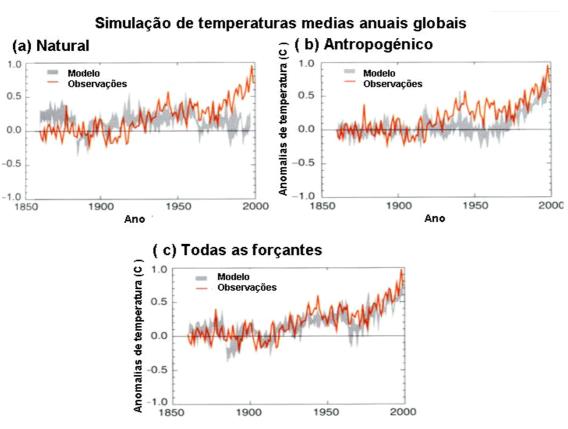


Figura 2. Anomalias globais de temperatura do ar relativo ao período 1850-1920 baseados em registros instrumentais comparadas com a média de um conjunto de quatro simulações de modelos acoplados oceano-atmosfera forçados com: (a) forçante solar e vulcânica somente, (b) forçante antropogênica que inclui gases de efeito estufa, mudanças no ozônio troposférico e estratosférico, e o efeito direto e indireto de aerossóis de sulfato, e (c) combinação de todas as forçantes (naturais e antropogênica). A linha vermelha representa as observações e a área em cinza representa os quatro modelos climáticos usados. As médias são anuais (Fonte: IPCC 2001 a).

Capítulo 3

Caracterização da variabilidade e tendências climáticas regionais para o Brasil durante o Século XX

O Capitulo 14 do Grupo de Trabalho 2 GT2 do IPCC (IPCC, 2001b) dedicado a América Latina apresenta para o Brasil alguns resultados interessantes, que realmente mostram um avanço em estudos sobre variabilidade e mudanças no clima desde 1996 em que o SAR foi publicado. Observou-se que variações em chuvas e vazões de rios na Amazônia e no Nordeste apresentam uma variabilidade interanual e em escalas de tempo interdecadal, que são mais importantes mais que tendências de aumento ou redução. A variabilidade está associada a padrões de variação da mesma escala de tempo nos Oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade interanual associada à El Niño Oscilação Sul, ENOS, ou a variabilidade decadal do Pacífico (PDO-Pacific Decadal Oscillation), do Atlântico (NAO-North Atlantic Oscillation) e a variabilidade do Atlântico tropical e do Atlântico Sul. No Sul do Brasil e Norte da Argentina, tendências para aumento das chuvas e vazões de rios foram observadas desde meados do Século XX, enquanto que na Amazônia, ainda que o desmatamento tenha aumentado gradativamente nos últimos 20 anos, não se detectaram tendências significativas nas chuvas ou vazões nesta região. No Nordeste, tem sido observado um ligeiro aumento de chuvas no longo prazo, mais a tendência não é estatisticamente significativa. Estudos observacionais sobre mudanças nos extremos de clima (chuvas, temperaturas, tempestades) são poucos e os resultados têm sido comprometidos devido à qualidade ou ausência de informação climatológica diária confiável.

Impactos do fenômeno El Niño e La Niña têm sido observados nas regiões do país, mais intensamente nas regiões Norte, Nordeste (secas durante El Niño) e Sul do Brasil (secas durante La Niña e excesso de chuva e enchentes durante El Niño). Se o El Niño aumentar em freqüência ou intensidade no futuro o Brasil ficaria exposto à secas ou enchentes e ondas de calor mais freqüentes. Porém a incerteza de que estas mudanças aconteçam ainda é grande e alguns extremos

do clima podem acontecer independentemente da presença do El Niño ou La Niña.

A continuação apresenta uma avaliação dos estudos de variabilidade e mudança climática no clima do presente, publicados na literatura científica nacional e internacional nos últimos 30-40 anos. Sugere-se ao leitor acessar as seguintes referências bibliográficas para expandir ainda mais esta revisão de literatura: Magalhães et al. (1988); Marengo e Nobre (2001); Xavier (2001); Silva Dias e Marengo (2002); Marengo (2003); Marengo e Soares (2003); Marengo e Silva Dias (2006), Berlato e Fontana (2003); de Souza Filho (2003); Tucci (2003 a, b); IPCC (2001 a-d), Alexander et al. (2005); Vincent et al. (2005); Milly et al. (2005), UK Met Office (2005); Núcleo de Altos Estudos da Presidência do Brasil NAE (2005 a, b); Haylock et al. (2006); entre outros, assim como a Comunicação Nacional Inicial do Brasil para a Convenção Quadro de Mudanças Climáticas UNFCCC (MCT 2004).

3.1 Variabilidade interanual

Os fenômenos El Niño e La Niña sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul.

3.1.1 El Niño e La Niña

El Niño /La Niña caracterizam-se pelo aquecimento/esfriamento das águas superficiais do Oceano Pacífico tropical central e do leste. O gradiente de pressão entre o Pacífico Central e do Oeste (chamado de Oscilação Sul) experimenta variações associadas ao aquecimento ou esfriamento do Pacífico Equatorial. A interação entre o comportamento de anomalias de TSM no Pacífico tropical e as mudanças na circulação atmosférica decorrente deste aquecimento constitui o fenômeno de interação oceano-atmosfera mencionado na literatura como ENOS (El Niño Oscilação Sul).

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre o Atlântico, influenciando a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul (item sobre interação Pacífico-Atlântico). Apesar da variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical serem significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essa variabilidade exerce profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, em nível global (Ropelewski e Halpert, 1987, 1989), sobre a região Nordeste do Brasil (Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996; Alves et al. 1997; Rao et al., 1993; Uvo et al., 1998; Xavier, 2001), Amazônia (Marengo, 1993; Marengo e Hastenrath 1993; Marengo et al., 1998; Uvo et al. 1998 Ronchail et al 2002; Botta et al. 2003; Marengo 2004; Sousa and Ambrizzi 2005), e Sul e Sudeste do Brasil (Kiladis e Diaz, 1989; Diaz e Studzinsky, 1994; Grimm, 1997a e b; Nery et al., 1997, Grimm et al. 2000, Berlato e Fontana, 2003). Na Amazônia, os impactos do El Niño são mais sentidos no norte e centro e só durante eventos muito intensos, como foram as secas de 1925-26, 1982-83 e o mais recente em 1997-98. Porém, secas como de 1963-64 ou 2005 não foram associadas ao El Niño.

A Figura 3 apresenta didaticamente os impactos observados do El Niño e La Niña na América do Sul, considerando o histórico destes eventos durante os últimos 50 anos. É provável que durante alguns eventos do El Niño ou La Niña não aconteçam os impactos representados nos mapas. No Brasil, as regiões que apresentam sinais consistentes de El Niño são o Nordeste-Amazônia (tendência para secas) e o sul do Brasil (mais chuvas). As outras regiões não apresentam um sinal claro de impactos na chuva, porém durante o El Niño todo o país tende a apresentar temperaturas do ar mais elevadas, seja no verão ou no inverno. A região Sul apresenta os impactos do El Niño desde o inverno e primavera do ano anterior ao pico do fenômeno (que acontece no verão), e apresenta tendência à secas ou menos chuvas durante La Niña no inverno e primavera. É claro que secas e enchentes podem também ter outras causas além do El Niño ou La Niña.

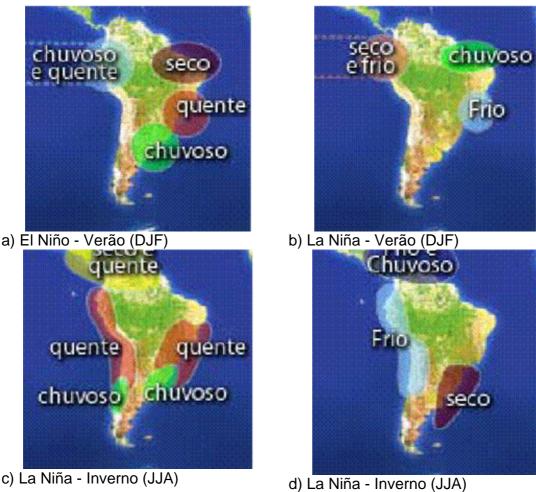


Figura 3. Efeitos regionais na América do Sul do El Niño e La Niña, durante o verão (DJF) e inverno (JJA). (Fonte: http://www.cptec.inpe.br/enos/)

O aquecimento das águas superficiais no Pacífico Central interfere no regime de ventos sobre toda a região equatorial do Pacífico. As nuvens que normalmente produzem chuvas abundantes na parte oeste do Oceano Pacífico, nas vizinhanças da Indonésia, deslocam-se para leste, para o Pacífico Central e, posteriormente, para a costa oeste da América do Sul, trazendo as chuvas ao deserto peruano. A mudança de posição das chuvas no Pacífico provoca alterações nas condições climáticas de várias regiões continentais ao redor do planeta, devido à grande quantidade de energia envolvida no processo de formação da chuva. Grandes secas na Índia, no Nordeste do Brasil, na Austrália, Indonésia e África podem ser decorrentes do fenômeno, assim como algumas

enchentes no Sul e Sudeste do Brasil, no Peru, Equador e no Meio Oeste dos Estados Unidos. Em algumas áreas, observam-se temperaturas mais elevadas que o normal (como é o caso das regiões Central e Sudeste do Brasil, durante a estação de inverno), enquanto que em outras ocorrem frio e neve em excesso. Portanto, as anomalias climáticas associadas ao fenômeno El Niño podem ser desastrosas e provocar sérios prejuízos sócio-econômicos e ambientais (Silva Dias e Marengo 2002).

Também pode ocorrer o fenômeno contrário ao El Niño, isto é, o aquecimento anormal do Pacífico Oeste e resfriamento das águas superficiais na parte central do Pacífico, eventualmente atingindo a costa do Peru. Este fenômeno é denominado La Niña e ocorre com menor freqüência que o El Niño. Durante os episódios de La Niña, os ventos alísios no Pacífico são mais intensos que a média climatológica. O Índice de Oscilação Sul (um indicador atmosférico que mede a diferença de pressão atmosférica na superfície, entre o Pacífico Ocidental e o Pacífico Oriental) apresenta valores positivos, o que indica a intensificação da pressão no Pacífico Central e Oriental, em relação à pressão no Pacífico Ocidental. Em geral, o episódio começa a se desenvolver em meados do ano, atinge sua intensidade máxima no final daquele mesmo ano e dissipa-se cerca de 6 meses depois. Geralmente, as anomalias climáticas associadas ao fenômeno La Niña são inversas àquelas observadas no El Niño, mas o fenômeno não é estritamente linear.

O fenômeno El Niño pode ser caracterizado como cíclico, mas não possui um período estritamente regular, reaparecendo no intervalo de 2 a 7 anos. Entretanto, podem existir períodos nos quais o El Niño ocorre com fraca intensidade, como na década de 1920-1930 e em meados do Século XVIII. O início do episódio El Niño de 1982/83 foi anômalo. O aquecimento da TSM ocorreu inicialmente no Pacífico Central e depois se estendeu para a costa da América do Sul. Essa diferença foi analisada por Wang (1995). O episódio de 1986/1987 foi analisado por Kousky (1987). A convecção se intensificou no Pacífico Equatorial Central durante o período de setembro a novembro de 1986, próximo à região de anomalias positivas de TSM. Em novembro, a maioria dos índices usados para

monitorar a Oscilação Sul indicava que um episódio quente iria ocorrer. Contudo, as condições clássicas de El Niño, caracterizado por anomalias positivas de TSM ao longo da costa oeste da América do Sul, ainda não haviam surgido de forma evidente. Essas condições só apareceram em janeiro de 1987, como documentado em Kousky (1987). Entre as características globais, foi observado que ventos do oeste mais fortes que o normal se desenvolveram sobre a América do Sul subtropical em maio de 1987. Em comparação com casos anteriores, o evento 1997/98 apresenta uma característica diferente do padrão normal e extremamente importante: a taxa de crescimento da anomalia de TSM foi muito superior ao normal e ao prognosticado nas previsões realizadas pelos principais centros meteorológicos mundiais no final do ano passado. Em adição, o episódio começou um pouco mais cedo que o normal, comparando-se apenas ao caso de 1972/73. A Figura 4 mostra um mapa de correlação entre o índice de Oscilação Sul (SOI) e chuva anual na América do Sul. Enquanto que altas correlações positivas aparecem na região Nordeste, Amazônia, altas correlações negativas aparecem no sul do Brasil, e no centro oeste e sudeste correlações são baixas. Isto implica que se espera maiores chuvas em áreas onde a correlação seja negativa e menores chuvas onde a correlação seja positiva.

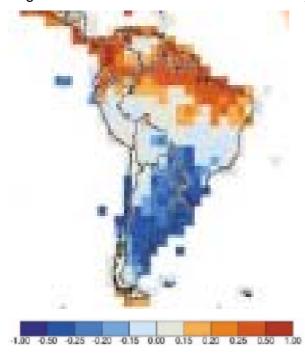


Figura 4. Correlação em ponto de grade entre o Índice de Oscilação Sul SOI e chuva anual sobre continente (Fonte: New et al. 2001).

Em geral as anomalias de chuva observadas no Brasil e na América do Sul corroboram as anomalias de vazões de rios detectadas por Dettinger et al. (2000), ainda que as correlações entre SOI e vazões sejam menores que com chuva. Vazões de rios no Sul do Brasil apresentam valores mais baixos durante anos de La Niña, enquanto que durante El Niño as vazões são maiores. Na Amazônia, o El Niño determina anos com vazões menores que o normal, enquanto que La Niña determina vazões maiores que o normal.

No Brasil, o fenômeno El Niño de 1997/98 provocou fortes chuvas, ocasionando enchentes no Sul do País. As regiões Sudeste e Centro-Oeste apresentaram períodos irregulares com relação à distribuição de chuvas (veranicos) e temperatura do ar (acima da média). Na região Norte a estiagem baixou o nível dos rios, a cerca de 9 m abaixo do normal, ocasionando racionamento de energia em alguns pontos da região (Figura 5). Grandes extensões da Amazônia receberam chuvas abaixo da média desde setembro de 1997. Esta estiagem teve repercussões adversas na geração de energia elétrica (redução) no nível de reservatórios e aumento na demanda da energia termelétrica, e no aumento do número de queimadas durante o período seco. A seca do Nordeste em 1998 também foi influenciada pelo fenômeno El Niño, que também esteve associado às secas extremas de 1932 e em 1983.

A forte estiagem durante o El Niño 1997/98 (Figura 5) ao norte da Amazônia e em Roraima foi muito mais intensa do que a de 1982/83 (Nepstad et al. 1999). _Secas e incêndios foram reportados em 1925-26 (Meggers 1994) causando fogos na floresta e a morte de muitos dos coletores de borracha. Em muitas regiões da Amazônia, as chuvas de 1998 foram insuficientes para repor a umidade extraída do solo durante a estação seca de 1997. Os totais de precipitação em Boa Vista, de setembro 1997 até março de 1998, foram de 30,6 mm e o número de dias de chuva foi de 17 em 7 meses. O INMET indica que a climatológica normal (1961/90) neste período do ano é de 397,1 mm (portanto, choveu somente 8% do normal). Devido principalmente à baixa precipitação e à secura do ar, as queimadas principalmente agrícolas levaram ao acúmulo de

fumaça, aumentando significativamente a incidência de infecções respiratórias. Algo similar aconteceu em 1926, onde devido ao El Niño, nesse ano aconteceu o que pode ter sido a seca mais intensa do Século XX na Amazônia e nos Llanos da Venezuela (Williams et al 2005).

No episódio de 1997/1998, choveu excessivamente na região Sudeste/Centro-Oeste no mês de maio de 1997 (Figura 6), época em que normalmente inicia-se o período seco. O inverno seguinte caracterizou-se por anomalias quentes, e seca severa no Norte e Centro-Oeste do País. Em outubro de 1997, observaram-se as maiores anomalias positivas de precipitação na região Sul, recebendo chuvas até 300% acima do normal no noroeste do Rio Grande do Sul. Houve inundações localizadas nas bacias dos rios Uruguai e Iguaçu. As maiores enchentes desse Século (1911, 1983) foram nos episódios El Niño de maior intensidade. O El Niño de 1997/98 apresentou praticamente a mesma intensidade de 1983, sendo que a sua formação foi a mais rápida de todos os episódios mais recentes. O El Niño também provocou a perda de 25% do trigo colhido no inverno na região Sul. Por outro lado, La Niña tem produzido secas na região Sul do Brasil e no Uruguai, assim como durante 1989.

Os impactos do El Niño na região Sul têm sido identificados em estudos de Grimm et al. (1997 a, b, 2000) e Berlato e Fontana (2003) entre outros. Mas o aspecto importante é o impacto do fenômeno da agricultura. A Tabela 2 mostra os rendimentos médios de soja e milho no Rio Grande do Sul nos eventos de El Niño de 1995/96, 1997/98 e de La Niña de 1998/99 e 1999/2000. Os dados confirmam a tendência de rendimentos modestos dessas culturas em anos de La Niña, mas confirmam também os ganhos em rendimento médio do estado obtido em anos de El Niño. Isto se deve ao fato de que a chuva normal de final de primavera e verão em geral é insuficiente para atender as necessidades hídricas dessas culturas, limitando seus rendimentos. Há também enchentes não associadas à presença do El Niño sendo observadas, e secas em anos que não foram caracterizados como de La Niña.

Nos últimos 15 anos, foram apenas três ocasiões em que o El Niño foi sucedido pela La Niña. O episódio intenso de El Niño de 1982/83 foi seguido de

um evento fraco de La Niña em 1984/85, e um El Niño menos intenso, ocorrido em 1986/87, um El Niño relativamente longo entre 1990-94 e o evento muito intenso de 1997-98. O evento de 1986-87 foi seguido de um forte La Niña em 1988/89. O El Niño longo, mas pouco intenso, de 1990-94 foi seguido de um episódio fraco de La Niña em 1995/96. El Niño e La Niña são oscilações normais, previsíveis das temperaturas da superfície do mar, nas quais o homem não pode interferir. São fenômenos naturais, variações normais do sistema climático da Terra, que existem há milhares de anos e continuarão existindo. É interessante observar que há indícios claros de que já houve época em que o fenômeno El Niño era habitual: há cerca de 2500-3000 anos o clima era caracterizado pelo que hoje normalmente é observado em condições de El Niño.

Tabela 1. Rendimento médio da soja e do milho (kg ha⁻¹) (no estado de Rio Grande do Sul nos últimos eventos El Niño e La Niña). Fonte: Berlato e Fontana (2003).

Cultura	La Niña	El Niño	La Niña	El na Niña
	(1995/96)	(1997/98)	(1995/96)	(1995/96)
Soja	1.565	2.088	1.459	1.593
Milho	2.097	2.961	2.422	2.644

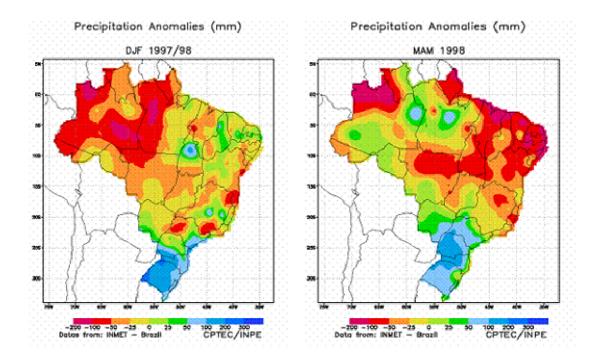


Figura 5. Anomalias de chuva no Brasil durante o verão DJF 1997-98 e outono MAM 1998. Período base é 1961-90 (Fonte: CPTEC/INPE e INMET-Brazil).

3.1.2 Oceano Atlântico Tropical

O Oceano Atlântico tropical tem um papel fundamental na variabilidade do tempo e do clima em regiões ao leste dos Andes. Particularmente sobre o Brasil, as regiões mais significativamente influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são: o centro e o leste da Amazônia (Molion, 1987; Aceituno 1988, Marengo 1992; Marengo e Hastenrath 1993, Nobre e Shukla, 1996; Uvo et al 1998, Marengo et al. 1998, Bhotta et al. 2003; Souza et al. 2004, 2005; Souza e Ambrizzi 2005; Marengo 2004, 2005) a região do Nordeste do Brasil (Namias, 1972; Hastenrath e Heller, 1977; Markham e McLain, 1977; Moura e Shukla, 1981; Hastenrath, 1984; Hastenrath e Greischar, 1993; Mechoso et al. 1990; Alves et al., 1993, 1997; Rao et al., 1993; Nobre e Shukla, 1996; Servain 1993, 1999, Saravanan e Chang 2000; Chiang et al. 2000, 2002; Pezzi and Cavalcanti 2001, Giannini et al 2004).

As relações entre os padrões anômalos de TSM do Atlântico tropical com o clima do Nordeste do Brasil foram inicialmente abordadas no artigo de Serra (1941). Existem fortes evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, de que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre a América tropical, leste dos Andes. O padrão espacial predominante do ciclo anual e da variabilidade interanual das TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico apresentam uma estrutura norte-sul mais pronunciada do que a estrutura leste-oeste. A estrutura norte-sul das anomalias de TSM observadas no Atlântico é conhecida como o dipolo do Atlântico Tropical (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla 1981; Nobre e Shukla 1996; Uvo et al., 1998) e a Figura 6 mostra um modelo conceitual deste dipolo. O padrão dipolo no Atlântico Tropical propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, os quais impactam fortemente na posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal de precipitação pluviométrica sobre o Atlântico equatorial, parte norte do Nordeste do Brasil até a parte central da Amazônia (Marengo e Hastenrath 1993, Nobre e Shukla, 1997, Uvo et al. 1998, Marengo 2004). Em anos nos quais a TSM sobre o Atlântico Tropical Sul (entre a linha do Equador e 15°S) está mais alta que a média de longo período durante Março-Abril-Maio e o Atlântico Tropical Norte (entre 12ºN e 20ºN) está menos aquecido do que a média há formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM no sentido de norte para sul. Nessa situação observa-se, concomitantemente, pressão no nível do mar (PNM) mais baixa do que a média sobre o Atlântico Sul e mais alta do que a média sobre o Atlântico Norte, os alísios de sudeste mais fracos do que a média e os alísios de nordeste mais intensos do que a média, o eixo de baixa pressão à superfície e confluência dos ventos alísios deslocado mais para sul, relativamente ao seu posicionamento médio, e totais pluviométricos acima da média sobre o norte do Nordeste (Hastenrath e Heller, 1977).

Influência do Oceano Atlântico

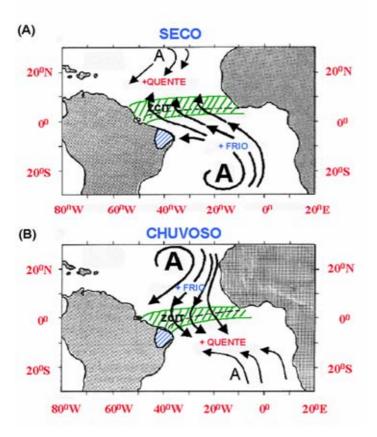


Figura 6. Padrões de circulação atmosférica e de anomalias de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul durante anos Secos (a) e Chuvosos (b) no Nordeste. Área em verde representa a posição da ZCIT (Fonte: C. Nobre e L.C. Molion)

O estudo de Ronchail et al. (2002) mostra que anomalias de chuvas ao norte e leste da Amazônia estão associadas a anomalias de TSM no Pacifico Equatorial e do gradiente de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul. Em anos de El Niño e Atlântico Tropical norte mais quente a estação chuvosa é mais fraca e mais curta, e o impacto do Atlântico tropical é mais intenso no outono. Na Amazônia do Sul e do Oeste a relação entre anomalias de chuva e de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico Tropical não é tão intensa como no caso da Amazônia do Norte. Fatores como a variabilidade da temperatura da superfície, advenção de umidade e perturbações extratropicais afetam esta associação.

O Atlântico pode, em algumas ocasiões, apresentar variações de TSM num modo que se assemelha à variabilidade do ENOS em vários aspectos, devido ao fato das variações anuais do Pacífico e do Atlântico serem similares. A

variabilidade interanual no Pacífico e Atlântico relaciona-se com deslocamentos da ZCIT. A Oscilação Sul possui um componente adicional que o Atlântico não apresenta: o deslocamento leste-oeste da convergência sobre o Pacífico Tropical do oeste. Para explicar o que acontece com a variabilidade no Atlântico Tropical, devem ser consideradas as mudanças na circulação global da atmosfera. Fatores similares devem afetar o Pacífico, e esse é um possível motivo da freqüência de episódios El Niño oscilarem na escala de tempo decadal.

Baseados em dados de TSM do Pacífico e Atlântico, os estudos de Robertson e Mechoso (1998) mostram que para os rios Uruguai e Paraná, evidências estatisticamente significativas de uma componente quasi-decadal nas vazões desses rios, relacionada com alterações da TSM do Atlântico, além de máximos interanuais em escalas de tempo do fenômeno ENOS. Ou seja, o ENOS influencia a variabilidade do rio Uruguai com anomalias positivas de TSM no Pacífico associadas com maiores vazões, e na escala decadal maiores vazões relacionam-se com anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical. Comportamento semelhante é observado nos rios da Amazônia Central e Sul. Isso mostra que ambos oceanos apresentam um efeito no setor Atlântico, onde o Pacífico domina a escala interanual e o Atlântico a escala interdecadal. Como comparação, o Atlântico não tem um efeito importante na variabilidade de chuvas e vazões no setor Pacífico - costa ocidental de América do Sul. Sobre a interação Pacífico - Atlântico, Diaz et al. (1998) indica que existem relações significativas entre anomalias de chuva no sul de Brasil e TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico. Existem também associações entre ENOS e chuvas no Uruguai, e associações de TSM na parte sudeste do Atlântico e anomalias de chuva na região. Quando anomalias de TSM nos dois oceanos são consideradas simultaneamente, as associações com anomalias de chuva são, em alguns casos fortes e em outros mais fracos.

3.2 Variabilidade interdecadal e de longo prazo

3.2.1 Nordeste:

Historicamente a região Nordeste sempre foi afetada por grandes secas ou grandes cheias. Relatos de secas na Região podem ser encontrados desde o Século XVII, quando os portugueses chegaram à região (Tabela 1). Estatisticamente, acontecem de 18 a 20 anos de seca a cada 100 anos. Kane (1989) indicou que para o Nordeste, de 29 anos de El Niño, durante 137 anos, no período 1849-1985, só 12 foram associados com secas na região. No semi-árido nordestino, essa variabilidade climática, em particular as situações de seca, sempre é sinônimo de agruras nas populações rurais do interior da região, e têm sido objeto de preocupação da sociedade e organismos do governo ao longo dos anos. A prova cabal dessa preocupação é o projeto e construção dos primeiros reservatórios hídricos no semi-árido nordestino que datam do final do Século XIX, durante o período imperial, a exemplo da construção do açude do Cedro em Quixadá-CE.

No Atlântico Tropical e no Nordeste brasileiro, Wagner (1996) estudou tendências decadais nos mecanismos que controlam o gradiente meridional de TSM na região. Posteriormente, Hastenrath (2001) identificou tendência de longo prazo na chuva do Nordeste e o setor do Atlântico tropical adjacente, caracterizado por um deslocamento da ZCIT e banda de chuvas mais para o sul da sua posição climatológica. Isto poderia explicar as tendências positivas de chuva no Nordeste identificadas por Hastenrath e Greischar (1993) e Marengo et al. (1998), e que aparecem detalhadas nos mapas de anomalias globais de chuva no IPCC TAR (2001 a). Wagner e Hastenrath detectaram um aquecimento sistemático do Atlântico Tropical Sul, observado principalmente nos meses de verão (fevereiro/março), enquanto que a TSM no Atlântico Norte aumenta no inverno (agosto/ setembro) e diminui no verão. Como consequência do incremento do gradiente meridional de TSM no verão, a ZCIT se desloca mais para o sul e a chuva no norte do Nordeste tende a incrementar no período de estudo 1951-90. A Figura 7 mostra as anomalias de chuva sazonal durante a estação chuvosa de FMAM para o Nordeste durante 1901-1998 (em relação a 1961-90), derivados dos dados da CRU. Além da forte variabilidade interanual, observa-se também a

variabilidade interdecadal detectada por Wagner (1996) e por Nobre e Shukla (1996).

A partir da década de 1970 o volume de chuvas tem sido menor em relação a outras décadas posteriores, e com o ano de 1985 muito úmido. Esta variabilidade também tem sido observada nas vazões do Rio São Francisco em Sobradinho, onde a tendência relativamente positiva desde 1931, contrasta com a tendência negativa observada a partir de 1979 (Figura 8). Ainda que esta queda de vazões possa estar associada em parte a esta variabilidade de chuva, também poderia estar associada ao uso de água para irrigação e outras formas de uso. Esta tendência negativa pode também ser observada na Tabela 1, com 7 eventos de seca entre 1970 a 1998.

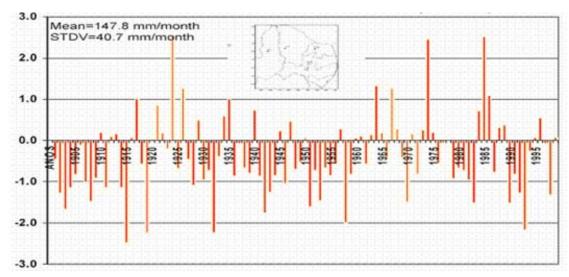


Figura 7. Anomalias de chuva na região Nordeste do Brasil para o período de Fevereiro e Maio. As anomalias foram calculadas em relação ao período de referência 1961-90. Fonte de dados e a CRU Climate Research Unit desde 1901 a 1998.

Tabela 2. Anos de seca no Nordeste Brasileiro, coincidentes com anos de El Niño, durante os últimos 4 séculos (Magalhães et al. 1988, Caviedes 2001), atualizado para 1998.

XVII	XVII	XIX	XX
1603	1711	1804	1900
1614	1721	1809	1902
1692	1723-24	1810	1907
	1736-37	1816-17	1915
	1744-46	1824-25	1919
	1754	1827	1932-33

1760	1830-33	1936
1772	1845	1941-44
1776-77	1877-79	1951
1784	1888-89	1953
1790-94		1958
		1970
		1979-80
		1981
1790-94	1891	1982-83
	1898	1986-87
		1991-92
		1997-98
	1772 1776-77 1784 1790-94	1772 1845 1776-77 1877-79 1784 1888-89 1790-94 1891

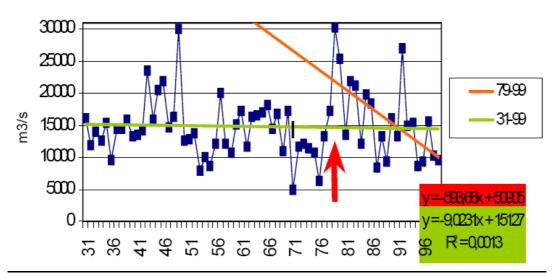


Figura 8. Vazões do Rio São Francisco em Sobradinho durante Dezembro-Janeiro-Fevereiro no período 1931-1998. A linha verde representa a tendência durante 1931-99, linha vermelha representa a tendência durante 1931-99. (Fonte. G. Sampaio, CPTEC/INPE).

3.2.2 Amazônia:

A bacia amazônica contém uma gama variada de ecossistemas e grande riqueza em termos de diversidade biológica e étnica. Inclui a maior extensão de floresta tropical da Terra, mais de 5 milhões de km e responde por aproximadamente um quarto das espécies animais e vegetais do planeta. Hoje, apenas algumas espécies são usadas pelo homem. A região tem recursos hídricos abundantes. A precipitação atmosférica anual é de 2,300 mm, em média, e a descarga média do rio Amazonas no oceano Atlântico é de cerca de 220.000

m3/s, o que corresponde a 18% da descarga total de água fresca nos oceanos do mundo.

As séries de níveis do Rio Negro em Manaus (Figura 9) apresentam também uma tendência positiva desde inícios do Século XX. As séries hidrológicas do Rio Negro representam uma integração da chuva na bacia do Rio, que se estende até noroeste da Amazônia, que é a mais chuvosa de toda a região. Além da tendência positiva observa-se uma grande variabilidade interanual, com grandes quedas nas vazões durantes as grandes secas que afetaram a Amazônia durante 1926, 1964, 1980 e 1991.

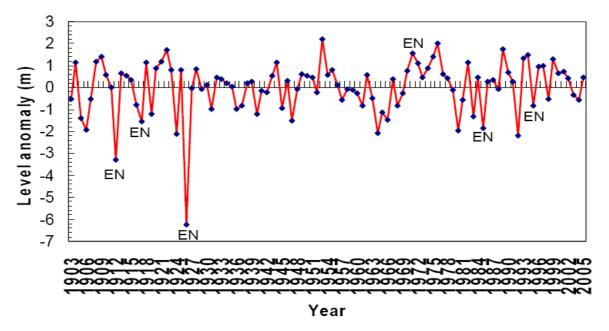


Figura 9. Nível médio do Rio Negro em Manaus, AM desde 1903 até 2004. Valores na figura são anomalias em relação à média de 1903-2004. A tendência lineal aparece em linha reta quebrada.

Recentemente, a seca de 2005 que afetou a Amazônia foi refletida nas vazões do Rio Solimões, que tem a bacia coletora na Amazônia do Sul, e as chuvas nesta região têm sido muito baixas. Até agosto de 2005, os níveis do Rio Amazonas em Iquitos (Peru) apresentaram os valores mais baixos de todo o período histórico de registro (40 anos). Em setembro de 2005, na Bolívia e no Peru, grandes áreas de vegetação foram tomadas por incêndios gigantescos, os quais devastaram várias dezenas de milhares de hectares de floresta. Os níveis do Rio Negro em 2005 entre Janeiro e Julho foram de 1-2 acima do normal, e já

em Agosto e Setembro de 2005 os níveis chegaram a ser até 3 metros menor que o normal. Chegou a 18.61m em Setembro de 2005, sendo que a média histórica de Setembro é de 22.30m. A seca de 2005 no Acre é a maior dos últimos 100 anos, e em toda a Região Amazônica, é uma das quatro piores do século.

O nível de água do Rio Amazonas nunca esteve tão baixo nos últimos 35 anos. Fauna e flora estão ameaçadas. Em 2005 a seca nos rios da Amazônia também tem prejudicado espécies de mamíferos aquáticos, além dos peixes, e a falta de chuva nos leitos dos rios da Amazônia está tornando a situação das cidades ribeirinhas caótica. A seca constatada em 2005 é certamente importante, mas ela não é tão intensa quanto aquela de 1998 em relação à extensão do figo, que havia sido causada pelo fenômeno do El Niño registrado em 1997-1998 e que havia provocado grandes incêndios na floresta amazônica. Em 1963, uma seca muito importante vinculada ao El Niño também ocorreu, e anteriormente também teve uma grande seca, talvez a mais intensa entre 1925-26 (Williams et al. 2005), durante o evento muito intenso do El Niño. A Figura 10 apresenta os níveis do Rio Negro em Manaus durante o ano hidrológico Setembro-Agosto, junto com os níveis do Rio Amazonas em Iquitos, Peru, para a média de longo termo e alguns anos de seca intensa. Em Manaus, os níveis mais baixos foram detectados durante 1925-26 enquanto que a seca de 2005 pode ser observada desde Junho 2005, e chegando a valores mais baixos em Agosto 2005, quase 5 metros abaixo que o normal. A seca de 1964 pode ser observada durante todo o ano, enquanto que a de 2005 só aparece depois de maio, em termos de níveis. No Rio Amazonas em Iquitos, os níveis em 2005 foram abaixo do normal desde janeiro 2005, chegando a valores extremos em setembro 2005, e as chuvas de outubro 2005 aliviaram um pouco esta situação. Situação similar foi observada nos níveis do Rio Solimões em Fonte Boa e Tabatinga, e do Rio Amazonas em Letícia (Colômbia). Isto indica que a seca de 2005 afetou a Amazônia do oeste desde Dezembro 2004, diferente das secas associadas ao El Nino, onde a seca afeta a Amazônia central e do leste...

