

MÔNICA WEBER TAVARES

**TEMPERATURA E PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: SITUAÇÃO  
ATUAL E PERSPECTIVAS FUTURAS DO IPCC/AR5**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

VIÇOSA  
MINAS GERAIS – BRASIL  
2013

**Ficha catalográfica preparada pela Seção de Catalogação e  
Classificação da Biblioteca Central da UFV**

T

T231t  
2013  
Tavares, Mônica Weber, 1986-  
Temperatura e precipitação na América do Sul : situação  
atual e perspectivas futuras do IPCC/AR5 / Mônica Weber  
Tavares. – Viçosa, MG, 2013.  
xiii, 64f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Flávio Barbosa Justino.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.  
Referências bibliográficas: f.59-64.

1. Mudanças Climáticas. 2. Temperatura. 3. Precipitação  
(Meteorologia) - Variabilidade. I. Universidade Federal de  
Viçosa. Departamento de Engenharia Agrícola. Pós Graduação  
em Meteorologia Agrícola. II. Título.

CDD 22. ed. 551.5253

MÔNICA WEBER TAVARES

**TEMPERATURA E PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: SITUAÇÃO  
ATUAL E PERSPECTIVAS FUTURAS DO IPCC/AR5**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Agrícola, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 25 de julho de 2013.



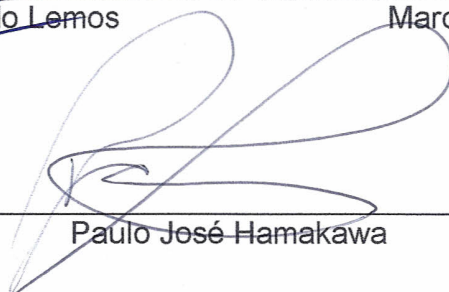
---

Carlos Fernando Lemos



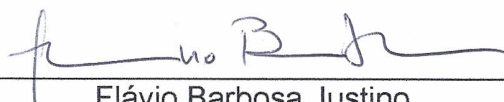
---

Marcos Heil Costa



---

Paulo José Hamakawa



---

Flávio Barbosa Justino  
(Orientador)

*Aos meus pais Gilmar e Rosane.*

*“Os dias prósperos não vêm por acaso; nascem de muita fadiga e persistência.”*

*Henri Ford*

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, que sempre foi minha companhia.

Aos meus pais que me deram muito amor durante esse tempo que fiquei longe deles e só recebi palavras de incentivo, carinho e força. Obrigada pai e mãe por tudo que vocês fizeram, por todas as coisas que abriram mão para me ajudar. Perdoem-me pela ausência como filha, pelos momentos que deixei de compartilhar com vocês. Só me resta agradecer e dizer que eu os amo mais do que qualquer coisa neste mundo.

Ao eu irmão Leandro, por ser esse guri tão inteligente e carinhoso que sempre acreditou na “mana”. À minha vovozinha Olinda e minha dinda Adriane que nunca me deixaram desanimar e sempre se preocuparam comigo, o que seria de mim sem o apoio de vocês! Aos meus tios Volnei e Leda.

Ao meu amor, Cléber Quintanilha, que sempre tomou conta de mim, me incentivando, encorajando e querendo que eu fizesse o meu melhor. Obrigada amor por seu companheirismo, força e auxílio.

Agradeço aos amigos que trilharam comigo essa jornada em Viçosa. Em especial, ao Alex por toda amizade e ajuda desde a graduação na UFPel e durante o mestrado... meu amigo de fé, que Deus continue sempre iluminando seu caminho! Aos amigos do Departamento: Douglas, Henderson, Rafael, Marine, Carol, Livia, Patrícia, Gabriele, Gabriela, Poliana, Letícia Braidá,, Victor e demais colegas da Meteorologia Agrícola. A amiga e companheira de república Claudia. Obrigada, também, aos amigos de Pelotas/RS que sempre me deram força e coragem: Aline Oliveira, Natália Linck, Lidiane de Souza e tantos outros...

Ao professor Flávio Barbosa Justino pela oportunidade de realizar o mestrado, pelos conhecimentos adquiridos, paciência e ajuda oferecida.

Graça Freitas, o que seriam dos alunos sem a tua ajuda? Obrigada por tudo que tu fizeste por mim nesses dois anos, pela dedicação, amizade e respeito.

À Universidade Federal de Viçosa, pela oportunidade de realizar o mestrado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudos, que é de fundamental importância no auxílio à pesquisa.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), pelo apoio financeiro por meio do projeto PPM 551-13.

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS .....	viii
LISTA DE TABELA.....	xi
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS .....	xii
RESUMO.....	xiv
ABSTRACT .....	xv
1.INTRODUÇÃO .....	01
2.OBJETIVOS .....	06
3.METODOLOGIA E DADOS UTILIZADOS.....	07
3.1. Área de estudo.....	07
3.2. Modelos climáticos utilizados .....	07
3.2.1. MRI .....	09
3.2.2. ECHAM/MPI.....	09
3.2.3. INM .....	10
3.2.4. NCC .....	11
3.3. Dados climáticos utilizados .....	11
3.4. Funções Ortogonais Empíricas .....	13
3.5. Regressão Linear.....	14
4. RESULTADOS .....	15
4.1. Condições atuais (1970-2000) .....	15
4.1.1. Padrões médios de precipitação e temperatura na AS.....	15
4.1.2. Variabilidade de precipitação e temperatura para eventos de El Niño e Dipolo do Atlântico .....	22

4.2. Condições futuras (2070-2100).....	39
4.2.1. Diferenças entre as condições futuras e atuais dos campos médios de precipitação e temperatura .....	39
4.2.2. Variabilidade de precipitação e temperatura para eventos de El Niño e Dipolo do Atlântico .....	42
5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	54
REFERÊNCIAS .....	56

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Média mensal da concentração de dióxido de carbono medida no Observatório de Mauna Loa, Havaí.....	2
Figura 2 –	Área de estudo .....	7
Figura 3 –	Campo médio mensal de precipitação (mm/dia): (a) reanáliseS NCEP/NCAR entre 1970-2000 e (b) GPCP entre 1979-2011 para a AS.....	17
Figura 4 –	Campo médio mensal de precipitação (mm/dia): (a) INM (b) MRI, (c) MPI e (d) NCC, para AS entre 1970-2000.....	18
Figura 5 –	Campo médio mensal de temperatura do ar (°C) para a AS referente aos dados de reanálises (NCEP/NCAR) entre 1970-2000.....	19
Figura 6 –	Campo médio mensal de temperatura (°C): (a) INM (b) MRI, (c) MPI e (d) NCC, para a AS entre 1970-2000.....	21
Figura 7 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do oceano Pacífico (100°E – 80°W e 20°N – 20°S) durante o período de 1970-2000.....	22
Figura 8 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Pacífico (100°E – 80°W e 20°N – 20°S) durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	24

Figura 9 –	Regressão Linear da precipitação (mm/dia) para as condições de El Niño dos dados de (a) reanálises (NNR-2) e (b) GPCP, durante o período de 1979-2011.....	26
Figura 10 –	Regressão Linear da precipitação (mm/dia) na AS para condições de El Niño durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	28
Figura 11 –	Regressão Linear da temperatura (°C) para as condições de El Niño dos dados de reanálises (NNR-2) entre o período de 1970-2000.....	29
Figura 12 –	Regressão Linear da temperatura (°C) para condições de El Niño durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	30
Figura 13 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.....	32
Figura 14 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.....	33
Figura 15 –	Regressão Linear da Precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S).....	34
Figura 16 –	Regressão Linear da precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.....	36
Figura 17 –	Regressão Linear da Temperatura para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.....	37
Figura 18 –	Regressão Linear da temperatura para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.....	38
Figura 19 –	Diferença do campo médio mensal de precipitação (mm/dia) entre as condições futuras (1970-2000) e atuais (2070-2100): a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	40

Figura 20 –	Diferença do campo médio mensal de temperatura (°C) entre as condições futuras (2070-2100) e atuais (1970-2000): a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	42
Figura 21 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Pacífico (60°E – 120°W e 20°N – 20°S) durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	44
Figura 22 –	Regressão Linear da precipitação (mm/mês) na AS para condições de El Niño durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	46
Figura 23 –	Regressão Linear da temperatura (°C) para condições de El Niño durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.....	48
Figura 24 –	Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 2070-2100.....	50
Figura 25 –	Regressão Linear da Precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 2070-2100.....	52
Figura 26 –	Regressão Linear da temperatura para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 2070-2100.....	53

## LISTA DE TABELA

Tabela 1 – Modelos climáticos acoplados e suas respectivas resoluções (em graus de latitude e longitude).....	8
---	---

## LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

°	Graus
°C	Graus Celsius
AMIP-II	Atmospheric Model Intercomparison Project version 2
AR5	Fifth Assessment Report
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AS	América do Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
CH <sub>4</sub>	Metano
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CO <sub>2</sub>	Dióxido de Carbono
ECHAM	European Centre Hamburg Model
ENSO	El Niño Oscilação-Sul
EOF	Empirical Orthogonal Functions
EOF1	Primeira Componente Principal de TSM (°C)
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INM	Institute for Numerical Mathematics
IPCC	Inter-governmental Panel on Climate Change
Mm	Milímetros
MPI	Max Planck Institute for Meteorology
MRI	Meteorology Research Institute
N <sub>2</sub> O	Óxido nitroso

NCAR	National Centers for Environmental Prediction
NCC	Norwegian Climate Center
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
RCP	Representative Concentration Pathways
RL	Regressão Linear
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WCRP	World Climate Research Program
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

## RESUMO

TAVARES, Mônica Weber, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2013. **TEMPERATURA E PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: SITUAÇÃO ATUAL E PERSPECTIVAS FUTURAS DO IPCC/AR5.** Orientador: Flávio Barbosa Justino.

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) é capaz de influenciar na circulação atmosférica e conseqüentemente alterar os padrões climáticos tanto em escala local quanto global. Este trabalho buscou entender como a temperatura e precipitação na América do Sul respondem em função dos modos de variabilidade climática El Niño Oscilação-Sul (ENSO) e Dipolo do Atlântico (DA), para as condições atuais e futuras, considerando um cenário extremo de emissão de Gases de Efeito Estufa (GEE). Foram utilizados quatro modelos climáticos acoplados do *Inter-governmental Panel on Climate Change/Fifth Assessment Report* (IPCC/AR5), pertencentes ao Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados, Fase 5 (CMIP5): *MRI* (*Meteorology Research Institute*, Japão), *INM* (*Institute for Numerical Mathematics*, Rússia), *NCC* (*Norwegian Climate Center*, Noruega) e *ECHAM/MPI* (*Max Planck Institute for Meteorology*, Alemanha). Os resultados mostraram que os padrões dominantes nos Oceanos Pacífico e Atlântico, são respectivamente o ENSO e Dipolo do Atlântico e foram melhor reproduzidos pelos modelos MPI e NCC (INM e MRI) e se mostraram satisfatórios (insatisfatórios) e capazes (incapazes) de reproduzir a resposta da precipitação e temperatura, em relação ao clima observado sobre a AS. Para condições futuras têm-se episódios de ENSO mais intensos, enquanto que para configurações do tipo DA notam-se gradientes inter-hemisféricos mais intensos, onde se observou TSM's mais baixas no Atlântico Norte. Além disso, projeta-se que este padrão, conhecido como fase negativa do DA, poderá influenciar significativamente na circulação atmosférica e alterar os padrões de temperatura e precipitação na AS.