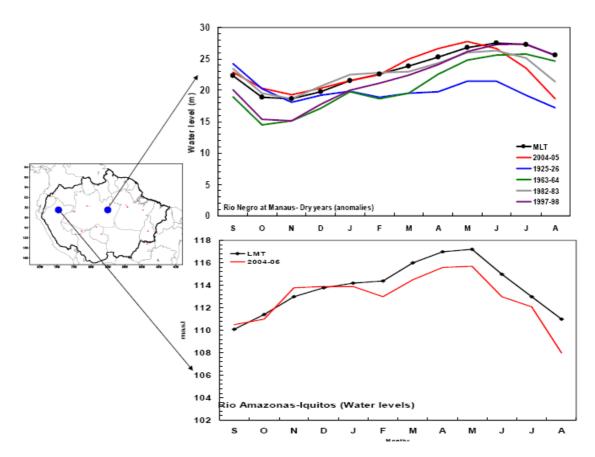


Figura 10. Níveis do Rio Negro em Manaus e do Rio Amazonas em Iquitos, em metros. O painel do Rio Negro apresenta a média de longo termo e os níveis durantes vários anos de seca (2004-2005, 1925-26, 1963-64, 1982-83, 1997-98) e em Iquitos mostra a média de longo termo e os níveis em 2004-2005. (Fonte: Marengo et al. 2006).

A vazão das águas do rio Amazonas está correlacionada a uma pluviometria muito influenciada pelas variações das temperaturas de superfície do Oceano Pacífico Tropical e do Oceano Atlântico Tropical. Esta influência do Atlântico Tropical domina durante a ausência do El Niño, como é o caso de 2005. Atualmente a temperatura da superfície de águas superficiais do Atlântico Tropical ultrapassa a média normalmente registrada, com um aumento de 0,5 °C a 1 °C já desde 2004. As variações da temperatura da superfície do Atlântico norte são vinculadas a uma variabilidade natural do oceano, ao mesmo tempo decadal ou multidecadal (Figura 10).

Para a Amazônia, Dias de Paiva e Clarke (1995), Chu et al. (1995), Zhou e Lau, (2001), Matsuyama et al. (2002), Marengo (2004), Bhotta et al. (2002), Chen et al. (2003), e outros têm identificado variações decadais e tendências na chuva e vazões na Amazônia. Chu et al. (1995) mostraram um aumento sistemático da convecção sobre o norte da Amazônia desde 1975, que poderia indicar um aumento de chuva na região. A variabilidade dos registros de rios sobre a parte noroeste da bacia Amazônica, que compreende as bacias dos rios Negro e Solimões não apresentam aumentos ou reduções sistemáticas nos registros de vazões. A análise da vazão de outros rios na região Amazônica (rios Uatuma, Jamari, Araguari, Curua-Una, Tocantins e Xingu) não apresenta tendências unidirecionais (Marengo et al., 1998). O transporte de umidade para e desde a bacia Amazônia também apresenta variabilidade interdecadal e tendência, e a direção da tendência pode depender muito do período usado. Assim, Costa e Foley (1999) detectaram uma redução no transporte de umidade no período 1979-96, enquanto que Curtis e Hastenrath (1999) detectaram uma tendência positiva no período 1950-99. Marengo (2004) identificou que desde finais de 1920 a chuva na Amazônia global apresenta umas pequenas tendências positivas, que não é estatisticamente significativa.

Porém, o mais importante resultado do estudo é a variabilidade interdecadal na chuva na bacia norte e sul da Amazônia, que mostra um comportamento contrastante. Na escala regional, a chuva na Amazônia apresenta uma fraca tendência negativa enquanto que a chuva na Amazônia Sul apresenta uma tendência positiva pronunciada. A variabilidade interdecadal de chuva na Amazônia identificada por Marengo (2004) apresentada na Figura 11 mostra mudanças de fase ou "climate shifts" em meados da década de 1940 e 1970. Após 1975, a Amazônia do Norte/Sul apresenta relativamente menos/mais chuva, comparada com o período antes de 1975. Esta mudança de regime está associada a mudanças nos campos de circulação atmosférica e oceânica no Pacífico Central que aconteceu em 1975-76. O período relativamente menos chuvoso após 1975 na Amazônia do Norte possivelmente se estende até o início de 2000. Esta mudança aparentemente foi associada com a fase positiva da

Oscilação Decadal do Pacífico ou PDO em inglês, sendo este um período onde ocorreram eventos de El Niño mais freqüentes e intensos (1982-83, 1986-87, 1990-94, 1997-98).

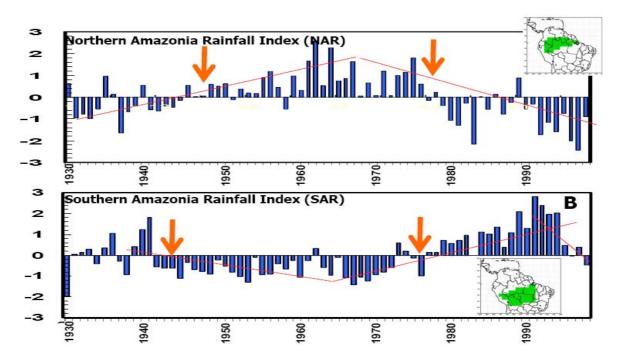


Figura 11. Anomalias normalizadas de chuva para a Amazônia do Norte (a) e do Sul (b) desde 1929 a 1997 (Fonte: Marengo 2004).

Por outro lado, a tendência positiva linear que mostra um aumento de chuva na Amazônia do Sul pode ser atribuída a um aumento na atividade de perturbações extratropicais durante alguns anos de El Niño. Bhotta *et al.*, (2002), Foley *et al.* (2002) identificaram uma oscilação de 24–28 anos, que também aparece nas análises de Marengo (2004) e Zhou e Lau (2001). Coe *et al.* (2003) também observa este padrão de variabilidade nas vazões dos Rios Amazonas e Tocantins. A variação interdecadal na chuva na Amazônia do Sul, que mostra um aumento desde meados de 1970 parece ter alcançado um máximo até inícios da década de 1990 e depois tende a diminuir, e aparentemente termina aos finais do Século XX. Num recente estudo sobre variabilidade de chuvas no estado do Acre, Fonseca Duarte (2005) mostrou que a chuva na cidade de Rio Branco - AC exibe uma tendência positiva e uma posterior diminuição, expressando que: enquanto

para 1970 a média diária das chuvas estava em torno de 4,5 mm dia⁻¹, para finais da década dos anos 1980 e início dos anos 1990 esse valor alcançava um máximo próximo a 5,6 mm dia⁻¹; seguidamente as chuvas diminuíram: para o ano 2000 a média diária foi de 5,2 mm dia⁻¹. Ele também constatou que continua a fase decrescente no ano 2001, para o qual a altura de chuvas foi de 1900 mm; em 2002, de 1910 mm; e em 2003, de 1804 mm: em torno de 5,0 mm dia⁻¹. Em 2005, com a seca afetando a região sul da Amazônia esta tendência aparenta continuar e se agravar, pois os índices de chuva durante a estação chuvosa no Acre foram até 200 mm abaixo da média histórica. Este aumento de chuva no sul da Amazônia tem um padrão similar em termos de tendência na região do Brasil central, sudeste e sul (Liebmann et al. 2004; Liebmann et al., 1999; Seluchi and Marengo, 2000; Grimm et al. 1998; Nogués-Paegle et al. 2002; Barros et al. 2002; Doyle and Barros 2002; Cazes-Boezio et al. 2003). Estudos desenvolvidos por Obregon e Nobre (2003) têm também identificado a mudança de regime em 1975-76 em chuva em estações na Amazônia do noroeste e no sul do Brasil.

3.2.3 Sudeste e Centro Oeste do Brasil

A Figura 12 mostra também um aumento significativo na chuva na região sul e nas vazões do Rio Iguaçu. Relacionado a essa tendência podem-se formular várias perguntas: por que inicialmente, na década dos anos setenta, os valores de chuvas eram ainda menores que em 2003?; (ii) por que fez com que as chuvas aumentassem entre 1970 e 1990?; e, finalmente, por que está influenciando para a diminuição das chuvas desde 1990?. As perguntas acima formuladas são de difícil resposta por ser um sistema mutante. Sabe-se que acentuadas mudanças no uso do solo, como as acontecidas na Amazônia (Fonseca Duarte 2005) afetam a maneira como se realiza o ciclo hidrológico no ecossistema; normalmente nas áreas desmatadas a umidade não se evapora à atmosfera e também não fica retida, como acontece na presença da vegetação; com isso se afetam as precipitações (Laurence, 1998), cuja redução pode ser de 20 % e mais. Este assunto ainda está em debate, pois ainda que o impacto do desmatamento

poderia afetar regionalmente o clima, não se tem indicadores de uma queda sistemática em longo prazo de chuva da Amazônia, observando-se mais uma variabilidade do tipo interdecadal, que é associada à variabilidade natural do clima.

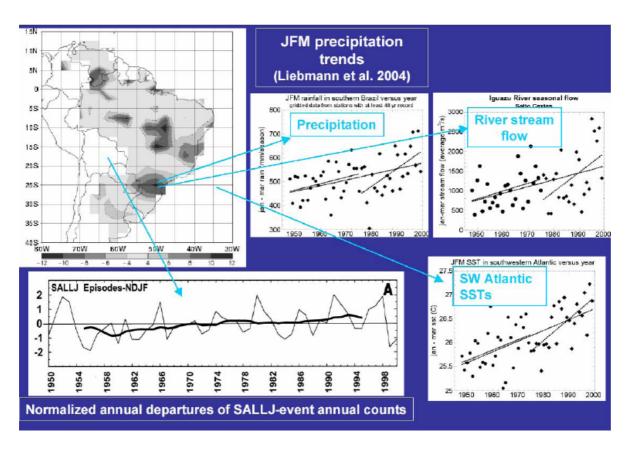


Figura 12. Tendências de eventos de SALLJ (DJF), de chuva no Sul do Brasil, vazões no rio Iguaçu, anomalias de TSM no Atlântico do Sudoeste (Fontes: Liebmann et al. 2004, Marengo et al. 2004b).

A estimativa de desmatamento na Amazônia para o período 2003-2004 ficou em 26.130 km², o que representa um crescimento de 6,23% em relação ao consolidado anterior. É o segundo maior número desde que o monitoramento começou a ser feito, em 1988. Fica atrás apenas do período 1994-1995, quando foram devastados 29.059 km². A taxa de crescimento do último biênio também é bem maior do que a expectativa do governo, que estava em 2%. Segundo os dados divulgados pelo Ministério do Meio Ambiente, a área devastada supera, inclusive, o período de 2002-2003, até então o segundo maior da série histórica.

Entretanto, apesar de os resultados de modelagem numérica estimarem uma diminuição de 15 a 30% da precipitação sobre a Amazônia, caso a região seja toda desmatada (resultados de experimentos de desmatamento usando modelos globais durante os últimos 20 anos), até o presente momento, não há evidência observacional conclusiva de uma mudança climática na região diretamente provocada pelo desmatamento. A Amazônia do Sul é a região que apresenta maior desmatamento, e também é a região que apresenta tendências positivas de chuva. Assim, pode se especular que as tendências de chuva na Amazônia estão associadas mais à variabilidade interdecadal associada à variabilidade da Pacific Decadal Oscillation PDO e do Atlântico tropical de caráter natural, e não ao desmatamento e mudança no uso da terra devido a efeitos humanos.

A interação entre a região tropical e subtropical do Brasil acontecem durante o ano todo. No verão, temos incursões de ar tropical úmido da Amazônia para o sul enquanto que no inverno o ar seco e frio do sul pode penetrar na Amazônia central. Durante o verão, as interações acontecem, principalmente pela ação do Jato de Baixos Níveis na América do Sul ao leste dos Andes (SALLJ), como sugerido por Berbery e Barros (2002), Seluchi e Marengo (2002) e Marengo et al. (2004a). Os SALLJ se localizam nas camadas mais baixas da atmosfera, a até 3 quilômetros de altitude, e viajam com velocidades que podem atingir 50 quilômetros por hora. A origem dos jatos de baixos níveis está associada aos ventos alísios vindos do oceano Atlântico, que invadem o território brasileiro pela ponta superior da Região Nordeste. Quando chegam à Amazônia, absorve muito vapor d'água, liberado pelas folhas da floresta por meio da transpiração. Já na fronteira do Estado do Acre com a Bolívia encontram a cordilheira dos Andes. As montanhas funcionam simultaneamente como um acelerador e uma barreira, já que aumentam a velocidade de circulação dos jatos e os desviam rumo ao sul. Os jatos passam então pelos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e São Paulo. Ao chegar à bacia do Prata, interagem com o relevo e com frentes frias nascidas no pólo Sul, fazendo surgir os Complexos Convectivos de Mesoescala. São nuvens extremamente espessas, que atingem até 18 quilômetros de altitude e

mil quilômetros de diâmetro, com ciclo de vida que pode durar até 36 horas. Os SALLJ que trazem umidade da Amazônia são mais intensos no verão.

Existe uma relação direta entre o SALLJ ao leste dos Andes, e as chuvas que caem na bacia do Prata, pelo chamado jato de baixos níveis que circula ao leste dos Andes, e que transporte umidade e também aerossóis das queimadas da Amazônia para as regiões subtropicais da América do Sul. O modelo conceitual da Figura 13 mostra o jato de baixos níveis ao leste dos Andes. A origem dos ventos associados ao jato está nos ventos alísios vindos do oceano Atlântico Tropical, que invadem o território brasileiro pela ponta superior da Região Nordeste. Quando chegam à Amazônia, absorve muito vapor d'água, liberado pelas folhas da floresta por meio da transpiração. Os Andes funcionam simultaneamente como um acelerador e uma barreira, já que aumentam a velocidade de circulação dos jatos e os desviam rumo ao sul. Os jatos ajudam a transportar poeira e gases poluentes para a Bacia do Prata. Ao chegar à Bacia do Prata, interagem com o relevo e com frentes frias nascidas no pólo Sul, produzindo chuvas intensas em poucas horas na região de saída do jato. Assim, pode se afirmar que a Amazônia é uma fonte de umidade para a Bacia do Prata, e variabilidade e mudanças de clima nesta região podem ter impactos graves mais para o Sul. Pensando em cenários de mudança de clima, com o desmatamento aumentando, esperaria consequências diretas sobre as estações chuvosas, embora ainda não seja possível quantificar essa mudança.

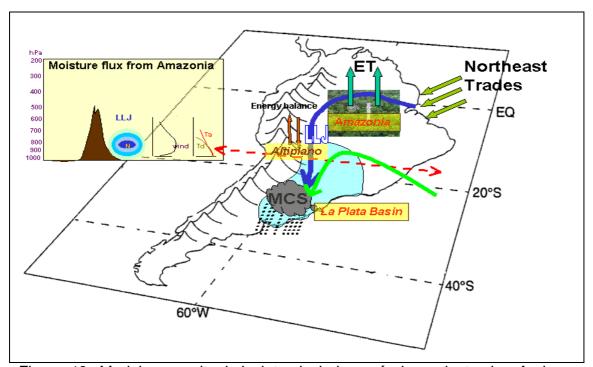


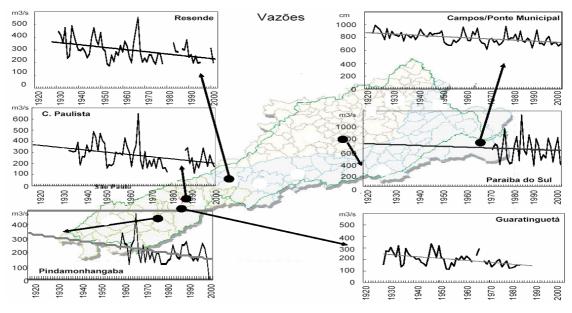
Figura 13. Modelo conceitual do jato de baixos níveis ao leste dos Andes que transporta umidade da Amazônia (flecha azul) e do Oceano Atlântico sub tropical (fecha verde) (Fonte: Marengo et al. 2004 a).

Séries de tempo de eventos de SALLJ durante o período 1950-2000 (Marengo et al. 2004b) sugerem um importante papel das anomalias de TSM nos oceanos tropicais na atividade de SALLJ. Um aumento na atividade do SALLJ aparentemente tem tido um impacto na freqüência e intensidade de eventos extremos de chuva no sudeste do Brasil, como demonstrado por Carvalho et al. (2002, 2004), Liebmann et al. (2004) e Groisman et al. (2005). A tendência negativa de chuva na Amazônia do Norte, o aumento sistemático na chuva e vazão no Brasil central, sul e norte da Argentina, consistindo como a figura de eventos de SALLJ mais intensos e freqüentes. No clima do presente, isto implicaria um aumento no transporte de umidade da Amazônia para o sul do Brasil no verão durante os últimos 40 anos, e possivelmente em aumentos da chuva e vazões em regiões como centro oeste e sul do Brasil. Novos desenvolvimentos na parametrização da dinâmica da vegetação e do carbono têm sido incorporados no modelo HadCM3 do Hadley Centre for Climate Research do UK-Met Office (Cox et al. 2000, Betts el al 2004). Assim, simulações para o Século XXI mostram redução

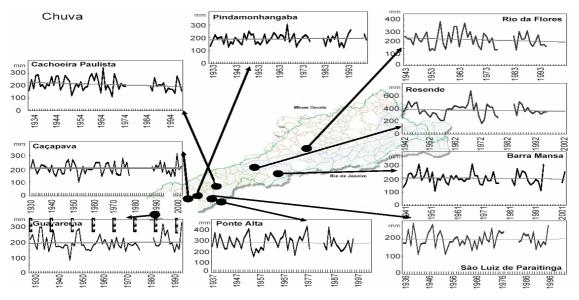
na chuva e aumento na temperatura do ar na bacia Amazônica, assim como aquecimento e aumento na chuva na região sul do Brasil.

Baseados nestas projeções dos modelos climáticos do Hadley Centre, poderia ser hipotetizado que a partir do ano 2050 o aumento na concentração de gases de efeito estufa podem gerar um colapso da floresta tropical da Amazonia, e esta mudança (chamada de Amazon Dieback) pode causar um dessecamento na Amazônia simultaneamente com mais chuvas no sul do Brasil. Considerando estudos de variabilidade interanual de clima nestas duas regiões, este padrão de clima futuro assemelha ao de um fenômeno El Niño intenso e estendido. A Amazonia do Norte/Sul experimenta uma tendência negativa/positiva de chuva desde 1929 (Marengo et al. 2004a), e juntamente com a Figura 12 este cenário sugere que o este tendência poderia ser devido a um aumento na freqüência de SALLJ durante o verão. O "dessecamento" da Amazonia simulado pelo modelo do Hadley Centre a partir de 2050 poderia ser devido a um aumento na atividade do SALLJ talvez associado a um possível modo atmosférico, similar a um El Niño intenso e estendido após 2050. Este é um tema ainda em discussão.

Em outras bacias do Sudeste do Brasil, os registros do rio Paraíba do Sul em Resende, Guaratinquetá e Campos (Marengo e Alves 2005), do rio Parnaíba em Boa Esperança (região Sudeste); e do São Francisco em Juazeiro (região Nordeste), apresentam tendências hidrológicas nas vazões e cotas que não são consistentes com uma redução ou amento na chuva nas bacias, indicando que é pouco provável que o clima esteja mudando significativamente nestas regiões (Marengo et al. 1998, Marengo e Alves 2005). No caso do Rio Paraíba do Sul, as vazões e cotas apresentam uma tendência negativa sistemática desde 1920 (Figura 14). Isto poderia apresentar um grande impacto na economia do Vale do Paraíba do Sul, pois as principais cidades do vale utilizam água deste rio para consumo, irrigação e atividade industrial, qualquer redução devido a alguma mudança de clima seria catastrófica. A mesma figura mostra que a chuva durante a estação chuvosa DJF no Vale do Paraíba do Sul, não apresenta tendência negativa que poderia explicar as reduções nas vazões. Assim, é possível que as variações observadas na hidrologia do Rio Paraíba do Sul sejam provocadas pelo gerenciamento regional da água e causas relacionadas à atividade humana.



a) Vazões e cotas



b) Chuvas

Figura 14. Tendências nas (a) vazões anuais do Rio Paraíba do Sul (m3/s) em Resende, Cachoeira Paulista, Pindamonhangaba, Campos. Ponte Municipal (cotas em cm), Paraíba do Sul e Guaratinguetá. (b) Chuva durante a estação chuvosa DJF (mm) em Cachoeira Paulista, Caçapava, Guararema, Pindamonhangaba, Rio das Flores, Resende, Barra Mansa e São Luiz do Paraitinga (Fonte: Marengo e Alves 2005).

O comprometimento ambiental de regiões como Pantanal pela variabilidade climática e ações antrópicas deve ser examinado, para que medidas preventivas e

mitigadoras possam ser planejadas, principalmente no zoneamento ecológico em desenvolvimento a nível governamental. Na Figura 15, apresentada por Tucci (2003), pode-se observar os níveis máximos de enchentes em Ladário-MS desde o início do século. Pode-se observar que entre 1900 e 1960 os níveis máximos ficaram, em média da ordem de 4,00 m, enquanto que entre 1960 e 1972 da ordem de 2,00 m. Já entre 1973 e 1995 variou em cerca de 5,0 m. Considerando que os leitos são móveis e a erosão e sedimentação são significativas, as primeiras questões investigadas são as seguintes: (a) a mudança do leito pode explicar as variações de nível observadas na década de 60?; (b) a escala de Ladário poderia ter mudado de posição ou local durante o período? (c) estas variações podem ser explicadas pela variação do uso do solo a montante? (d) estas variações podem ser explicadas pela variabilidade climática ou mudança climática?. Os problemas de tendência em Ladário podem ser similares aos do Rio Paraíba do Sul, onde as mudanças nas vazões e cotas não são consistentes com as tendências de chuva na bacia.

Atualmente, diante da segunda maior seca já registrada desde o ano de 1974, os pesquisadores da EMBRAPA - Pantanal acreditam que o Pantanal Brasileiro pode estar entrando num novo ciclo de seca. Esse ano, o pico de cheia no rio Paraguai, medido na centenária régua localizada no município de Ladário (MS), ficou abaixo de 4 metros. O comportamento atípico da cheia de 2005, provavelmente, ocorreu em função dos baixos volumes pluviométricos registrados e da alternância de períodos chuvosos e de estiagens nessa região, especificamente no período de outubro de 2004 a março de 2005. Esse pico de cheia é o segundo menor desde 1974, quando teve início o atual ciclo de cheias do Pantanal. No período de 1974 a 2004, a menor cheia ocorreu no ano de 2001, quando o nível máximo foi de apenas 3,15 metros. A maior cheia ocorreu em 1988, com pico de 6,64 metros. Essa marca é a maior que se tem registro desde a instalação da régua de medição do nível do Rio Paraguai, em Ladário. Considerando que a média dos picos das cheias de 1974 a 2004 foi 5,23 metros, observa-se o quanto à cheia de 2005 foi pequena.

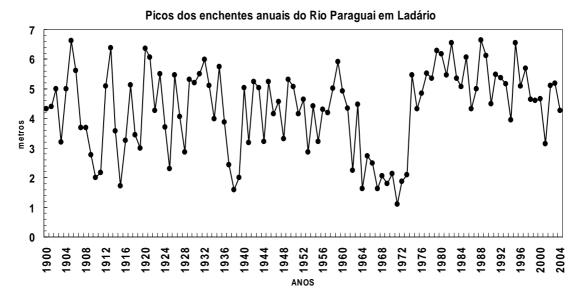


Figura 15. Níveis máximos do Rio Paraguai em Ladário (Fonte: R. Clarke, IPH/UFRGS).

O Pantanal alterna ciclos de cheia e de seca que transformam a paisagem da região, atendendo a necessidades específicas como a reprodução de peixes e a disponibilidade de pastagens, para citar alguns exemplos. O nível atual (Setembro 2005) de 2,11 metros encontra-se quase um metro abaixo do normal para essa época do ano. A média histórica para o dia 29 de agosto do período de 1900 a 2004 é de 3,07 metros. Comparando o nível atual com o de anos anteriores, verifica-se que o nível do Rio para essa época do ano, já é o menor desde 1974. Levantamento feito pela EMBRAPA-Pantanal evidenciou que nos meses de janeiro e fevereiro de 2005, o nível do Rio Paraguai, em Ladário, apresentou elevação normal passando de 1,84 para 2,80 metros. Entretanto nos meses de março a julho, o nível do rio ficou praticamente estacionado. Nesses cinco meses o nível mínimo foi de 2,82 metros e o máximo de 3,29 metros, e a variação média diária, para mais ou para menos, foram de apenas 8 milímetros, ou seja, inferior a um centímetro ao dia. A oscilação média histórica do nível do Rio Paraguai em Ladário no período de 1900 a 2004 para esses meses do ano foi de ±16 milímetros, ou seja, o dobro do valor observado em 2005.

3.2.4 Sul do Brasil

Na região Sul do Brasil, o aumento sistemático das chuvas pode também ser observado nos registros hidrológicos, como observado na Figura 16, onde as vazões do Rio Jacuí, em Espumoso, e Passo, Bela Vista, apresentam tendências positivas, e o mesmo pode ser dito em relação às vazões dos rios Paraguai, Uruguai e Paraná no seu trecho inferior e no Rio Paraná em Corrientes (Figura 17). Collishoonn (2001) apresentou resultados da avaliação do uso do solo para a bacia do rio Taquari, afluente do rio Jacuí no Rio Grande do Sul que é vizinha à cabeceira do rio Uruguai. O cenário atual apresenta aumento de escoamento de 9% em função do uso do solo. Transformando a bacia de floresta para culturas anuais o aumento do escoamento é de 14,4 %, para pasto é de 13,2 %. Portanto, o impacto atual do uso do solo já representa 69% do impacto máximo (pior cenário). Assim, a mudança do uso do solo na região pode explicar em parte as tendências das vazões. Porém, a variabilidade intederdecadal associada ao PDO pode também explicar estas tendências. Desde meados da década de 1970, aparecem mudanças no regime de chuva (como também foi detectado na Amazônia) e já entre 2001-2003 estamos experimentando uma mudança de fase. As séries de vazões na bacia do rio Paraná apresentam uma importante não estacionariedade entre os períodos antes e depois da década de 1970, com um incremento de vazão varia na vizinhança de 30%.

Este período coincide aproximadamente com o período de vazões acima da média das vazões observadas no rio Paraguai, Uruguai e Paraná na Figura 17 e do Rio Iguaçu na Figura 11, e com tendências de incremento da chuva na bacia, uma média cerca de 6% superior, para o período de 1971 a 1990, se comparado com o período de 1930-1970 (Tucci 2003, Obregon e Nobre 2003).

Estudos já realizados nestas regiões e na Argentina documentam uma tendência positiva no aumento de chuva desde 1950 (Figura 18). Esta tendência positiva na precipitação no período 1956-1991 facilitou uma extensão da fronteira agrícola na Argentina mais para o Sul, incrementando terras disponíveis para a agricultura em mais de 100,000 km² desde 1960.

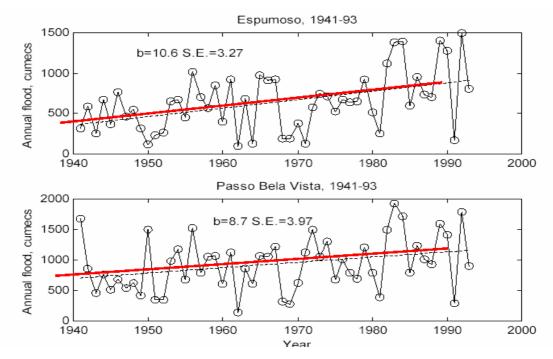


Figura 16. Vazões do Rio Jacuí em Espumoso e Passo Bela Vista (Fonte: Robin Clarke, IPH-UFRGS).

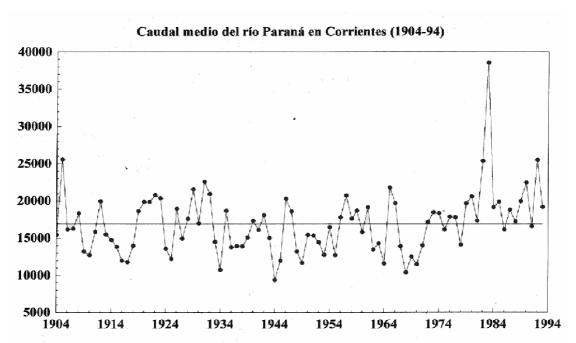


Figura 17. Média móvel de dez anos das vazões no Paraná em em Corrientes (Fonte: V. Barros-UBA).

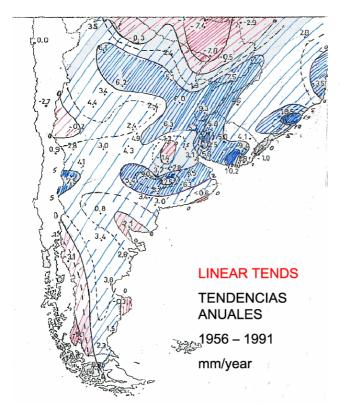
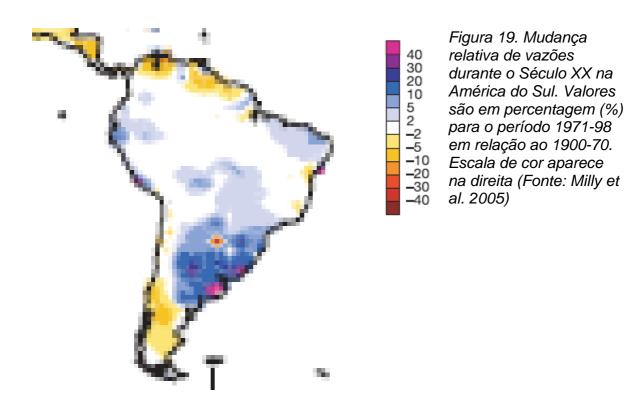


Figura 18. Tendência na chuva do sudeste da América do Sul no período 1951-1991. Anomalias aparecem em mm ano⁻¹. Azul/vermelho mostram anomalias positivas/negativas. (Fonte: Barros e Doyle 1996).

O desmatamento e mudanças no uso da terra, como resultado das atividades humanas na Amazônia e na Bacia do Prata, aumentam rapidamente nas recentes décadas e há evidências de que modificam as características termodinâmicas da baixa atmosfera. Estas mudanças são o resultado de complexas interações entre o clima, hidrologia, vegetação e o gerenciamento dos recursos água e terra. Existem amplas evidências que mudanças no uso da terra nas bacias dos Rios Alto Paraná, Paraguai e Uruguai podem ter contribuído para um aumento de 28% no fluxo médio do Rio Paraná desde 1970. Tucci e Clarke (1998) perceberam que este incremento na vazão dos rios aconteceu depois de grandes áreas terem experimentado o desmatamento ou mudanças no uso da terra. A intensificação da atividade agrícola e industrial na região motivou uma transição de café para soja e cana de açúcar, assim como criação de gado na bacia do alto Paraná. A soja, diferente do café, precisa de preparação intensiva do terreno que é feita à máquina. O Rio Iguaçu também tem apresentado aumentos sistemáticos nas vazões desde meados de 1970, mas a bacia tem experimentado

poucas mudanças no uso da terra e o desmatamento nas últimas décadas (García e Vargas, 1998).

Uma análise recente de tendências em vazões a nível global é apresentada por Milly et al. (2005). A Figura 19 apresenta as tendências observadas para o Século XX para América do Sul, onde o mais importante é o incremento de vazões na ordem de 20-40% nas vazões na Bacia do Prata, consistente com as tendências positivas de chuva nesta bacia (Figura 18), e em postos de observação do Rio Paraná na Figura 17.



Durante a seca do Sul do Brasil no verão de 2004-2005, o total de chuva anual em 2005 nesta região superou a média no Estado de Santa Catarina, porém setores leste e noroeste do Rio Grande do Sul e litoral e sul do Paraná experimentaram quedas nos índices pluviométricos. Contudo, a Região passou por um período crítico de déficit de precipitação durante os meses de dezembro/04 a março/05. Neste período, o total acumulado de chuva esteve entre 100 mm e 500 mm abaixo da média histórica. Os maiores impactos foram observados no Rio

Grande do Sul, que apresentou quadro de seca com prejuízos para a produção agrícola e pecuária, além de problemas de abastecimento para a população. Esta seca causou a maior quebra de safra agrícola da história. A perda poderá ser ainda maior se a seca persistir e prejudicar a segunda safra de milho, que começa a ser plantada nesta época do ano. O produto mais afetado até agora é a soja, vedete da balança comercial brasileira. Os produtores terão uma perda de receita da ordem de R\$ 5,4 bilhões. O Estado mais prejudicado foi o Rio Grande do Sul, com perda de 66,7% (6,1 milhões de toneladas) da produção estimada em dezembro do ano passado, seguido do Paraná com 13,3% (1,63 milhão de toneladas) e do Mato Grosso do Sul com 20,9% (1,051 milhão de toneladas). A soja lidera a lista de culturas mais prejudicadas pela seca. A Conab estima que a produção na safra 2004/2005 será de 53,119 milhões de toneladas, 8,281 milhões de toneladas abaixo da previsão de dezembro, que indicava colheita de 61,4 milhões de toneladas. Na safra 2003/04, os produtores colheram 49,770 milhões de toneladas de soja. Ferreira avalia que praticamente todos os estados produtores de soja foram prejudicados pela estiagem. As exceções foram Mato Grosso, Piauí, Minas Gerais e Bahia. A produção nesses estados pode compensar parte da quebra de produção da oleaginosa. Ele afirma que o governo está atento à situação dos agricultores e que se for necessário poderão ser adotadas medidas adicionais de apoio. O milho foi a segunda cultura mais prejudicada pela seca. A colheita do cereal deve somar 39,03 milhões de toneladas, contra 42,191 milhões de toneladas em 2003/04. A quebra nacional em relação ao estimado em dezembro é de 10% ou 3,16 milhões de toneladas.

3.3 Tendências na temperatura do ar

Em relação à temperatura do ar, estudos sobre tendências têm sido desenvolvidos em vários países da América do Sul. Um estudo compreensivo de Duursma (2002) mostra tendências de aquecimento nas principais cidades durante os últimos 100 anos: +0.12°C em Quito (Equador) e +0.60°C em São Paulo (Brasil). Na bacia Amazônica, Marengo (2003) estimou o aquecimento da

ordem de + 0.85°C /100 anos, comparado com o estimado de +0.56°C /100 anos obtido por Victoria et al (1998). Para algumas cidades do Brasil, a Figura 20 mostra estas tendências de aquecimento até 1995, que de fato continuam até a atualidade (Marengo 2002). O aquecimento pode variar por região, e realmente as causas podem ser devido a mudanças naturais de clima. Este aquecimento pode se dever a fatores naturais, como os aquecimentos do Atlântico Sul, observados desde 1950, ou a fatores antropogênicos (ex: ilha de calor e o efeito de urbanização das grandes cidades, ou a uma combinação dos dois), as maiores taxas de aquecimento podem se detectar nas grandes cidades do Sudeste do Brasil (São Paulo e Rio de Janeiro) em comparação com cidades da Amazônia, como Manaus e Cuiabá.

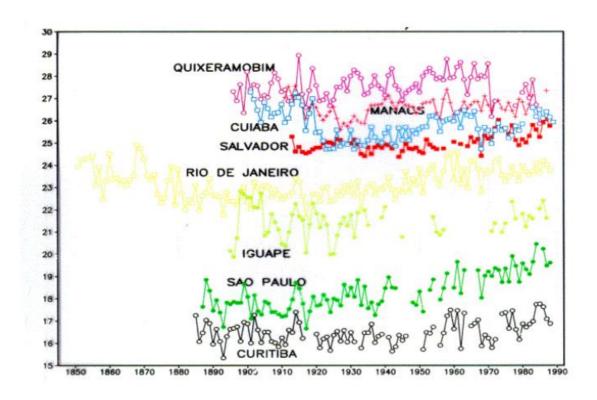
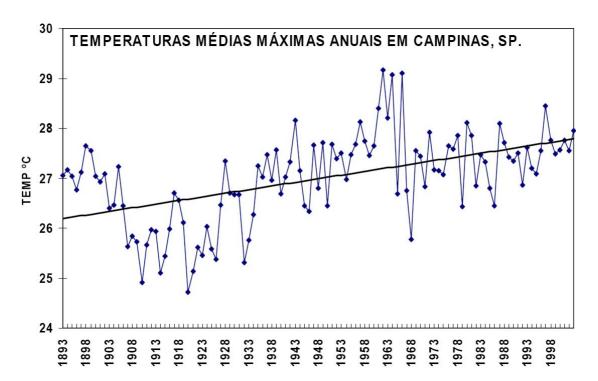
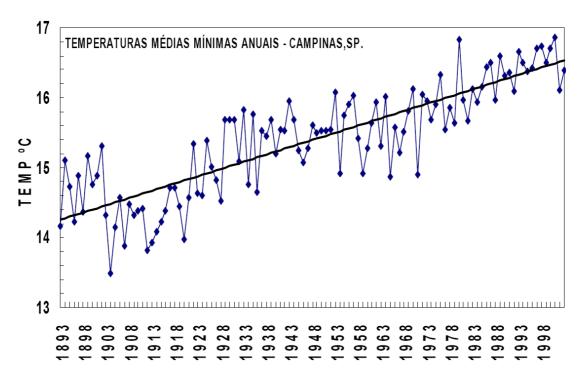


Figura 20. Tendências na temperatura do ar em algumas cidades do Brasil (Fonte: Marengo, 2002).

O aquecimento também tem sido observado em outras regiões do Brasil, como Campinas-SP e Pelotas-RS. Estudos do CEPAGRI-Unicamp (Silveira Pinto, comunicação pessoal) mostram para Campinas tendências positivas da temperatura mínima que ultrapassa os 2.5°C /100 anos (Figura 21), enquanto que a tendência positiva em Pelotas-RS é de menos de 1°C /100 anos. Estas tendências não podem ser atribuídas somente à variabilidade natural de clima, mas também ao efeito antropogênico associado ao crescimento das cidades.



a) Temperatura Máxima



b) Temperatura Mínima

Figura 21. Variação das temperaturas máximas e mínimas, médias anuais em Campinas-(Fonte: CEPAGRI-Unicamp, IAC).

Um estudo recente de temperaturas máximas e mínimas no sul do Brasil durante o período 1960-2002 (Marengo e Camargo 2006) aponta para um aquecimento sistemático da região sul, detectando tendências positivas na temperatura máxima e mínima a níveis anual e sazonal (Figura 22). A amplitude térmica apresenta tendências negativas fortes neste período, sugerindo que as tendências na temperatura mínima são mais intensas que as máximas, especialmente no verão. Isto também foi detectado por Gonçalves et al. (2002) para São Paulo. Porém estas análises de temperaturas máximas e mínimas não estabelecem se o verão pode ter dias ou noites mais quentes, ou se o inverno pode ter menos noites frias. Porém, as análises de Marengo e Camargo (2005) sugerem que o aquecimento observado parece ser mais intenso no inverno em comparação ao verão, e possivelmente devido ao aumento de numero de dias quentes em inverno.

Impactos de ondas de frio vêm sendo identificados desde o fim do século XIX, pelas estatísticas de produção de café nas plantações do sul do Brasil. Em

estudo e variabilidade climática de longo prazo na região observou-se que: (a) a quantidade de ondas de frio diminuiu com o tempo, mas isso não garante que a qualquer momento uma onda forte de frio possa afetar a região, independentemente de terem passado poucas frentes frias, e (b) as temperaturas do inverno na região mostram tendência de elevação. Em 106 anos, de 1890 a 1996, foram registrados 18 eventos graves de congelamento que danificaram a produção do café. Destas, 5 foram consideradas catastróficas. Das 27 geadas que atingiram as regiões cafeicultoras nos últimos 100 anos, 7 ocorreram em Junho e 12 em Julho. Agosto teve 5 geadas no último século, portanto não se pode desprezar o perigo durante esse mês.

As mudanças no uso da terra também têm afetado sensivelmente o clima na América do Sul. Desde a década de 1990 estudos têm sido desenvolvidos simulando os efeitos no clima regional associados ao desmatamento da Amazônia. As experiências assumem um desmatamento total na Amazônia, ou seja, toda a floresta é substituída pela pastagem. Na realidade esta é uma experiência puramente "teórica", pois na atualidade as medidas de desmatamento na Amazônia feitas pelos satélites ambientais mostram que a taxa de desmatamento é maior no chamado "arco do desmatamento", que se estende desde a Foz do Amazonas até o oeste da Amazônia não cobrindo o sul dos estados do sul da Amazônia e centro oeste. A Figura 23 mostra um resumo de diferentes experiências de modelagem de desmatamento na Amazônia feitos desde meados da década de 1980, utilizando vários modelos globais de clima onde todos mostram aquecimento além de redução nas chuvas da Amazônia (Marengo 2003).

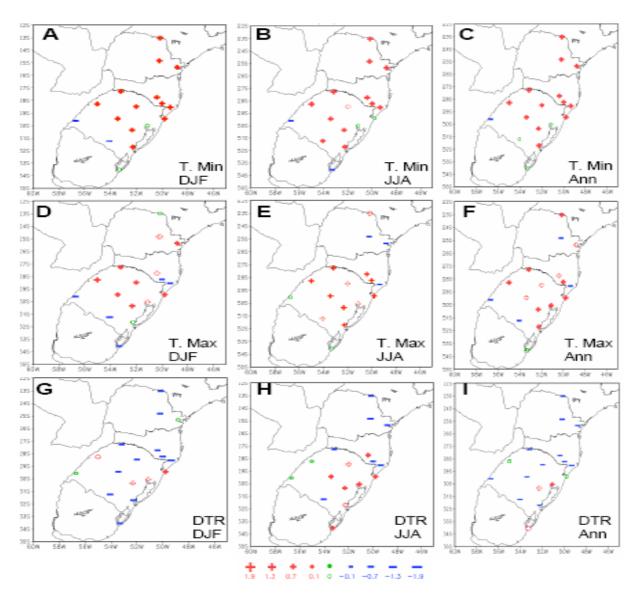


Figura 22. Tendências nas temperaturas mínima e máxima e amplitude térmica DTR durante o verão (DJF), inverno (JJA) e anual durante o período 1960-2002. Unidades são em C, e escala de cores aparece na parte inferior do painel, com cores azul/vermelho indicando anomalias abaixo/acima da normal 1961-90 (Fonte: Marengo e Camargo 2006).

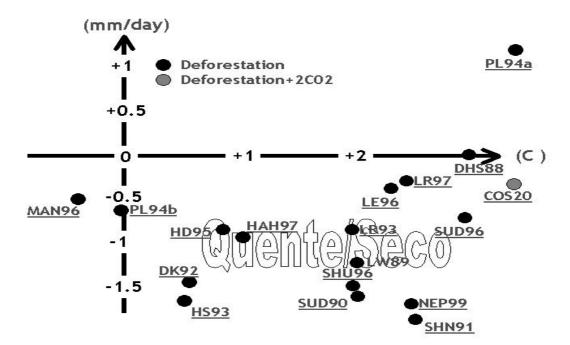


Figura 23. Resumo de diferentes experiências de modelagem de clima na Amazônia com desmatamento regional. Cada ponto mostra o resultado de um estudo indicando as iniciais dos pesquisadores envolvidos no trabalho e o ano de publicação. Os eixos são anomalias de temperatura do ar na horizontal e chuva na vertical (Fonte: Marengo 2003).

3.4 Caracterização e variabilidade do Balanço hidrológico: Caso da Amazônia

Desde meados de 1970, estudos de balanço hidrológico da Amazônia têm sido investigados por Salati e Marques (1984) e Salati (1987) tentaram quantificar as componentes, usando dados de algumas poucas radiossonda na região. Estes resultados iniciais demonstraram que a precipitação regional é produzida pela reciclagem umidade floresta Amazônica através da de da evapotranspiração da floresta, e com uma taxa que varia entre 50 a 75%. Estudos mais recentes têm sido desenvolvidos usando uma combinação de observações de radiossonda, reanálises globais e modelos climáticos, e em todos eles têm sido avaliadas as características regionais e variabilidade temporal em escalas interanuais e interdecadais (Molion 1975; Lettau et al. 1979; Salati, 1987; Matsuyama, 1992; Eltahir e Bras, 1994; Marengo et al., 1994; Vorosmarty et al., 1996; Rao et al., 1996; Costa e Foley, 1999; Curtis e Hastenrath, 1999; Zeng, 1999; Labraga et al., 2000; Rocha 2004, Roads et al., 2002; Marengo, 2004, 2005, 2006). Estes estudos também analisaram os impactos do El Niño e do Oceano Atlântico Tropical na variabilidade espacial e temporal das componentes do balance hidrológico.

Devido às incertezas associadas à falta de informação de chuva em grandes áreas da bacia, das medições de vazões de rios, evaporação, e das considerações dos modelos e métodos utilizados para estimar convergência de umidade, este balanço ainda não apresenta um "fechamento". Porém podemos afirmar que já temos uma primeira aproximação dos estimado de cada um dos seus componentes, P (precipitação), ET (evapotranspiração), R (Runoff) e C (convergência) para uma média regional em nível de bacia. A Figura 24 apresenta os estimados dos termos do balanço atmosférico-hidrológico da Amazônia nos quatro estudos mais recentes para o clima atual. Pode se observar que a ET representa aproximadamente entre 59% a 82% da P. As diferenças observadas são associadas ao uso de diferentes climatologias de chuva (de estação e das "reanálises globais"), e de vazões do Rio Amazonas em Óbidos e corrigidas (ou não) pra serem representativas de observações na Foz do Rio Amazonas. Considerando o possível impacto do desmatamento da Amazônia no ciclo hidrológico, como mostrado na Figura 23 para P, a Tabela 3 apresenta os resultados de mudança no ciclo hidrológico da Amazônia para um cenário do total de desmatamento dos vários modelos globais de clima. As mudanças em P, ET, R e C simuladas pelo modelo deverão ser tomadas no contexto do balanço hidrológico do clima atual apresentado na Figura 24.

A Tabela 3 mostra os impactos do desmatamento na Amazônia, mostrando mudanças na temperatura, evaporação de chuva e escoamento superficial. Todos os modelos mostram que devido ao desmatamento total da Amazônia, a temperatura tende a aumentar, o mesmo que a evaporação, enquanto que a chuva e o escoamento superficial tendem a diminuir. Os resultados dos experimentos mostram que os modelos simulam uma redução na chuva e vazões e aumento da temperatura devido à substituição da floresta por pastagem. Por outro lado, a

maioria destes experimentos não muda a concentração de gases de efeito estufa ou de aerossóis na atmosfera. Os experimentos de Costa e Foley (2000) e Zhang et al. (2001) usaram também $2xCO_2$ e desmatamento simultaneamente, e estes experimentos geraram reduções nas vazões e chuva na Amazônia, e um aquecimento que pode chegar até $+1.4^{\circ}C$.

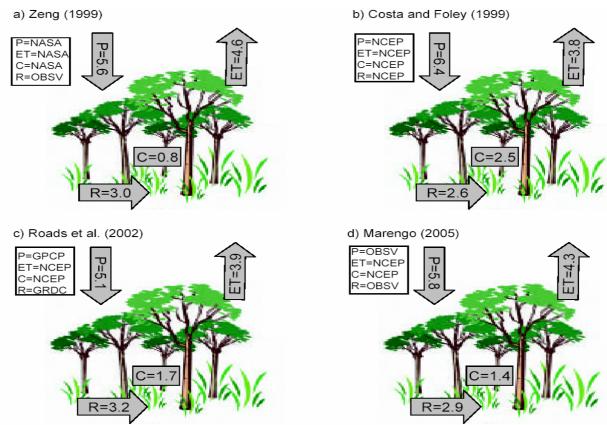


Figura 24. Sumário de estudos do balanço atmosférico-hidrológico na Amazônia segundo 4 estudos. (a) Zeng (1999), período 1985-93, usando estimados de (Precipitação) P, ET (Evapotranspiração), e C (moisture convergence) derivados das reanálises da NASA-GEOS, e R (Vazão do Rio Amazonas) medido em Óbidos; (b) Costa e Foley (1999), período 1976-96 usando estimados de P, ET, R e C das reanálises de NCEP; (c) Roads et al. (2002), período 1988-99 usando estimados de E e C derivado das reanálises de NCEP, P derivado do GPCP e R medido em Óbidos; (d) Marengo (2005), período 1970-99 usando estimados de ET e C derivados das reanálises de NCEP, R medido em Óbidos e P derivado de dados de estação Unidades em mm dia-1. (Fonte: Marengo 2006).

Porém, estas projeções geradas pelos vários modelos globais de clima têm sido diferentes dos cenários gerados pelos modelos regionais em cenários de

desmatamento. As mudanças que aparecem na Tabela 3 podem ter conseqüências climáticas, ecológicas e ambientais na região e na América do Sul. As interações complexas entre o solo, a vegetação e o clima devem ser analisados de maneira a serem considerados os fatores limitantes para o crescimento da vegetação e a conservação do solo. O que ainda é difícil de estabelecer são os efeitos regionais destas mudanças e também, o possível impacto do desmatamento na intensidade do ciclo hidrológico e a taxa de reciclagem de umidade na região. É importante indicar que novos modelos vêm sendo desenvolvidos para representarem, mais realisticamente as interações da vegetação com o clima e melhorar a representação da chuva e das interações vegetação-atmosfera, fundamentais para uma boa representação da precipitação em cenários de clima do presente. Só assim pode-se garantir que a projeção de futuro cenário tenha realmente algum grau de certeza.

Tabela 3. Comparação de simulações climáticas de experimentos de desmatamento na Amazônia e de $2xCO_2$ usando modelos globais. Diferenças são entre o cenário de desmatamento no clima atual ou "control run". ΔE é a taxa de variação na evapotranspiração (mm d-1), ΔT é a taxa de mudança na temperatura do ar, (°K), ΔP é a taxa de variação na precipitação (mm d-1), ΔR é o runoff calculado como a diferença entre ΔP e ΔE ($\Delta R = \Delta P - \Delta E$) (Fontes: Marengo e Nobre 2001, Zhang et al. 2001, Voldoire e Royer 2004).

Experimento	ΔE	ΔT	ΔP	ΔR
Dickinson e Henderson-Sellers (1988)	-0.5	+3.0	0.0	+0.5
Dickinson e Kennedy (1992)	-0.7	+0.6	-1.4	-0.7
Henderson-Sellers et al., (1993)	-0.6	+0.5	-1.6	-1.0
Hahmann e Dickinson (1995)	-0.4	+0.8	-0.8	-0.4
Zeng et al., (1996)	-2.0		-3.1	-1.1
Hahmann e Dickinson (1997)	-0.4	+1.0	-1.0	-0.6
Costa e Foley* (2000)	-0.6	+1.4	-0.7	-0.1
Costa e Foley** (2000)	-0.4	+3.5	-0.4	-0.1
Lean e Warrilow (1989)	-0.9	+2.4	-1.4	-0.5
Lean e Warrilow (1991)	-0.6	+2.0	-1.3	-0.7
Lean e Rowntree (1993)	-0.6	+1.9	-0.8	-0.3
Lean e Rowntree (1997)	-0.8	+2.3	-0.3	+0.5
Lean et al., (1996)	-0.8	+2.3	-0.4	+0.4
Manzi e Planton (1996)	-0.3	-0.5	-0.4	-0.1
Nobre et al., (1991)	-1.4	+2.5	-1.8	-0.4
Shukla et al., (1990), Nobre et al., (1991)	-1.4	+2.5	-1.8	-0.4

Dirmeyer e Shukla (1994)	-0.4		-0.7	-0.3
Sud et al., (1990)	-1.2	+2.0	-1.5	-0.3
Sud et al., (1996b)	-1.0	+3.0	-0.7	+0.3
Walker et al., (1995)	-1.2		-1.5	-0.3
Polcher and Laval (1994a)	-2.7	+3.8	+1.0	+3.7
Polcher and Laval (1994b)	-0.4	+0.1	-0.5	-0.1
Zhang et al.,(2001)	-0.4	+0.3	-1.1	-0.0
Zhang et al. * (2001)	-0.6	+3.0	-1.1	-0.5
Zhang et al. ** (2001)	-0.6	+4.0	-1.1	-0.5
Voldoire e Royer (2004)	-0.6	-0.1	-0.4	

(*) Só desmatamento

(**) Desmatamento combinado com 2xCO₂

Algum resultado de simulações climáticas dos modelos do Hadley Centre da Grã-Bretanha, do Laboratório de Meteorologia Dinâmica da França, e do NASA/GSFC dos Estados Unidos (Gash et al. 1996), indicam que haveria uma resposta substancial ao desmatamento na Amazônia. O clima Amazônico ficaria mais quente e menos úmido. A redução do volume anual de chuvas poderia chegar até 20%, caso toda a floresta Amazônica fosse substituída por pastagens. Eles verificaram que o resultado de uma simulação na qual apenas parte da Amazônia seria desmatada (cenário mais realista) não poderia ser deduzido facilmente da experiência de desmatamento total. Isso indica que as previsões dos modelos de clima são bastante sensíveis à representação das características da superfície vegetada. É importante ressaltar que as alterações de temperatura e umidade previstas para Amazônia nas simulações de desmatamento são tão amplas quanto as esperadas para a região, caso seja duplicada a concentração atmosférica de CO₂. Isso mostra que o impacto sobre a região de modificações em sua cobertura vegetal é tão importante quanto os potenciais efeitos regionais de aquecimento global.

A divulgação do inventário de emissões de gases-estufa do Brasil feita em Dezembro 2004 revelou que o desmatamento e a agropecuária são os responsáveis pela maior parte das emissões brasileiras de gases que provocam o aquecimento anormal da atmosfera. Os resultados mostram que o Brasil sozinho responde por 3% de todas as emissões de gases-estufa no mundo. O desmatamento, segundo os dados, é o principal responsável pela emissão de CO₂

(dióxido de carbono, ou gás carbônico), o principal gás causador do aquecimento. Somente no ano de 1994, o Brasil emitiu na atmosfera 1,03 bilhão de toneladas do gás. A agropecuária - especialmente a flatulência do rebanho bovino nacional - responde pela maioria das emissões de CH₄ (metano), que em 1994 chegaram a 12,3 milhões de toneladas (MCT 2004).

As emissões de dióxido de carbono (principal gás de efeito estufa) derivado da queima de petróleo crescerão 52% até 2030 se mantidas as tendências atuais do consumo de petróleo, informou a Agência Internacional de Energia em seu relatório sobre as tendências mundiais de produção e consumo de energia. Segundo o relatório, o consumo de energia crescerá o equivalente a 5,5 bilhões de toneladas de petróleo - 50% a mais do que hoje - até 2030.

3.5 Extremos climáticos: chuva e temperatura

Existem poucos estudos sobre variabilidade de longo prazo de extremos de tempo e clima no Brasil na América do Sul. Alguns estudos foram feitos para algumas regiões do Brasil ou para o resto da América do Sul têm usado diferentes metodologias, o que não permite uma integração geográfica ou intercomparações. A falta de informação meteorológica de boa qualidade em séries de tempo a nível diário em grandes extensões do Brasil, assim como o acesso muito restrito a informação meteorológica diária armazenada nos bancos de dados dos serviços meteorológicos não tem permitido identificação de extremos climáticos e sua variabilidade, especialmente na região tropical da América do Sul.

Para o sul do Brasil e norte da Argentina, os trabalhos de Marengo e Camargo (2006) e Rusticucci e Barrucand (2004) mostraram tendências negativas na amplitude térmica diurna devido a tendências positivas pronunciadas na temperatura mínima. Eles também observaram aumento na freqüência de dias quentes de inverno. A intensidade e persistência de ondas de calor ou frio dependem da região. Rusticucci e Vargas (1998) e Barrucand and Rusticucci (2001) analisaram extremos de temperatura na Argentina durante 1995-98. Fortes diferenças regionais juntamente com um marcado ciclo anual foram encontrados,

com as temperaturas de verão mais sensíveis à ocorrência de extremos em relação ao inverno. Em particular, um aumento na temperatura média do inverno é mais associado à redução de eventos frios que ao aumento na freqüência de eventos quentes.

Estudos recentes para a América do Sul por Vincent et al. (2005) e Alexander et al (2005) identificaram para o Sudeste da América do Sul tendências positivas na freqüência de noites quentes (TN90P, % de dias com TMin>90th), noites medianamente quentes (dias com TMin>20°C), e tendências negativas na freqüência de noites frias (TN10P, % dias com TMin<10th) e na amplitude térmica diária no período 1960-2000. Eles também identificaram tendências positivas na freqüência de noites quentes durante o verão DJF e inverno JJA, assim como uma fraca tendência negativa de aumento na freqüência de dias frios.

A Figura 25 mostra as tendências de noites quentes e frias e dias quentes e frios para Campinas e Água Funda, em São Paulo, e as duas estações mostram já desde 1950 sinais típicos de mudanças nas temperaturas extremas: tendências positivas na freqüência de noites e dias quentes, e tendências negativas de noites e dias frios. Tudo isto é consistente com as tendências positivas na temperatura mínima e máxima em Campinas, explicando a tendência positiva da mínima temperatura pela redução do número de dias frios e do aumento na freqüência de noites quentes. A tendência positiva na máxima temperatura (menos pronunciada que a de temperatura mínima) pode se dever a uma tendência de aumento na freqüência de dias quentes e de redução na freqüência de dias frios. Esta tendência de aquecimento detectada nas temperaturas mínimas e na freqüência de noites quentes pode se dever a efeito urbano.

A Figura 26 mostra as tendências observadas em alguns índices de extremos de temperatura na América do Sul para o período de 1951-2003 (Alexander et al. 2005). Estes índices não foram calculados para grandes áreas da América do Sul tropical devido à falta de dados climáticos. Observa-se uma tendência negativa no número de noites e dias frios na região subtropical do continente, com a tendência negativa mais intensa para as noites frias. Em relação a noites quentes, observa-se uma tendência positiva na região sudeste e norte da

América do Sul, sendo mais forte no sul do Brasil e na Venezuela e com tendência negativa na região andina. O índice de dias frios apresenta uma tendência negativa sugerindo que o aquecimento é mais devido ao aumento das temperaturas máximas e a uma redução na freqüência de dias frios, confirmando os resultados de Marengo e Campos (2006) e Rusticucci e Barrucand (2004) para o sul do Brasil e Norte da Argentina.

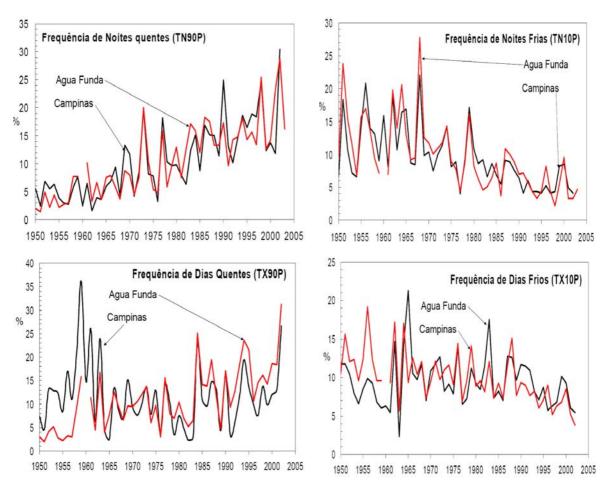


Figura 25. Tendências nas freqüências (em %) de noites quentes (TN90P) e frias (TN10P), e de dias quentes (TX90P) e frios (TX10P) em Campinas e Água Funda, São Paulo. Índices são definidos em Vincent et al. (2005). (Fonte: T. Ambrizzi, IAG/USP).

Uma análise ao nível de Sudeste da América do Sul na Figura 26 (derivada de Vincent et al. 2005) confirmou as tendências observadas em São Paulo na Figura 22. Eles identificaram tendências positivas na freqüência de noites quentes

TN90P, de dias quentes (TX90P), e tendências negativas na freqüência e dias frios e do DTR no período 1960-2000. Esta figura, juntamente com a Figura 24 mostra evidências de aquecimento ao nível regional, em escalas anual e estacional.

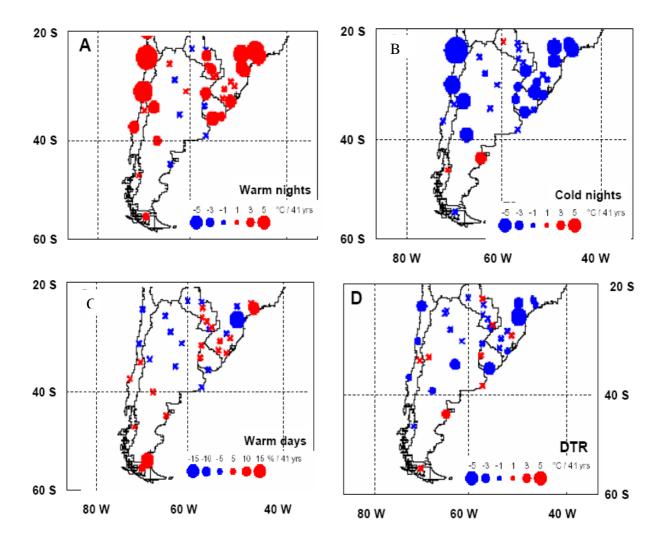


Figura 26. Tendências nas freqüências (em %) de noites quentes (TN90P), noites frias (TN10P), e de dias quentes (TX90P) e DTR(°C) no Sudeste da América do Sul para o período 1960-2000. Círculos Vermelho/azul indica tendências significativas de aumento/redução. Letra X mostra tendências não significativas. (Fonte: Vincent et al. (2005)).

Comparados com temperatura do ar, mais estudos de tendências de precipitação têm sido feitos devido a maior disponibilidade de dados de

precipitação que de temperatura. Groisman et al. (2005) identificou tendências positivas de aumentos sistemáticos de chuva e de extremos de chuva na região subtropical do Brasil, Sul do Brasil e Nordeste. Eles acharam que o Sudeste do Brasil tem mostrado aumentos sistemáticos na freqüência de chuvas intensas desde 1940, de até quase 58%/100 anos. Carvalho et al. (2002) achou que em São Paulo observam-se mais eventos extremos de chuvas durante El Niño. Extremos de chuva no mesmo estado são sensíveis a intensidade ZCAS (Carvalho et al. 2002; 2004).

A variabilidade da precipitação diária na cidade de São Paulo durante o período 1933-1986 (Xavier et al. 1994) mostra que: (a) fraca tendência a aumento de precipitação mensal nos meses de fevereiro e maio, (b) acumulações superiores a 30 mm dia -1 aumentaram nos meses de fevereiro e maio, (c) acumulações inferiores a 2 e 5 mm dia -1 diminuíram de forma mais significativa em fevereiro, mas ocorrem também em outros meses do ano. É possível que no caso da cidade de São Paulo o efeito urbano tenha sido de (d) acumulações inferiores a 2 mm dia -1 diminuíram de forma significativa em todos os meses do ano. No caso da cidade de São Paulo é possível que o efeito urbano tenha contribuído significativamente para a mudança na distribuição da intensidade da precipitação (Xavier et. al 1992).

Haylock et al. (2006) investigou tendências de extremos de chuva no Sudeste da América do Sul no período de 1960-2000. Eles acharam tendências para condições mais úmidas no sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e o norte e centro da Argentina. A Figura 27 mostra tendências positivas nos índices de precipitação R10mm, R20mm, R95P e R99P, sugerindo que a região de Sudeste da América do Sul experimentou um aumento na intensidade e freqüência de dias com chuva intensa, o que concorda com os trabalhos de Groissman et al. (2005) para a mesma região.

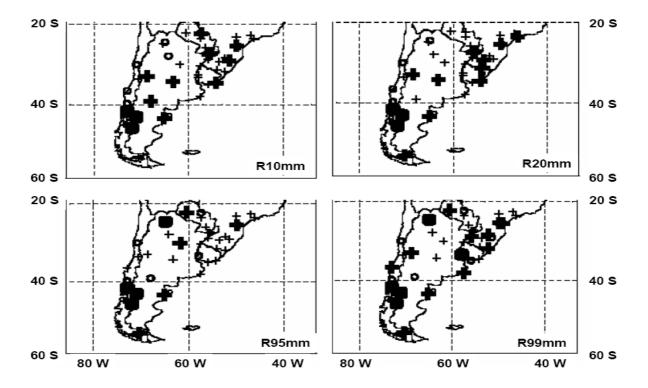
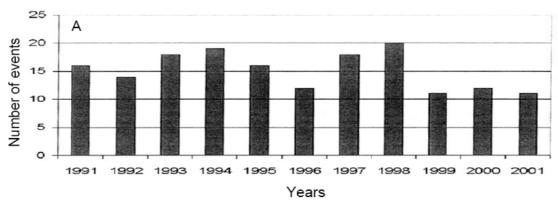


Figura 27. Índices de extremos de chuva para Sudeste da América do Sul: R10mm (Número de dias com precipitação intensa); R20 (Número de dias com eventos de precipitação muito intensa). R10mm e R20mm representam uma contagem anual de dias com chuva acima de 10 e 20 mm/dia, (respectivamente). R95p e R99p representam a chuva acumulada anual em dias com chuva que supera o 95th e 99th percentil de 1961-90. Sinal da tendência lineal é medida usando o teste de Mann-Kendall. Aumento a indicado por "+", e uma redução é indicada por "o"; e um quadrado sugere que não tem tendência. Valores em negrito mostram significância estatística ao nível de 0.05. (Fonte: Haylock et al. 2005).

No Sul do Brasil, Teixeira (2004) identificou uma ligeira tendência de aumento no número de eventos extremos e chuva, com maiores freqüências em anos como 1993-94 e 1997-98, que são anos de El Niño (Figura 28). Grimm e Pscheidt (2001) explicam que no Sul do Brasil durante anos de El Niño (La Niña) se observa um aumento (diminuição) do número de eventos extremos de chuva no mês de novembro em relação a anos normais. No período analisado por eles (1963-92), 9 eventos El Niño e 6 eventos La Niña aconteceram, e 15 anos foram normais. Foram detectados 36 eventos extremos de chuva durante Novembro de anos El Niño, 3 durante La Niña e 23 em anos normais. A influência do El Niño na

freqüência de eventos extremos também se estende a outras regiões e épocas do ano (Grimm e Gonçalves 2005).



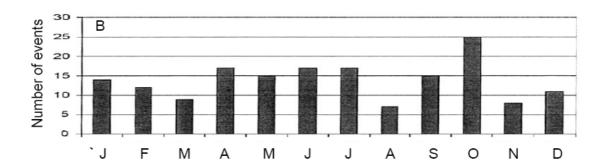


Figura 28. (a) Variabilidade interanual do número de eventos extremos de chuva no sul do Brasil durante 1991-2001. (b) Ciclo anual do número de eventos extremos de chuva no sul do Brasil (Fonte: Teixeira 2004).

O ciclo anual de eventos extremos de chuva no Sul do Brasil mostra também ciclos anuais, sendo estes eventos mais freqüentes na primavera e outono (Teixeira 2004) como apresentado na Figura 29. Eventos intensos de chuva em outono podem ser responsáveis por grandes valores de vazões no Rio Paraná nos Pampas da Argentina. Liebmann et al. (2004b) mostrou que em São Paulo na escala interanual o número de eventos extremos de chuva mostra correlação com anomalias de TSM no Pacifico tropical e do Atlântico do sudeste próximo ao litoral de São Paulo. O controle que ZCAS e SALLJ têm em escalas intra-sazonais e interanuais pode ser observado na freqüência de eventos intensos de chuva associados à presença da ZCAS, e a presença de SALLJ, que em média sugerem maior freqüência de eventos intensos de chuvas no sul e

sudeste do Brasil, quando o SALLJ é intenso e a ZCAS e mais fraca e deslocada para o sul da região Nordeste. Os diferentes autores definiram eventos extremos de chuva seguindo metodologias diferentes, usando valores similares ou valores acima de um percentil (95th), o que torna difícil a comparação entre resultados.

Mais recentemente, Alexander et al. (2005) analisaram tendências em extremos anuais de chuva, e chegaram à conclusão de que estas tendências aparentam ser similar às tendências da chuva total acumulada: tendências positivas no sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Norte-centro da Argentina. Eles identificaram tendências positivas no número de dias com chuva intensa (R10mm) e chuva muito intensa (R20mm) concentrada em curto tempo, e na quantidade de chuva concentrada em eventos chuvosos que são indicadores de chuvas que produzem enchentes (R95P) e muito chuvosos (R99P) durante o período 1961-2000 (Figura 29). Estas tendências sugerem aumento e intensidade na freqüência e intensidade de eventos de chuva no Sudeste da América do Sul, enquanto que a ausência de dados na região tropical não permite uma análise mais compreensiva dos extremos nesta parte do continente.

O estudo de Alexander et al. (2005) mostra tendências positivas na chuva máxima acumulada em 5 dias (RX5day) nas latitudes maiores de 20 S na América do Sul durante a primavera, verão e outono, enquanto que algumas áreas do norte da Argentina apresentam tendências negativas durante inverno JJA (Figura 30).

Um estudo realizado por pesquisadores do Instituto do Coração (Incor), do Hospital das Clínicas da Faculdade de Medicina da Universidade de São Paulo, mostrou que as mudanças bruscas de temperatura em grandes cidades, principalmente do quente para o frio, podem aumentar o risco de infarto na população. O estudo relacionou o número diário de mortes ocasionadas por problemas cardiovasculares, entre 1998 e 2000, com informações sobre temperatura, umidade do ar, pressão e poluição atmosférica na região metropolitana de São Paulo. As estatísticas apontaram que, nos dias em que foram registradas baixas temperaturas na cidade, o número de infartos aumentou, principalmente entre os mais velhos.

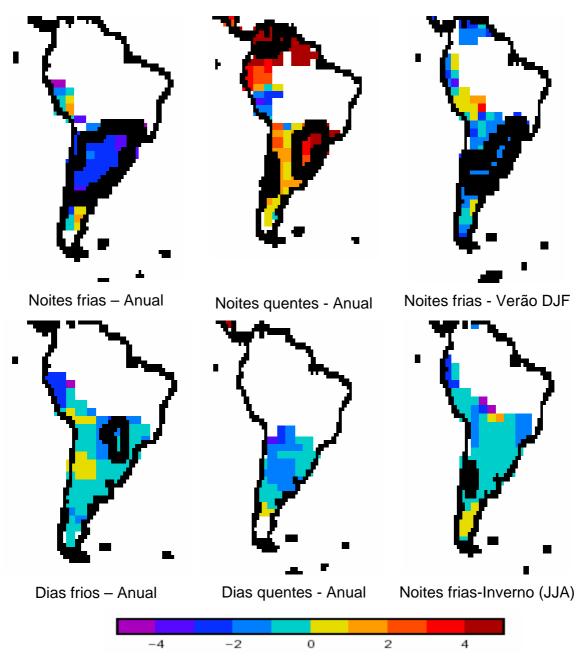


Figura 29. Tendências observadas (por década) de vários índices de temperaturas extremas, baseados em percentuais para o período 1951 a 2003. Noites quentes TN90 (% de dias com TMin>90th), noites frias TN10 (% de dias com TMin<10th), dias quentes TX90 (% de dias com TMax>90th), dias frios TX10 (% de dias com TMax>10th). Os índices são calculados a nível anual (em %/10 anos) e para noites frias apresentam-se os mapas para verão DJF e inverno JJA. Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao nível de 5%. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander et al. 2005).