## ABSTRACT

TAVARES, Monica Weber, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July 2013.  
**TEMPERATURE AND PRECIPITATION IN SOUTH AMERICA: CURRENT SITUATION AND FUTURE PERSPECTIVES IPCC/AR5.** Adviser: Flávio Barbosa Justino.

Sea Surface Temperature (SST) is able to influence the atmospheric circulation and consequently changes weather patterns in both local and global scale. This study aimed to understand how temperature and precipitation in South America respond to modes of climate variability such as the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Atlantic Dipole (AD), for current and future conditions, considering an extreme emission scenario of GreenHouse effect (GHG). We used four models as part of coupled model of *Inter-governmental Panel on Climate Change/Fifth Assessment Report* (IPCC/AR5), intercomparison project, Phase 5 (CMIP5): MRI (Meteorology Research Institute, Japan), INM (Institute for Numerical Mathematics, Russia), NCC (Norwegian Climate Center, Norway) and ECHAM / MPI (Max Planck Institute for Meteorology, Germany). The results have shown that the dominant patterns in the Pacific and Atlantic Oceans, are respectively the ENSO and Dipole Atlantic which were better simulated by the models MPI and NCC (INM and MRI) and proved satisfactory (unsatisfactory) and able (unable) to reproduce the response of precipitation and temperature in relation to observed climate over the South America. For future conditions it has been found more intense episodes of ENSO, while for AD the inter-hemispheric gradients is more intense. Furthermore, it is projected that this pattern, known as the negative phase of AD, may significantly influence the atmospheric circulation and alter the patterns of temperature and precipitation in South America.

## 1. INTRODUÇÃO

O clima de uma determinada região está diretamente relacionado à distribuição de precipitação e temperatura proveniente do aquecimento diferencial da superfície da Terra pela radiação solar e distribuição assimétrica de continentes e oceanos. O conjunto das condições atmosféricas prevalentes ao longo do tempo sobre a mesma região determina o clima local. As mudanças no clima representam uma alteração nas condições médias da atmosfera, resultantes não somente da própria variabilidade natural, mas também da ação humana (WALLACE E HOBBS, 2006).

A partir da Revolução Industrial, nos primórdios de 1750, o clima do planeta tem sofrido influências da ação antrópica devido ao lançamento de grandes quantidades de gases de efeito estufa (GEE) na atmosfera. Dentre esses gases se destaca principalmente o dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), um dos mais eficientes gases na intensificação do efeito estufa (IPCC, 2007). A emissão de  $\text{CO}_2$  aumentou nos últimos 50 anos. Entre 1760 e 1960 cresceu de 270 partes por milhão (ppm) para 317 ppm (IPCC, 2007).

Recentemente, foi divulgado pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) que a concentração média de  $\text{CO}_2$  na atmosfera superou o valor de 400 ppm no Hemisfério Norte (HN), enquanto que a média global é de 396,72 ppm. A Figura 1 mostra a média mensal de dióxido de carbono registrados no observatório de Mauna Loa, Havaí, onde a linha vermelha indica os valores médios mensais e a linha preta indica a média móvel para 12 meses.

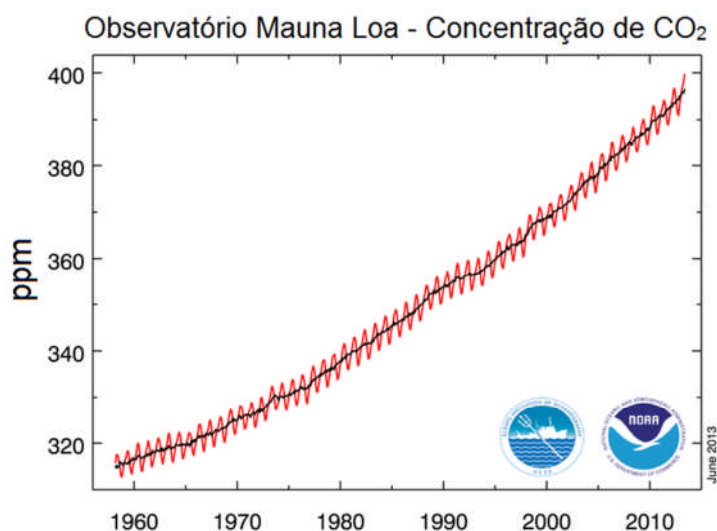


Figura 1 – Média mensal da concentração de dióxido de carbono medida no Observatório de Mauna Loa, Havaí. Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/#mlo> (adaptada).

Quando parte da radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre é absorvida pelos GEE, que são capazes de reter calor, a Terra tende a aquecer. Se as tendências relacionadas ao aumento das emissões forem mantidas, é muito provável que as condições climáticas de diversas regiões do planeta sejam alteradas e, de fato, tenhamos aumento da temperatura global. Essa emissão descontrolada resulta em várias consequências como o derretimento das geleiras, alteração no padrão de distribuição de pluviosidade – secas e inundações – mudança na direção e intensidade dos ventos (IPCC, 2007).

Nos últimos 50 anos, de acordo com Bernstein *et al.* (2007), a frequência de eventos anômalos de precipitação aumentou em algumas localidades como, por exemplo, nas partes leste e norte da América do Sul, norte da Europa e região Central da Ásia e, em contra partida, diminuiu no Sahel, sul da África e Ásia e no Mediterrâneo, causando diversos impactos socioeconômicos.

Na América do Sul (AS) a diversidade climática está relacionada à distribuição geográfica do território que se estende desde 10°N até 60°S, e a influência das variações nas condições oceânicas que contribuem para o controle do clima (AMBRIZZI *et al.*, 2006). A AS é banhada a leste pelo Oceano Atlântico e a oeste pelo Oceano Pacífico, fazendo com que anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) observadas nessas regiões sejam capazes de modular, conjuntamente grande parte da variabilidade interanual do clima na AS (NOBRE e SHUKLA, 1996).

No Nordeste brasileiro (NEB), parte da precipitação anual nos meses de março a maio se deve à atuação das linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, trazidas por circulação de brisas, acompanhando a migração da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que nesta época está situada entre 2°S e 4°N (FIGUEROA E NOBRE, 1990). A ZCIT é uma zona de convergência dos ventos alísios de nordeste provenientes de um sistema de alta pressão localizado no Hemisfério Norte (HN), e ventos alísios de Sudeste impulsionados pelo sistema de alta pressão no Hemisfério Sul (HS). Devido às elevadas TSM's na região Equatorial do Oceano Atlântico, o que proporciona maior evaporação, verificam-se movimentos ascendentes de ar que favorecem a formação de nuvens convectivas, criando uma banda de nebulosidade e conseqüentemente produzindo mais chuvas (MOLION e BERNARDO, 2002).

Fenômenos que ocorrem no Oceano Pacífico, como o ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) e no Oceano Atlântico como a variabilidade do Atlântico Tropical (Dipolo do Atlântico), influenciam no posicionamento da ZCIT e conseqüentemente na variação dos elementos climáticos sobre o continente (NOBRE e SHUKLA, 1996). De acordo com Rocha (2001), 70% da precipitação sobre a região Amazônica é devido a ZCIT. Na região Sul e Sudeste do Brasil também são verificadas anomalias positivas nos padrões de precipitação durante eventos de El Niño (GRIMM *et al.*, 2000).

O El Niño, fase quente do ENSO, é um fenômeno climático referente ao acoplamento oceano-atmosfera que representa o aquecimento anormal do Oceano Pacífico Tropical. Quando as águas da região centro-leste do

Pacífico estão mais quentes que o normal têm-se eventos de El Niño (KOUSKY *et al.*, 1984) e quando a região da Oceania (oeste do Oceano Pacífico) está mais quente do que o normal tem-se eventos de La Niña.

Em condições de El Niño a pressão no setor leste do Oceano Pacífico tende a ser menor fazendo com que a evaporação aumente e proporcione uma mudança na intensidade dos ventos alísios (DEWES, 2007). Os movimentos ascendentes também são intensificados liberando assim calor latente de condensação. A componente atmosférica do ENSO é a Oscilação Sul que representa uma variação anômala da pressão atmosférica e está associada a alterações nos padrões de circulação geral na atmosfera.

A ocorrência de águas quentes e convergência de umidade do ar favorecem a formação de nuvens convectivas sobre o centro-leste do Pacífico e, conseqüentemente o deslocamento da Célula de Walker, que tem seu ramo descendente sobre o continente e outras regiões tropicais. Essa configuração inibe a formação de nuvens e reduz a precipitação em regiões como o NEB (ARAGÃO, 1998).

A Variabilidade Interanual do Oceano Atlântico Tropical também conhecida como Dipolo do Atlântico (DA) é outro fenômeno oceano-atmosférico que está relacionado com a variação na precipitação de algumas regiões, como por exemplo, Sahel e Ghana (SOUZA e NOBRE, 1998) localizadas na África e Amazônia (NOBRE e SHUKLA, 1996). O DA surge devido à mudança nas anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical criando um gradiente térmico entre os Hemisférios Norte e Sul (WAGNER, 1996), capaz de alterar a circulação da célula de Hadley e conseqüentemente afetar o posicionamento da ZCIT. Isto muda a distribuição de precipitação sobre as regiões próximas ao Atlântico Equatorial (NOBRE e SHUKLA, 1996).

O Dipolo Atlântico possui duas fases, sendo uma negativa com TSM's mais frias no Atlântico Sul e TSM's mais quentes no Atlântico Norte. A fase positiva é quando o Oceano Atlântico Sul está mais quente do que o Atlântico Norte. O El Niño e o DA são capazes de controlar, conjuntamente,

grande parte da variância interanual do clima na América do Sul (TURNER et al., 2004).

A necessidade de se entender as condições que iniciam, mantem e/ou intensificam as mudanças no clima tornou-se de grande interesse para a ciência. A variabilidade da atmosfera está diretamente associada às variações oceânicas que funcionam como fontes e sumidouros de energia que interagem com a circulação atmosférica, sendo responsável por anomalias climáticas em várias áreas do globo. O acoplamento entre as variações de TSM com a atmosfera tornou-se um ponto importante na compreensão do clima em escala global.

As ferramentas utilizadas para avaliar projeções climáticas passadas, atuais e futuras são os modelos de clima, ou seja, os Modelos Globais Atmosféricos (GCMs) e/ou Modelos Globais Acoplados Oceano-Atmosfera (AOGCMs). A partir destes modelos é possível obter respostas tridimensionais do sistema climático, que poderão descrever processos físicos e dinâmicos, bem como interações entre as componentes do sistema climático e os mecanismos de retro-alimentação (*feedbacks*).

Os modelos de clima podem reproduzir alterações no clima em nível regional e global considerando diferentes forçantes como, por exemplo, mudanças nas concentrações de GEE que podem aquecer a atmosfera ou os aerossóis que fazem o processo contrário. A capacidade dos AOGCMs em simular climas regionais está diretamente associada à sua escala horizontal, ou seja, a resolução espacial de cada modelo, porém ainda assim, estes modelos são de extrema utilidade para a comunidade meteorológica que busca a compreensão da variabilidade climática.