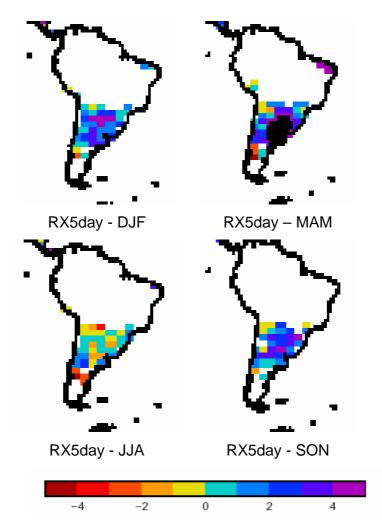


Figura 30. Tendências observadas (por década) do índice de chuva RX5day (máxima quantidade de chuva acumulada em 5 dias). Os índices são calculados a nível sazonal DJF, MAM, JJA, SON), e são em mm/10 anos. Os índices foram calculados para estações com mais de 40 anos, áreas encerradas por linha preta grossa apresentam significância estatística ao nível de 5%. RX5day pode ser considerado como um índice de chuvas que produzem enchentes. Regiões em branco indicam ausência de dados (Fonte: Alexander et al., 2005).

3.6 Extremos climáticos: O Furação Catarina

Nos últimos tempos, fenômenos climáticos de grande poder de destruição vêm ocorrendo em diversas partes do mundo, causando enormes danos materiais

e alto número de mortes. Nem o Brasil escapou: o Catarina, primeiro furação do Atlântico Sul, pegou de surpresa moradores do sul do país em 2004. Em 27 de março de 2004 uma tempestade, inicialmente classificada como ciclone extratropical, atingiu a costa sul do Brasil, entre Laguna (SC) e Torres (RS), com chuvas fortes e ventos estimados em cerca de 150 km/h, matando 11 pessoas no continente e no oceano e causando destruição em dezenas de municípios. Após estudos e debates, concluiu-se que o fenômeno – batizado de Catarina por causa do estado mais atingido - foi o primeiro furação de que se tem notícia no país. O Catarina gerou muitas indagações sobre suas causas, e não está excluída a possibilidade de estar relacionado ao aquecimento global. Na verdade, ainda existe incerteza nos meios científicos sobre as possíveis conseqüências das mudanças climáticas associadas ao aquecimento global no aumento na freqüência e na intensidade de furacões. Para o Atlântico Sul, em comparação, não existem estatísticas confiáveis sobre esses fenômenos que cubram um longo tempo, além do período de observações por satélites. Portanto, não se pode afirmar com absoluta certeza que o furação Catarina foi o primeiro evento desse gênero no Atlântico Sul, mas certamente nada comparável aconteceu nos últimos 50 anos e não há registros, na história brasileira, de fenômeno tão intenso na costa sul do Brasil.

Estudo recente de Pezza e Simmonds (2005) não deixa dúvida de que o furação Catarina originou-se de uma combinação pouco usual de altas temperaturas na superfície do Atlântico Sul subtropical e de ventos mais fraços em altitude, possivelmente causados por uma situação meteorológica conhecida como bloqueio atmosférico intenso na média-alta troposfera. Nessa situação, uma região de alta pressão permaneceu estacionária próxima à região onde ocorreu o Catarina e 'desviou' os ventos intensos bem mais para o sul, o que resultou em ventos moderados na média e alta troposfera (condição essencial aos furações).

Alguns estudos indicam que o aumento da temperatura das águas oceânicas estaria tornando mais intensos esses fenômenos, mas ainda há incertezas quanto à real influência do aquecimento global em mudanças na freqüência de furacões e tufões e em sua ocorrência em locais onde não eram

observados (Trenberth 2005, Marengo e Nobre, 2005, Webster et al 2005). Centros de pesquisa de vários países, usando modelos climáticos, tentam prever se esses eventos extremos tendem a aumentar, para evitar ou amenizar tragédias como a provocada pelo furacão Katrina em Nova Orleans, nos Estados Unidos em Agosto 2005.

Capítulo 4

Os Relatórios do IPCC: de 1990 a 2007

Desde a década de 1980, evidências científicas sobre a possibilidade de mudança de clima em nível mundial vêm despertando um interesse crescente no público e na comunidade científica em geral. Em 1988, a OMM e o Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente (PNUMA) estabeleceram o IPCC. O IPCC ficou encarregado de apoiar com trabalhos científicos nas avaliações do clima e os cenários de mudanças climáticas para o futuro. O IPCC é um painel científico ligado às Nações Unidas que avalia o conhecimento existente no mundo sobre a mudança climática global. A missão do IPCC é de "to assess the scientific, technical and socio-economic information relevant for the understanding of the risk of human-induced climate change", que traduzido seria: "avaliar a informação científica, técnica e socioeconômica relevante para entender os riscos induzidos pela mudança climática na população humana". Esta tarefa é abordada com a participação de um grande número de pesquisadores das áreas de clima, meteorologia, hidrometeorologia, biologia e ciências afins, que se reúnem regularmente cada quatro anos e discutem as evidências científicas mais recentes e atualizadas, assim como os resultados do estado-da-arte de vários tipos de modelos (atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera), com a meta de chegar a um consenso sobre tendências mais recentes em mudança de clima. Como resultado destas interações que tomam de 2 a 3 anos, os três Grupos de Trabalho (GT) que formam parte da estrutura científica do IPCC produziram relatórios intitulados: "As Científicas" do GT1, "Impactos, Bases Vulnerabilidade" do GT2, e "Mitigação" do GT3, onde cada GT produz um relatório impresso contendo entre 700 a 900 páginas de informação condensada (IPCC 2001 a, b).

Os relatórios do IPCC, especialmente do GT1 sobre "As Bases Científicas" fornecem uma revisão compreensiva e atualizada de todas as informações e estudos feitos na área de clima, oceanografia, ecologia, entre outras ciências

relacionadas a mudanças climáticas. Esta informação é apresentada para as comunidades científicas, público em geral, e em especial para políticos e tomadores de decisões, que precisam receber informação de forma entendível. Para isto, o IPCC tem a tarefa de sumarizar o conhecimento atual contido nos relatórios científicos sobre as possíveis mudanças do clima no futuro para os tomadores de decisões. Este relatório é chamado de "Summary for Policy Makers" ou Relatório Sumário para Tomadores de Decisões (IPCC 2001 c, d, e).

O Primeiro relatório Científico (FAR) foi publicado pelo IPCC em 1990 e as pesquisas sobre mudanças de clima têm se beneficiado com a interação entre cientistas de todo o mundo desde a publicação do FAR. O Segundo Relatório Cientifico (SAR) sobre Mudanças Climáticas, publicado em 1995 (IPCC, 1996 a, b) forneceu as bases para as negociações chave que levaram a adoção do Protocolo de Kyoto em 1997. Assim, a relevância política destes relatórios, especialmente o "Summary for Policy Makers" é indiscutível. O Terceiro Relatório Científico (TAR) mostra que "Existe novas e fortes evidências que a maior parte do aquecimento observado durante os últimos 50 anos é atribuído às atividades humanas" (IPCC, 2001 a), o que já é de conhecimento público, pois tem sido anunciado em jornais e revistas científicas e pela imprensa mundial. Uma possível falha do TAR é em relação à pesquisa sobre possíveis mudanças na freqüência de extremos eventos de clima. Espera-se que para 2007, o Quarto Relatório Científico do IPCC AR4 seja publicado, e que o conhecimento sobre mudanças em extremos de clima melhore notavelmente. Novos modelos que incluem modelos acoplados com vegetação interativa e melhores representações de nuvens e aerossóis estão sendo rodados, e uma maior atenção está sendo dada para a simulação de extremos climáticos e de variabilidade interdecadal.

Desde a publicação do IPCC TAR em 2001, capítulos regionais com grande maioria de autores da região avaliada (África, Ásia, Austrália e Nova Zelândia, Europa, América do Norte, América Latina, regiões polares e pequenas ilhas) foram uma característica particular do GT2 sobre Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade (IPCC 2001b). Os relatórios dos GTs constituem uma avaliação do estado-da-arte em pesquisas de clima, detecção de mudanças climáticas,

atribuição de causas físicas, assim como das incertezas das previsões para os diferentes cenários climáticos. Em meados da década de 1990 muitos cientistas pensaram que já tinham fornecido os fatos mais relevantes sobre mudanças de clima para os políticos e tomadores de decisões. Porém, com as dificuldades na ratificação do protocolo de Kyoto naquela época, o problema de adaptação foi mais aparente, talvez ainda mais que a mitigação. Também, o desenvolvimento de novos métodos estatísticos para separar sinais de influência de variabilidade climática natural da antropogênica, as novas tecnologias em satélites e supercomputadores, o desenvolvimento de modelos acoplados que incluem mais realisticamente as interações da vegetação e carbono com a baixa atmosfera, e com uma resolução espacial maior, pode ajudar a reduzir as incertezas nas previsões climáticas para cenários do clima nos anos por vir.

Os principais resultados das avaliações globais do TAR do GT1 do IPCC (IPCC 2001a) baseiam-se em prévias avaliações e incorporam novos resultados dos últimos cinco anos de pesquisa em mudança de clima, que podem se resumir assim:

- a) Uma análise das evidências observacionais integradas em nível mundial fornecem uma visão de aquecimento global e outras mudanças no sistema climático;
 - A temperatura global da superfície, em média, aumentou no Século XX em aproximadamente 0.6°C. Globalmente, é muito provável que a década mais quente foi a de 1990, e que 1998 foi o ano mais quente de todo o período observacional (desde 1861);
 - A temperatura tem se elevado durante as últimas quatro décadas nos níveis desde a superfície até 8 km de altitude. Este nível pode ser afetado pela redução do Ozônio estratosférico, aerossóis atmosféricos e pelo fenômeno El Niño;
 - A cobertura de neve e gelo tem diminuído aproximadamente 10% desde 1960.
 - O nível médio do mar aumentou globalmente, e o conteúdo calórico dos oceanos também experimentou um acréscimo;

- Mudanças também têm sido detectadas em outros componentes do clima:
 Desde 1950, observou-se com certa precisão que se teve uma redução na freqüência de temperaturas mínimas extremas, enquanto que aumentou a freqüência de temperaturas máximas extremas;
- Alguns aspectos significativos do clima pareceram não ter mudado: A extensão da área coberta de neve na Antártica parece não ter mudado desde 1978, não foram observadas mudanças sistemáticas na freqüência de tornados, dias com tempestades, nem se tem identificado tendências na freqüência e intensidade de ciclones tropicais e extratropicais.
- b) Emissões de gases de efeito estufa e aerossóis devido a atividades humanas continuam a alterar a atmosfera e consegüentemente o clima;
 - Concentrações de gases de efeito estufa e suas forçantes radiativas tem continuado a aumentar como resultado de atividades humanas;
 - Aerossóis de origem antropogênica têm vida curta e produzem geralmente uma forçante radiativa negativa;
 - Fatores naturais têm contribuído em pequena escala na forçante radiativa no Século passado.
- c) A Confiança na habilidade dos modelos para projetar climas futuros tem melhorado;
- d) Existem novas e fortes evidências que a maior parte do aquecimento observado nos últimos 50 anos seja atribuído à atividade humana;
- e) A Influência das atividades humanas vai continuar mudando a composição atmosférica durante o Século XXI:
- f) A Temperatura média no nível do mar em escala global pode experimentar aumentos significativos nos cenários SRES do IPCC;
 - A temperatura média global pode aumentar entre 1.4 5.8 °C no período de 1990 até 2100, com uma taxa de aquecimento maior que aquela observada no Século XX. Aumentos de temperatura maiores que aqueles reportados no SAR (que foram de 1.0-3.5° C);
 - Em latitudes baixas, foram observados aumentos e diminuições na chuva regional continental, com uma forte variabilidade interanual;

- Em relação ao El Niño, projeções mostram poucas mudanças na amplitude do fenômeno nos próximos 100 anos. Porém, há possibilidades de uma intensificação dos extremos de secas e enchentes que ocorrem durante o El Niño.
- g) As alterações antropogênicas no clima podem persistir por muitos séculos.

Os resultados das avaliações globais do TAR do GT2 do IPCC (IPCC 2001b) sobre impactos, adaptação e vulnerabilidade às mudanças climáticas em nível regional podem se resumir assim:

- a) As recentes mudanças climáticas, especialmente o aumento da temperatura já estão afetando sistemas físicos (clima, recursos hídricos) e biológicos (ecossistemas, saúde humana, cidades, industrias);
- b) Existem indicadores preliminares de que alguns sistemas humanos já têm sido afetados pela seca ou enchentes;
- c) Os sistemas naturais são vulneráveis a mudanças climáticas, e alguns serão prejudicados irreversivelmente;
- d) Aqueles com menos recursos e que tem menor capacidade de se adaptar são os mais vulneráveis.

Capítulo 5

Os Modelos Globais e cenários climáticos do IPCC

5.1 Os modelos climáticos do IPCC

A modelagem climática em grande escala consome enormes recursos de informática e são tão caros que cada ano apenas alguns experimentos podem ser realizados em todo o mundo. Até mesmo os modelos mais sofisticados são representações aproximadas de um sistema muito complexo, de forma que ainda não são infalíveis na previsão do clima futuro. Os modelos climáticos são usados como ferramentas para projeções de futuras mudanças do clima, como consequência de futuros cenários de forçantes climáticas (gás de efeito estufa e aerossóis). Sabe-se que existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta e em particular no Brasil. Isto se deve principalmente as diferenças observadas nas saídas dos diferentes modelos climáticos usados nas projeções climáticas para o Século XXI pelo TAR do IPCC (2001 a, b). Na próxima seção serão analisadas as saídas dos modelos climáticos do IPCC, rodados com diferentes concentrações de gases de efeito estufa, (ou cenários SRES -Special Report on Emissions Scenarios), os quais serão avaliados para o Brasil. Assim vai se ter uma primeira aproximação dos cenários futuros de clima para o País em geral, porém sem muito detalhe regional. Usam-se vários modelos para poder avaliar a variabilidade entre modelos climáticos e assim, conhecer e interpretar todos os possíveis cenários, levando em conta a dispersão entre as saídas dos modelos. Desta maneira, poder-se-ia tentar uma redução de incertezas das previsões considerando não só um, mas vários cenários de vários modelos.

As saídas dos modelos globais de clima (atmosférico ou acoplados atmosfera-oceano) contêm informações sobre os cenários SRES, os quais foram implementadas pelo IPCC para o terceiro relatório de avaliação de mudanças do clima (IPCC 2001 a, b). Os novos cenários SRES substituem os cenários IS92 que foram utilizados no segundo relatório de avaliação do IPCC publicado em 1996

(IPCC, 1996 a, b). Estes cenários estão disponíveis no web site do IPCC Data Distribution Centre (IPCC-DDC)

Os modelos acoplados oceano-atmosfera utilizados nas simulações do IPCC (entre parênteses) juntamente com as instituições onde os modelos foram rodados são mostradas a seguir:

Os modelos acoplados oceano-atmosfera utilizados nas simulações do IPCC (entre parênteses) juntamente com as instituições onde os modelos foram rodados são mostradas a seguir:

- Hadley Centre for Climate Prediction and Research, da Inglaterra (HadCM3);
- 2. Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, da Austrália (CSIRO-Mk2);
- 3. Canadian Center for Climate Modeling and Analysis, do Canadá (CCCMA);
- 4. National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA-Geophysical Fluids Dynamic Laboratory, dos Estados Unidos (GFDL-CM2);
- 5. Center for Climate Studies and Research CCSR/National Institute for Environmental Studies NIES, do Japão (CCSR/NIES).

O modelo de circulação geral atmosfera-oceano HadCM3 foi desenvolvido no Hadley Centre e sua componente atmosférica tem 19 níveis com uma resolução horizontal de 2.5167º de latitude e 3.75º de longitude que produz uma grade global de 96 x 73 células. Isto é equivalente a uma resolução de superfície de cerca de 417 km x 278 km no Equador, reduzindo até 295 km x 278 km em 45º de latitude (comparável a uma resolução espectral de T42). A componente oceânica do HadCM3 tem 20 níveis com uma resolução horizontal de 1.25° x 1.25°.

O modelo climático CSIRO MK2 foi utilizado para várias simulações de mudanças climáticas as quais estão disponíveis no IPCC-DDC (Data Distribution Centre). O CSIRO MK2 tem 9 níveis na vertical e sua resolução horizontal espectral é R21 (aproximadamente 5.6 até 3.2 graus). Sobre o oceano o modelo tem a mesma resolução horizontal, porém apresenta 21 níveis verticais.

O modelo CCCMA possui resolução de grade em superfície de 3.7° x 3.7° e 10 níveis verticais. A componente oceânica tem uma resolução de 1.8°x1. 8° e 29 níveis verticais.

O modelo GFDL-CM2 possui a componente atmosférica com uma resolução de 2.5° longitude e 2º latitude, cm 24 níveis verticais. A componente oceânica apresenta uma resolução de 1º em latitude-longitude, e passando a ter uma resolução maior ao norte de 30°. Esta componente apresenta 50 níveis verticais no oceano, e não tem ajuste de fluxos.

O Modelo CCSR/NIES tem uma resolução espacial de 5.5º latitude x 5.6° longitude e 20 níveis na vertical (componente atmosférica), enquanto que a componente oceânica apresenta uma resolução de 0.28125º em longitude e 0,1875º em latitude, e 47 níveis na vertical no oceano. O modelo inclui os efeitos de gases de efeito estufa e aerossóis de sulfatos. Foi desenvolvido pelo Centro de Pesquisas do Sistema Climático-Instituto Nacional de Estudos Ambientais do Japão. CCSR/NIES/FRCGC é também conhecido como MIROC Model v3.

Os cenários climáticos do IPCC (2001), são baseados nas quatro projeções diferentes de emissões de gases de efeito estufa para o futuro. Estes cenários foram definidos no Special Report on Emissions Scenarios (SRES) do IPCC e são utilizados neste capítulo para analisar o clima futuro em 3 "time-slices" (fatias de tempo) centrados em 2020, 2050 e 2080.

5.2 Os Cenários Climáticos do IPCC

Os "Emissions Scenarios", ou cenários de emissão, representam uma visão possível do desenvolvimento futuro de emissões de substâncias que têm um efeito radiativo potencial (gases de efeito estufa, aerossóis), baseados numa combinação coerente e internamente consistente de assunções sobre forçantes controladoras como demografia, desenvolvimento sócio econômico, e mudança na tecnologia, assim como suas interações (IPCC 2001 a, b). No IPCC (1990) um conjunto de cenários de emissão foi apresentado e foram usados como as bases para as projeções climáticas do SAR, publicado em 1996. No SAR, as projeções

da mudança climática devido a causas antropogênicas dependem, entre outras coisas, das considerações feitas sobre as futuras emissões de gases de efeito estufa e aerossóis e da proporção de emissões remanescentes na atmosfera. Estes cenários são identificados como IS92.

No IPCC, os novos cenários (SRES) foram publicados em 2000, e alguns deles foram usados como base para as projeções climáticas do TAR ate 2100. Os cenários SRES mostram diferentes cenários futuros de mudanças climáticas, denominados de A1, A2, B1 e B2 os quais estão disponibilizados no IPCC-DDC da CRU-University of East Anglia. Estes cenários apresentam as seguintes características:

A1 é o cenário que descreve um mundo futuro onde a globalização é dominante. Neste cenário o crescimento econômico é rápido e o crescimento populacional é pequeno com um desenvolvimento rápido de tecnologias mais eficientes. Os temas subjacentes principais são a convergência econômica e cultural, com uma redução significativa em diferenças regionais e renda percápita. Neste mundo, os indivíduos procuram riqueza pessoal em lugar de qualidade ambiental. Há três cenários: A1B (cenário de estabilização), A1F (máximo uso de combustível fóssil) e A1T (mínimo uso de combustível fóssil);

- **A2** é o cenário que descreve um mundo futuro muito heterogêneo onde a regionalização é dominante. Existiria um fortalecimento de identidades culturais regionais, com ênfase em valores da família e tradições locais. Outras características são um crescimento populacional alto, e menos preocupação em relação ao desenvolvimento econômico rápido;
- **B1** é o cenário que descreve uma rápida mudança na estrutura econômica mundial, onde ocorre uma introdução de tecnologias limpas. A ênfase está em soluções globais a sustentabilidade ambiental e social e inclui esforços combinados para o desenvolvimento de tecnologia rápida;
- **B2** é o cenário que descreve um mundo no qual a ênfase está em soluções locais a sustentabilidade econômica, social e ambiental. A mudança tecnológica é mais diversa com forte ênfase nas iniciativas comunitárias e inovação social, em lugar de soluções globais.

A característica de cada cenário, em relação às concentrações de gases de efeito estufa (SO₂, CO₂, N₂O e CH₄), aparecem na Figura 31, mostrando as diferentes concentrações dos cenários SRES e suas variações no período de 1980 até 2100. A figura 9 também mostra as diferenças entre os cenários IS92 do

IPCC (1996 a, b). A Figura 32 mostra as combinações de forçantes térmicas devido às concentrações de diferentes gases de efeito estufa dos cenários SRES A e B, assim como a comparação com os cenários IS92, que em geral têm menor forçante térmica.

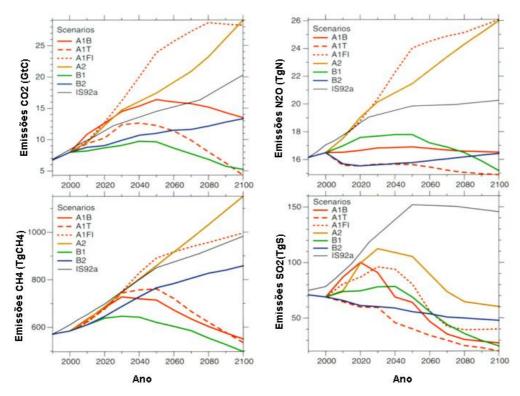


Figura 31. Emissões antropogênicas (CO_2 , N_2O , CH4 e S_2O) para os 6 cenários ilustrativos SRES: A1B, A2, B1, B2, A1F1 e A1T, e o cenário IS92a (Fonte: IPCC, 2001 b).

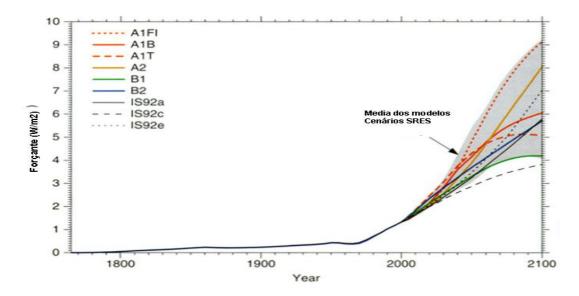


Figura 32. Estimativa da forçante radiativa antropogênica até 2002, derivada dos cenários ilustrativos SRES da figura 2. A mancha cinza na figura mostra a região coberta pela média dos 35 cenários SRES. A figura também mostra os cenários IS92a, b, c (Fonte: IPCC, 2001 b).

Assim como qualquer modelo global do clima, os seis modelos globais do IPCC utilizados neste relatório apresentam alguma dificuldade em representar os diferentes processos físicos, o que é visível nas simulações para o clima para o tempo presente, especialmente na previsão sazonal de clima. Esta representação do clima do presente permite identificar regiões onde os modelos apresentam um bom skill (índice de acerto) ou erros sistemáticos, que deverão ser considerados nas projeções de clima do futuro. Para climas do presente, ao nível de previsão sazonal de clima usando resultados do modelo climático do CPTEC e de outros centros meteorológicos permitiram uma regionalização da América do Sul em referência ao grado de previsibilidade de clima e skill do modelo. A Figura 33 mostra alta previsibilidade no nordeste e norte-centro da Amazônia, enquanto que no sul do Brasil a previsibilidade é caracterizada como média. Média previsibilidade é também identificada na costa central do Chile e na costa do Norte do Peru - Sul do Equador. Em regiões como sudeste e centro oeste a previsibilidade é baixa. Porém resulta na dificuldade em assumir que a previsibilidade de clima e skill dos modelos rodados para o clima do presente podem ou não se manter nas projeções de clima do futuro.

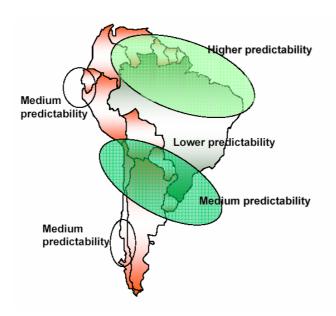
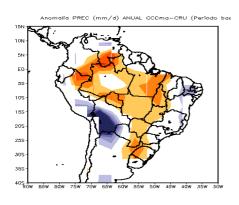


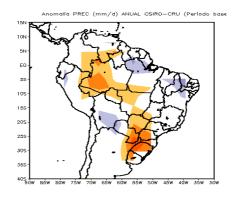
Figura 33. Regionalização da previsão climática sazonal de chuva na América do Sul. As regiões são delimitadas considerando as anomalias de correlação entre a chuva observada (CMAP) e a simulada pelo modelo de CPTEC/COLA numa rodada de 10 anos e 9 membros (Fonte: Marengo et al. 2005).

As Figuras 34 e 35 mostram uma comparação entre as climatologias anuais de precipitação e a temperatura do clima atual observada (CRU 1961-90) e simulada de cada um dos modelos do IPCC para o mesmo período 1961-90. Os mapas anuais apresentados mostram a diferença entre a climatologia dos modelos menos a observação para a média anual. Isto é feito com a finalidade de detectar possíveis erros sistemáticos ou viés dos modelos na América do Sul. O Anexo I apresenta as diferenças a nível sazonal de cada um dos modelos. A nível anual, todos os modelos apresentam um viés relativamente seco na região sul do Brasil, sendo o maior viés negativo de 3 mm dia -1 dos modelos CSIRO e CCSR/NIES, e o menor viés para o HadCM3 (menor a 2 mm dia -1). Outros modelos climáticos também apresentam este viés negativo no sul do Brasil, que é sistemático ao longo do ano (Figura 34). Em relação à temperatura do ar, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam um viés frio no Brasil tropical enquanto que o modelo GFDL tem um viés mais quente na Amazônia de até 3°C (Figura 35).

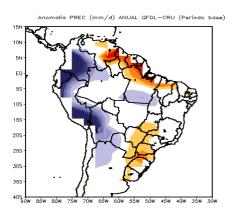
A nível sazonal, a Figura 34 e as figuras do Anexo I mostram que os cinco modelos apresentam um viés mais seco no sul do Brasil, enquanto que o modelo GFDL apresenta um viés mais chuvoso na Amazônia e um viés mais seco no leste da Amazônia e no sudeste do Brasil segundo o CCSR/NIES, que pode chegar até -3 mm dia ⁻¹ durante a primavera. No verão, segundo as anomalias de chuva na região sudeste os modelos CCCMA, GFDL e CCSR/NIES tendem a simular uma Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS mais fraca, enquanto que o modelo HadCM3 apresenta uma ZCAS mais intensa sobre região sudeste. Os modelos CSIRO e GFDL apresentam viés seco no sul do Brasil neste período, assim como o CCCMA na Amazônia e o HadCM3 no leste na Amazônia. No outono, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam viés negativo na Amazônia enquanto que o GFDL apresenta viés positivo na mesma região. Os cinco modelos simulam menos chuvas na região sul. No inverno, os cinco modelos simulam menos chuvas na região sul e no extremo norte da Amazônia, sul da Venezuela e leste da Colômbia. Similarmente, os cinco modelos apresentam vieses negativos pequenos na região Nordeste do Brasil.



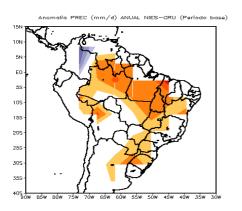
CCCMA-Precipitação



CSIRO-Precipitação

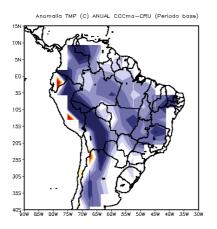


GFDL - Precipitação

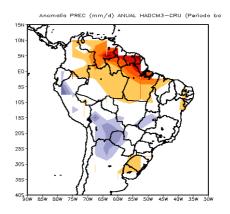


CCSR/NIES-Precipitação



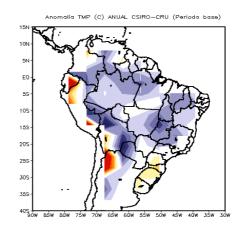


CCCMA - Temperatura

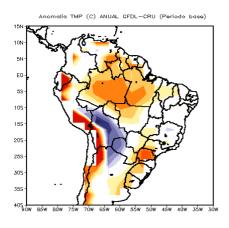


HadCM3-Precipitação

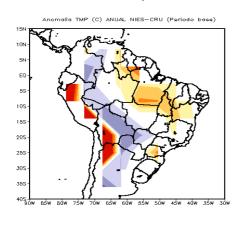
Figura 34. Diferenças entre a precipitação anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90. Escala de cor aparece na parte inferior do painel de CCSR/NIES. Unidades são em mm dia 1.



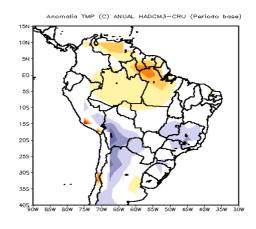
CSIRO - Temperatura



GFDL - Temperatura



CCSR/NIES-Temperatura



HadCM3 - Temperatura

Figura 35. Diferenças entre temperatura anual do clima atual 1961-90 simuladas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES em relação à climatologia média observada da CRU para o mesmo período 1961-90. Escala de cor aparece na parte inferior do painel de CCSR/NIES. Unidades são em °C.

No caso de temperaturas e viés sazonais, a Figura 35 e as figuras do Anexo I mostram que o modelo CCCMA e em menor grau o modelo do CSIRO apresentam vieses frios na maior parte do Brasil, com valores de até 4°C menor que a climatologia observada durante todas as estações do ano. Na primavera, o modelo do GFDL tende a ser mais quente que o observado (até 4°C na Amazônia), enquanto que o viés é menor no CCSR/NIES. No verão o HadCM3 aparece como o mais próximo à climatologia observada enquanto que o GFDL tende a ser mais quente no sul do Brasil e o CCSR/NIES tende a ser mais frio que o observado ao leste dos Andes. No outono, o HadCM3 aparece mais próximo a observações com anomalias moderadas entre +1 e -1°C em relação à

climatologia, e no inverno o GFDL é mais frio na Amazônia central (até 2°C) e o HadCM3 tende a ser ligeiramente mais frio que nas observações no Brasil subtropical. Ë importante considerar estes vieses no momento de avaliar os cenários futuros, para poder estimar os valores de chuva e precipitação além das anomalias em ralação ao clima do presente.

Capítulo 6

Cenários climáticos do futuro para o América do Sul: Projeções dos AOGMs globais do IPCC para o Século XXI

A seguir, se apresenta uma revisão de alguns dos cenários climáticos SRES dos modelos de IPCC para o Brasil e a América do Sul. O Anexo II apresenta mapas anuais e sazonais (DJF, MAM, JJA, SON) de valores absolutos e anomalias de chuva e temperatura do ar (relacionado a 1961-90) para América do Sul, para os cenários extremos de alta emissão ou "pessimista" A2 e de baixa emissão ou "otimista" B2 de cinco AOGCMs do IPCC: CCCMA, CSIRO, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES, para os time slices centrados em 2020, 2050 e 2080.

6.1 Precipitação

Como exemplo, consideremos o modelo HadCM3 e os cenários A2 e B2. O período DJF representa a estação chuvosa em boa parte das regiões Sudeste e Centro Oeste, assim como no Sul da Amazônia, enquanto que o período MAM representa a estação chuvosa do Norte da Amazônia e do Nordeste. A Figura 36 mostra uma diminuição na chuva de verão na Amazônia e no Nordeste, que aparece mais forte no cenário A2 em relação ao cenário B2. A ZCAS aparece mais intensa no cenário B2 em relação ao A2 durante o verão. Observa-se também (não foi observado nas saídas de outros modelos do IPCC) que a Região Sul do Brasil mostra incrementos na chuva sazonal e anual. A Zona de Convergência Intertropical ZCIT aparece mais intensa e deslocada ao norte de sua posição climática durante DJF e MAM, deixando anomalias de chuva no Nordeste e norte-centro da Amazônia durante estas estações em 2020.

A Figura 37 mostra para a primavera (SON) e inverno (JJA) para a fatia de tempo centrada em 2020 uma tendência à diminuição na chuva da primavera na Amazônia central (SON) e um possível adiantamento da estação chuvosa no SE do Brasil como mostrado pelas anomalias positivas de chuva (SON), talvez

mostrando uma configuração tipo ZCAS durante a primavera de 2020 no cenário A2. Em JJA a ZCIT aparece mais intensa próxima 5S no Pacífico e Atlântico tropical.

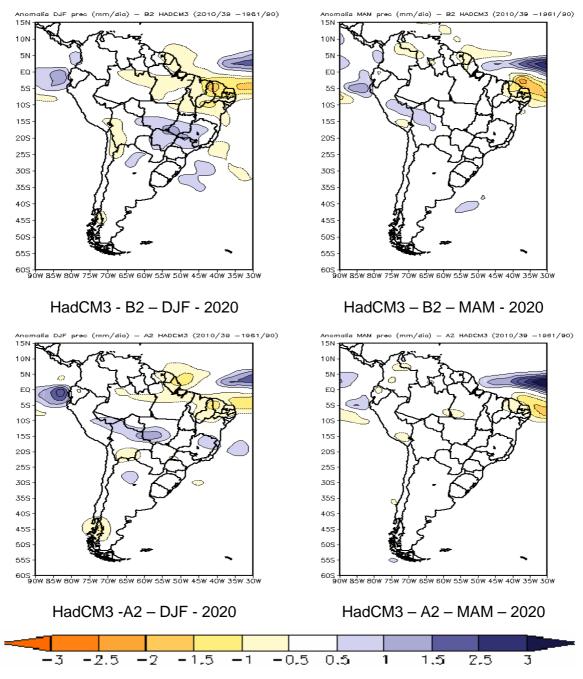


Figura 36. Projeções de anomalias de chuva para DJF e MAM com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os cenários são A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado em 2020.

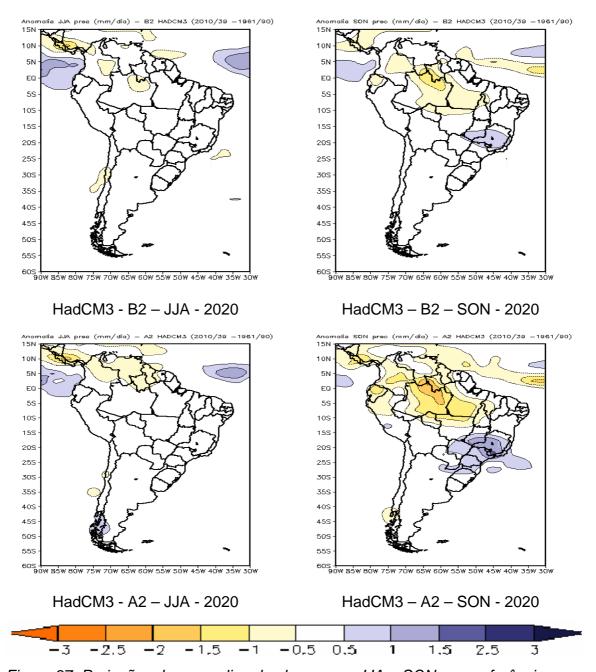


Figura 37. Projeções de anomalias de chuva para JJA e SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado 2020.

A Figura 38 mostra uma comparação de cenários de chuva para a primavera SON, no *time-slice* em 2020 e os mesmos cenários A2 e B2 dos modelos do IPCC do Canadá (CCCMA), Austrália (CSIRO), Estados Unidos (GFDL), e Japão (CCSR/NIES), e deve ser analisada juntamente com a figura 25 (HadCM3)

cenários A2, B2, 2020). O modelo HadCM3 apresenta aumentos de chuva na Região Sudeste-Sul do Brasil e reduções de chuva na Amazônia norte e central, enquanto que todos os modelos apresentam diminuição de chuva na Amazônia em geral. A Figura 38 mostra que durante a primavera o modelo GFDL mostra anomalias positivas de chuva na Amazônia central e norte, mais intensa em B2 que em A2. Os outros modelos não mostram padrão algum de mudança significativa de chuva.