## **2. OBJETIVOS DA DISSERTAÇÃO**

Avaliar como o clima simulado pelos modelos do IPCC/AR5 representa os principais modos de variabilidade interanual e suas relações com o clima da AS, para condições atuais e futuras.

Especificamente pretende-se:

- Avaliar as simulações para quatro modelos climáticos do IPCC/AR5 a partir da comparação com dados de Reanálise do NCEP/NCAR e dados observados do GPCP;
- Diagnosticar a variação da Temperatura e Precipitação no clima da AS em um cenário extremo de emissão de GEE;

### 3. METODOLOGIA E DADOS UTILIZADOS

#### 3.1. Área de estudo

A área de estudo compreende a região da América do Sul destacada em amarelo (Figura 2) ( $15^{\circ}\text{N} - 60^{\circ}\text{S}$  e  $120^{\circ}\text{W} - 20^{\circ}\text{W}$ ), bem como a influência dos Oceanos Pacífico Equatorial (1) e Atlântico (2), destacados em vermelho. Para o estudo foram utilizados dados de Reanálises NCEP/NCAR e dados observados do GPCP.

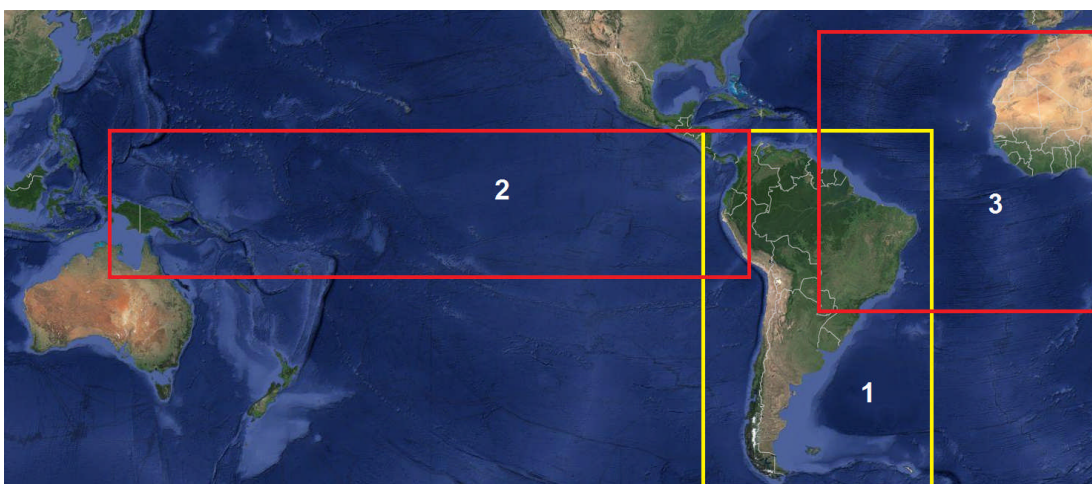


Figura 2 – Área de estudo (destacada em amarelo) e as regiões de atuação dos modos de variabilidade: (1) El Niño e (2) Dipolo do Atlântico.

#### 3.2. Modelos Climáticos utilizados

Os modelos climáticos utilizados neste estudo fazem parte do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados, Fase 5 (CMIP5)

(<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>) utilizados no Quinto Relatório do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (AR/5 IPCC). O CMIP5 busca avaliar quão realistas são as simulações dos modelos considerando um passado recente, fornecer projeções futuras sobre as mudanças climáticas à curto e longo prazo, e compreender alguns fatores responsáveis por diferenças nas projeções dos modelos. Isto inclui a quantificação de *feedbacks* importantes como as nuvens e o ciclo do carbono.

O CMIP5 trata de modelos acoplados que possuem a capacidade de representar os processos físicos entre os componentes atmosférico e oceânico. Neste estudo foram utilizados os seguintes modelos: MRI (*Meteorology Research Institute, Japan*), INM (*Institute for Numerical Mathematics, Russia*), NCC (*Norwegian Climate Center, Norway*) e ECHAM/MPI (*Max Planck Institute for Meteorology, Germany*) (Tabela 1). Foi feito o ajuste nas simulações através da interpolação bilinear para que as resoluções dos modelos fossem iguais, e utilizou-se para a componente atmosférica a resolução espacial de 2,0° latitude e longitude.

Os modelos tiveram suas simulações forçadas com a concentração de GEE, considerando o aumento populacional e desenvolvimento socioeconômico, no valor de até 1370 ppm e o aumento contínuo na forçante radiativa de 8,5 Wm<sup>-2</sup> até 2100. Este cenário extremo de emissões é conhecido como RCP8.5 (MOSS *et al.*, 2010) e faz parte da nova geração de cenários conhecido como RCP (*Representative Concentration Pathways*).

Tabela 1 – Modelos utilizados e suas respectivas resoluções atmosféricas (em graus de latitude e longitude).

<b>MODELO</b>	<b>Resolução atmosférica</b>	<b>Resolução oceânica</b>
MRI	2,0° x 2,5°	2,0° x 2,5°
INM	2,8° x 2,8°	2,0° x 2,5°
NCC	4,0° x 5,0°	1,9° x 2,5°
ECHAM/MPI	1,875° x 1,875°	1,9° x 1,9°

### 3.2.1. MRI

O modelo MRI (YUKIMOTO *et al.*, 2010) foi originalmente desenvolvido pelo *Meteorology Research Institute*, no Japão, e representa um modelo de circulação geral do oceano-atmosfera que visa estudos em grande escala.

O componente atmosférico tem resolução horizontal T42, com grade de  $2,8^\circ \times 2,8^\circ$  latitude e longitude (cerca de 280 km) e 30 camadas na vertical. A radiação de onda longa é calculada por um modelo aleatório de multi-parâmetros que aborda explicitamente absorção pelo metano ( $\text{CH}_4$ ) e óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ), além de vapor de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e de ozônio ( $\text{O}_3$ ).

O modelo trata as nuvens com um esquema de diagnóstico baseado em função da umidade relativa. Ao melhorar o perfil vertical da umidade relativa para formar uma nuvem, o modelo simula a distribuição dos balanços de radiação muito próximos aos da observação, resultando um bom desempenho, por exemplo, no transporte de calor no oceano meridional e as distribuições de precipitação.

A componente oceânica é descrita por um modelo de circulação geral do oceano (MCGO) com resolução horizontal de  $2,0^\circ \times 2,5^\circ$  de latitude e longitude (entre os polos e  $12^\circ\text{S}$  e  $12^\circ\text{N}$ ) e resolução maior nas regiões próximas ao Equador (até  $0,5^\circ$ ) com 23 níveis na vertical, ou seja, entre a superfície e 5000m de profundidade, considerando uma batimetria realista. Este modelo também é capaz de calcular a densidade e espessura do gelo marinho baseado na advecção horizontal, que é determinada a partir da corrente oceânica multiplicada por uma constante empírica.

### 3.2.2. ECHAM/MPI

O ECHAM (*European Centre Hamburg Model*) é um modelo de circulação geral da atmosfera desenvolvido pelo *Max Planck Institute for Meteorology* (MPI) de Hamburgo na Alemanha. Este modelo possui dois componentes: atmosférica (ECHAM) e oceânica (MPI-OM). A versão acoplada foi utilizada para realização dos cenários climáticos na elaboração

do IPCC (ROECKNER *et al.*, 2003). A parte atmosférica do modelo apresenta configuração com 31 níveis na vertical. A coordenada vertical tem resolução horizontal T63, com grade de  $1,875^\circ \times 1,875^\circ$  e oceânica com grade de  $1,9^\circ \times 1,9^\circ$ , de latitude e longitude.

MPI-OM é a componente oceânica e de gelo marinho do modelo acoplado. Sua discretização vertical contém 40 níveis, estando 20 deles confinados entre a superfície e 600 m de profundidade. O modelo oceânico fornece à atmosfera respostas da TSM, concentração e espessura de gelo oceânico, profundidade de neve no gelo e a velocidade das correntes marítimas.

Uma vez iniciada com estes valores de contorno, a parte atmosférica é processada para o período de um dia a fim de acumular fluxos que serão retransmitidos à parte oceânica. Além destes fluxos, são passados o cisalhamento do vento, calor e precipitação para o Oceano a fim de se calcular a turbulência na superfície causada pelo atrito do vento (BENGTSSON *et al.*, 2006). Possui representação da variabilidade tropical e concentra-se no acoplamento entre os processos adiabáticos e de grandes circulações. O modelo pode ainda ser acoplado e incluir a dinâmica da vegetação e o ciclo do carbono.

### **3.2.3. INM**

O modelo INM consiste de dois grandes blocos representando um modelo de circulação oceânica e outro de circulação geral da atmosfera que envolve também a representação do ciclo do carbono e metano, com a ajuda de um modelo matemático. Desenvolvido pelo *Institute for Numerical Mathematics* na Rússia, este modelo descreve também a evolução do gelo do mar e transferências químicas de pequenos componentes gasosos (IPCC, 2007). A componente atmosférica do modelo possui uma configuração com 21 níveis na vertical e  $4^\circ \times 5^\circ$  de latitude e longitude enquanto que sua componente oceânica tem resolução de  $2,0^\circ \times 2,5^\circ$  de latitude e longitude com 33 níveis na vertical.

### 3.2.4. NCC

O *Norwegian Earth System Model (NorESM)* pertence ao *Norwegian Climate Center (NCC)* que é responsável pela nova geração de modelos climáticos vinculados ao CMIP5. Este modelo possui quatro componentes principais: atmosfera, terra, oceanos e gelo marinho. Estes componentes podem ser entendidos como modelos individuais que funcionam em paralelo e também de forma acoplada. Sua resolução horizontal é de 1,9° x 2,5° para componente atmosférica e 1° para a componente oceânica. O NCC é baseado no *Community Climate System Model version 4 (CCSM4)* com um avançado sistema de interação química-aerosol-nuvem-radiação.

### 3.3. DADOS CLIMÁTICOS UTILIZADOS

Para a análise dos resultados, foi feita uma comparação entre os dados de saída dos modelos a partir das simulações e os campos observados de acordo com os dados de reanálises do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)* e os dados observados do *Global Precipitation Climatology Project (GPCP)*. Nas comparações numéricas, o clima atual refere-se à média do período 1970 – 2000 e o clima futuro à 2070 – 2100, ou seja, um século mis tarde.

O sistema de Reanálise NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>) é um conjunto de dados continuamente atualizado que representa as condições atmosféricas com resolução de 2,5°x 2,5° de latitude e longitude com o objetivo de fornecer um registro homogêneo das condições atmosféricas. O NCEP/NCAR possui um banco de dados desde 1948 até a atualidade, permitindo a representação das condições passadas e presentes além de possibilitar projeções futuras. Este sistema de reanálise é constituído por três módulos: decodificação e controle dos dados além da assimilação de dados, que possui resolução central T62 (~210 km) com 28 níveis verticais, intervalo de integração a cada 6 horas, representando seu módulo principal (KISTLER *et al.*, 2001). Os dados de reanálises NCEP/NCAR representam

uma melhoria das reanálises realizadas anteriormente, resultando do processamento feito através da segunda versão do Modelo Atmosférico de Intercomparação (AMIP-II).

Em 1979, foi disponibilizado pelo *World Climate Research Program* (WCRP) um conjunto de dados de precipitação conhecido como *Global Precipitation Climatology Project* (HUFFMAN *et al.*, 1997) (GPCP) (<http://www.gewex.org/gpcpdata.htm>) a fim de promover uma compreensão mais detalhada dos padrões espaciais e temporais da precipitação global. Este conjunto fornece dados mensais com resolução de 2,5° de latitude x 2,5° em longitude, através de combinações entre radiâncias do canal infravermelho (IR) e de micro-ondas que estimam a precipitação combinada dos dados de chuva obtidos de mais de 6.000 estações meteorológicas. Os dados de radiância são obtidos pelos satélites geoestacionários GOES (USA), GMS (Japão) e Meteosat (União Européia), e pelos satélites de órbita polar *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*. As estimativas de Microondas são feitas usando o Sensor Especial de Imagens de Microondas (SSM/I) do *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP). As estimativas geossíncronas baseadas no canal infravermelho, empregam o Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário, e a técnica de índice de precipitação que relaciona o topo frio da nuvem com a taxa de chuva. Os dados são gerados por cada satélite geoestacionário e são corrigidos por geometria e efeitos de calibração inter-satélites (ADLER *et al.*, 2003).

As distribuições espaciais dos campos simulados foram analisadas utilizando as técnicas de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) onde, a partir dos valores de amplitudes obtidos com a primeira componente principal da EOF dos dados de TSM, foram realizadas regressões lineares com os dados de temperatura e precipitação.

### **3.4. FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF)**

A Função Ortogonal Empírica (EOF - *Empirical Orthogonal Function*), também conhecida como Análise de Componentes Principais (ACP) – é um método utilizado para se obter os principais padrões espaciais de variabilidade e variação no tempo, por meio da variância explicada. Trata-se de uma técnica estatística que visa a determinação dos padrões dominantes de teleconexões, que torna possível obter, com base em grande quantidade de dados, informações a respeito dos principais modos de variabilidade na atmosfera ou oceano (CAVALCANTI *et al.*, 2009). Essa técnica visa a representação da fração da variância contida nos dados originais de um grande conjunto de dados para um conjunto menor de informações.

As EOF's são ordenadas com autovalores em ordem decrescente, sendo que a primeira componente explica a maior fração da variância total. Vários autores já aplicaram esta técnica estatística a variáveis atmosféricas e oceânicas (WEARE, 1977; KAMPEL, M., 1993, SERVAIN *et al.*, 1986). A descrição matemática desta técnica pode ser encontrada em Wilks (2006). A EOF também foi utilizada por Justino e Peltier (2008) como ferramenta para analisar as anomalias climáticas induzidas pelas oscilações do Ártico (AO) e da Antártica (AAO), e também da Oscilação decadal do Pacífico (ODP).

Foram aplicadas as EOF's sobre os dados simulados para a análise dos principais modos de variabilidade que atuam na América do Sul em 2 regiões: Oceano Pacífico (El Niño) e Oceano Atlântico Tropical (DA). A partir destas análises avaliou-se as respostas da temperatura e precipitação, e conseqüentemente do clima da América do Sul, aos modos de variabilidade em estudo. Neste trabalho a primeira componente principal da TSM é chamada de EOF1.

### **3.4.1. REGRESSÃO LINEAR**

A regressão linear simples busca estabelecer uma equação matemática linear que descreva a relação “causa-consequência” entre duas variáveis: uma chamada de variável *resposta* (dependente) e outra chamada *explicativa* (independente) (WILKS, 2006). Utilizando a regressão linear é possível explicar valores de uma variável em termos de outra, ou seja, confirmar a relação de causa e efeito entre duas variáveis, prever e estimar valores futuros para uma variável com base em valores conhecidos de outra. A descrição detalhada pode ser encontrada em Wilks (2006).

Neste estudo, a regressão linear simples foi utilizada para analisar a resposta da temperatura e precipitação na AS nos campos de TSM a partir da série temporal para o período de 1970-2000. Foi adotada como variável independente da regressão os valores normalizados da amplitude da primeira componente principal EOF1 de TSM e a variável dependente determinada pelas anomalias geradas entre as simulações para as condições atuais e futuras de temperatura e precipitação.

## **4. RESULTADOS**

Os fenômenos El Niño e a variabilidade do Oceano Atlântico, devido às alterações nas anomalias de TSM são capazes de modular conjuntamente grande parte da variabilidade interanual do clima na América do Sul (AMBRIZZI e CAVALCANTI, 2009). Os resultados foram divididos em duas seções: condições atuais, onde estão representados os campos médios e a variabilidade de temperatura e precipitação e futuras, representando as diferenças entre as condições futuras e atuais, além da variabilidade destas variáveis meteorológicas.

### **4.1. CONDIÇÕES ATUAIS (1970-2000)**

#### **4.1.1. Padrões médios de precipitação e temperatura na AS**

A variação da precipitação sobre a superfície do globo está relacionada com diversos fatores como, por exemplo, latitude, proximidade com o oceano e relevo. Sua distribuição espacial é irregular, pois os maiores valores são registrados em latitudes próximas ao Equador – onde a evaporação é maior – enquanto que valores mais baixos são observados nas regiões sub-tropicais e polares. A Figura 3 representa o campo médio de precipitação (mm/dia) para a AS, durante o período de 1970-2000, sendo que a Figura 3a mostra os valores para os dados de reanálise NCEP/NCAR e a Figura 3b os dados observados do GPCP.

O padrão espacial médio da precipitação é bastante semelhante entre os dados de reanálises NCEP/NCAR (Figura 3a) e do GPCP (Figura 3b). O norte da AS apresenta precipitação elevada nos dois conjuntos de dados. Próximo à Colômbia e na região Amazônica são verificados as maiores médias, porém, nota-se que para os dados do GPCP (Figura 3b) este padrão é menos intenso. Valores maiores de precipitação podem estar associados com a atuação da ZCIT ao migrar para o Hemisfério Sul (4°S). Na região sudeste do Brasil também são observadas precipitações elevadas, decorrentes da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) definida como uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por milhares de quilômetros.

Este aglomerado de nuvens surge devido ao escoamento de ar quente e umidade em direção às latitudes sub-tropicais. Na região centro-leste do Oceano Pacífico, compreendida na faixa latitudinal de 10°N, a ocorrência de eventos de El Niño pode ser responsável pelas elevadas médias de precipitação. O El Niño também influencia os valores mensais baixos sobre o Nordeste do Brasil (NEB), em torno de 4 mm/dia, devido ao posicionamento do ramo descendente da célula de Walker sobre o continente.

Em ambas as Figuras (3a e 3b) é possível observar uma região que compreende o centro-sul do Chile e oeste da Argentina onde o padrão médio de precipitação é pequeno, cerca de 2mm/dia. Esta região está sob a influência do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) que é um centro de alta pressão formado a partir do movimento subsidente da célula de Hadley no Oceano Pacífico (0°S – 40°S e 120°W – 60°W).

Outro aspecto importante a ser notado na Figura 3 refere-se à atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este centro de alta pressão é um sistema localizado em torno de 30° de latitude e, assim como a ASPS, também está relacionado à circulação média meridional da atmosfera, surgindo devido à célula de Hadley. A ASAS afeta o clima no Brasil pois pode inibir a entrada de frentes frias no sudeste e sul, contribui

para o regime de chuvas no litoral do NEB e também contribui para o transporte de umidade nos baixos níveis troposféricos ao longo da ZCAS (KODAMA, 1993).

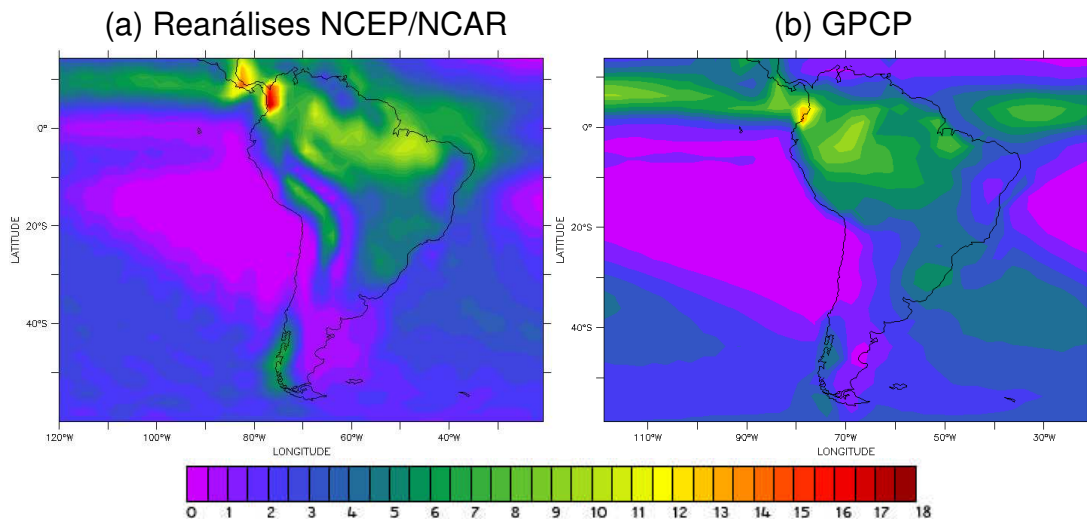


Figura 3 – Campo médio mensal de precipitação (mm/dia): (a) reanálise NCEP/NCAR entre 1970-2000 e (b) GPCP entre 1979-2011 para a AS.

A representação do campo médio de precipitação pelos modelos climáticos utilizados neste trabalho é mostrada na Figura 4. Quando comparadas as reanálises e dados do GPCP, os modelos INM (Figura 4a) e MRI (Figura 4b), mostram um padrão espacial de precipitação média semelhante, onde os valores mais extremos são vistos sobre a região Norte da AS, com médias de até 16 mm/dia na Colômbia, enquanto que entre 10°S e 60°S encontram-se as menores médias de precipitação relacionadas a ASPS. Todavia, estes modelos subestimaram os valores médios mensais de precipitação sobre as regiões sul e sudeste do Brasil, enquanto que para o norte e nordeste ocorre uma superestimativa da precipitação quando comparada com as reanálises NCEP/NCAR e GPCP.

Os modelos MPI (Figura 4c) e NCC (Figura 4d) também mostram um padrão espacial similar entre si, porém menos intenso, com precipitações médias sobre a região Amazônica chegando a 9 mm/dia e no NEB e

extremo Sul da AS as menores médias de 4 mm/dia e 1 mm/dia, respectivamente. As Ondas de leste, são formadas na área de influência dos ventos alísios e ocorrem próximas à linha do equador. Se originam como fracos sistemas de baixa pressão, perto da ZCIT, propiciando a formação de tempestades e são identificadas pelo modelo NCC (Figura 4d). A atuação da ASPS e ASAS são identificadas pelos modelos, bem como mínimas variações na precipitação, seguindo o padrão médio climatológico para a AS.