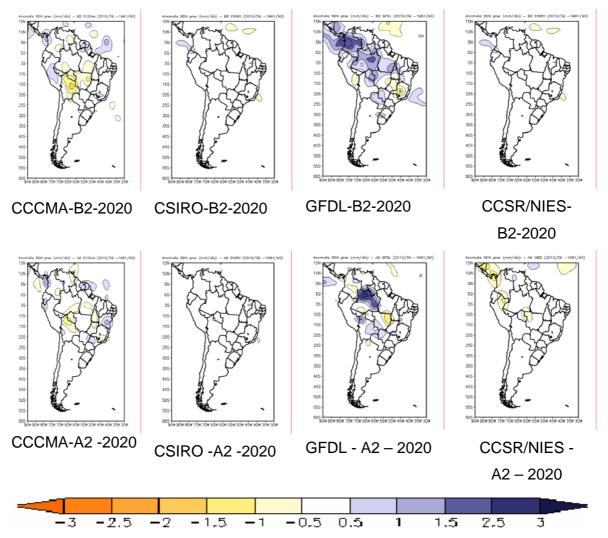
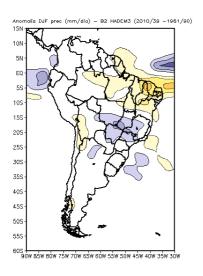


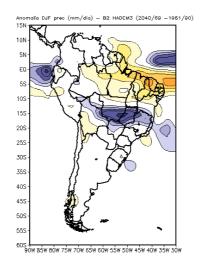
Figura 38. Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCCMA, CSIRO, GFDL e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020.

As diferenças nos campos de precipitação nos *time-slices* em 2020, 2050 e 2080 do modelo HadCM3 são apresentadas na Figura 39 durante o verão DJF. Observa-se que para os dois cenários existe diminuição de chuva na Amazônia e Nordeste e aumento de chuva no Sudeste do Brasil e no Norte do Peru - Equador nos time slices centrados em 2050 e 2080. O modelo HadCM3 tem apresentado o chamado *"Amazon die back"* a partir do ano 2060, em que a diminuição de chuva na Amazônia é tanta que a vegetação reage e vira pastagem, enquanto que na região Sul do Brasil o aumento de chuva já mantém uma região de floresta para este período (Cox et al. 2000, 2004).

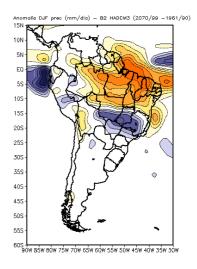
O que se observa na Figura 39 é que este cenário de seca na Amazônia é mais intenso no cenário A2 e em 2080, comparado com B2. A figura também mostra a posição de ZCIT sobre o Pacífico mais para o sul de sua posição atual, e no Atlântico tropical norte a ZCIT aparece mais ao norte da sua posição climática, gerando secas na Amazônia, assim como também uma ZACS mais intensa. Este cenário produzido pelo HadCM3 poderia ser comparado com aquele de um fenômeno El Nino juntamente com aquecimento do Atlântico Norte, como o de El Niño 1998, com chuvas acima do normal no norte do Peru, e uma ZCIT mais ao norte que o normal, gerando secas na Amazônia e especialmente no Nordeste durante o outono MAM.



HadCM3 - B2 - 2020 DJF



HadCM3 - B2 - 2050 DJF



HadCM3 - B2 - 2080 DJF

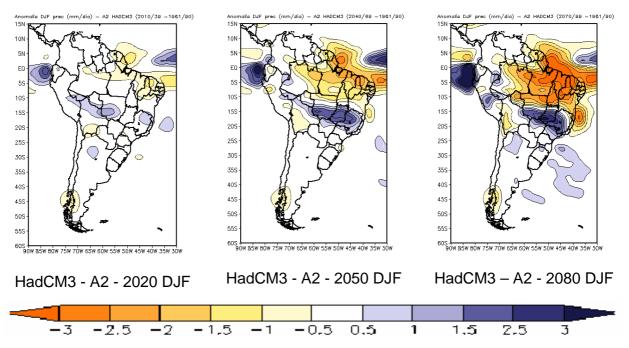


Figura 39. Projeções de anomalias de chuva para verão DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são centrados em 2020, 2050 e 2080 e os cenários são A2 e B2.

No clima do presente, o máximo da estação chuvosa na Amazônia central e na região Nordeste acontece em MAM. As Figuras 40 e 41 mostram uma composição de anomalias de chuvas de 4 modelos para A2 e B2, para os time slices de centrados em 2050 e 2080. O modelo CSIRO não é apresentado. As diferenças mais notáveis são entre os modelos GFDL e HadCM3, mostrando o modelo GFDL anomalias positivas intensas de chuva no Nordeste e Amazônia, e o modelo de HadCM3 apresenta secas no Nordeste e reduções de chuva na Amazônia do Norte e também chuva abundante na costa do Peru e Equador. As anomalias parecem ser ligeiramente mais intensas no cenário A2, e no time slice de 2080 em relação a 2050.

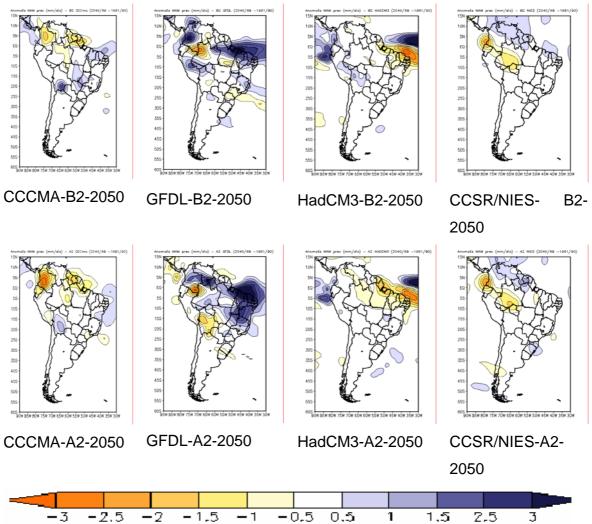
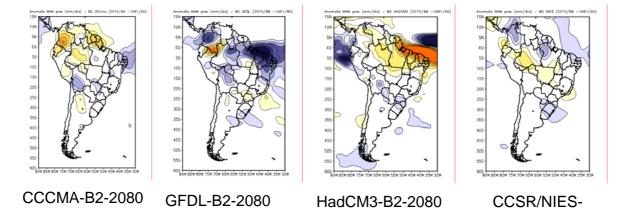


Figura 40. Projeções de anomalias de chuva para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050



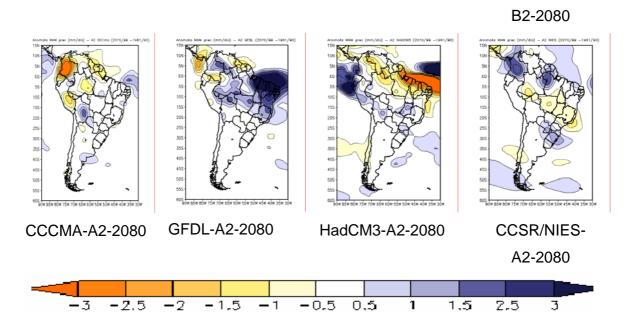


Figura 41. Projeções de anomalias de chuva para MAM com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

A Figura 42 mostra uma composição similar à das Figuras 40 e 41, mais para o inverno JJA. Os modelos GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES apresentam a ZCIT ubicada na posição próxima a 5N sobre o Atlântico tropical Norte e entre o Equador e 5N no Pacífico do leste até o oeste da Colômbia. As anomalias positivas de chuva cobrem até o norte do Peru nos cenários A2 e B2 do HadCM3. As anomalias negativas de Chuva no norte da América do Sul e positivas entre 5-10 N no Atlântico sugerem ainda que a ZCIT esteja mais ao norte e que aparece mais enfraquecida sobre o continente em comparação com o Atlântico tropical norte. Estas anomalias negativas de chuva na Amazonia não aparecem nos modelos GFDL, e CCSR/NIES, enquanto estes dois modelos e o modelo HadCM3 apresentam, ainda que com intensidade diferente) as chuvas acima do normal no Atlântico Tropical Norte. As anomalias são mais intensas no cenário A2.

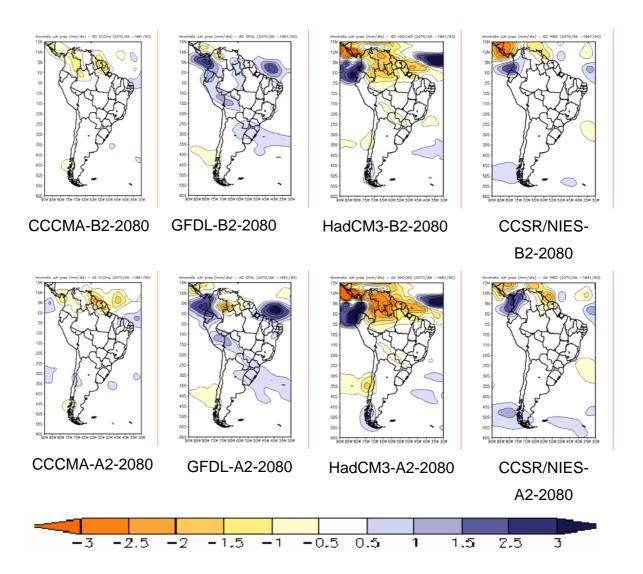


Figura 42. Projeções de anomalias de chuva para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

Durante a primavera SON, a Figura 43 apresenta as anomalias de chuva para o período de 2080, e os modelos GFDL e HadCM3 apresentam anomalias positivas de chuva na parte alta e média da bacia do Prata sendo mais intensas no cenário A2 no HadCM3. Porém, o HAdCM3 mostra anomalias negativas de chuva na Amazônia central e sul e na região da monção da América do Sul enquanto que o modelo de GFDL mostra anomalias positivas, e com as anomalias maiores em A2. O início da estação chuvosa na Amazônia do sul e no sudeste de Brasil

acontece nesta época do ano, as anomalias negativas de chuva na Amazônia do HadCM3 sugerem que a estação chuvosa pode começar mais tarde que o normal nesta região, para os cenários A2 e B2 no período 2071-2100.

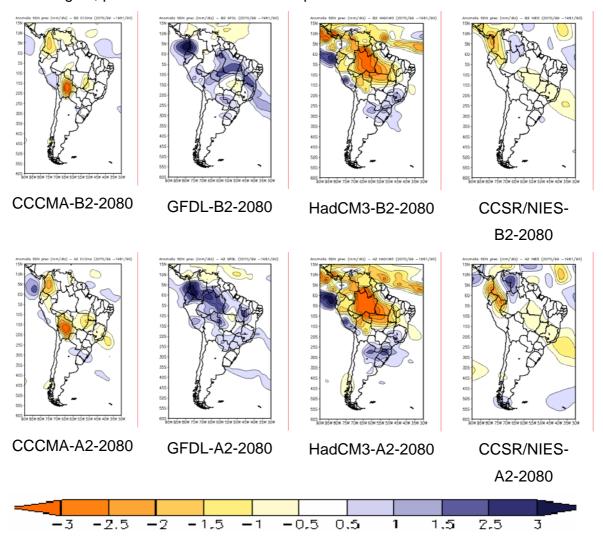
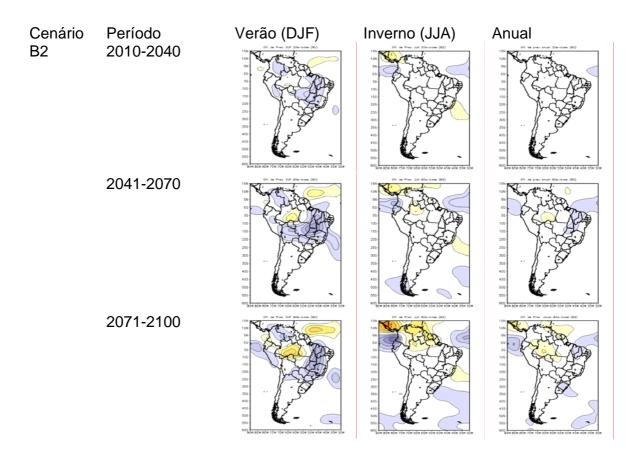


Figura 43. Projeções de anomalias de chuva para SON com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

A Figura 44 mostra uma média dos 5 AGCMs para anomalias de precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. Considerando os cenários e os vieses de cada modelo para o clima do presente mostrados no Anexo I, e das anomalias de chuva de cada modelo já apresentadas

pode se observar que dos modelos, 3 deles apresentam comportamento similar em anomalias de chuva a nível anual e sazonal (CCCMA, NIES/CCSR, e CSIRO), enquanto que o modelo GFDL tem um grande viés positivo na região tropical desde o leste da Amazônia até o Nordeste, o leste dos Andes, enquanto que o modelo HadCM3 apresenta um viés negativo intenso na mesma região durante DJF e MAM. Este viés é muito positivo/negativo do GFDL/HadCM3 no norte da Amazônia durante JJA e na parte central da Amazônia durante SON. A média dos modelos então apresenta uma grande variabilidade entre modelos, podendo os mapas médios apresentar um grau de incerteza. Os mapas apresentam para DJF anomalias negativas de chuva na Amazônia central que são maiores em 2071-2100 comparados com 2010-2040, enquanto que regiões como nordeste, sudeste e sul do Brasil apresentam anomalias de chuva acima do normal, nos dois cenários A2 e B2. No inverno JJA os cenários de 2071-2100 a Amazônia do norte e o norte da América do Sul apresentam chuvas menores que o normal.



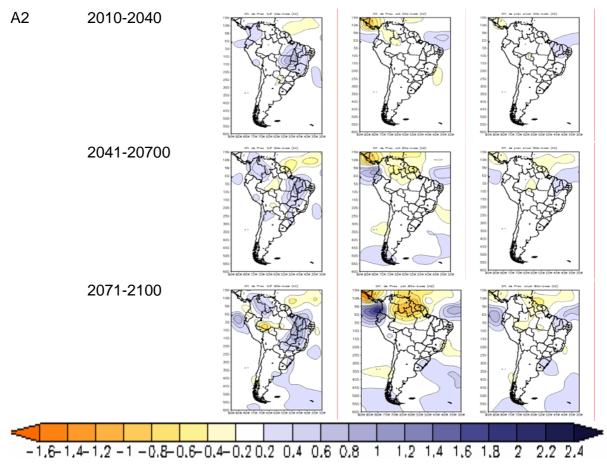


Figura 44. Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de precipitação dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. Unidades são em mm/dia.

6.2 Temperaturas do ar

As Figuras 45 e 46 mostram as projeções de anomalias de temperatura do modelo HadCM3 para DJF, MAM, JJA e SON dos cenários A2 e B2, para o *time-slice* centrado em 2020. Observa-se que todos os cenários mostram aquecimento na Amazônia, ainda que em diferentes magnitudes. O aquecimento é maior na região tropical nos dois cenários durante SON e DJF, na ordem de 2°C, e até 3°C em DJF no norte da Amazônia no cenário A2.

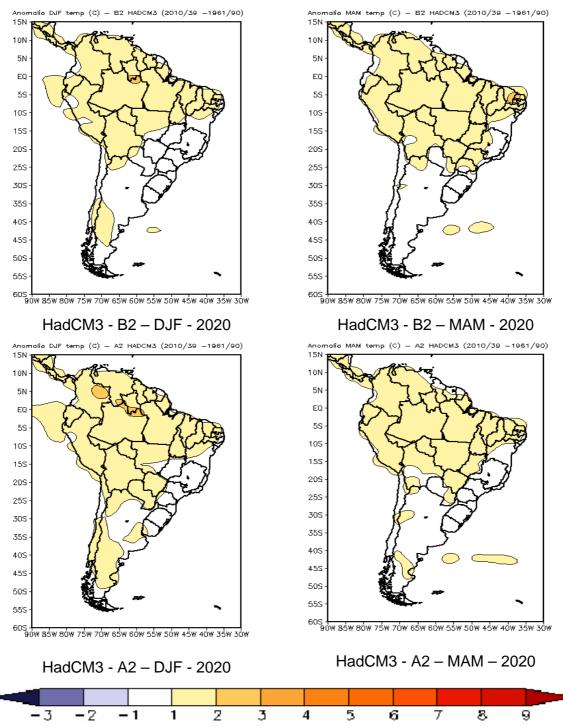


Figura 45. Projeções de anomalias de temperatura para DJF e MAM em relação ao período base 1961-90 para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado em 2020

Para JJA e SON, no mesmo time slice (Figura 46), o modelo HadCM3 mostra anomalias de tendências positivas na região tropical para JJA e SON a

respeito de 2°C, e na primavera que o HadCM3 mostra anomalias positivas até 3°C na região da Amazônia Central em B2 estendendo até a Venezuela e Paraguai em A2.

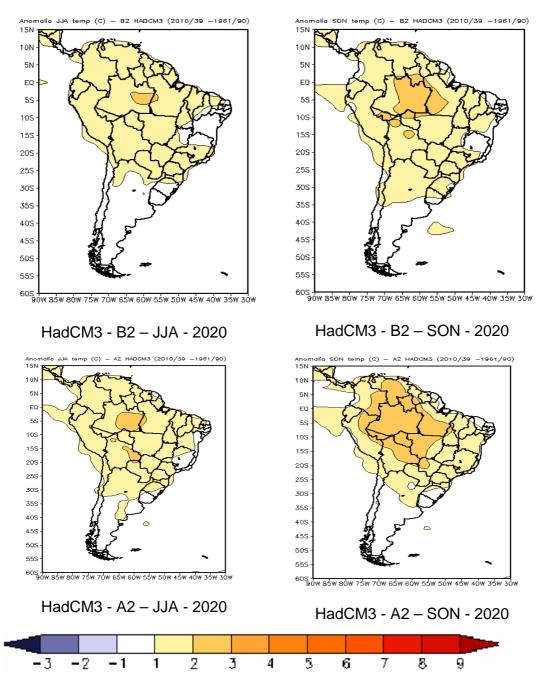


Figura 46. Projeções de anomalias de temperatura para JJA e SON em relação ao período base 1961-90 (números) para América do Sul, nos cenários A2 e B2 pelo modelo HadCM3. O time-slice é centrado em 2020.

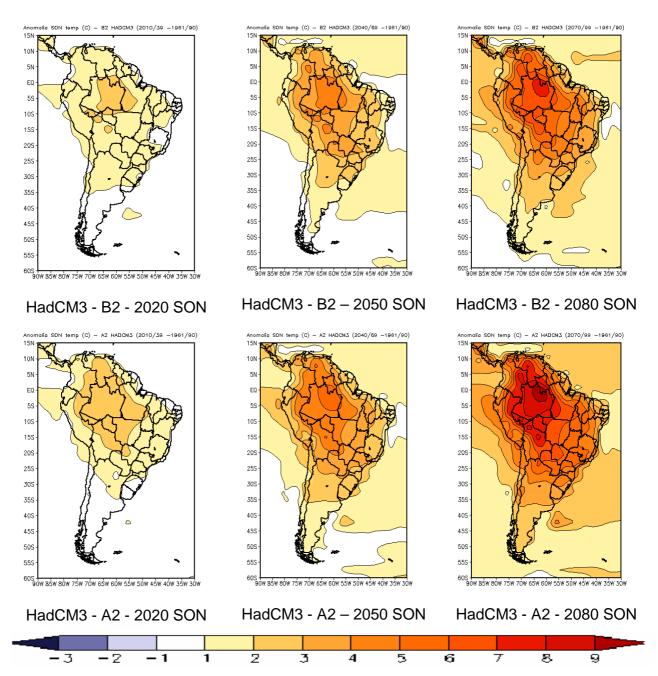


Figura 47. Projeções de anomalias de temperatura para SON em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.

A nível sazonal, a Figura 47 mostra que durante a primavera, a região Amazônica apresenta um aquecimento de até 2°C em 2020, 5°C em 2050 e entre 8 - 9°C em 2080, sendo o aquecimento é maior em A2 comparado com B2. No sul

e sudeste do Brasil o aquecimento chega a 2 - 3°C em 2050 e 3 - 5°C em 2080, comparado com 1 - 2°C em 2020. O aquecimento em 2020 é mais intenso na região tropical, enquanto que se estende para América do Sul em 2050 e 2080.

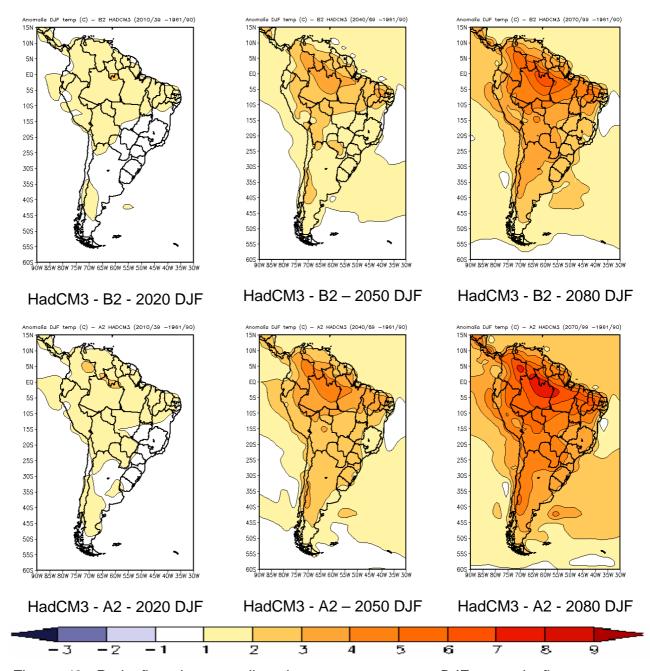


Figura 48. Projeções de anomalias de temperatura para DJF em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.

Durante o verão DJF, a Figura 48 mostra que o aquecimento é mais intenso na região tropical, especialmente na região Amazônia e Nordeste, chegando até 3 - 4°C em 2050 e 6 - 8 °C em 2080, comparado com 1 - 2°C em 2020. Durante a primavera, a região Amazônica apresenta um aquecimento de até 2°C em 2020, 5 °C em 2050 e 8 - 9°C em 2080, sendo que o aquecimento é maior em A2 comparado com B2. No sul e sudeste do Brasil o aquecimento chega 2 - 3°C em 2050 e 3 - 5°C em 2080, comparado com 1 - 2°C em 2020. O aquecimento aparece mais intenso em MAM comparado a DJF.

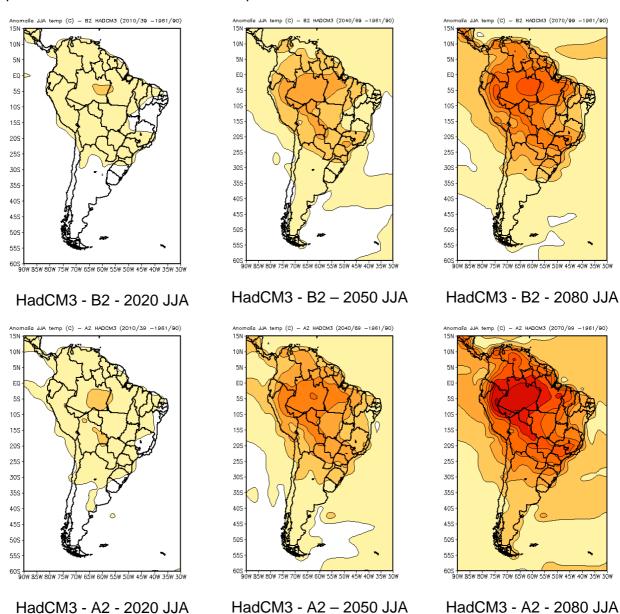
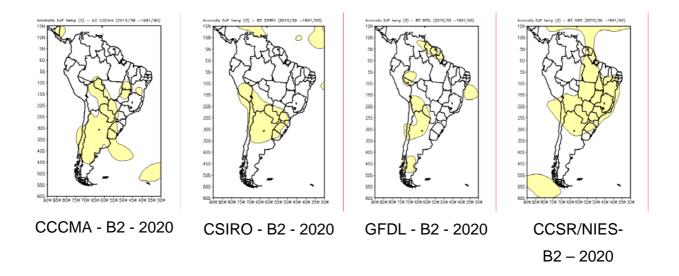




Figura 49. Projeções de anomalias de temperatura para JJA em relação ao período base 1961-90 para América do Sul. As previsões são do modelo HadCM3. Os time-slices são em 2020, 2050 e 2080 dos cenários são A2 e B2.

Durante o inverno JJA, a Figura 49 mostra que o aquecimento é mais intenso na região tropical e subtropical, especialmente na região Amazônica e sudeste do Brasil, chegando até 3 - 4°C no sudeste do Brasil e 6 - 8°C na Amazônia em 2080. O aquecimento parece ser mais intenso na primavera e no inverno, comparado ao verão em termos de intensidade e extensão geográfica. Em 2020 e aquecimento chega até 2°C no Brasil, e até 3 - 5°C na Amazônia e sudeste em 2050.

As Figuras 49 a 52 apresentam projeções de anomalias de temperatura do ar geradas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, CCSR/NIES durante o verão DJF, e nos time slices centrados em 2020, 2050 e 2080, cenários A2 e B2. Em 2020, os modelos CCCMA, CSIRO e GFDL apresentam aquecimento na América do Sul subtropical 20S (1 - 2°C) enquanto que o CCSR/NIES apresenta aquecimento na região tropical.



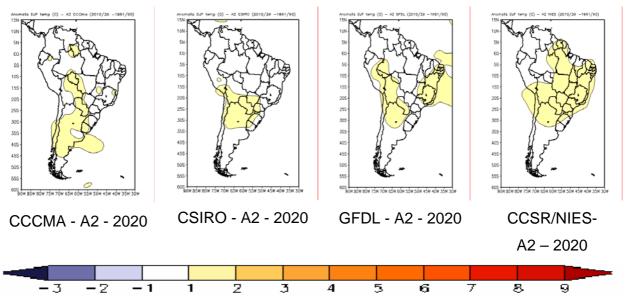
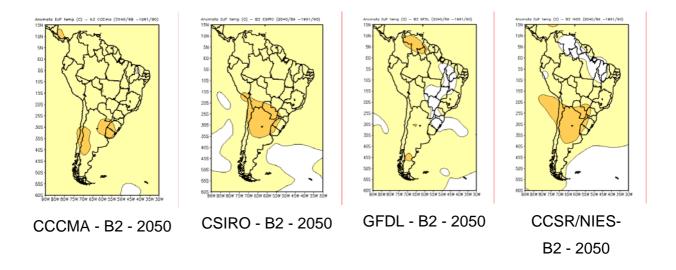


Figura 50. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020.

Em 2050 (Figura 51), o aquecimento observado em toda na América do Sul é de 1°C, chegando até 2°C na região subtropical da América do Sul segundo os modelos CCCMA, CSIRO e CCSR/NIES no cenário B2. Em A2, o aquecimento chega a 3°C no sudeste do Brasil em CCSR/NIES.



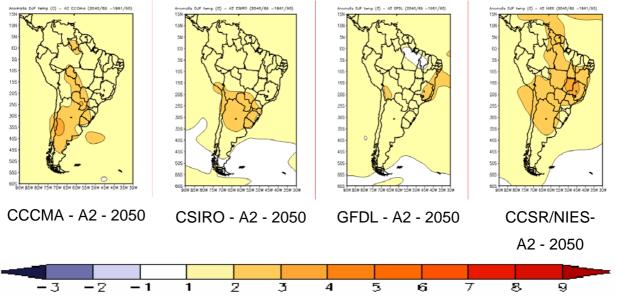


Figura 51. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050.

Em 2080 (Figura 52), durante o verão DJF o aquecimento é maior na região subtropical da América do Sul (até 2°C) em todos os modelos no cenário B2, enquanto que o cenário A2 observado em toda a América do Sul é de 1°C, chegando até 2°C na região subtropical da América do Sul segundo os modelos CCCMA, CSIRO e CCSR/NIES no cenário B2. Em A2, o aquecimento chega até 3 - 4°C sul do 20 S dos modelos CCCMA, CSIRO e chegando até 6 - 8°C no sudeste de Brasil e norte da Argentina no modelo CCRS/NIES. Este aquecimento é também observado na primavera e inverno do modelo HadCM3.

As Figuras 53 a 55 apresentam projeções de anomalias de temperatura do ar geradas pelos modelos CCCMA, CSIRO, GFDL, CCSR/NIES durante o inverno JJA, e nos *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080, cenários A2 e B2. Todos os modelos mostram aquecimento nos *time slices* centrados 2020, 2050 e 2080. O maior aquecimento na América do Sul é simulado pelo modelo CCSR/NEIS, chegando a 3 - 4°C na região tropical nos cenários A2 e B2 em 2050 e até 7 - 8°C na Amazônia no cenário A2 e 4 - 6°C no cenário B2.

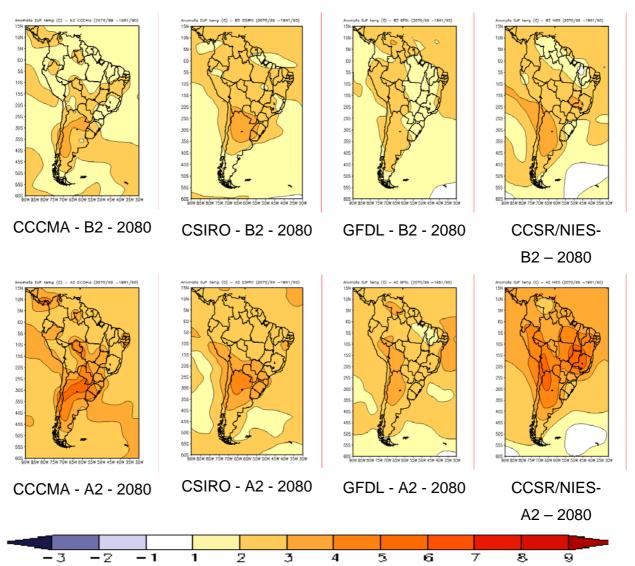


Figura 52. Projeções de anomalias de temperatura para DJF com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

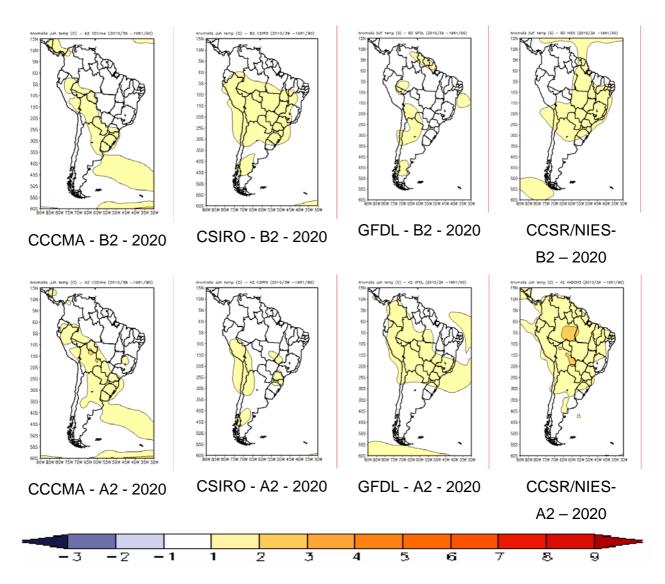


Figura 53. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2020.

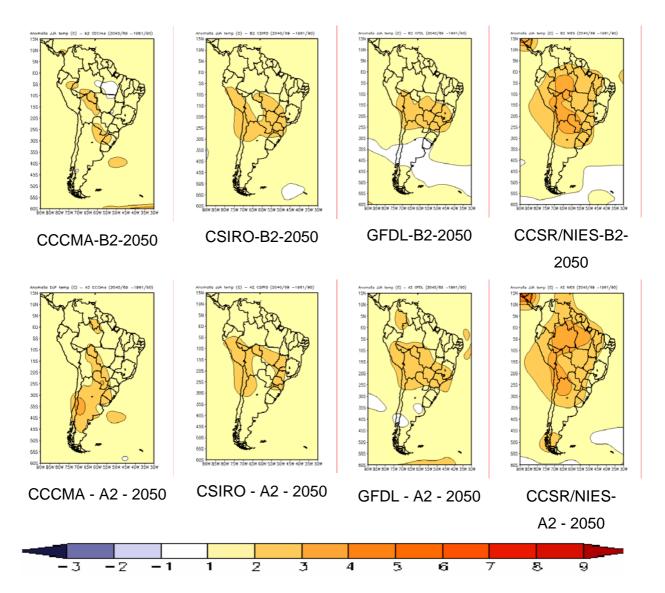


Figura 54. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2050.

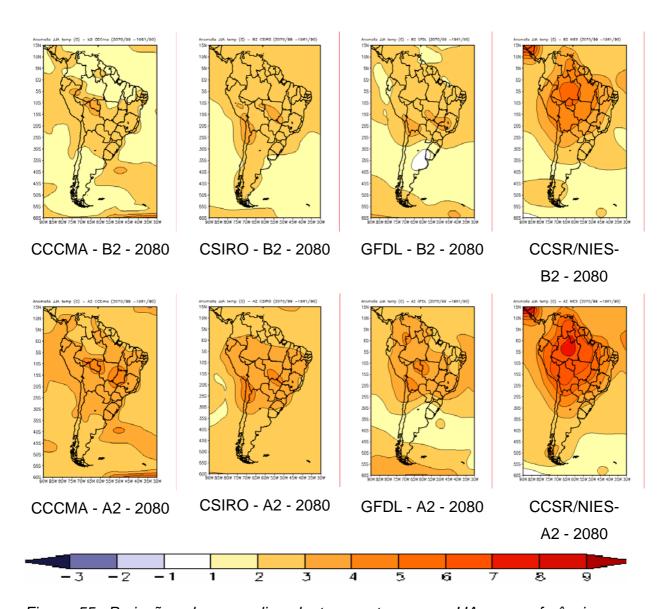


Figura 55. Projeções de anomalias de temperatura para JJA com referência ao período base 1961-90 para América do Sul. Os modelos são os CCCMA, GFDL, HadCM3 e CCSR/NIES. Os cenários são A2 e B2 para time-slice centrado em 2080.

A Figura 56 mostra uma média dos 5 AGCMs para anomalias de temperatura do ar dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. A diferença dos mapas com o composto de anomalias de precipitação dos modelos de IPCC, o composto de anomalias de temperatura do ar sugere um maior aquecimento durante o inverno, especialmente no cenário A2 para o período de 2071-2100. A região que aquece mais é a Amazônia, chegando até 3°C mais

quente no inverno no cenário B2 período 2071-2100, e de até 5°C mais quente no inverno no cenário A2, mesmo período.

Cenário	Período	Verão (DJF)	Inverno (JJA)	Anual
B2	2010-2040	500 CO Note after other	1504 606 606 606 606 606 606 606 606 606 6	The same part of the sa
	2041-2070	Cit. are having, drift filtra-have ((it')) 1004 60 50 50 50 60 60 60 60 60 60	135 of Terripo and Management (PC) 100 of Terripo and Management	135 Na Tarray autor Micros autor (MX) 136 356 356 356 356 356 356 357 357
	2071-2100	Of the Name of Section (ST)	153 On Tarray, July Nice House (01) 164 On Tarray, July Nice House (01) 164 On Tarray, July Nice House (01) 165 On Tarray, July Nice House	1900 to Name and Minds State (DE) 1900 1900 1900 1900 1900 1900 1900 19
A2	2010-2040	ON As Name Date Office	Of the Name, and York house (AT)	The first way would office bloom (AD)
	2041-20700	(art are frame, but eller toler (cl) 100 100 100 100 100 100 100 100 100 10	100 can have a transplant from the color of the side and a side an	100 as Name was filter-town (Ad) 100 100 100 100 100 100 100 1

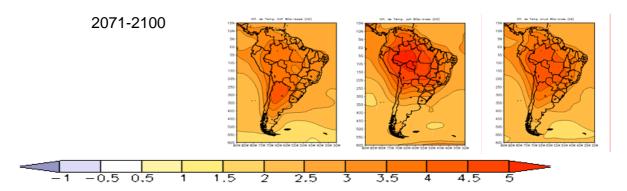


Figura 56. Média sazonal de verão (DJF), inverno (JJA) e anual dos 5 AGCMs para anomalias de temperatura do ar dos cenários A2 e B2, dos períodos 2010-2040, 2041-2070 e 2071-2100. Unidades são em °C.