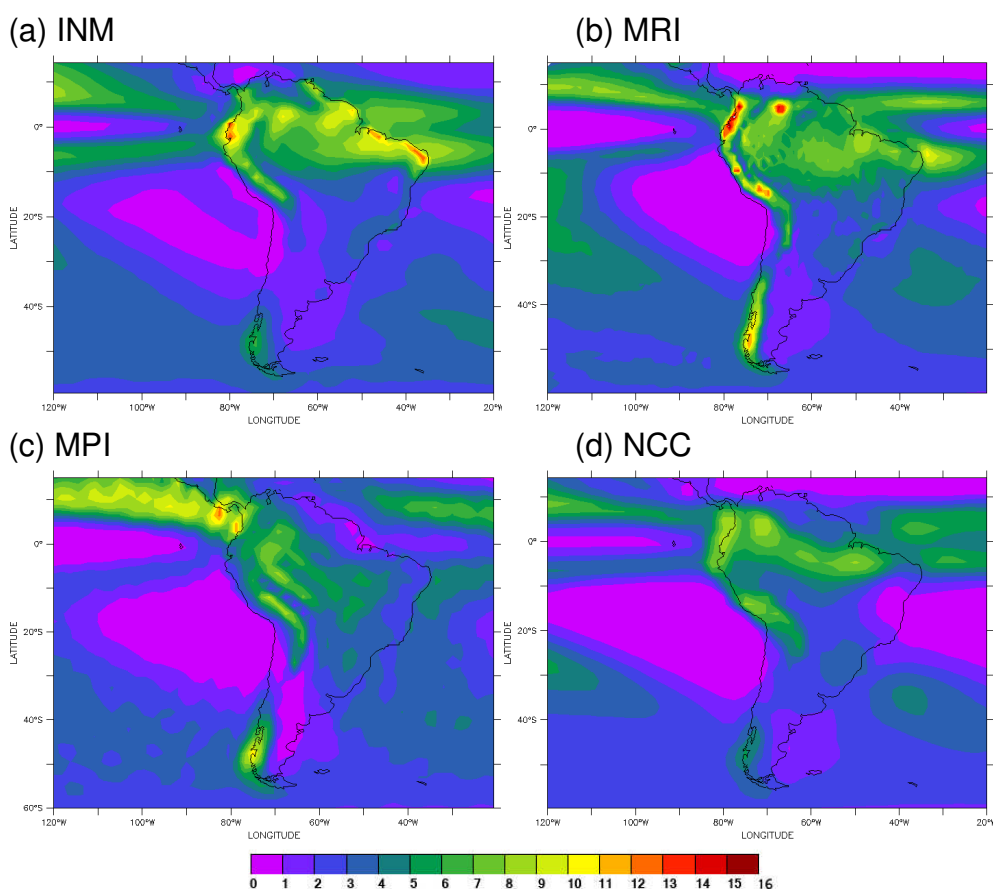


Figura 4 – Campo médio mensal de precipitação (mm/dia): (a) INM (b) MRI, (c) MPI e (d) NCC, para a AS entre 1970-2000.

As variações de temperatura podem ser resultantes da combinação entre a incidência não homogênea dos raios solares ao longo do ano, nebulosidade, altitude e latitude. Devido à forma da Terra, a radiação solar atinge a região tropical quase perpendicularmente implicando em uma maior

concentração de energia por unidade de área nas regiões próximas ao Equador. Sobre os polos, esta incidência é oblíqua e a região recebe radiação solar menos intensa.

A Figura 5 apresenta as condições médias da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) para a AS utilizando os dados de reanálises (NCEP/NCAR). Pode-se observar através do padrão espacial médio, um intenso gradiente meridional de temperatura que se estende desde  $60^{\circ}\text{S}$  até  $10^{\circ}\text{S}$  e que transporta energia dos trópicos para os polos, onde as temperaturas variam de  $-5^{\circ}\text{C}$  a  $23^{\circ}\text{C}$ .

Os maiores valores são encontrados sobre as regiões Norte, Nordeste e Centro do Brasil com até  $29^{\circ}\text{C}$ , diferentemente das altas latitudes (até  $60^{\circ}\text{S}$ ), como por exemplo, o extremo sul da AS e região central da Cordilheira dos Andes (entre  $10^{\circ}$  e  $20^{\circ}\text{S}$ ), onde as temperaturas são baixas. Note-se que as variações ao longo dos Andes e nas regiões sul e sudeste do Brasil, como por exemplo, a Serra da Mantiqueira (que se estende por São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro) e Serra gaúcha, respectivamente, resultam do efeito topográfico.

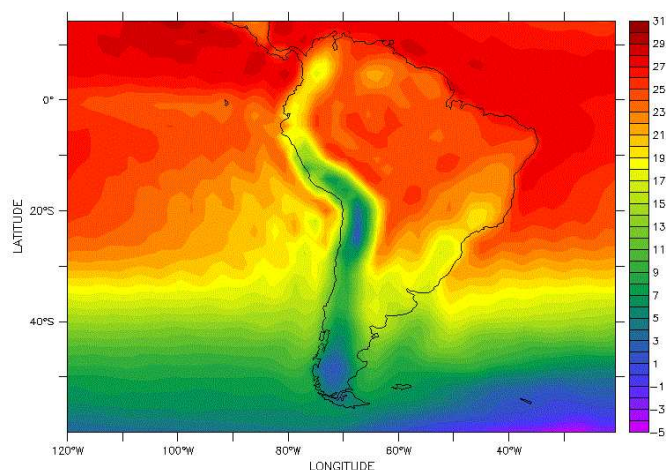


Figura 5 – Campo médio mensal de temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) para a AS referente aos dados de reanálise NCEP/NCAR entre 1970-2000.

A representação do campo médio de temperatura pelos modelos climáticos pode ser vista na Figura 6. A configuração de temperatura é muito semelhante com as condições médias representadas pelos dados de reanálises no período de 1970 – 2000. Quando comparado com as condições médias o modelo INM (Figura 6a) mostra um padrão espacial de temperatura menos intenso e homogêneo na região centro-norte da AS. Na norte do Chile e noroeste da Argentina, o modelo superestimou os valores médios. Os modelos MRI (Figura 6b) e NCC (Figura 6d) representam de forma similar as condições médias de temperatura, indicando o aquecimento da região centro-norte da AS, porém superestimam as condições médias no extremo sul da AS.

Um gradiente meridional de temperatura semelhante ao representado pelo NCC é visto no modelo MPI (Figura 6c) entre a faixa latitudinal de 60°S e 20°S, no entanto este modelo superestima as temperaturas médias na região norte da AS em até 3°C quando comparado com as NCEP/NCAR (Figura 5). De forma geral, os modelos representaram padrões semelhantes aos dados de reanálises sendo que as maiores diferenças entre as simulações dos modelos e as condições médias estão localizadas nas regiões extremas da AS, regiões norte e sul.

Comparado com o padrão médio mostrado na Figura 5, os quatro modelos (Figura 6a,b,c,d) conseguiram identificar as variações de temperaturas associadas ao efeito orográfico da Serra da Mantiqueira e a Serra Gaúcha.

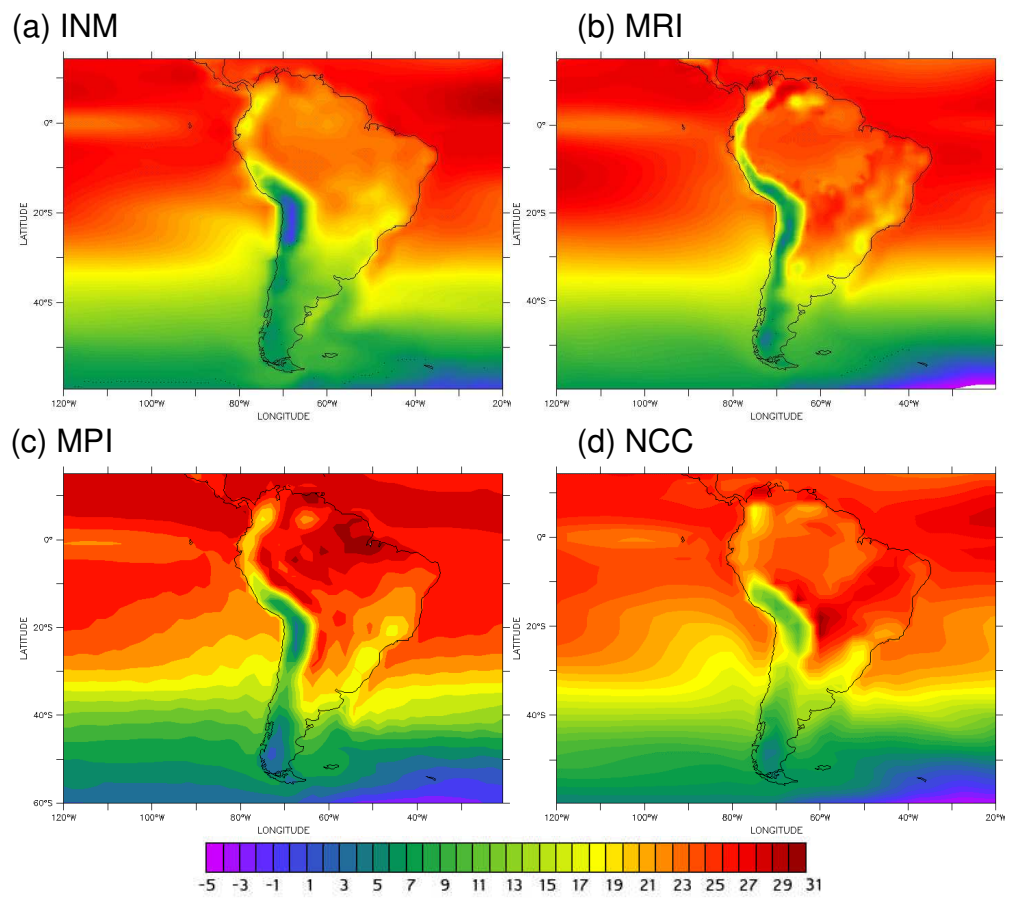


Figura 6 – Campo médio mensal de temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ): (a) INM (b) MRI, (c) MPI e (d) NCC, para a AS entre 1970-2000.

#### 4.1.2. Variabilidade de precipitação e temperatura para eventos de El Niño e Dipolo do Atlântico

Serão analisados dois modos de variabilidades climáticas oceânicas localizados no oceano Pacífico (El Niño) e Atlântico (Dipolo do Atlântico) e seus impactos na variabilidade de temperatura e precipitação sobre a AS.

Para que o padrão dominante no Oceano Pacífico seja determinado, é preciso que seja removida a sazonalidade dos dados de entrada, uma vez que se pretende mostrar as características espaciais prevaletentes da região excluindo-se o ciclo anual dos dados. Na Figura 7 é mostrada a primeira componente principal (EOF1) de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ), a partir dos dados observados na região do Oceano Pacífico ( $100^{\circ}\text{E} - 80^{\circ}\text{W}$  e  $20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$ ) para o período de 1970-2000. O El Niño reproduz 47% da variância total dos dados climáticos, ou seja, dentre todos os mecanismos climáticos que atuam na região central do Pacífico que representariam 100% da variabilidade. Em 47% o padrão dominante da região mostra condições de El Niño com aquecimento na região centro-leste do Pacífico.