As projeções de chuva e temperatura do ar para o futuro pelos diferentes modelos, individualmente ou pelo composto de modelos, apresentam diferenças nos cenários futuros de chuva para América do Sul, mostrando às vezes anomalias de sinais opostos, especialmente para chuva dos modelos GFDL e HadCM3. Em relação à temperatura, os diferentes modelos mostram aquecimento na América do Sul, o que tende a ser sempre maior no cenário A2 se comparado com o cenário B2. As anomalias mais intensas de chuva aparecem nas simulações dos modelos HadCM3, GFDL e CCSR/NIES. Em DJF, os modelos HadCM3, CCSR/NIES mostram anomalias positivas de chuva, que podem ser indicadores de intensificação da ZCAS sobre o Sudeste do Brasil estendendo até o oceano Atlântico, enquanto que o modelo GFDL mostra uma ZCAS mais continental. O modelo HadCM3 gera anomalias negativas de chuva no norte do Nordeste e Amazônia durante a estação chuvosa MAM, enquanto que apresenta anomalias positivas de chuva mais intensas na costa do Peru - Equador, e no sul do Brasil, similar ao padrão observado de anomalias de chuva durante anos de El Niño intensos. De fato o modelo HadCM3 apresenta uma variabilidade interanual grande e simula eventos El Niño mais intensos. No Atlântico tropical este modelo mostra a ZCIT mais ao norte e mais próximo ao Equador no Pacífico tropical do leste, consistente com secas no Nordeste. As anomalias se intensificam em 2050 e 2080. O modelo GFDL mostra anomalias positivas de chuva no nordeste, sudeste do Brasil e centro-leste da Amazônia, em contraste com o HadCM3. Os modelos CCSR/NIES, HadCM3 e GFD apresentam anomalias de chuva positivas no sul do Brasil, especialmente em 2050 e 2080 no cenário A2.

As anomalias positivas de chuva no sul do Brasil nos vários modelos para 2080, especialmente no cenário A2, poderiam ser explicadas pelo aumento da convergência nesta região. Todos os modelos apresentam aquecimento que chegam a 2°C no ano 2020 e até 6°C em 2080 especialmente na América do Sul subtropical. Os modelos de HadCM3 e CCSR/NIES nos três *time slices* e 2 cenários apresentam aquecimento maior na região tropical, chegando até 6 - 8°C na Amazônia em 2080, que já apresenta uma redução na chuva de até 3 - 4 mm dia -1. É difícil estabelecer mudanças nos sistemas de circulação (intensidade dos ventos alíseos do Atlântico tropical, do jato de baixos níveis, da intensidade e freqüência de frentes do sul ou na bacia do Chaco-Noreste Argentina e anticiclones subtropicais do Pacifico e Atlântico), que podem explicar aumento na chuva do Sul nos cenários de 2080.

Uma possível explicação seria que o maior aquecimento no continente em comparação aos oceanos adjacentes altera a intensidade dos ventos alíseos do Atlântico tropical, que poderiam ficar mais acelerados. Em tanto que o ar na Amazônia ficaria mais seco, o transporte de umidade da Amazonia central e norte para o sul da Amazonia e sul do Brasil-Norte da Argentina seria menor. O clima mais quente pode intensificar a baixa do Noroeste Argentino, motivando também uma aceleração do jato de baixos níveis, que no futuro poderiam ser mais freqüentes e intensos transportando ar mais "seco" que no clima atual. A convergência na saída do jato e a massa de ar transportada pelas frentes frias do sul (que no futuro possivelmente sejam mais intensas e freqüentes) geram este aumento de chuva. Esta intensificação poderia ser explicada considerando o aquecimento da região subtropical da América dos cenários futuros de clima e as anomalias de chuva observadas, em analogia com o clima do presente que mostra tendências de redução/aumento de chuva na região da Amazônia norte/sul do Brasil e jatos mais intensos e freqüentes (Marengo et. al. 2004a).

Na primavera SON, estação que acontece o início do período chuvoso na maior parte do Brasil, o modelo HadCM3 tende a apresentar anomalias positivas

de chuva na região do sul da Amazônia, Sudeste do Brasil e da monção da América do Sul, sugerindo também um possível adiantamento da estação chuvosa. No inverno, o modelo HadCM3 e, em menor grau o CCSR/NIES, apresentam anomalias positivas de chuva no sudeste mais fraca que dos modelos HadCM3 e GFDL. No inverno, os modelos apresentam uma intensificação da ZCIT no Atlântico tropical do norte e Pacífico tropical do leste. Todos os modelos apresentam em maior ou menor grau anomalias de chuva na Amazônia do Norte e a costa da Venezuela, e o leste da Colômbia, e com as reduções mais intensas no cenário A2. O aquecimento é maior no inverno e primavera que no verão, e mais intenso nos cenários A2 comparado com B2.

6.3 Extremos de chuva e de temperaturas do ar

As análises de extremos de chuva e temperatura apresentados na Seção 3.2 e nos trabalhos de Vincent et al. (2005), Haylock et al (2006) e Alexander et al. (2005) para América do Sul apresentam uma visão de aquecimento e de intensificação de eventos extremos de chuva, ainda que as mudanças de extremos de chuva sejam menos coerentes que as mudanças na temperatura do ar. Estas mudanças observadas são consistentes com estudos observacionais realizados a nível regional nos vários países da região (Marengo e Camargo 2006, Rusticucci et al., 2002, 2003, 2004).

Um estudo recente (Tebaldi et al. 2005) analisa projeções de extremos climáticos usando 8 modelos globais do IPCC que atualmente estão sendo considerados para a implementação do Quarto Relatório Científico (IPCC-AR4). Considerando os mesmos índices de extremos climáticos de chuva e temperatura discutidos na Seção 3.2 (sub seção sobre extremos), os 8 modelos indicam que as projeções de temperatura do ar para meados e finais do Século XXI (2080-2099) apontam para um clima mais quente, com algumas diferenças na distribuição do aquecimento a nível global, e também com diferenças entre os diferentes cenários de emissão. Alguns dos índices de chuva sugerem um aumento na freqüência e intensidade de chuvas extremas. Porém, um consenso entre modelos e

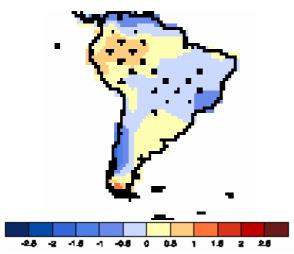
significância estatística é mais difícil de ser observado em regiões como a América do Sul tropical.

Os modelos analisados para projeções de extremos climáticos são: DOE/NCAR PCM, NCAR CSM3, CCSR-MIROC de baixa e média resolução, INM-CM3, CNRM-CM3, GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1. Os cenários analisados por Tebaldi et al. (2005) são os de alta emissão A2, média emissão A1B e baixa emissão B1; os índices discutidos neste relatório são ondas de calor (HWI), porcentagem de noites quentes (TN90), número de dias com chuva acima de 10 mm (R10), máximo número de dias secos consecutivos (CDD), precipitação máxima acumulada em 5 dias (RX5day), e fração total de precipitação devido a eventos de chuva acima do percentil de 95th (R95P).

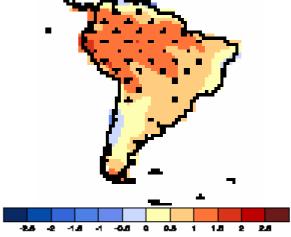
A Figura 57 apresenta um "zoom" para América do Sul do mapa global de Tebaldi et al. (2005) para uma média dos 8 modelos globais e índices acima mencionados para o cenário A1B. As regiões com pontos apresentam áreas onde ao menos 4 dos 8 modelos mostram a mesma magnitude e tendência estatisticamente significativa na mudança dos índices climáticos de extremos. Para a onda de calor HWI, se observam valores positivos em toda a América do Sul, especialmente na região subtropical onde o índice pode chegar até 3 – 4 °C. Os valores do índice de noites quentes TN90 são positivos e estatisticamente significativos em todo o continente sendo mais intensos na região subtropical e no norte da América do Sul, e com um gradiente negativo entre o Equador e a região subtropical.

O índice de CDD de dias secos consecutivos mostra que os modelos tendem a apresentar um sinal consistente no sudeste do Brasil - sul do Nordeste e no extremo leste da Amazônia, onde o índice positivo sugere que no futuro poderiam se apresentar períodos secos mais intensos e de maior duração. Na Amazônia do oeste e norte de Peru-Ecuador e na Colômbia, o sinal negativo estatisticamente significativo sugere que no futuro poderiam se apresentar períodos secos mais curtos. Os índices de intensificação de chuva extremas que podem produzir enchentes, identificados como RX5day e R95P, mostram tendências positivas em ao menos 4 dos 8 modelos na região Amazônia e em

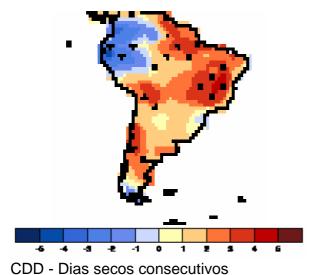
partes da região sudeste. É mais difícil poder tirar alguma conclusão do mapa de R10, pois as tendências não parecem ser consistentes como as de RX5day e R95P. Áreas com anomalias negativas aparecem no nordeste, centro oeste e sudeste do Brasil, sul da Amazônia, Venezuela e sul do Chile, sendo estatisticamente significativas no sudeste e centro oeste do Brasil e sul da Amazônia, sugerindo reduções na freqüência de eventos de chuva acima de 10 mm dia ⁻¹, enquanto que na Amazônia do oeste e na Colômbia os 4 dos 8 modelos apresentam uma tendência positiva de R10, que parecem ser consistentes com as tendências dos índices RX5day e R95P.



R10 - número de dias com chuva intensa



R95P -fração total de precipitação devido a eventos de chuva acima do percentual de 95th



a RX5day - Máxima precip acumulada em 5 dias

-0.5

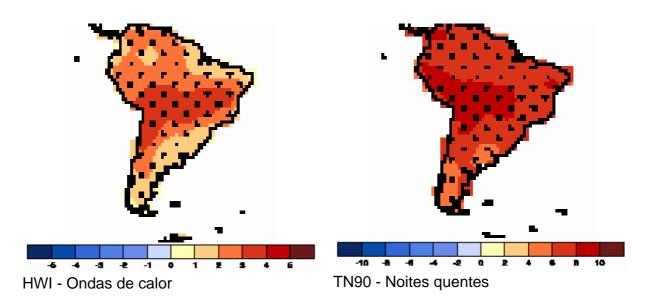


Figura 57. Compostos de mudanças em extremos climáticos de 8 modelos do IPCC-AR4 para o cenário A1B, e apresentando diferenças entre o futuro (2080-2099) e o presente (1980-1999). Os índices de extremos são definidos na Seção 3.2: R10 - número de dias com chuva intensa acima de 10 mm dia -1, R95P- fração total de precipitação devido a eventos de chuva acima do percentual de 95th, CDD-Dias secos consecutivos, RX5day - máxima precipitação acumulada em 5 dias, HWI-Ondas de calor, TN90-porcentagem de noites quentes. Valores gerados pelos modelos em cada ponto de grade foram normalizados em relação à média do modelo e depois o composto da média dos 8 modelos foi calculada. Os pontos nos mapas correspondem a áreas onde ao menos 4 dos 8 modelos mostram mudanças estatisticamente significativas. (Fonte: Tebaldi et al. 2005).

6.4 Vazões e fluxos dos grandes rios do Brasil

No Brasil, os Rios São Francisco, Amazonas e Paraná-Prata são grandemente importantes pelas contribuições ao potencial hidroelétrico do Brasil, assim como pelos aspectos ecológicos, sociais, econômicos, agrícolas, considerando a grande vulnerabilidade do ecossistema Amazônico e da população do semi-árido nordestino às mudanças de clima, assim como o possível impacto de mudanças nos regimes hidrológicos e térmicos na bacia do Paraná-Prata considerando a grande contribuição desta bacia ao PBI do Brasil, e pelo fato de

que as maiores e economicamente mais importantes cidades do Brasil e do Sudeste da América do Sul localizam-se nesta bacia.

Dois estudos publicados recentemente sugerem que já há evidência de que a atividade humana está mudando o regime hidrológico e fluxo dos rios em todo o mundo, seja por causa do aumento da temperatura no planeta, seja em conseqüência de alterações na atividade das plantas em função do aumento de dióxido de carbono na atmosfera. E essas mudanças podem ter conseqüências na produção de alimentos, na freqüência de inundações e em danos para os ecossistemas. O relatório de mudanças de clima publicado pelo Hadley Centre for Climate Prediction and Research, ligado ao Centro Meteorológico Inglês (UK Met Office, 2005) prevê que ao longo do século XXI (2061-2100) no conjunto do planeta, o fluxo dos rios deve subir cerca de 2% até 2020. Se for considerado também o efeito da concentração de carbono na atmosfera sobre as plantas, o aumento pode chegar a 7% - agravando muita a possibilidade de inundações e deslizamentos de terra em várias partes. Este estudo é baseado nos cenários gerados pelo novo modelo do Hadley Centre HadCGEM1, para o cenário A1B, (que é menos extremo que o cenário A2), e este modelo pelo fato de ter sido gerado por um modelo somente apresenta ainda algum grau de incerteza. Este modelo HadGEM1 inclui o efeito direto de aumento na concentração de CO2 atmosférico nas plantas. No Brasil, a descarga fluvial no semi-árido brasileiro aumentará entre 25% e 150%. Na Amazônia e no Pantanal haverá redução entre 25% e 50%, e na Bacia do Paraná-Prata a descarga das vazões deverão aumentar entre 20-40%. Este aumento simulado para o futuro é consistente com o aumento observado de vazões na bacia do Paraná-Prata desde 1970 até 2000 como mostrado na Figura 19, e pode sugerir que variabilidade natural de clima, juntamente com a variabilidade externa (aumento na concentração de gases de efeito estufa) seriam responsáveis pelo aumento (Figura 58).

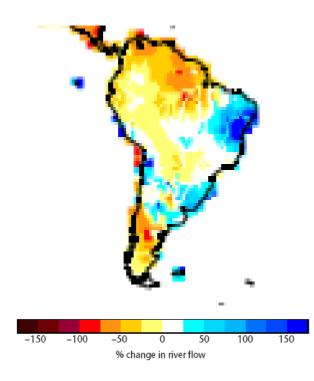


Figura 58. Mudanças previstas de vazões em percentagem (%) na América do Sul, para o período 2061-2100, cenário A1B gerado pelo Modelo HadGEM1 (UK Met Office 2005).

O outro estudo foi publicado por um grupo de pesquisadores do Serviço Geológico dos Estados Unidos (Milly et al. 2005). Este estudo avalia o impacto de mudanças climáticas em vazões de rios a nível mundial. A média foi feita com 12 modelos do IPCC [CCSM3, CGCM3.1(T63), ECHAM5/MPI-OM, ECHO-G, FGOALS-g1.0, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-AOM, MIROC3.2(hires), MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3 e UKMO-HadGEM1], para o período entre 2041-2060 em relação ao clima atual 1900-70. A Figura 59 mostra aumentos de 20-60% nas vazões do Rio Paraná-Prata, e reduções entre 10-15% na Amazônia e a bacia do São Francisco no Nordeste do Brasil, em contraposição com as projeções do modelo HadGEM1 para esta região (Figura 58). As projeções do HadGE1 e da média dos modelos (que também inclui o HadGEM1) apresentam aumentos nas vazões do Paraná-Prata e reduções na Amazônia e Pantanal. Milly et al (2005) sugerem uma maior confiabilidade nas projeções para Amazônia e as bacias do sudeste da América do Sul, enquanto que as incertezas para a Bacia do São Francisco ainda são consideráveis.

A possível redução de vazões na Amazônia pode ter impactos graves na biodiversidade regional e no potencial hidroelétrico nesta região. No sul do Brasil,

poderiam ocorrer inundações mais intensas/freqüentes. O Brasil precisa repensar seus caminhos. Não pode continuar contribuindo (principalmente com desmatamentos, queimadas e mudanças no uso da terra, que representam uns 75% das nossas emissões) com cerca de 4% do total mundial de emissões de gases, que nos colocam entre os principais emissores. Precisa de mudanças radicais nas políticas amazônicas. Não pode continuar indiferente ao que acontece no cerrado e no Pantanal. Precisa, além disso - como já se observou tantas vezes neste espaço -, construir com urgência sistemas científicos mais avançados na área do clima e sistemas de defesa capazes de atender às emergências (já estamos em 11º lugar entre os países vítimas de desastres naturais).

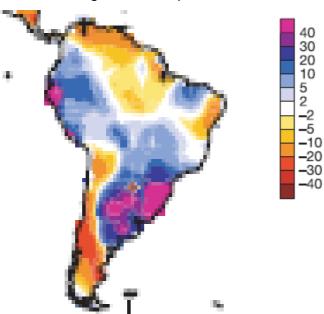


Figura 59. Média aritmética de vazões de 12 modelos do IPCC AR4 para o período entre 2041-2 2060 em relação ao período entre 1900-70 em percentagem (%) para o cenário A1B (Fonte: -20 (Milly et al. 2005)).

Capítulo 7

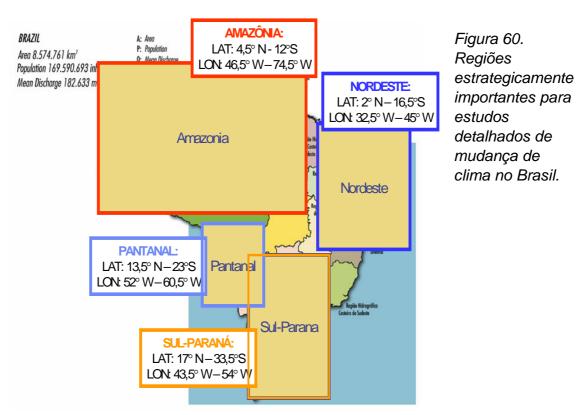
Análises regionais de cenários climáticos do futuro no Brasil e América do Sul

Os mapas dos cenários futuros de clima A2 e B2 dos diferentes modelos do IPCC- TAR apresentados nas Seções 6.1 e 6.2, assim como as projeções dos cenários de extremos climáticos apresentados pelos modelos de IPCC-AR4 (Seção 6.3) mostram que para o Brasil, especialmente regiões como a Amazônia, Nordeste e Sul (com melhor previsibilidade climática), modelos diferentes, mas com iguais concentrações dos gases de efeito estufa prevêem, por vezes, diferentes climas regionais, especialmente em relação à chuva. No entanto, para a temperatura do ar, todos os modelos mostram um aquecimento sistemático, também com diferentes taxas de aquecimento para os diferentes modelos. Nos extremos, também se apresentam tendências de aumentos nos extremos de temperatura em todo o Brasil, enquanto que mudanças nos extremos de precipitação podem variar para as diferentes regiões. Para a Amazônia, enquanto um modelo mostra anomalias positivas de chuva, o restante dos modelos mostra diminuição de chuvas, ainda que em diferentes magnitudes. No Nordeste, os modelos apresentam sistematicamente menos chuvas e temperaturas mais altas, enquanto que nesta região o aquecimento é menor que aquele previsto para Amazônia. Estas diferenças representam uma medida da incerteza dos cenários de emissões A2 e B2.

Em continuação, uma análise regional de mudanças de clima (temperatura e precipitação) usando os modelos globais do IPCC-DDC já introduzidos nos mapas da Seção 6 é feita para algumas regiões do Brasil. A Figura 60 apresenta as regiões para as quais serão feitas as análises, considerando os 5 modelos e os cenários A2 e B2, e as anomalias em relação ao clima do presente 1961-90. As regiões são a Amazônia, Pantanal, Nordeste do Brasil e a Bacia do Paraná-Prata, e foram escolhidas por sua importante estratégica na economia da região, e nos aspectos sociais, econômicos e ecológicos. Os ecossistemas naturais da

Amazônia e do Pantanal apresentam um alto grau de vulnerabilidade à variabilidade e mudança de clima. O semi-árido do Nordeste do Brasil é a região onde a população no é a mais vulnerável à mudança de clima.

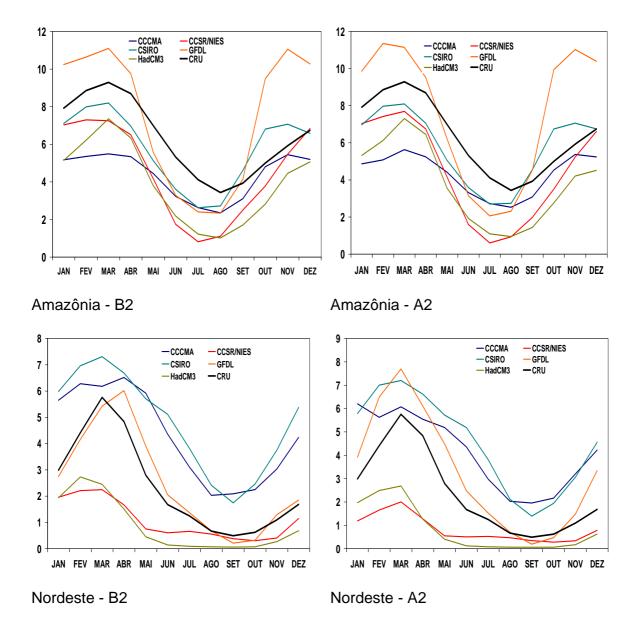
A importância da Bacia do Paraná-Prata é obvia, pois a região é importante desde o ponto de vista agropecuário e para a geração de energia hidroelétrica para as grandes cidades do sudeste da América do Sul. As análises incluem descrições do ciclo sazonal de chuvas no presente (1961-90) e no futuro (2050-2100), as tendências de longo prazo na chuva até 2100, assim como uma análise de anomalias de chuva e temperatura do ar e chuva para as quatro regiões, nos cenários A2 e B2 e nos time slices centrados em 2020s, 2050s e 2080s.

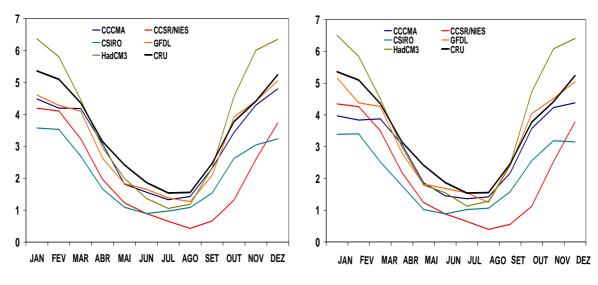


7.1 Ciclo sazonal de chuvas

7.1.1 Amazônia:

O ciclo sazonal de chuvas observado no clima atual (CRU durante 1960-98) é simulado pelos 5 modelos do IPCC-DDC para os cenários A2 e B2 no Século XXI para a Amazônia, Nordeste e Bacia do Prata. Segundo as projeções de alguns modelos globais do IPCC-DDC (Figuras 62). A Figura 62 mostra que os modelos simulam para o futuro (2050-2100) um ciclo anual que é similar ao clima do presente (CRU, 1960-98), com o máximo de chuva de Fevereiro a Maio, e os modelos GFDL e CSIRO apresentam um segundo máximo entre Outubro e Novembro nos cenários futuros A2 e B2. O modelo de GFDL apresenta uma maior amplitude com os máximos/mínimos de chuva maiores/menores do que observados no clima do presente. Os outros 5 modelos apresentam menos chuva que no clima atual para os cenários A2 e B2, sendo o mais extremo o modelo CCSR/NIES, com chuva na estação de estiagem da ordem de 1 mm dia -1 comparado com o clima atual que é de 4 mm dia ⁻¹. Considerando que a chuva na estação de estiagem será 100 mm mês -1 (3.3 mm dia -1), observa-se que 4 modelos apresentam chuvas menores que este valor no período de junho a setembro, sugerindo que a duração da estação seca no futuro para os cenários A2 e B2 pode ser maior que no clima atual. Os modelos GFDL e CSIRO superestimam a chuva durante a transição da primavera para a estação chuvosa em 4 mm dia ⁻¹, no entanto os outros modelos subestimam a chuva nesta transição até em 3 mm dia ⁻¹. Os cenários climáticos propostos pelos modelos sugerem igualmente um aumento da suscetibilidade aos fogos florestais em largas áreas da Amazônia, devido à combinação de altas temperaturas e reduções drásticas de chuvas durante a estação de menos chuva que vai de Maio ate Agosto. Estiagens mais freqüentes em especial durante o auge do período chuvoso, entre Março e Maio reduzirão a confiabilidade do alagamento sazonal da floresta como a região de floresta inundada. Isto seria uma condição de seca característica de um El Niño intenso, como foi em 1925-26, 1982-83 e 1997-98.





Bacia do Prata - B2

Bacia do Prata - A2

Figura 61. Variação sazonal de chuva em 3 regiões do Brasil (domínio na Figura 56) para o clima do presente (CRU) e para os futuros (2050-2100) cenários A2 e B2 dos modelos de IPCC: CCCMA, CSIRO, HadCM3, CCSR/NIES, GFDL. Unidades são em mm dia -1.

7.1.2. Nordeste

O impacto da variabilidade climática sobre os recursos hídricos no Brasil deverá ser mais dramático, porém, no Nordeste, onde há escassez de água já é um problema. Atualmente, a disponibilidade hídrica per-cápita na região é insuficiente nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, sem contar a variação regional, que torna a situação ainda mais insustentável para os 8 milhões de habitantes do semi-árido.

A Figura 62 mostra que os modelos para o Século XXI (2050-2100) simulam um ciclo anual de chuva que é similar ao clima presente (CRU, 1960-98) com o máximo de chuva de Fevereiro a Maio. No cenário B2, os modelos CCCMA e CSIRO apresentam sistematicamente anomalias positivas de chuva de aproximadamente 3 mm dia ⁻¹ ao longo de ano todo. O modelo GFDL apresenta chuvas próximas ao presente no cenário B2, no entanto o cenário A2 deste modelo apresenta até 2.5 mm dia ⁻¹ de chuva maior que o presente, durante a estação chuvosa. Os modelos HadCM3 e CCSR/NIES apresentam menos chuva

durante a estação chuvosa e uma estação de estiagem mais longa nos dois cenários A2 e B2. Os modelos CCCMA e CSIRO superestimam a chuva durante a transição da primavera para a estação chuvosa em 2-3 mm dia ⁻¹, no entanto os modelos CCSR/NIES e HadCM3 adiam o início da estação chuvosa até novembro, sendo que no clima atual acontece em setembro.

7.1.3 Bacia do Prata

Na Bacia do Prata - tanto nos rios Paraguai e Uruguai como no Paraná, verifica-se um aumento de vazão a partir dos anos da década de 1970. É difícil precisar o quanto desse aumento deve-se a um aumento na pluviosidade e o quanto se deve a outros fatores, como desmatamento e agricultura. Temos, porém, indicadores mostrando que, enquanto aqui aumentou a vazão, na África ela diminuiu no mesmo período. As conseqüências dessas mudanças foram uma maior produtividade agrícola na Bacia do Prata e menor na África. Além disso, esse maior volume de água nos rios aumentou a produtividade das usinas hidrelétricas, como Itaipu. Caso isso não tivesse acontecido, o racionamento de energia poderia ter acontecido antes ou ter sido muito pior.

As projeções do ciclo anual de chuva para o período futuro 2050-2100 (Figura 61) sugerem que o ciclo anual de chuvas na Bacia do Prata seria similar ao do clima presente, com máximos de chuva entre Novembro a Março. Para os dois cenários A2 e B2, o modelo HadCM3 aponta para aumentos da chuva em até 1 mm dia -1 durante a estação chuvosa, e uma redução de até 0.5 mm dia -1 durante a estação invernal. Os outros modelos CCCMA e GFDL apresentam o início da estação chuvosa similar ao clima do presente, mas sendo a chuva simulada por estes dois modelos de 1 mm dia -1 menor que o clima atual para os cenários B2 e A2. Para os dois cenários, os modelos CSIRO e CCSR/NEIS simulam uma redução de chuvas de até 2 mm dia -1 ao longo de todo o ano. Estes dois modelos, especialmente o CCSR/NIES simulam uma estação seca mais longa com um adiamento do início da estação chuvosa em até dois meses.

7.2 Tendências de temperatura e chuva durante o Século XXI

As Figuras 62 e 63 apresentam séries de tempo das anomalias de chuva e temperatura geradas por 6 modelos do IPCC para o período 2000-2100, e nas quatro regiões de interesse apresentadas na Figura 60. As anomalias são calculadas em relação à média de 1961-90, as curvas mostradas representam a média móvel de 11 anos.

7.2.1 Amazônia

O modelo GFDL mostra aumentos na chuva de até 2 mm dia -1 em 2100. No entanto, o modelo HadCM3 apresenta reduções sistemáticas na chuva de até 2 mm dia -1 em 2100 para o HadCM3 (Figura 63). No cenário A2 o modelo CSIRO apresentam ligeiros aumentos da chuva até 2100. Os modelos HadCM3 and GFDL são talvez aqueles que mostram as maiores e contrastantes diferenças nosos cenários B2 e A2. No cenário B2, o modelo HadCM3/GFDL simula anomalias de chuva de -2/+1.5 mm dia -1. No modelo HadCM3 parara os dois cenárioa A2 e B2, o modelo simula anomalias negativas de chuva de até 0.7 mm dia -1 e a partir de 2060 começa a aumentar e, para 2100 apresenta anomalias negativas de até 2 mm dia -1. A Figura 63 apresenta as séries de tempo de anomalias de temperatura geradas pelos 5 modelos do IPCC para os cenários A2 e B2. Todos os modelos apresentam aquecimento até 2100, chegando o aquecimento até 2 - 5°C no A2 e 2-6°C para o cenário B2, e o aquecimento variando entre modelos. O maior aquecimento é gerado pelo HadCM3 chegando até 8°C no A2 e 6°C no B2.

7.2.2 Nordeste

Para o cenário B2, os modelos CSIRO, GFDL, CCCMA desde 2000 e o modelo CCSR/NIES desde 2060 mostram anomalias positivas de chuva, que chegam até 2 mm dia ⁻¹ no GFDL para 2100. No cenário A2, o modelo CCSR/NIES apresenta anomalias positivas que são menos intensas que no cenário B2. No A2, a maior diferença com B2 está no modelo GFDL, que

apresenta tendências positivas de chuva chegando até 2-3 mm dia -1 em 2080 em A2 comparado com 2 mm dia -1 no cenário B2 (Figura 62). Nos dois cenários, o modelo HadCM3 apresenta anomalias de chuva negativas chegando até 1.5 mm dia -1 em 2100 nos dois cenários A2 e B2. A Figura 63 apresenta as séries de tempo de anomalias de temperatura geradas pelos 5 modelos do IPCC para nos cenários A2 e B2. Todos os modelos apresentam aquecimento até 2100, chegando o aquecimento até 3 – 5.5 °C no A2 e 1.5 - 2.5 °C para o cenário B2 em 2100, e o aquecimento variando entre modelos (Figura 63).

7.2.3 Pantanal

Para esta região, os modelos apresentam uma redução nas chuvas da região no cenário A2 da ordem de -0.5 mm dia⁻¹, exceto o modelo GFDL que mostra um aumento da chuva de até 1 mm dia⁻¹ em 2100. No cenário B2, os modelos HadCM3 apresentam anomalias positivas de até 0.5 mm.dia⁻¹ até 2060, e depois as anomalias são negativas (Figura 62).. A Figura 63 mostra que o aquecimento chega até 6°C em 2100, cenário A2 dos modelos NIES/CCSR e HadCM3, enquanto que no B2 este aquecimento alcança 4.5 °C nos mesmos dois modelos. O aquecimento entre modelos varia de 3 - 6 °C em A2 e de 2 - 4.5 °C ou B2 (Figura 63).

7.2.4 Bacia do Prata

Os modelos HadCM3 e GFDL apresentam para o cenário B2 uma tendência positiva da chuva, chegando até 0.5 mm dia -1, o modelo HadCM3 no cenário A2 apresenta ate 2100 anomalias negativas de chuvas de menos de 0.5 mm dia -1. Os modelos CSIRO e CCSR/NEIS apresentam períodos relativamente mais e menos chuvosos, apresentando anomalias que variam entre +0.5 mm dia -1 e -0.5 mm dia -1. Os dois modelos apresentam uma variabilidade contrastante. O modelo CCSR/NIES apresenta anomalias positivas no cenário A2 no período entre 2060 e 2080 mais que não ultrapassam o 1 mm dia -1. A Figura 63 mostra o maior aquecimento de até 5 °C no A2 e 3 °C no B2, e o aquecimento variando entre os modelos de 2 – 5 °C no A2 e 2 – 3 °C no B2. Os modelos HadCM3 a CCSR/NIES

apresenta, anomalias positivas de ate 5 $^{\circ}$ C em 2100 para A2, e de 3-4 $^{\circ}$ C ate 2100 no cenário B2.

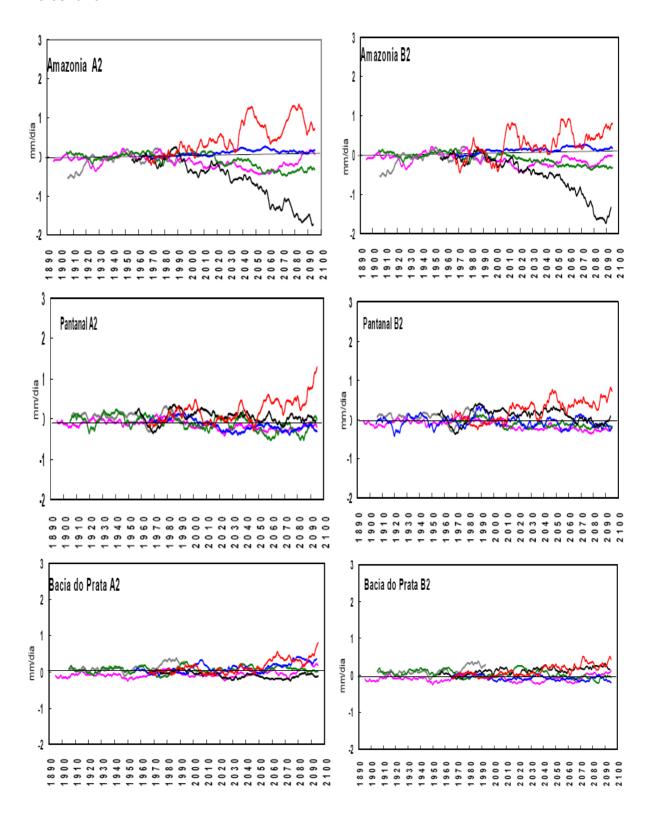
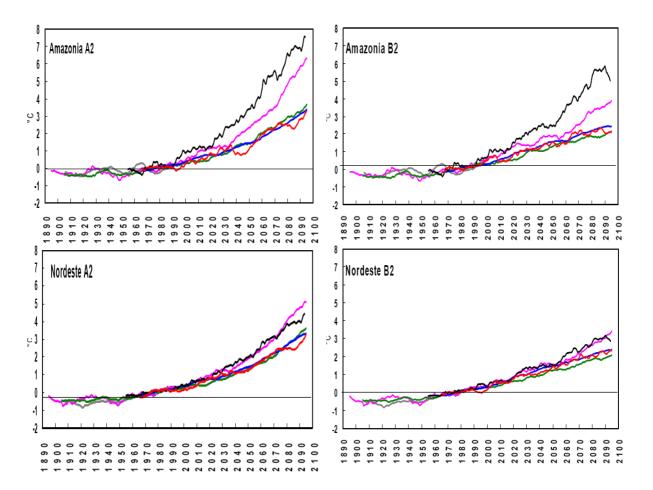




Figura 62. Séries de tempo de anomalias de chuva anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e Bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera do IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na figura 38. As anomalias foram calculadas em relação á climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.