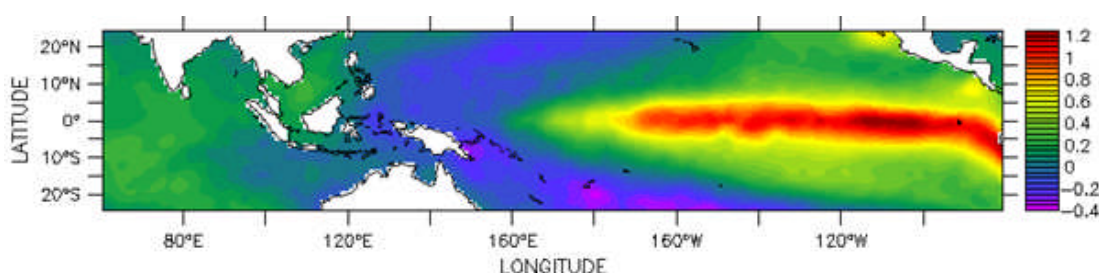


Figura 7 – Primeira componente principal de TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região do oceano Pacífico ( $100^{\circ}\text{E} - 80^{\circ}\text{W}$  e  $20^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{S}$ ) durante o período de 1970-2000.

O padrão espacial da primeira componente principal da EOF de TSM representado pelos modelos climáticos utilizados neste trabalho é mostrado na Figura 8.

Os modelos INM e MRI (Figura 8a,b) mostram uma resposta enfraquecida para as condições de El Niño porque não reproduzem o aumento da TSM na região Equatorial do Pacífico, provavelmente devido ao

fraco acoplamento entre a componente atmosférica e oceânica, e consequentemente na representação da convecção tropical. Estes modelos possuem variâncias menores 12% e 13%, quando comparados aos valores observados. De forma geral, os modelos subestimaram a variabilidade climática no Pacífico.

Os modelos MPI (Figura 8c) e NCC (Figura 8d) mostram uma configuração semelhante com os dados observados (Figura 7), com maiores amplitudes associadas a valores de TSM entre 0,8°C e 1,5°C, na região Equatorial do Oceano pacífico, representando assim, 23% e 26% da variância. Os valores das amplitudes da primeira componente principal da EOF serão utilizados para o cálculo da regressão linear entre as condições de El Niño e a temperatura e precipitação.

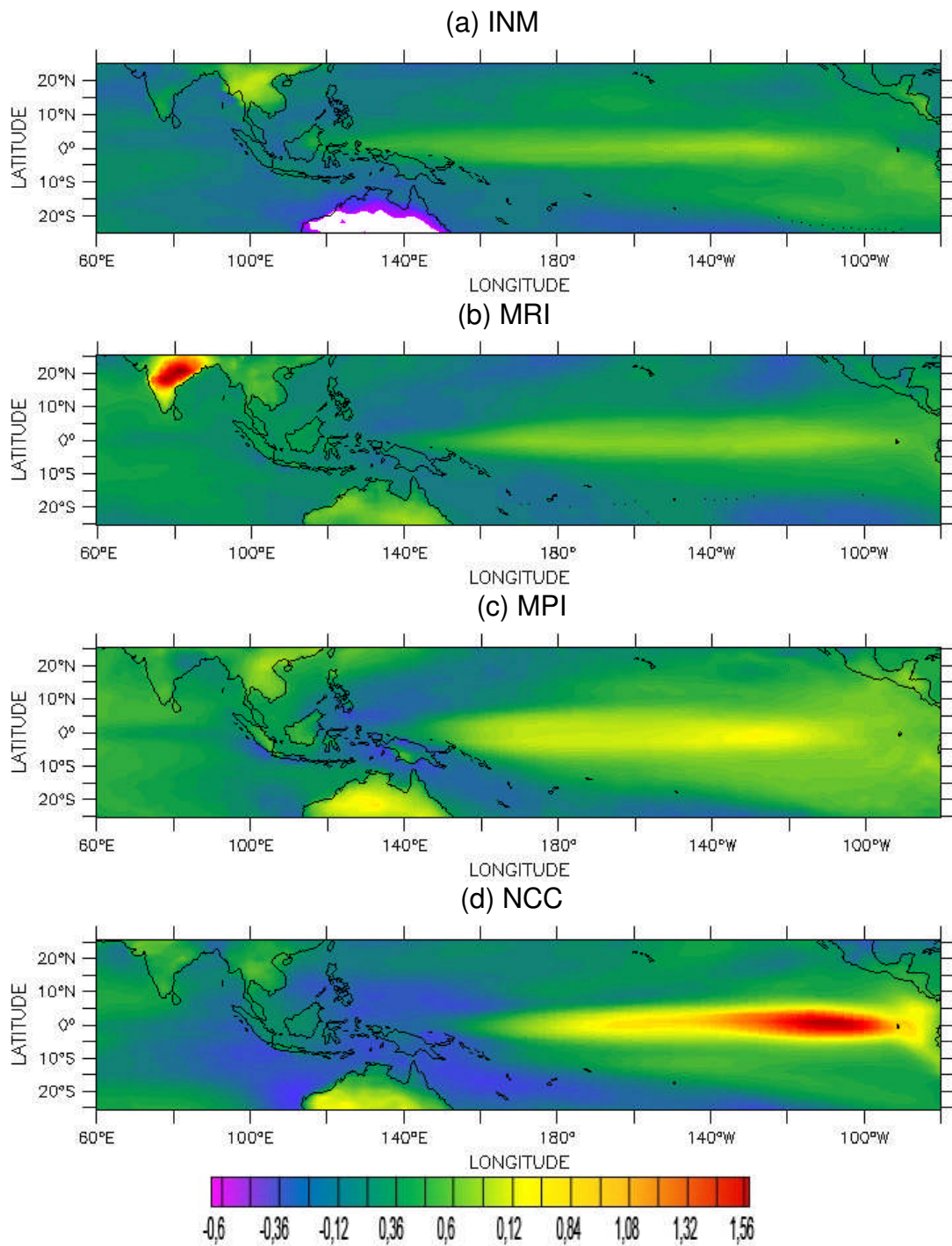


Figura 8 – Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Pacífico (100°E – 80°W e 20°N – 20°S) durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

Na Figura 9 é possível observar o resultado da regressão entre os valores de amplitude da primeira componente principal de TSM para eventos de El Niño e as anomalias de precipitação para os dados de reanálises (Figura 9a), e do GPCP (Figura 9b). Os resultados da regressão mostram que, quando se tem a ocorrência de El Niño, esse padrão é responsável por mudanças na precipitação em grande parte da AS, como sugerido por Cavalcanti *et al.* (2009).

É possível notar que a maior influencia do El Niño ocorre no extremo Sul e Nordeste Brasileiro (NEB). Observa-se que isoladamente, o El Niño é responsável por mudanças na precipitação com redução de até 30 % dos valores totais das anomalias (Figura 9a) nas regiões Norte e NEB e, também, na Colômbia, enquanto que na parte Sul, Central e SE do Brasil, bem como na região Centro-Leste do Oceano Pacífico o padrão inverte indicando aumento de precipitação entre 25 e 30mm/mês. De acordo com Figueroa e Nobre (1990) parte da precipitação sobre o litoral do NEB é decorrente da atuação de linhas de instabilidade que são formadas ao longo da costa oriundas da circulação de brisa que acompanham a migração da ZCIT e também pela atuação das ondas de leste. No entanto, as regiões mais distantes do litoral consideradas como áridas são atingidas pelo ramo subsidente da célula de Walker, formando um centro de alta pressão e impedindo a formação de nuvens.

Resultado similar é encontrado para os dados observados do GPCP (Figura 9b) quando comparados com as reanálises. Porém, sobre o Sul e SE do Brasil o padrão de precipitação é mais intenso. De acordo com Satyamurty *et al.* (1998) a precipitação acima da média observada sobre o Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e Nordeste da Argentina estão relacionadas ao posicionamento da corrente de jato subtropical que fica próximo da latitude de 30°S em anos de El Niño, bloqueando as frentes frias ao norte desta latitude causando intensa atividade convectiva. Outro aspecto importante a ser destacado, é que os dois conjuntos de dados (Figura 9a,b) mostram a possível atuação da ZCAS sobre o sudeste do Brasil. Este sistema causa elevados totais de precipitação sobre a região em que está

atuando. A ZCAS pode estender-se desde a Amazônia até o sudeste do Brasil e Oceano Atlântico Sul, principalmente no verão.

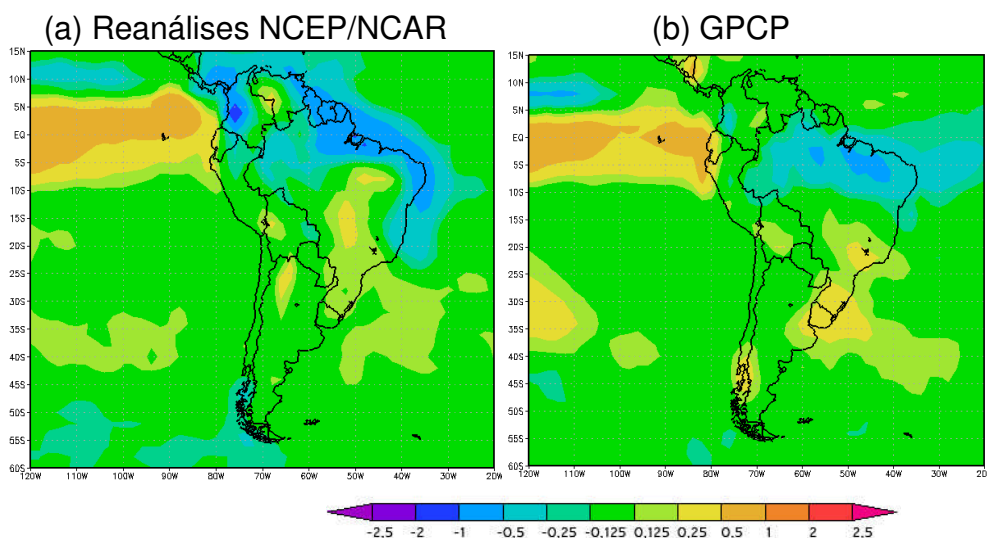


Figura 9 – Regressão Linear da precipitação (mm/dia) para as condições de El Niño dos dados de (a) reanálises NCEP/NCAR entre 1970-2000 e (b) GPCP entre 1979-2011.

O resultado obtido pela regressão linear entre as condições de El Niño e as anomalias de precipitação para os modelos climáticos é mostrado na Figura 10. É importante destacar que a regressão linear mostra somente a contribuição dos eventos de El Niño nos valores de anomalias totais de precipitação. Observa-se que dentre os modelos climáticos utilizados neste trabalho, o NCC (Figura 10d) possui melhor representação da influencia do El Niño na precipitação da AS (Figura 10a,b). Este consegue reproduzir a redução de precipitação que ocorre no Norte e NEB, bem como o aumento nas regiões Centro-leste do Pacífico e Sul do Brasil. Provavelmente a precipitação observada sobre o Oceano Atlântico, entre 5°N e 10°N, esteja associada com a atuação da ZCIT, que estava posicionada mais ao norte do Atlântico, também influenciando nos baixos valores observados no Norte e NEB.

De forma menos intensa, o modelo MPI (Figura 10c) também mostra a variabilidade de precipitação na AS, associado aos eventos de El Niño mostrando um padrão mais seco sobre o norte do Brasil. Os modelos INM (Figura 10a) e MRI (Figura 10b) não reproduziram a resposta da variabilidade de precipitação sobre a AS. O acoplamento entre a componente atmosférica e oceânica de cada modelo está diretamente ligado à sua capacidade de representação das condições climáticas desejadas. Essa pode ser uma possível causa para a melhor representação do modelo MPI sob a influência dos eventos de El Niño nos padrões de precipitação da AS.

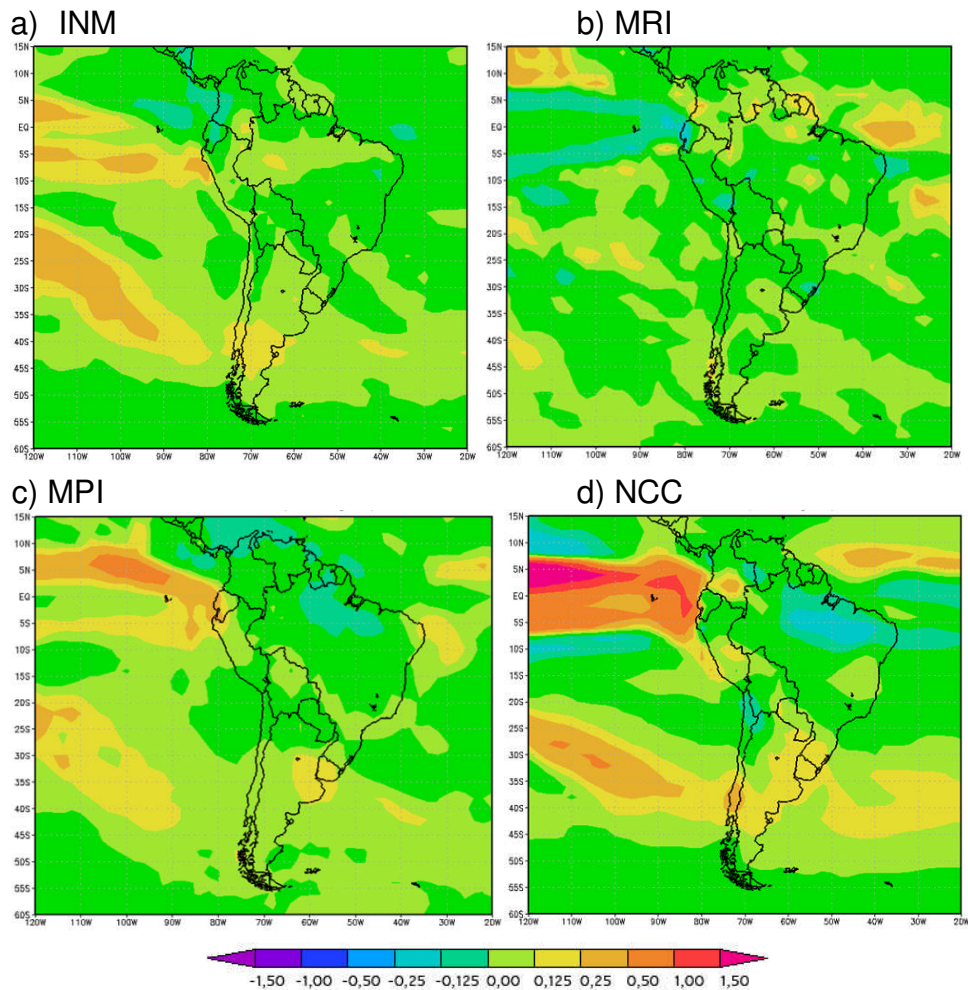


Figura 10 – Regressão Linear da precipitação (mm/dia) na AS para condições de El Niño durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

A resposta da regressão linear entre a primeira componente principal de TSM para as condições de El Niño e as anomalias de Temperatura à superfície para os dados de reanálises NCEP/NCAR é mostrada na Figura 11. Os resultados da regressão indicam que as condições de El Niño são responsáveis por alterações nos padrões de temperatura na região Equatorial-leste do Oceano Pacífico. Anomalias positivas também são observadas sobre o NEB, Paraguai e costa oeste da AS, porém menos intensas do que as anomalias verificadas no Pacífico.

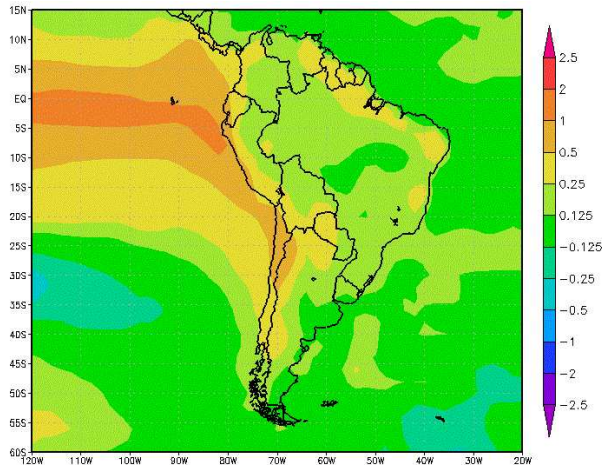


Figura 11 – Regressão Linear da temperatura (°C) para as condições de El Niño dos dados de reanálises (NCEP/NCAR) entre o período de 1970-2000.

A Figura 12 mostra o resultado obtido pela regressão linear entre as condições de El Niño e as anomalias de temperatura para os modelos climáticos acoplados. Nota-se que os modelos (Figura 11) conseguem reproduzir o padrão espacial referente a influencia do El Niño na AS. O aquecimento da região centro-leste do Pacífico é melhor representado espacialmente pelo modelo MRI (Figura 12b) com anomalias de temperatura de até 1,5°C, enquanto que no continente os valores ficam em torno de 0,5°C na região SE, NEB e Norte do Brasil, e também na faixa latitudinal entre 20°S e 40°S. Na região Sul do Brasil não se observam alterações significativas nos padrões de temperatura. Os modelos INM, MPI e NCC (Figura 12a,c,d) não conseguem reproduzir a variabilidade de temperatura relacionada ao El Niño como mostrado nas reanálises (NCEP/NCAR). Nota-se na Figura 12c anomalias positivas entre 15°N e 20°S, bem como na região Sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e costa oeste da AS.

Um ponto importante a se destacar é que as reanálises (NCEP/NCAR), por se tratarem de uma assimilação via modelagem numérica, podem apresentar limitações com relação aos padrões discutidos acima, já que as teleconexões associadas ao El Niño podem ser enfraquecidas ou anormalmente representadas. Estas limitações podem

estar relacionadas com a falta de dados, onde muitas vezes são necessárias interpolações entre pontos de informações mais próximos e como consequências tem-se menor exatidão nos dados.

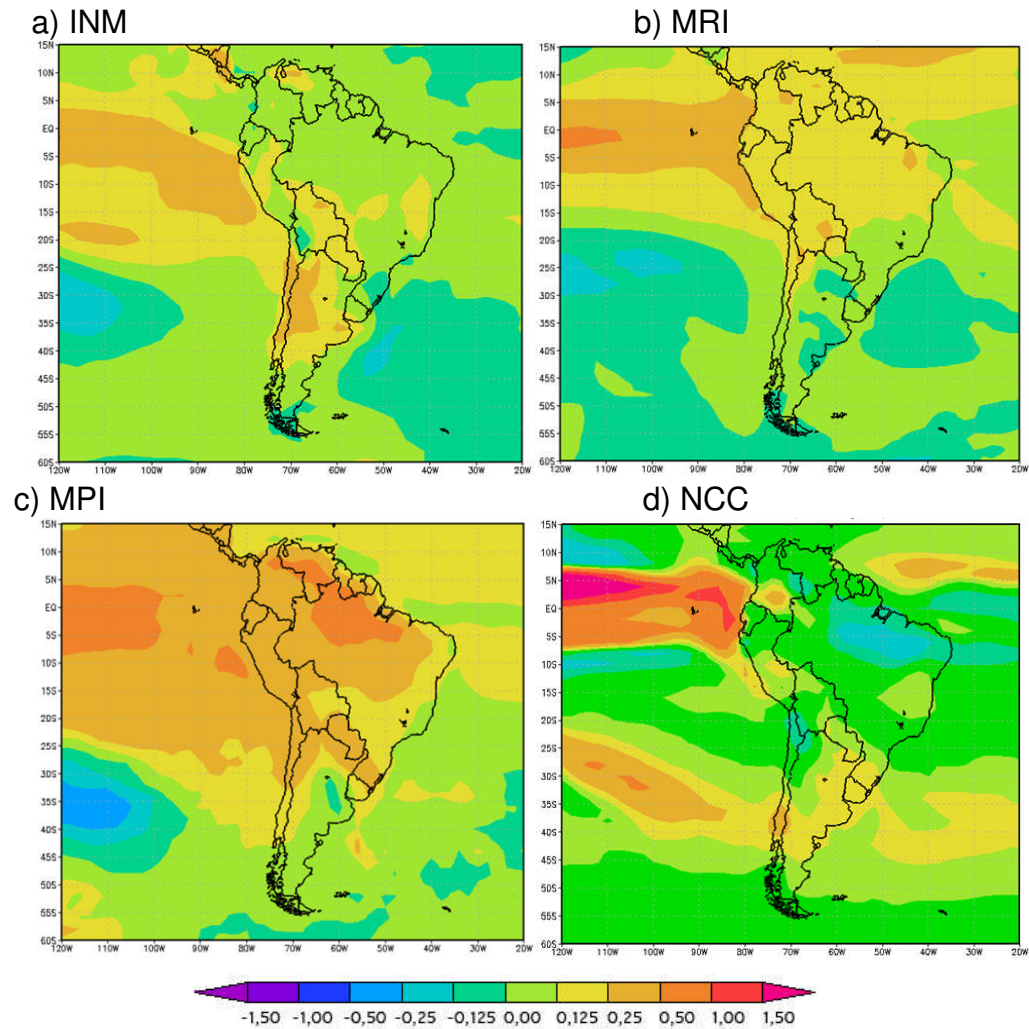


Figura 12 – Regressão Linear da temperatura (°C) para condições de El Niño durante o período de 1970-2000: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

O oceano Atlântico Tropical possui um papel fundamental nas alterações climáticas na AS devido às modificações nos padrões da circulação atmosférica e oceânica que ocorrem nessa região, pois altera os padrões de precipitação sobre a Amazônia e NEB (NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA e AMBRIZZI 2006).