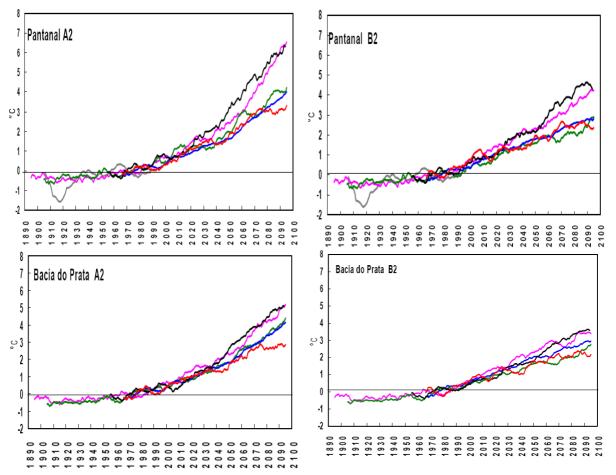


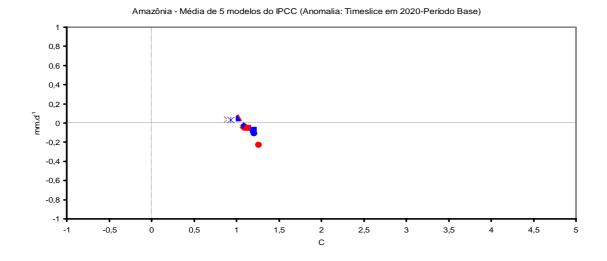
Figura 63. Séries de tempo de anomalias de temperatura anual para o Nordeste, Amazônia, Pantanal e Bacia do Prata durante 2000-2100 geradas pelos modelos acoplados oceano-atmosfera de IPCC-TAR CCCMA, CCSR/NIES, CSIRO, GFDL e HadCM3. Domínio da região aparece na Figura 38. As anomalias foram calculadas em relação à climatologia de 1961-90 de cada modelo. As séries foram suavizadas usando uma média móvel de 11 anos.

7.3 Análise comparativa de anomalias de temperatura e chuva para algumas regiões do Brasil

7.3.1 Amazônia

A Figura 64 mostra para Amazônia um diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura e chuva para os *time slices* centrados em 2020, 2050 e 2080 em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os 5 modelos globais do IPCC-TAR. A maioria dos modelos

apresenta um sinal consistente, com aquecimento na região juntamente com reduções de chuva, e estas tendências se intensificam mais nos *time slices* de 2050 e 2080, para os cenários A2 mais que B2. Em 2080, o modelo HadCM3 apresenta aquecimento de 3.5 °C para B2 e de 5 °C no A2, enquanto que para o modelo CSIRO mostra aquecimento de 2.5 °C para B2 e de 3.6 °C para A2. Em chuva, os modelos apresentam uma redução média anual de 0.4 mm dia ⁻¹ para 2080. Este cenário aponta para um clima Amazônico futuro mais quente e menos úmido. A redução do volume anual de chuvas poderia chegar até 20%, caso toda a floresta Amazônica fosse substituída por pastagens. Estes estudos mostram que o resultado de uma simulação de um cenário mais real no qual apenas parte da Amazônia seria desmatada não poderia ser deduzido facilmente da experiência de desmatamento total indicando que as previsões dos modelos de clima são bastante sensíveis à representação das características de uma superfície vegetada.



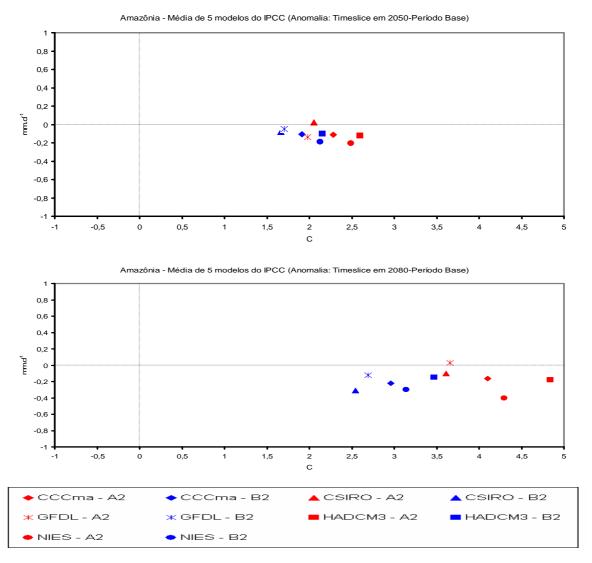


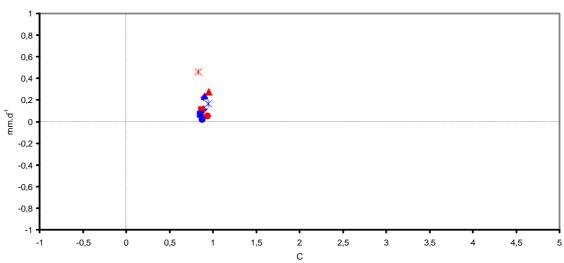
Figura 64. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia ⁻¹) para a Amazônia, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

7.3.2 Nordeste

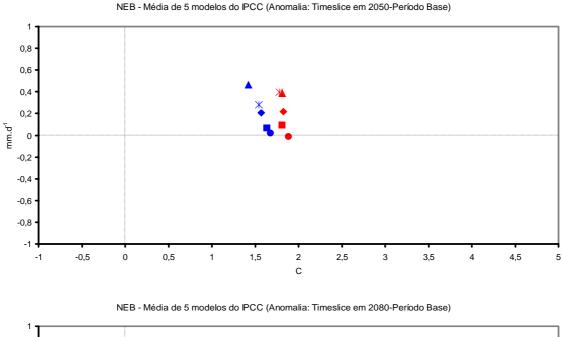
Para a região Nordeste, a Figura 65 mostra que para os três *time slices* o clima futuro tende a ser mais quente e úmido, e os cenários A2 e B2 têm respostas similares em termos de anomalia de chuva, enquanto que as anomalias de temperatura são bastante diferentes. Em 2050 a anomalia de chuva chega até

+0.4 mm dia⁻¹ nos dois cenários A2 e B2, enquanto que o aquecimento varia de aproximadamente 1.6 °C em B2 a 2 °C em A2. Para 2080, as anomalias de chuva podem chegar até +0.5 mm dia⁻¹ nos dois cenários, e o aquecimento é de 2.5 °C em B2 a 3.5 °C em A2.

Em 2080, o modelo HadCM3 apresenta aquecimento de 2.5 °C para B2 e de 3.5 °C no A2, enquanto que para o modelo CSIRO o aquecimento é de 2.1 °C para B2 e de 3.3 °C para A2. Em chuva, o modelo HadCM3 mostra anomalias de chuva próximas a zero para dois cenários, e de aumento de 0.4 mm dia 1 para B2 a 0.5 mm dia 1 para A2. Esta figura aponta para um clima de Nordeste mais quente e ligeiramente mais úmido. É de esperar que as altas temperaturas do ar podem gerar aumento da evaporação na região e assim o futuro pode ser caracterizado por uma redução do volume de água armazenada no solo e deficiência no balanço hidrológico, e que não seria compensada pelas anomalias positivas de chuva como simuladas pelos modelos. Assim, o problema de "aridização" do Nordeste no futuro poderia ser devido a um aumento nas taxas de evaporação e às altas temperaturas do ar. Isto pode ter conseqüências graves na atividade agrícola e irrigação.



NEB - Média de 5 modelos do IPCC (Anomalia: Timeslice em 2020-Período Base)



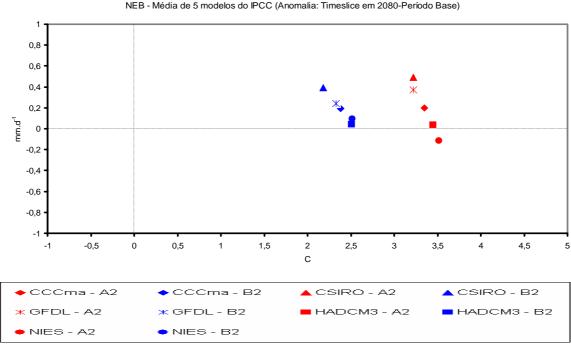


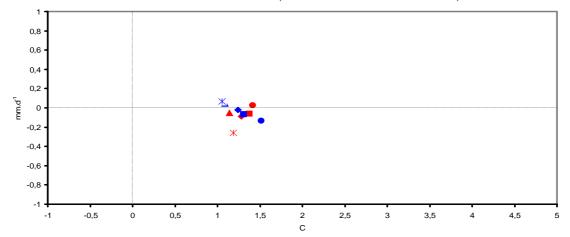
Figura 65. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para o Nordeste, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais do IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

7.3.3 Pantanal

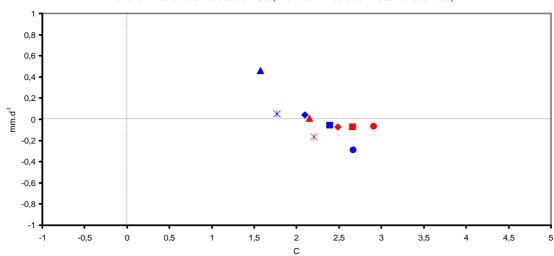
O Pantanal, localizado no sudoeste do Brasil, constitui uma das últimas grandes áreas inundadas de água doce no mundo, habitat de uma grande variedade de vida selvagem. Este ecossistema faz parte da bacia do Rio Paraná e, durante a estação chuvosa (normalmente de novembro até abril), se comporta como um gigantesco mecanismo natural de controle das enchentes do rio Paraguai, resultantes das chuvas torrenciais sobre o Mato Grosso. Qualquer aumento significativo da vazão, resultante de alterações climáticas ou do desmatamento, irá afetar negativamente a capacidade de retenção e controle desta grande área alagada (Hulme e Sheard, 1999).

Para a região do Pantanal, o padrão de anomalias de chuva e de temperatura não é tão coerente como aqueles do Nordeste ou da Amazônia. Enquanto que todos os modelos apresentam aquecimento que tende a se intensificar até 2080 para o cenário A2, alguns dos modelos mostram aumento de chuva e outros apresentam redução de chuvas. A Figura 66 mostra que para os três time slices o clima futuro tende a ser mais quente e os cenários A2 e B2 têm respostas similares em termos de anomalia de chuva, enquanto que as anomalias de temperatura são bastante diferentes. Em 2020 a anomalia de temperatura entre modelos e cenários varia de 1 a 1.5 °C, enquanto que em 2050 o aquecimento varia de 1.5 a 3 °C, e em 2080 varia de 2.5 a 4.7 °C. Para 2050 e 2080 as anomalias de chuva variam de +0.4 mm dia⁻¹ do modelo CSIRO para B2 até -0.2 mm dia⁻¹ do modelo CCSR/NIES para o mesmo cenário. O modelo HadCM3 apresenta anomalias de chuva próximas a zero em 2080 para dois dos cenários, enquanto que para 2050 é ligeiramente negativa (Figura 61).





Pantanal - Média de 5 modelos do IPCC (Anomalia: Timeslice em 2050-Período Base)



Pantanal - Média de 5 modelos do IPCC (Anomalia: Timeslice em 2080-Período Base)

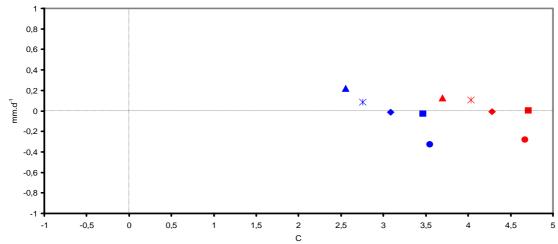




Figura 66. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para o Pantanal, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Os diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

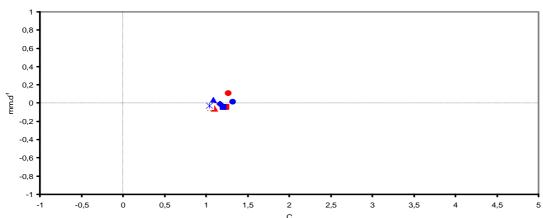
7.3.4 Bacia do Prata

A bacia do Prata representa uma das regiões de maior importância econômica na América do Sul. Variabilidade e mudanças de clima nesta região podem chegar a afetar seriamente a sociedade, podendo impactar a provisão de água para agricultura e geração de energia, a produção de alimentos e a extensão de epidemias como dengue e malária. Alguns dos impactos da mudança de clima pode aumentar a vulnerabilidade da Bacia do Prata a desastres naturais, como as enchentes.

O padrão de anomalias de chuva e de temperatura (Figura 67) é caracterizado por um aumento da temperatura que varia em média (média dos 5 modelos e cenários A2 e B2) de 1.2 °C em 2020, 2.2 °C em 2050 e 3.5 °C em 2080. A diferença mais importante entre os cenários A2 e B2 acontece em 2080, onde a média dos modelos para B2 é de 2.7 °C, e para A2 é 4 °C. Em relação às anomalias de chuva, os modelos para 2020, 2050 e 2080 nos cenários A2 e B2 apresentam projeções que variam de 0.2 a 0.3 mm dia-1. Considerando os cenários mais extremos entre os modelos, para 2050 e 2080, o modelo CSIRO é o que apresenta menores anomalias de temperatura enquanto que o modelo CCSR/NIES apresenta as anomalias mais quentes. Em 2050, o CSIRO apresenta aquecimento de 1.6 °C para B2 e 2.1 °C para A2, e o CCSR/NIES apresenta aquecimento de 2.3 °C para B2 e 2.6 °C para A2. Em 2080, o CSIRO apresenta aquecimento de 2.4 °C para B2 e 3.6 °C para A2, enquanto que o CCSR/NIES

apresenta aquecimento de 3 °C em B2 e 4.3 °C para A2. Em geral, as mudanças na temperatura do ar são mais intensas que as anomalias de chuva, e assim como no caso do Nordeste, este aumento na temperatura do ar pode aumentar a evaporação e comprometer a disponibilidade de recursos hídricos para agricultura e geração de hidroeletricidade.

Recentemente, Barros et al. (2003) e Camilloni (2004 a, b) mostraram que o modelo HadCM3 é o que melhor representa o clima atual no sul da América do Sul. As projeções do HadCM3 mostram que para os três time slices as anomalias de chuva são muito próximas ao normal, chegando a aumentar em menos de 0.1 mm dia⁻¹ para 2080 nos dos cenários A2 e B2. As anomalias de temperatura do ar variam de 2.3 °C a 2.5 °C para os cenários B2 e A2 em 2050, e de 2.9 °C a 3.5 °C para os cenários B2 e A2 em 2080.



Prata - Média de 5 modelos do IPCC (Anomalia: Timeslice em 2020-Período Base)

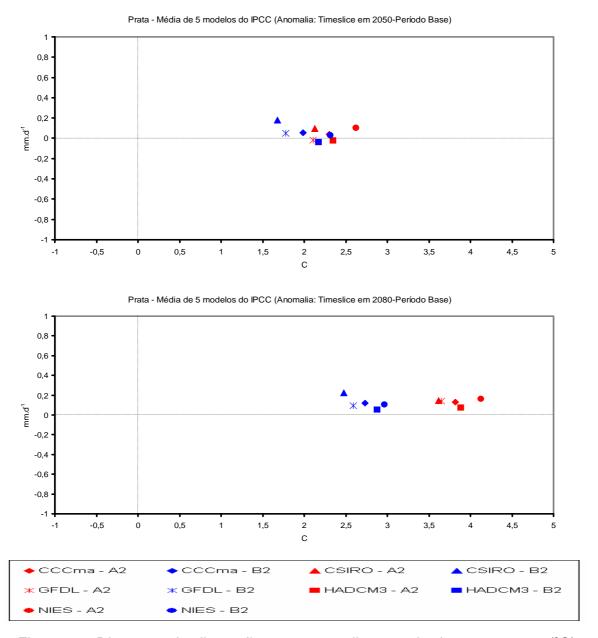


Figura 67. Diagrama de dispersão com anomalias anuais de temperatura (°C) e chuva para (mm dia⁻¹) para a Bacia do Prata, nos time slices centrados em 2020 (painel superior), 2050 (painel médio) e 2080 (painel inferior) em relação ao clima atual 1961-90. Ao diagramas foram elaborados considerando os cinco modelos globais de IPCC-TAR mostrados na parte inferior da figura, para os cenários A2 (vermelho) e B2 (azul).

Capítulo 8

Discussões e conclusões

Embora afirme que ainda não há certeza científica absoluta sobre a relação entre o aquecimento do planeta e os chamados desastres naturais e meteorológicos, a Organização Meteorológica Mundial OMM divulgou que esses desastres responderam pela morte de 350 mil pessoas e prejuízos de US\$ 200 bilhões no ano que se encerrou. 2005 foi o ano de maior número de tempestades tropicais (26, quebrando o recorde de 23 em 1933), de furacões (14, ante 12 em 1969). Vieram também notícias inquietantes, como a de que os Estados Unidos aumentaram suas emissões de gases em 2% em 2005, principalmente por causa da queima de combustíveis fósseis (80% das emissões). Com isso, suas emissões já cresceram 16% sobre os níveis de 1990, a que se refere à Convenção do Clima, e devem subir mais 9% até 2012. Têm crescido à média de 1,1% ao ano e representam 25% do total emitido no mundo.

A Organização Mundial da Saúde (OMS) estimou que as mudanças climáticas podem provocar até 150 mil mortes todos os anos e ao menos 5 milhões de casos de doenças. Além dos problemas de saúde, as temperaturas elevadas vão reduzir as geleiras e a precipitação de neve prejudicando o fornecimento de água em algumas regiões do mundo. Mais água vai cair na forma de chuva e não na forma de neve, enchendo os reservatórios mais cedo que o normal. A falta de água pode atingir áreas onde não há reservatórios ou represas suficientes para armazená-la.

As discussões baseadas nas análises das observações climáticas, hidrológicas e oceânicas, assim como dos indicadores de clima (corais, mostra de gelo e árvores, crônicas históricas, etc.) têm permitido a identificação de variabilidade de clima e hidrologia em escalas que vão de interanual até decadal e de longo termo. Esta variabilidade geralmente associada a causas naturais tem sido forçada pelas condições dos oceanos tropicais, e pode ter grande impacto no clima de regiões como a Amazônia. Desde inícios de Século XX, tendência de

aquecimento tem sido observada em todo o país e este aquecimento tem sido detectado especialmente no inverno, e a temperatura mínima tem apresentado uma taxa de aquecimento maior que a temperatura máxima. Um indicador de aquecimento é a tendência de ter uma maior fregüência de dias mais quentes no inverno, e em menor grau de maior número de dias mais quentes no verão e inverno. Em relação a chuva, a tendência não é muito clara devido a poucos estudos, porém tendências de aumento na freqüência de extremos de chuva têm sido observadas nas regiões sudeste, sul e Amazônia, mas talvez o mais importante seja a presença de variações interanuais, associadas ao El Niño ou variabilidade do Atlântico tropical e subtropical, e interdecadais associadas a variações naturais de clima. Na Amazônia, o desmatamento não parece ter afetado a tendência de longo prazo de chuva, que tem apresentado uma tendência fraca de aumento. No Sul e em menor grau no Nordeste a tendência é de aumento, mas devido a causas diferentes, associadas à mudança na freqüência da Oscilação Decadal do Pacifico, do Atlântico tropical, e do Atlântico Sul, que geram mudanças na circulação e chuva. As tendências nos extremos climáticos têm sido menos estudadas devido à falta de informação meteorológica em grandes áreas do país.

Projeções dos modelos climáticos permitem a geração de cenários de clima no futuro, mas ainda não distingue ou separa os efeitos da variabilidade natural de clima e da induzida pelo homem. Efeitos como as explosões dos vulcões podem produzir um esfriamento da atmosfera que pode durar até dois anos, mas o aquecimento continua depois. Níveis de confiança das previsões podem ser maiores se considerar o impacto de incremento nas concentrações dos gases de efeito estufa nas mudanças dos componentes dos balanços de energia e hidrológicos globais, enquanto que pouca confiança poderia se ter em previsões de mudanças na freqüência e intensidade de eventos extremos de tempo e clima (El Niño, períodos secos, chuvas intensas, freqüência e intensidade de ciclones tropicais e furações, tornados, etc).

Mudanças climáticas são associadas ao aumento da concentração de gases de efeito estufa, e também em mudanças do uso da terra. Ainda que a

contribuição do Brasil para a concentração global de gases de efeito estufa seja menor que a dos países industrializados, e contribuição devido a queimadas (fumaça e aerossóis) é bastante elevada. Se considerarmos os cenários climáticos discutidos nas seções anteriores como possíveis, as elevadas taxas de aquecimento e a diminuição da precipitação em vastas áreas da Amazônia implicariam um aumento da respiração das plantas e o fechamento dos estômatos, conduzindo por fim ao colapso da floresta. Este cenário é gerado pelo modelo do Hadley Centre e conduziria a uma "savanização" da Amazônia, que passaria a ter um clima mais do tipo do Cerrado a meados de 2050.

No Nordeste e na Bacia do Prata, ainda que a chuva tenderia a aumentar no futuro, as elevadas temperaturas do ar simuladas pelos modelos poderiam, de alguma forma, comprometer a disponibilidade de água para agricultura, consumo ou geração de energia devido a um acréscimo previsto na evaporação ou evapotranspiração. Com uma extensão na estação seca em algumas regiões do Brasil, isto poderia comprometer o balanço hidrológico regional e assim comprometer atividades humanas, ainda que se tenha alguma previsão de aumento de chuva no futuro.

As diferenças entre tendências de mudanças de temperatura e chuva geradas pelos diferentes modelos para algumas regiões, especialmente o Pantanal, sugerem que ainda temos um grau de incerteza nos cenários de projeção de clima futuro, o que sugere a necessidade de melhorara representação dos processos naturais como nuvens e interação da vegetação e clima, assim como o papel de aerossóis e mudança no uso da terra na variabilidade e mudança de clima.

É certo que muitos dos cenários climáticos são produzidos pelos modelos, os quais ainda podem ter problemas em representar realmente os processos físicos que acontecem na natureza. Projeções de extremos climáticos gerados pelos modelos do IPCC apontam para um aquecimento maior durante o inverno e estações de transição, assim como para uma tendência de noites mais quentes consistentes com tendências positivas na temperatura mínima mais intensas que as da temperatura máxima. Também o risco de ter ondas de calor é bastante

grande, especialmente nas regiões subtropicais da América do Sul. Existem também indicadores de períodos secos mais intensos e longos na Amazônia do leste e no Nordeste, assim como uma maior freqüência e intensidade de extremos de chuvas na maior parte da América do Sul tropical.

O IPCC (2001 a-c) estima que próximo ao ano 2100 a temperatura média global aumentará entre 1,3 °C e 4,6 °C, representando taxas de aquecimento de 0,1 °C a 0,4 °C por década. Estes valores são comparáveis à taxa de 0,15 °C por década observada desde os anos 1970. O aquecimento varia entre estações do ano, com valores entre 0,1 °C e 0,4 °C por década para os meses de Dezembro até Fevereiro, e 0,2 °C a 0,6 °C por década para a estação entre Junho e Agosto. Para o Brasil, Os valores mais elevados da taxa de aquecimento serão observados na floresta Amazônica e os menores nos estados do Sudeste, junto à costa da Mata Atlântica.

As incertezas sobre os cenários de mudanças climáticas para os próximos 100 anos têm duas origens principais e bem distintas. Em primeiro lugar, há incerteza sobre os cenários futuros de emissões dos gases de efeito estufa para este Século. Dependendo do cenário de emissões de gases de efeito estufa até 2100, a temperatura global média à superfície pode subir de 1,5 °C até 5,5 °C, onde subjetivamente estima-se que o aumento da temperatura global média acima de 3 °C já seria suficiente para causar impactos adversos em inúmeros setores econômicos. Para a Amazônia, o aquecimento no ano 2100 pode chegar até 3-8 °C para o cenário A2 e entre 1,5 - 6 °C no cenário B2, dependendo do modelo considerado. O aquecimento tende a ser menor em regiões como o Nordeste e a Bacia do Prata. A outra fonte de incerteza diz respeito à efetividade de se usar modelos climáticos globais como a melhor ferramenta para estimar alterações climáticas resultantes do aquecimento global. Uma medida desta incerteza pode ser obtida ao calcular o aumento da temperatura média global simulada por diversos modelos climáticos globais para um mesmo cenário de emissões.

Uma outra fonte relacionada de incerteza é a dificuldade que estes modelos têm para representar adequadamente características do clima regional, que é onde há interesse de se avaliar impactos em setores econômicos, na sociedade e no meio ambiente. Por exemplo, para um mesmo cenário de emissões SRES, diferentes modelos indicam alterações até mesmo contraditórias com relação às chuvas em grande parte do Brasil. Há modelos indicando cenários de aumento das chuvas na Amazônia, enquanto outros simulam substanciais reduções das chuvas e drásticos efeitos sobre a floresta tropical. Diferenças desta magnitude também aparecem em outras partes do País, tornando difícil à plena utilização destes cenários em estudos de impactos para os quais a chuva é um parâmetro determinante, como por exemplo, na agricultura e na hidroeletricidade. Os cenários SRES não contemplam a presença de aerossóis produzidos pelas queimadas na Amazônia, e que podem afetar o clima regional. As queimadas na Amazônia não mais ameaçam apenas a biodiversidade da maior floresta do planeta. Partículas liberadas nos incêndios da região são capazes de diminuir a quantidade de chuvas e até alterar o balanço das estações, com impactos significativos para os climas amazônico e planetário. As queimadas também estão bagunçando a divisão do ano em estação seca e estação chuvosa na Amazônia a última está começando duas semanas depois do normal. É bem possível, no entanto, que o impacto do mecanismo vá muito além do Brasil. A Amazônia é uma fonte importante de vapor d'água para a atmosfera do planeta e a nível regional é uma fonte de umidade para a bacia do Prata, e certamente uma seca na Amazônia pode afetar a chuva em cidades como São Paulo ou Buenos Aires. Simulações já mostraram que secas na região causam eventos semelhantes na Inglaterra e nos Estados Unidos.

No momento, estudos de impactos devem concentrar-se nas atividades mais sensíveis aos aumentos da temperatura e do nível do mar, pois há menor incerteza com relação a estes. Nestes estudos, também deverão ser abordadas as possíveis mudanças na freqüência de ocorrência de extremos climáticos, como secas, tempestades severas, inundações, etc. O estudo das mudanças climáticas deve ser pela própria natureza dos sistemas analisados globais interdisciplinarmente. A integração destes estudos se faz necessária a fim de que se possam desenhar estratégias, tanto de mitigação quanto de adaptação, eficazes para enfrentar mudanças adversas do clima.

A questão de vulnerabilidade e adaptação deve ser tratada de maneira pragmática, inclusive com o desenvolvimento de modelos que levem em conta as necessidades dos países em desenvolvimento. Nesse esforço, é crucial a participação de técnicos e cientistas, bem como o fortalecimento das instituições dos países em desenvolvimento. A experiência brasileira nesse domínio mostra a necessidade de se ajustar os métodos aplicáveis aos cenários de mudança do clima resultantes de modelos globais para projeções de escopo regional ou local. Esse ajuste seria útil para estudos sobre os impactos da mudança do clima em áreas como gerenciamento de recursos hídricos, ecossistemas, atividades agrícolas e mesmo a propagação de doenças. A maior resolução obtida em modelos de escopo regional ou local concorreria para uma previsão realista de alterações extremas e a uma melhoria substancial da avaliação da vulnerabilidade dos países à mudança do clima e de sua capacidade de adaptação.

Referências

- Aceituno P. 1988: On the Functioning of the Southern Oscillation in the South-American Sector .1. Surface Climate. *Monthly Weather Review*, 116, 505-524.
- Alexander, L. V., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, P. Ambenje, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, J. L. Vazquez-Aguirre, 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *Submitted to J. Geophys Res*.
- Alves, J. M. B., C. A. Repelli, and N. G. Mello, 1993: A pré-estação chuvosa do setor norte do Nordeste Brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. Revista *Brasileira de Meteorologia*, 8, 22-30.
- Alves, J. M. B., de Souza, E., C. A. Repelli, Vitorino, M. Ferreira, N., 1997: Episódios de La Niña na bacia de Oceano Pacífico equatorial e a distribuição sazonal e intra-sazonal das chuvas no setor norte do Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, 63-76.
- Barros, V; Castañeda, M.E.; Doyle M. 1995: Recent Precipitation Trends in Southern South America to the East of the Andes: An Introduction of a Mode of Climatic Variability. In: *Proceedings of Latin American Workshop on Greenhouse Gas Emission of Energy Sector and their impacts:* COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro.
- Barros, V., and M. Doyle, 1996: Precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. Report N° 26. Editors J. I. Kinter III and E. K. Schneider. pp. 76-80.
- Barros, V. R.; Doyle M.; 1997: Interannual variability of Precipitation in Southern South America. *Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, MAS, 228-229.*
- Barros, V., Camilloni, I. and A.Menéndez 2003: *Impact of global change on the coastal areas of the Río de la Plata*. AIACC Notes 2, 9-12.
- Barros, V., M. Doyle, M. González, I. Camilloni, R. Bejarán and R. Caffera, 2002: Climate variability over subtropical South America and the South American Monsoon System: A Review. *Meteorológica*, 27, 33-58.
- Barrucand, M. G.; Rusticucci, M.M. 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina. Variabilidad temporal y Regional. *Meteorológica*, 26, 85-102, 2001.
- Berbery EH, and Barros V. 2002: The hydrological cycle of the La Plata Basin in South America. *J Hydromet* 3: 630-645.
- Berlato, M., e Fontana, D., 2003: El Niño e La Niña. Impactos no clima, na vegetacao e na agricultura do Rio Grande do Sul. Aplicações de previsões climáticas na agricultura. Editora FURGS, Porto Alegre, RS, 110 pp.
- Betts, R., Cox, P., Collins, M., Harris, P., Huntingford, C., and Jones, P. 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global change warming. *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 157-175.

- Botta A, Ramankuttym N, Foley J. A. 2003: Long-term variations of c climate and carbon fluxes over the Amazon Basin. *Geophysical Research Letters* 29.
- Camilloni, I. 2004a: Verificación de modelos climáticos globales en el sur de Sudamérica. Informe Proyecto ARG/03/001. Fundación Torcuato Di Tella Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 16 pp.
- Camilloni, I. 2004b: *Escenarios climáticos futuros*. Informe Proyecto ARG/03/001. Fundación Torcuato Di Tella Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable, 11pp.
- Carter, T., Hulme, M. 2000: Interim characterizations of Regional Climate Related Changes up to 2100 Associated with the Provisional SRES Marker Emissions Scenarios. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland.
- Carvalho, Leila M.V., Charles Jones, and Brant Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, 17, 88-108.
- Carvalho, Leila M.V., Charles Jones, and Brant Liebmann, 2002: Extreme Precipitation Events in Southeast South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377-2394.
- Cazes-Boezio GH., A.W. Robertson, C. R. Mechoso, 2003: Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relations with precipitation in Uruguay. *Journal of Climate*, 16, 1159-1176.
- Chen TC, Takle ES, Yoon JH, St Croix KJ, Hsieh P. 2003: Impacts on tropical South America Rainfall due to changes in global circulation. In Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington, New Zealand. Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 92-93.
- Chu, P. S., Yu, -P., Hastenrath, S, 1995: Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: which way has it gone? *Bull. Amer. Met. Soc.*, 75, 579-583.
- Collischoonn, W. 2001: Simulações hidrológica em Grandes bacias. Tese de doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS.
- Costa M, Foley J 1999: Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *J Geophys Res*, 104: 14189-14198
- Costa, M. H., and Foley, J. A. 2000: Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. *Journal of Climate* 13, 18-34.,
- Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, Totterdell IJ, 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408:184-187.
- Cox, P., Betts, R., Collins, M., Harris, P. Huntingford, C., and Jones, C. 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. *Theoretical and Applied Climatology*, 78, 137-156.
- Curtis S, Hastenrath S. 1999: Trends of upper-air circulation and water vapor over equatorial South America and adjacent oceans. *Int J Climatol*, 19: 863-876.

- De Souza Filho, F. A., 2003: Variabilidade e mudanças de cima no semi-árido. *Clima e Recursos Hídricos*. Editores. C. Tucci e B. Braga. Coleção ABRH Vol. 9, Porto Alegre, RS, pp. 77-11.
- Dias de Paiva EMC, Clarke R. 1995: Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bull Amer Met Soc.*, 75: 579-583.
- Diaz, A., and C. D. S. Studzinski, 1994: Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. *VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, SBMet, Belo Horizonte, 2, 42-45.
- Diaz, A., C. D. S. Studzinski, Mechoso, C., 1998: Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature the Pacific and Atlantic Oceans. Aceito para publicação no *Journal Climate*.
- Doyle ME and Barros VR. 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 15, 3394-3410.
- Duursma, E 2002: Rainfall, River flow and temperature profile trends; consequences for water resources. Eds. Th. A. de Man, P.E. van Oeveren, S. Montjin, Heineken, N. V. Company. Amsterdam.
- Eltahir, E. A. B., and Bras, R. L. (1994) Precipitation recycling in the Amazon Basin. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 120, 861-880.
- Foley, JA, Botta A, Coe MT, Costa MH 2002: The El Niño/Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers in Amazonia. Submitted, *Global Biogeochemical Cycles*.
- Fonseca Duarte, A., 2005: Variabilidade e Tendência das chuvas no Rio Branco AC, Brasil. No prelo, *Revista Brasileira de Meteorologia.*
- García, N. O., and W. M. Vargas, 1998: The temporal climatic variability in the Rio de La Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.
- Gonçalves, F, P. L. Silva Dias, G. P. Araújo 2002: Climatological analysis of wintertime extreme low temperatures in São Paulo City, Brazil: Impacts of seas surface temperatures anomalies. *Int. J. Climatol.*, 22, 1511-1526.
- Grimm, A. M. 1997a: El Niño impact on rainfall over southern Brazil. In extended abstract of the *Seventh Conference on Climate Variations*. Feb. 2-7, 1997. Long Beach. California, USA. pp. 109-113.
- Grimm, A. M. 1997b: Dynamical mechanisms of the El Niño impact on rainfall over southern Brazil in the austral spring. In extended abstract of the *Seventh Conference on Climate Variations*. Feb. 2-7, 1997. Long Beach. California, USA. pp. 114-118.
- Grimm AM, Barros VR and Doyle ME. 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 13, 35-58.
- Grimm AM, Ferraz SET and Gomes J. 1998: Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, 11, 2863-2880.
- Grimm, A. G. e I. Pscheidt, 2001: Padrões atmosféricos associados a eventos severos de chuva na primavera durante El Niño, La Niña e anos neutros. Anais

- do *IX Congresso da Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia e VIII Congresso Argentino de Meteorologia* (em CD, n° 269), Buenos Aires, maio de 2001, Centro Argentino de Meteorologistas e Federação Latino-Americana e Ibérica de Sociedades de Meteorologia.
- Groisman, P., Knight, R., Easterling, D., Karl, T., Hegerl, G., Razuvaev V., 2005: Trends in tense precipitation in the climate record. In Press, *Journal Climate*
- Hastenrath, S; Heller, L., 1977. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, 103; 77-92.
- Hastenrath, S., 1984: Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1097-1107.
- Hastenrath, S. and Greischar, L. 1993: Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies, *Journal of Climate.*, 6, 743-758.
- Hastenrath S. 2001: Interannual and longer-term variability of upper air circulation in the Northeast Brazil-Tropical Atlantic sector. *J Geophys Res.*, 105, 7327-7335.
- Haylock M. R., Peterson T., Abreu de Sousa J. R., Alves L. M., Ambrizzi T., Baez J, Barbosa de Brito J. I., Barros V. R., Berlato M. A., Bidegain M., Coronel G., Corradi V., Garcia V. J., Grimm A. M., Jaildo dos Anjos R., Karoly D., Marengo J. A., Marino M. B., Meira P. R., Miranda G. C., Molion L., Muncunil D. F., Nechet D., Ontaneda G., Quintana J., Ramirez E., Rebello E., Rusticucci M., Santos J. L., Varillas I. T., Vincent L., and Yumiko M. 2005: Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, 19, 1490-1512..
- Hulme, M., Sheard N., 1999: Cenários e alterações climáticas para o Brasil. Climate Research Unit, Norwich, UK. 6 pp
- Gash, J. H; Nobre C. A.; Roberts J.; Victoria, R. L. 1996: An overview of ABRACOS. In *Amazon deforestation and climate*. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts and R. L. Eds. John Wiley and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto and Singapore, 1-14 pp.
- Giannini, a., Saravanan, R., Chang, P. 2004: the preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. Climate Dynamics, 22, 839-855.
- Giorgi, F. and L. O. Mearns, 2003: Probability of regional climate change calculated using the Reliability Ensemble Averaging (REA) method. *Geophysical Research Letters*, 30, 1629-1640.
- Giorgi, F., P.H. Whetton, R.G. Jones, J.H. Christensen, L.O. Mearns, B. Hewitson, H. Vonstorch, R. Francisco, and C. Jack, 2001: Emerging Patterns of Simulated Regional Climatic Changes for the 21st Century Due to Anthropogenic Forcings. *Geophysical Research Letters*, 28, 3317-3320.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 1990: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment-Report of IPCC Working Group. Cambridge Univ. Press. 1990.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 1996a: Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Second Assessment Report. J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattemberg and K. Maskell (Eds.) Cambridge Univ. Press. 1996.

- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 1996b: Climate Change 1995: The Science of Climate Change-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. Cambridge Univ. Press. 1996. 56 pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC:2001a: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press. 2001.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 2001b: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability- Contribution of Working Group 2 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press. 2001.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 2001c: Climate Change 2001: The Scientific Basis-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report. Cambridge Univ. Press. 2001. 98 pp.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC 2001d: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability.-Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group II Report. Cambridge Univ. Press. 2001. 86 pp.
- Jones, R., Noguer, M., Hassell, D., Hudson, D., Wilson, S, Jenkins G., Mitchell, J 2004: Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Met Office Hadley Centre, Exeter UK, 40 pp.
- Kane, R. P., 1989: Relationship between the southern oscillation/El Niño and rainfall in some tropical and midlatitude regions. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet Sci.)*, 3, 223-235.
- Kousky, V. E., 1987: The global climate for December 1986-February 1987: El Niño returns to the Tropical Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2822-2838.
- Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.
- Labraga J C, Frumento O, and Lopez M. 2000: The atmospheric water vapor in South America and the tropospheric circulation. J Climate, 13, 1899-1915.
- Laurence, W.F. 2005: A crisis in the making: responses of Amazonian forests to land use and climate change. *Trends in Ecology and Evolution*, , 13:411-415.
- Lettau, H., Lettau, K., and Molion, L. 1979: Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 227-238.
- Liebmann B, Kiladis G, Marengo JA, Ambrizzi T., Glick J. 1999: Sub monthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 12: 1877-1891.
- Liebmann, B, Vera, C, L. Carvalho, Camilloni, I, Hoerling, M.P., Allured, D. Barros, V., Baez, J., Bidegain, M, 2004: An Observed Trend in Central South American Precipitation. Accepted. *Journal of Climate*
- Magalhães, A., Filho, H. C., Garagorry, F., Gasques, J. G., Molion, L. C., Neto M., Nobre, C. A., Porto, E., Rebouças, O. 1988: The effects of climate variations on agriculture in Northeast Brazil. pp. 277-304. *In The Impact of Climate Variations on Agriculture. Vol 2. Assessments in Semi-Arid Regions.* Eds. M. Parry, T. Carter, N. Konijn. Kluwer Academic Publishers.
- Marengo J. 1992: Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *Int J Climatol* 12: 853-863.
- Marengo, J., Hastenrath, S. 1993: Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6, 617-617.

- Marengo JA, Miller JA, Russell G, Rosenzweig C, and Abramopoulos F. 1994: Calculations of river-runoff in the GISS GCM: impact of a new land surface parameterization and runoff routing on the hydrology of the Amazon River. *Climate Dynamics*, 10, 349-361.
- Marengo, J., Tomasella, J., Uvo, 1998: Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *J. Geophys. Res.*103, 1775-1783.
- Marengo, J.; Nobre, C.A. 2001: The Hydroclimatological framework in Amazonia. In *Biogeochemistry of Amazonia*, Richey, J., McClaine, M., Victoria, R., Eds., pp. 17-42.
- Marengo, J. 2002: Mudanças climáticas globais e regionais: Avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 16, 1-18.
- Marengo, J. 2003: Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. In: Tucci, C. E.; Braga, B. *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, Associação Brasileira de Recursos Hídricos FBMC/ANA. Porto Alegre, Brasil, v. 9, p. 117-161, 2003.
- Marengo, J. 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*. 78, 79-96
- Marengo, J, W. Soares, C. Saulo, M. Nicolini 2004a: Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalysis. *Journal of Climate, 17, 2261-2280.*
- Marengo, J, Liebmann, B., Vera, C., Paegle, J, and Baez, J, 2004b: Low Frequency Variability of the SALLJ, *CLIVAR Exchanges*, 9, 26-27.
- Marengo, J. and Camargo CGC 2005: Trends in Extreme air temperatures in Southern Brazil, Submitted to *Int. J. Climatology*.
- Marengo, J. 2005: Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. *Climate Dynamics*, 24:11-22.
- Marengo, J., Alves, L. M. 2005: Tendências hidrológicas da bacia do Rio Paraíba do Sul, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, 215-226.
- Marengo, J. Nobre C. 2005. Lições do Catarina e do Katrina: As mudanças do clima e os fenômenos extremos. Ciência *Hoje*, 37, 22-27.
- Marengo, J, Alves, L. Camargo H., 2005: An overview of global climate predictability at seasonal to interannual time scales, *No prelo, GEWEX Newsletter*
- Marengo, J., 2006: On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art, *Aceito, Revista Brasileira de Meteorologia.*
- Matsuyama H. 1992: The water budget in the Amazon River basin during the FGGE period. J. Meteorol. Soc. Jap., 70, 1071-1083.
- Matsuyama, H., Marengo, J., Obregon, G., Nobre, C. A 2002: Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation. *Int. J. Climatol.* 22, 175-195, 2002.
- Mechoso, C., Lyons, S., Spahr, J., 1990: The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall in northeast Brazil. *Journal of Climate*, 3, 812-826.
- Meggers, B. J., 1994: Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millenia. Climatic Change, 28, 321-338.

- Milly, P. C. D., K. A. Dunne & A. V. Vecchia (2005) Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. Nature, Vol 438, 17 November 2005|doi:10.1038/nature04312.
- Molion L C.B. 1975: A climatonomic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects. Ph. D. thesis, University of Wisconsin, Madison, 1975.
- Molion, L.C.B., 1987: Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2: 107 117.
- Moura, A. D. e J. Shukla, 1981: On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmospheric Science*, 38: 2653-2673.
- NAE 2005a: Mudança de Clima, Vol. I: Negociações internacionais sobre a mudança de clima; vulnerabilidade, impactos e adaptação á mudança de clima. *Cadernos NAE*, Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da Republica, NAE-SECOM 2005. Brasília, 250 pp.
- NAE 2005b: Mudança de Clima, Vol. II: Mercado de Carbono. *Cadernos NAE*, Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da Republica, NAE-SECOM 2005. Brasília, 500 pp.
- Namias, J., 1972: Influence of northern hemisphere general circulation on drought in northeast Brazil. *Tellus*, 24, 336-342.
- Nepstad, D, Moreira, A., Alencar, A., 1999: A Floresta em chamas: origens, impactos e Prevenção de Fogo na Amazonia. PPG7. Brasília, 172 pp.
- Nery, J., Vargas, W., Martins, M.L., 1997: Variabilidade interanual da precipitação do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 12, 49-62.
- New, M., Todd, M., Hulme, M, Jones, P., 2001: Precipitation measurements and trends in the twentieth century, *Int. J. Climatol.* **21**: 1899–1922.
- Nogués-Paegle, J., and, coauthors, 2002: Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorológica*, 27, 3-30.
- Nobre P, Shukla J.,1996: Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9: 2464-2479
- Obregon G, Nobre CA 2003: A climate shift in mid-1970 in Northwest Amazonia and Southern Brazil. In Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington, New Zealand, Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. pp 88-89
- Pezza, A. e Simmonds, I., 2005: The first South Atlantic hurricane: unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophysical Research letters* (no prelo)
- Rao, V. B., M. C. d. Lima, and S. H. Franchito, 1993: Seasonal and Interannual variations of rainfall over eastern Northeast Brazil. *Journal of Climate*, 6, 1754-1763.
- Rao, V. B., Cavalcanti, I., Hada, K., 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys. Res.*, 101, 26539-26551.

- Roads J, Kanamitsu M, and Stewart R. 2002: CSE Water and Energy Budgets in the NCEP-DOE Reanalysis. *J Hydromet*, 3, 227-248
- Robertson A. W.; Mechoso, C. R.; 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *Journal of Climate*, 11, 2570 –2581.
- Rocha, E. J. P. (2004) Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. E. J. P. Rocha. São José dos Campos: INPE, 2001. 210p. (INPE-10243-TDI/904).
- Ropelewski CF and Halpert MS. 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El-Niño Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- Ronchail, J., Cochonneau, G., Molinier M., Guyot J. L., Gorreti, A., Guimarães, V., de Oliveira E, 2002: Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. *Int. J. Climatol.* 22: 1663–1686.
- Ropelewski CF and Halpert MS. 1989: Precipitation Patterns Associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- Rusticucci, M.M. and W.M. Vargas, 1998: Variabilidad Interanual de las Olas de Calor y de Frío sobre la Argentina, su Relación con el ENSO. *Congreso Nacional del Agua*, Santa Fé, Argentina, pp. 115-122.
- Rusticucci, M. M.; Barrucand, M. G. 2001: Climatología de temperaturas extremas en la Argentina consistencia de datos. Relación entre la temperatura media estacional y la ocurrencia de días extremos. *Meteorológica*, 26, 69-83.
- Rusticucci, M. M.; Venegas, S. A.; Vargas W. M. 2003: Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific Sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2130-22140.
- Rusticucci, M. and Barrucand, M. 2004: Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina, *Journal of Climate* 17, 4099-4107
- Seluchi, M and J. Marengo, 2000: Tropical-Mid Latitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and extreme events, *Int. J. Climatol*, 20, 1167-1190.
- Salati, E, 1987: The Forest and the Hydrological Cycle, pp. 273-296 J. H. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, and R. L. Victoria, editors. Amazonian deforestation and climate. John Wiley and Sons, Chichester, UK.
- Salati, E., and Marques, J., 1984: Climatology of the Amazon region, in H. Sioli, Ed., *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin.* W. Junk, Dordrecht, The Netherlands.
- Serra, A. B., 1941: The general circulation over South America. *Bull. of the Am. Meteorol. Soc.*, 22, 173-179.
- Silva Dias, P., Marengo, J., 2002: Águas atmosféricas. *Águas Doces no Brasil capital ecológico, usos múltiplos exploração racional e conservação.* Aldo da Cunha Rebouças, Benedito Braga Jr., José Galizia Tundisi, Eds. 2ns Edition, IEA/USP, pp. 65-116.
- Souza EB, Kayano MT, Ambrizzi T. 2004: The regional precipitation over the easter Amazon/northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia* 19: 113-122.

- Souza EB, Kayano MT, Ambrizzi T. 2005: Intraseasonal and sub monthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology* 81: 177-191.
- Tebaldi, C., Hayhoe, K., Arblaster, J., Meehl, G., 2005: Going to the extremes An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. Submitted to Geophys Res Letters.
- Teixeira, M. S. 2004: Atividade de ondas sinópticas relacionadas a episódios de chuvas intensas na região Sul do Brasil. Dissertação de Mestrado-Meteorologia. INPE, São Jose dos Campos. 94 pp.
- Trenberth, K. 2005: Uncertainty in hurricanes and global warming, *Science*, 308, 1753-1754
- Tucci, C.E.M. 2003a: Variabilidade e mudanças de cima no semi-árido. *Clima e Recursos Hídricos*. Editores. C. Tucci e B. Braga. Coleção ABRH Vol. 9, Porto Alegre, RS, pp. 1-22.
- Tucci, C.E.M. 2003b: Variabilidade climática e o uso do solo na bacia brasileira do Prata. *Clima e Recursos Hídricos*. Editores. C. Tucci e B. Braga. Coleção ABRH Vol. 9, Porto Alegre, RS, pp. 1-22.
- Tucci, C. E. M., and R. T. Clarke, 1998: Environmental issues in the La Plata Basin. *Water Resources Development*, 14, 157-174.
- UK Met Office (2005) Climate change, rivers and rainfall. Recent research on climate change science from the Hadley Centre December 2005
- Uvo CRB, Repelli CA, Zebiak S, Kushnir Y. 1998: The relationship between tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11: 551-562
- Victoria, R., Martinelli, L., Moraes, J., Ballester, M.V., Krushche, A., Pellegrino, G., Almeida, R., Richey J. 1998: Surface air temperature variations in the Amazon region and its border during this century. *Journal of Climate*, 11: 1105–1110, 1998.
- Vincent L., Peterson, T., Barros V. R, Marino M. B., Rusticucci M., P. R., Miranda G., Ramirez E., Alves L. M., Ambrizzi T., Baez J, Barbosa de Brito J. I, Berlato M., Grimm A. M., Jaildo dos Anjos R., Marengo J. A., Meira. C., Molion L., Muncunil D. F., Nechet D, Rebello E., Abreu de Sousa J., Anunciação, Y. M. T., Quintana J., Santos J. Ontaneda G., Baez, J., Coronel G., Garcia V. L., Varillas I. T., Bidegain M., Corradi V., Haylock M. R., and Karoly, D. 2005: Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes In South America, 1960-2002, *Journal of Climate*, 18, 5011-5023.
- Voldoire, A., and Royer J. F. 2004: Tropical deforestation and Climate Variability. *Climate Dynamics*, 22, 857-874.
- Vorosmarty C, Willmott C, Choudhury B, Schloss A, Stearns T, Robertson S, and Dorman T. 1996: Analysing the discharge regime of a large tropical river trough remote sensing, ground climatic data, and modeling. *Water Resour Res*, 32, 3137-3150
- Webster P e coautores, 2005: Changes in Tropical cyclone, number and duration and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844-1846.
- Xavier, T.M.B.S., 2001: *Tempo de Chuva: Estudos climáticos e de previsão para o Ceara e Nordeste setentrional.* ABC Editora, Fortaleza, Ceara. 2003, 461 pp.

- Xavier, T.M.B.S, A.F.S.Xavier e M.A.F.Silva Dias, 1994: Evolução da Precipitação Diária num Ambiente urbano: O Caso da Cidade de São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 9, 44-53.
- Xavier, T. M.B.S., M.A.F. Silva Dias e A.F.S. Xavier, 1992: Tendências da Pluviometria na Grande São Paulo e a Influência dos Processos de Urbanização e Industrialização. Anais, *VII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, V1, 220-224.
- Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *Journal of Climate*, .8:267-285.
- Wagner R 1996: Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *J Geophys Res* 101: 16683-16694
- Zeng N 1999: Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *J Geophys Res*, 104, 9097-9106
- Zhang, H., Henderson-Sellers, A., McGuffie, K, 2001: The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on Climate, *Climatic Change* 49: 309–338.
- Zhou J, Lau KM 2001: Principal modes of interannual and Decadal variability of summer rainfall over South America, *Int J Climatol* 21: 1623-1644

Glossário:

Fontes:

Apêndice I do Climate Change 2001: Working Group I: The Scientific Basis. IPCC 2001 (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/)

Apêndice II do Climate Change 2001: Working Group II: Impacts, Adaptation and Vulnerability. IPCC 2001. (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/)

Programa Nacional de Mudanças Climáticas. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasil. (http://www.mct.gov.br/index.php/content/view/)

Adaptação

Ajustes nos sistemas natural ou humano em resposta ao atual ou esperado *stimuli* climático ou seus efeitos, que modera danos ou explora oportunidades beneficiais. Vários tipos de adaptação podem ser distinguidos, incluindo adaptação antecipatória ou reativa, e adaptação autônoma e planejada:

Adaptação Antecipatória — Adaptação que acontece antes de os impactos de mudança de clima serem observados. Também se refere à adaptação proativa.

Adaptação Autônoma — Adaptação que não constitui uma resposta justa ao estimulo climático, mas está formada por mudanças ecológicas em sistemas naturais e através de mudanças de comércio ou bem-estar nos sistemas humanos. Também se refere à adaptação espontânea.

Adaptação Planejada — Adaptação que é o resultado de uma política de decisão deliberada, baseada no medo de que as condições têm mudado ou mudarão e que a ação necessária para retorno, manter, ou alcanças um estado desejável.

Adaptação Privada — Adaptação que é iniciada e implementada por indivíduos, famílias ou companhias privadas. Adaptação privada é usualmente no próprio interesse racional do ator.

Adaptação Pública — Adaptação que é iniciada e implementada por governantes de todos os níveis. A adaptação pública é usualmente direcionada às necessidades coletivas.

Adaptação Reativa — Adaptação que acontece após a observação dos impactos de mudança de clima.

170

Avaliação de Adaptação

A prática de identificar opções para a adaptação às mudanças de clima e avaliá-

las em termos dos critérios tais como disponibilidade, benefícios, custos,

efetividade, eficiência e praticabilidade.

Aerossóis - Partículas em suspensão no ar. O termo também veio a ser

associado, erroneamente, ao propulsor usado em aerossóis do tipo "spray".

Antropogênico

Resultante ou produzido por seres humanos.

Atribuição

Veja: Detecção e atribuição.

Cenário Climático

Uma representação plausível e frequentemente simplificada do clima futuro,

baseada numa gama de relacionamentos climatológicos internamente

consistentes, que foram construídos pelo uso explícito na investigação de

consequências potenciais de mudança de clima antropogênica, geralmente

servindo de introdução aos modelos de impacto. Projeções climáticas muitas

vezes servem como um material inicial para construção de cenários climáticos, o

que geralmente exigem informações adicionais, tais como o clima atual

observado. Um cenário de mudança de clima é a diferença entre um cenário

climático e o clima atual.

Cenário de Emissão

Uma representação plausível do desenvolvimento futuro de emissões de

substâncias que são potencialmente radiativamente ativas (ex. Gases de efeito

estufa, aerossóis), baseados numa gama de suposições coerentes e internamente

consistentes sobre forças de direção (tais como desenvolvimento demográfico e

sócio-economico, e mudança tecnológica) e seus relacionamentos mais importantes. Os cenários de concentração, derivados de emissão de cenários, são usados como uma introdução ao modelo climático para computar projeções climáticas.

Cenários SRES

Os cenários SRES (Special Report Emission Scenario) são cenários de emissões de gases de efeito estufa desenvolvidos pelo IPCC. Os termos que seguem são relevantes para um melhor entendimento da estrutura e uso destes cenários SRES:

(Cenário) Familiar

São cenários com históricos demográficos, sociais, econômicos e de mudanças-técnicas similares. Estes quatro cenários compreendem a gama de cenários SRES: A1, A2, B1 e B2.

(Cenário) Grupo

São cenários dentro de uma família que refletem uma variação consistente do histórico. O cenário de família A1 inclui quatro grupos designados como A1T, A1C, A1G e A1B que exploram estruturas alternativas de futuros sistemas de energia. No Sumário para Formuladores de Decisão de Nakicenovic´ et al. (2000), os grupos A1C e A1G foram combinados como grupo de cenário 'Fóssil Intensivo' A1FI. Os outros três cenários de família consistem de um grupo cada um. A gama de cenários SRES mostrados no Sumário para Formuladores de Decisão de Nakic´enovic´ et al. (2000) embora consista de seis grupos distintos de cenários, todos são igualmente combinados e juntos captam a extensão de incertezas associadas com as forças de direção e emissões.

(Cenário) Histórico

Uma descrição narrativa de um cenário (ou família de cenários) enfatizando as características principais do cenário, relacionamentos entre as forces principais de direção e as dinâmicas de sua evolução.

Cenário Ilustrativo

Um cenário que é ilustrativo para cada um dos seis grupos de cenários mostrados no Sumário para Formuladores de Decisão de Nakic´enovic´ et al. (2000). Incluem quatro formuladores de cenários revisados para os grupos de cenários A1B, A2, B1, B2, e dois cenários adicionais para os grupos A1FI e A1T. Todos os grupos de cenários são igualmente combinados.

Clima

Clima num senso estreito é geralmente definido como a "média do tempo", ou mais rigorosamente, como a descrição estatística em termos média e variabilidade de quantidades relevantes sobre o período de tempo numa distância de meses a milhares de anos. O período clássico é de 30 anos, como definido pela Organização Mundial Meteorológica (WMO). Estas quantidades são em sua maioria variáveis de superfícies tais Omo temperatura, precipitação e vento. Clima num senso mais amplo é um estado, incluindo uma descrição estatística, do sistema climático.

(Clima) Avaliação de Impacto

A prática de identificar e avaliar as conseqüências benéficas e danosas à mudança de clima nos sistemas naturais e humanos.

(Clima) Impactos

Conseqüências da mudança de clima nos sistemas naturais e humanos. Dependendo da consideração de adaptação, pode ser distinguido entre os impactos potenciais e residuais.

Impactos Potenciais – Todos os impactos que ocorram dado uma mudança projetada no clima, sem considerar adaptação.

Impactos Residuais – Os impactos de mudança de clima ocorreriam após a adaptação.

Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC)

de 1992 faz parte de uma série de acordos recentes por meio dos quais países do mundo inteiro estão se unindo para enfrentar esse desafio. Outros acordos tratam de questões como a poluição dos oceanos, a degradação da terra, danos na camada de ozônio e a rápida extinção de espécies animais e vegetais. A Convenção sobre Mudança do Clima enfoca um problema especialmente inquietante: nós estamos mudando a forma com que a energia solar interage com a atmosfera e escapa dela. Fazendo isso, nós corremos o risco de alterar o clima global. Entre as conseqüências possíveis estão: um aumento na temperatura média da superfície da Terra e mudanças nos padrões climáticos mundiais. Outros efeitos, ainda imprevistos, não podem ser descartados.

Desmatamento

Conversão da floresta em não-floresta. Para uma discussão do termo floresta e termos relacionados tais como florestamento, reflorestamento, e desmatamento, veja o Relatório Especial do IPCC sobre o Uso da Terra, Mudança no Uso da Terra, e Área Florestal (IPCC, 2000).

Desertificação

Degradação da Terra em árido, semi-árido, e áreas secas sub-úmidas resultantes de vários fatores, incluindo variações de clima de atividades humanas. Além disso, a UNCCD (A Convenção das Nações Unidas de Combate a Desertificação) define a degradação da terra como a redução ou perda de áreas em áridas, semi-áridas, e áreas sub-úmidas, da produtividade e complexidade econômica de abastecimento de chuva das colheitas, safras irrigadas, ou extensão, pastagem, floresta, e matas resultantes do uso da terra ou de um processo ou combinação de processos, incluindo processos surgidos de atividades humanas e padrões de habitação, tais como: (i) erosão do solo causada pelo vento e/ou pela água; (ii) deterioração das propriedades físicas, químicas e biológicas ou econômicas do solo; e (iii) grandes perdas da vegetação natural.

Detecção e atribuição

O clima varia continuamente em todas as escalas de tempo. A detecção da mudança de clima é o processo de demonstrar que o clima tem mudado em alguns sensos estatísticos definidos, sem fornecer uma razão para tal mudança. A atribuição de causas de mudança de clima é o processo de estabelecer as causas mais prováveis para a mudança detectada com algum nível definido de confiança.

Dióxido de Carbono (CO₂)

Gás de ocorrência natural, também um produto usado para queima de combustíveis fósseis e biomassa, tão bem como mudanças no uso da terra e outros processos industriais. É o principal gás antropogênico de efeito estufa que afeta o balanço da radiatividade da Terra. É o gás de referências contra outros gases que são medidos e por esta razão tem Aquecimento Global de 1.

Ecossistema

Sistema distinto de interação de organismos vivos, juntamente com seu meio ambiente físico. Os limites que denominam ecossistema são um pouco arbitrários, dependendo do foco de interesse do estudo. Desta forma a extensão de um ecossistema pode variar de pequenas escalas espaciais até o tamanho da Terra toda.

Efeito Estufa: Em longo prazo, a Terra deve irradiar energia para o espaço na mesma proporção em que a absorve do sol. A energia solar chega na forma de radiação de ondas curtas. Parte dessa radiação é refletida e repelida pela superfície terrestre e pela atmosfera. A maior parte dela, contudo, passa diretamente pela atmosfera para aquecer a superfície terrestre. A Terra se livra dessa energia, mandando-a de volta para o espaço, na forma de irradiação infravermelha de ondas longas. A maior parte da irradiação infravermelha que a Terra emite é absorvida pelo vapor d'água, pelo dióxido de carbono e outros "gases de efeito estufa" que existem naturalmente na atmosfera. Esses gases impedem que a energia passe diretamente da superfície terrestre para o espaço. Ao invés disso, processos interativos (como a radiação, as correntes de ar, a

evaporação, a formação de nuvens e as chuvas) transportam essa energia para altas esferas da atmosfera. De lá, ela pode ser irradiada para o espaço. É bom que esse processo (chamado de efeito estufa) seja mais lento e indireto, porque se a superfície terrestre pudesse irradiar energia para o espaço livremente, nosso planeta seria um lugar frio e sem vida, tão desolado e estéril quanto Marte. Aumentando a capacidade da atmosfera de absorver irradiação infravermelha, nossas emissões de gases de efeito estufa estão perturbando a forma com que o clima mantém esse equilíbrio entre a energia que entra e a energia que sai. Uma duplicação, na atmosfera, da quantidade de gases de efeito estufa de vida longa (projetada para acontecer logo no começo do século 21) reduziria em 2%, se nada fosse mudado, a proporção em que o planeta é capaz de irradiar energia para o espaço. A energia não pode simplesmente acumular. O clima vai ter de se ajustar de alguma forma para conseguir se desfazer dessa energia excedente, e enquanto 2% parece não ser muito, tomando a Terra inteira, isso equivale a reter o conteúdo energético de 3 milhões de toneladas de petróleo por minuto.

CO₂ equivalente

A concentração de CO₂ que causaria a mesma quantidade de forçamento radiativo que uma dada mistura de CO₂ e outros gases de efeito estufa.

El Niño - Oscilação Sul (ENSO)

El Niño, em seu significado original, é o fluxo de aquecimento da água que periodicamente flui ao longo da costa do Equador e do Peru, rompendo a indústria de pesca local. Este evento oceânico está associado com a flutuação de um padrão e circulação da pressão da superfície intertropical nos oceanos Índico e Pacífico, chamado de Oscilação Sul. Este fenômeno da junção oceano-atmosfera é coletivamente conhecido como El Niño – Oscilação Sul, ou ENSO. Durante um evento El Niño, o transporte predominante dos ventos enfraquece e a contracorrente equatorial se fortalece, causando o aquecimento das águas na área da Indonésia e flui em direção ao leste e cobre as águas frias da corrente do Peru. Este evento tem grande impacto no vento, na temperatura da superfície do mar e

nos padrões de precipitação no Pacífico tropical. Tem efeitos climáticos através da região do Pacífico e em muitas outras partes do mundo. O oposto de um evento El Niño é chamado de La Niña.

Evapotranspiração – O processo combinado de evaporação da superfície da Terra e de transpiração da vegetação.

Evento Extremo de Clima

Um Evento Extremo de Clima é um evento que é raro dentro de sua distribuição de referência estatística num lugar em particular. Estas definições variam, mas um evento extreme de clima normalmente seria raro ou mais raro do que 10° ou 90° percentil. Por definição, as características do que é chamado evento extreme de clima podem variar de lugar para lugar. Um evento extremo de clima é uma média de um número de eventos do tempo sobre um certo período, uma média que é extrema por si só (ex. chuva sobre a estação).

Forçamento radiativo – Medida simples da importância de um mecanismo potencial de mudança do clima. O forçamento radiativo é a perturbação do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera (em Wm⁻²) em seguida, por exemplo, a uma mudança da concentração de dióxido de carbono ou uma mudança da radiação do Sol; o sistema climático responde a um forçamento radiativo de modo a restabelecer o balanço de energia. Um forçamento radiativo positivo tende a aquecer a superfície e um forçamento radiativo negativo tende a esfriar a superfície. O forçamento radiativo é normalmente citado como um valor médio global e anual. Uma definição mais precisa do forçamento radiativo, como utilizada nos relatórios do IPCC, é a perturbação do balanço de energia do sistema superfície-troposfera, após permitir que a estratosfera reajuste-se a um estado de equilíbrio radiativo médio global (ver Capítulo 4 do IPCC (1994)). Chamado às vezes de "forçamento climático".

Gás de efeito estufa Um gás que absorve radiação em comprimentos de ondas específicos dentro do espectro de radiação (radiação infravermelha) emitido pela superfície da Terra e pelas nuvens. O gás, por sua vez, emite radiação infravermelha de um nível onde a temperatura é mais baixa que a da superfície. O efeito líquido é um aprisionamento local de parte da energia absorvida e uma tendência a aquecer a superfície planetária. Vapor d'água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), metano (CH₄) e ozônio (O₃) são os principais gases de efeito estufa na atmosfera da Terra.

Incerteza

Uma expressão do grau ao qual um valor (ex. o futuro estado do sistema climático) é desconhecido. Incerteza pode resultar de uma falha na informação ou de um desentendimento sobre o que se sabe ou mesmo do que se pode saber. Pode ter muitos tipos de fontes, de erros determináveis em detalhes de conceitos ou terminologia ambiguamente definidos, ou projeções incertas do comportamento humano. Incerteza pode conseqüentemente ser representada por medidas quantitativas (ex. Um limite de valores calculados por vários modelos) ou por declarações qualitativas.

Modelo Climático

Uma representação numérica do sistema de clima baseada nas propriedades físicas, químicas e biológicas de suas componentes, e seus processos de interação e regeneração, e conta para todos ou algumas de suas propriedades conhecidas. O sistema de clima pode ser representado pelos modelos de complexidade variada, por exemplo, para qualquer componente ou combinação de componentes, uma hierarquia de modelos pode ser identificada, diferenciando em tais aspectos como número de dimensões espaciais, a extensão aos quais os processos físicos, químicos ou biológicos são explicitamente representados, ou o nível ao qual as parametrizações empíricas estão envolvidas. Os modelos de Circulação Geral acoplados atmosfera/oceano/polar (AOGCMs) fornecem uma representação compreensiva do sistema de clima. Há uma evolução em direção

aos modelos mais complexos com biologia e química ativas. Os modelos de clima são aplicados, como uma ferramenta de pesquisa, para estudas e similar o clima, mas também com propostas operacionais, incluindo previsões mensais, sazonais e interanuais.

Mudança do Clima

Uma mudança do clima atribuída direta ou indiretamente à atividade humana que altere a composição da atmosfera global e que seja adicional à variabilidade climática natural observada ao longo de períodos comparáveis de tempo. A mudança do clima, como mencionada no registro observacional do clima, ocorre por causa de mudanças internas dentro do sistema climático, ou na interação de seus componentes, ou por causa de mudanças no forçamento externo por razões naturais ou devido às atividades humanas. Geralmente não é possível fazer uma atribuição clara entre essas causas. As projeções da mudança do clima no futuro relatadas pelo IPCC geralmente consideram apenas a influência sobre o clima dos aumentos antrópicos de gases de efeito estufa e outros fatores relacionados ao homem.

Previsão climática

Uma previsão de clima é o resultado de uma tentativa de se produzir uma descrição mais similar ou estimada da evolução atual do clima no futuro. Por exemplo: escalas de tempo sazonais, interanuais ou de longo tempo. Veja também: Projeção Climática e Cenária de Clima (mudança).

Projeção de Clima

Uma projeção da resposta da emissão do sistema climático aos cenários de emissão ou concentração dos gases de efeito estufa e aerossóis, ou cenários de forçantes radiativas, freqüentemente baseados nas simulações pelos modelos climáticos. Projeções de clima são diferentes de previsões climáticas, de maneira a enfatizar que as projeções de clima dependem do cenário utilizado de forçantes radiativas de emissão/concentração, que são baseados em suposições, à

respeito, por exemplo, de descobertas tecnológicas e sócio-econômicas, que podem ou não serem realizadas, e conseqüentemente são assunto de uma incerteza substancial.

Protocolo de Quioto

O Protocolo de Quioto para a Convenção de Estrutura das Nações Unidas em Mudanças de Clima (UNFCCC) foi adotado na Terceira Sessão da Conferência das Partes (COP), em 1997 em Quioto, Japão. Contém compromissos legalmente ligados, em acréscimo àqueles inclusos no UNFCCC. Os países incluídos no Anexo B do Protocolo (maioria países OECD e também aqueles com a economia em transição) concordaram em reduzir as emissões antropogênicas de gases do efeito estufa (CO₂, CH₄, N₂O, HFCs, PFCs, e SF₆) pelo menos em 5% abaixo dos níveis de 1990 no período de compromisso de 2008 à 2012. O Protocolo de Quioto não atingiu ainda seu objetivo (Abril 2001).

Rango de Temperatura Diurna

A diferença entre a temperatura mínima e máxima durante um dia.

Regiões Áridas

Ecossistemas com <250 mm precipitação por ano.

Regiões Semi - Áridas

Os ecossistemas que têm >250 mm de precipitação por ano, mas não são altamente produtivos; geralmente classificados como terras distantes.

Resiliência

Um número de mudança de um sistema não pode seguir sem um estado de mudança.

Revolução Industrial

Um período de rápido crescimento industrial com conseqüências econômicas e sociais de longo alcance, iniciada na Inglaterra durante a segunda metade do século dezoito a se espalhou pela Europa e mais tarde para outros países incluindo Estados Unidos. A invenção da máquina a vapor foi um importante passo para este desenvolvimento. A revolução industrial marca o início de um forte aumento do uso de combustíveis fósseis e emissão, em particular, do dióxido de carbono fóssil. Neste Relatório os termos pré-industrial e industrial se referem, de certa forma arbitrariamente, aos períodos antes e depois de 1750, respectivamente.

Seca

O fenômeno que ocorre quando a precipitação fica abaixo dos níveis normais registrados, causando sérios desequilíbrios que afetam adversamente os sistemas de produção de recursos da terra.

Sistema Climático

O sistema climático é altamente complexo e consiste de cinco componentes principais: atmosfera, hidrosfera, criosfera, a superfície da terra e a biosfera, e suas interações. O sistema climático evolui em tempo sob influência de suas próprias dinâmicas internas e por causa das forçantes externas tais como erupções vulcânicas, variações solares e forçantes humanas induzidas tais como composição de mudança da atmosfera e mudança no uso da terra.

Variabilidade Climática

Variabilidade Climática se refere às variações no estado médio e outras estatísticas (tais como desvios padrão, a ocorrência de extremos, etc.) de um clima nas escalas temporais e espaciais além de eventos individuais de tempo. A variabilidade pode ser devido a processos internos naturais dentro do sistema climático (variabilidade interna), ou a variações nas forçantes antropogênicas externas (variabilidade externa). Veja também: Mudança de Clima.

Vulnerabilidade

O grau ao qual o sistema está suscetível, ou inapto para competir, efeitos adversos de mudança de clima, incluindo variabilidade climática e extremos. A vulnerabilidade é a função da magnitude, qualidade, e índice da variação climática a qual um sistema está exposto, como também sua sensibilidade e capacidade de adaptação.