A EOF1 de TSM na região do Oceano Atlântico ( $60^{\circ}\text{E} - 0^{\circ}\text{W}$  e  $35^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{S}$ ) para o período de 1970-2000 é mostrada na Figura 13. Nota-se uma configuração de anomalias de TSM com sinais opostos nas bacias norte e sul do Atlântico, representando o padrão dominante conhecido como dipolo do Atlântico e que responde por 27% da variância total dos dados climáticos. A parte sul do Atlântico Tropical apresenta anomalias negativas de até  $-0,7^{\circ}\text{C}$ , enquanto que para a parte norte as anomalias são positivas e correspondem a  $0,35^{\circ}\text{C}$ . Esta condição permite o surgimento de um gradiente térmico inter-hemisférico no sentido Norte-Sul das anomalias de TSM. Este fenômeno muda a circulação meridional da atmosfera (célula de Hadley) podendo inibir ou aumentar a formação de nuvens e conseqüentemente alterar a distribuição de precipitação sobre algumas regiões como, por exemplo, NEB e alguns países da África (SOUZA e NOBRE, 1998). Trata-se da variação no posicionamento da ZCIT que neste caso se encontra posicionada no Hemisfério Norte devido as TSM mais altas nesta região. Quando a ZCIT fica mais deslocada para o sul do Atlântico, notam-se alterações nas condições de precipitação das regiões norte e NEB.

Este padrão está associado à fase positiva da variabilidade interanual do Atlântico, ou seja, TSM's mais altas no Oceano Atlântico Norte e TSM's mais baixas no Oceano Atlântico Sul (ARAGÃO, 1998).

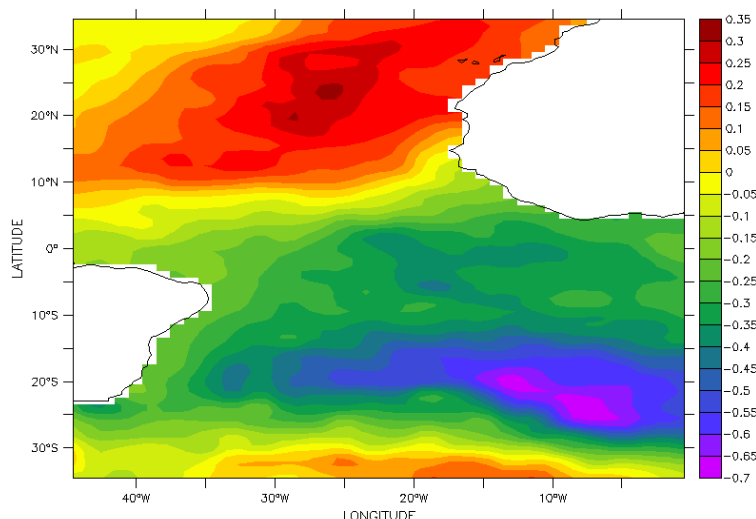


Figura 13 – Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.

Observa-se na Figura 14, a representação da primeira componente principal da TSM (°C) a partir dos dados dos modelos climáticos. Nota-se que a representação do dipolo do Atlântico difere entre os quatro modelos. Ao comparar estes padrões com os dados observados da EOF1 (Figura 13), os modelos apresentam dificuldades em reproduzir a variabilidade interanual do oceano Atlântico. Os modelos MPI e NCC (Figura 14c,d) reproduzem um padrão espacial similar (representando respectivamente 23% e 30% da variância total dos dados), com TSM's mais altas entre 20°N e 30°N, com TSM's mais frias entre 5°N e 15°S (até -0,54°C).

Os padrões espaciais para os modelos INM e MRI (Figura 14a,b) representam 13% e 21% da variância total dos dados, mostrando uma configuração de TSM's pouco definida. Um padrão do tipo 'tripolo' pode ser notado na Figura 14a (INM), variando entre regiões positivas de TSM entre 35°S e 25°S e 40°W e 20°W, negativa ao longo de 15°S e novamente valores positivos em 20°N.

Quando se analisa EOF1 do modelo MRI (Figura 14b) não é possível definir uma configuração do tipo dipolo ou, até mesmo tripolo, pois existem até quatro regiões que alternam entre valores positivos e negativos de TSM.

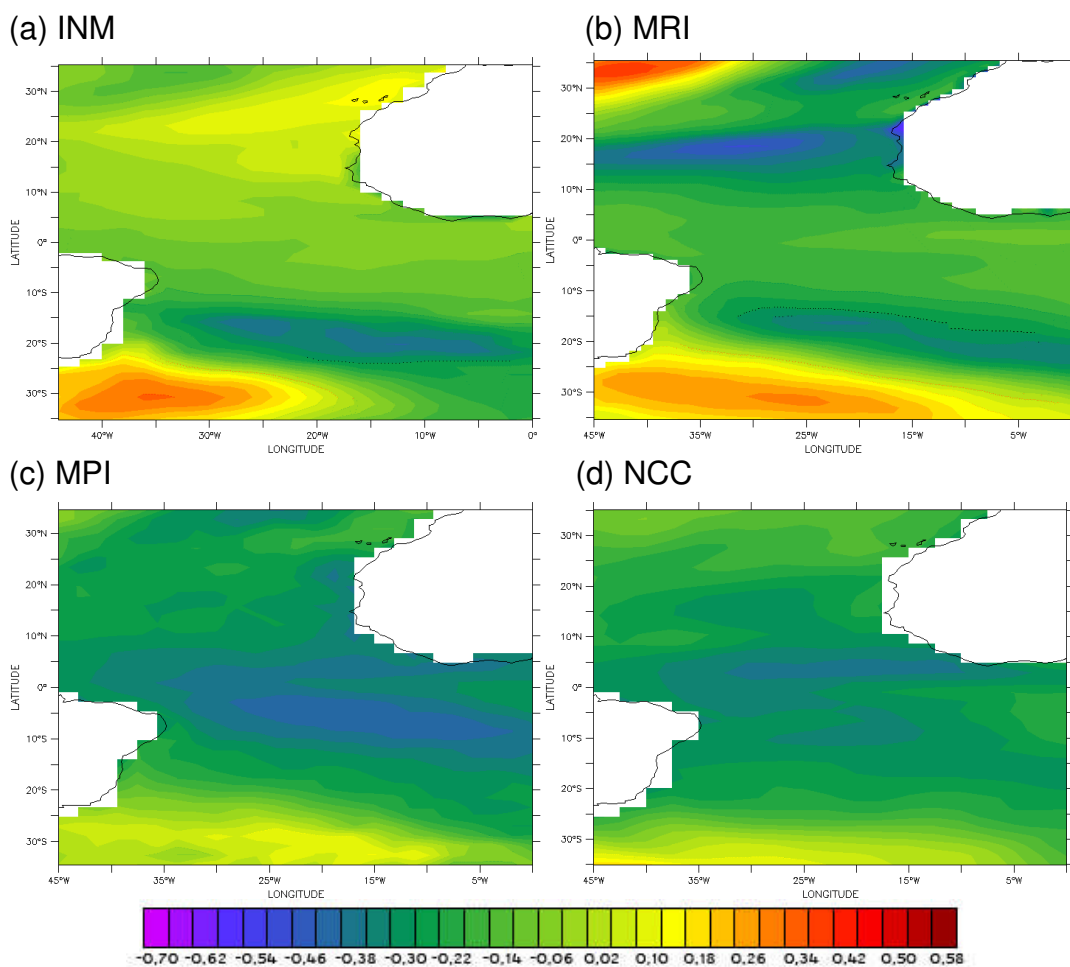


Figura 14 – Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.

A regressão entre os valores da primeira componente principal de TSM e a precipitação é mostrada na Figura 15. Nota-se que de acordo com os dados do GPCP (Figura 15a) para a AS, o dipolo do Atlântico é responsável por mudanças nos padrões de precipitação de 24mm/mês sobre o Norte e NEB. Nas Regiões Sul e SE do Brasil, Uruguai e leste da Argentina o dipolo responde por uma redução de até 18mm/mês. No Centro-leste do Oceano Pacífico nota-se que os padrões de precipitação são

reduzidos, podendo estar associados à ação conjunta do dipolo e a fase negativa do El Niño (La Niña).

Os dados de Reanálises NCEP/NCAR (Figura 15b) mostram uma configuração menos intensa com relação à distribuição de precipitação sobre a AS devido a influencia do dipolo do Atlântico. Porém, também é possível observar aumento da precipitação sobre as regiões Norte e NEB. No oceano Atlântico Equatorial a precipitação pode estar associada as TSM's mais altas do Atlântico norte, fazendo com que ocorra maior evaporação. Este ar quente irá condensar e formar nuvens convectivas que irão aumentar a precipitação sobre a região.

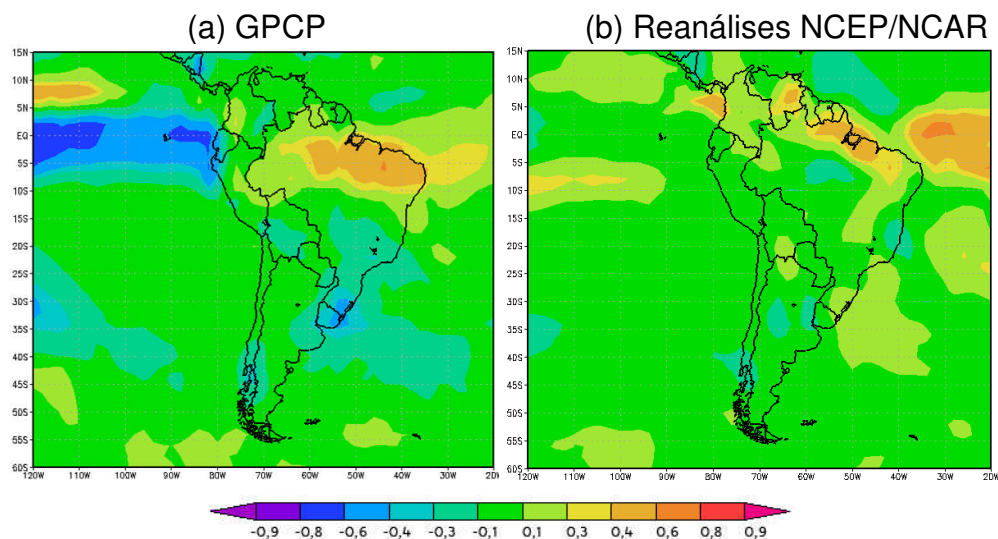


Figura 15 – Regressão Linear da Precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S).

Resultados similares são propostos na Figura 16 onde é mostrada a regressão linear da precipitação para os modelos climáticos durante o período de 1970-2000. Os modelos INM e NCC (Figura 16a,d) mostram um padrão semelhante de precipitação sobre as regiões sudeste e NEB, com aumento de até 13mm/mês.

Este padrão de precipitação sobre o sudeste pode estar associado com a atuação da ZCAS. No entanto, o modelo INM não consegue

reproduzir as variações positivas ocorridas na região central do Pacífico. Já o modelo NCC, mostra índices mais altos sobre esta mesma região e também sobre o sul da Colômbia, Equador e Peru, com aumento de até 13mm/mês.

O modelo MPI (Figura 16c) não mostra aumento na precipitação sobre o sudeste como citado anteriormente, porém nas regiões norte (região amazônica) e NEB, centro-leste do Pacífico e oceano Atlântico Equatorial, este aumento representou até 16,5mm/mês. Em contrapartida no norte da Argentina, Bolívia e sul do Brasil, nota-se redução da precipitação de até 0,35mm.

Diferentemente do padrão observado nos dados de reanálise (NCEP/NCAR) e, principalmente do GPCP, o que chamou mais atenção foi a redução na precipitação sobre o norte e NEB mostrada pelo modelo MRI (Figura 16b).

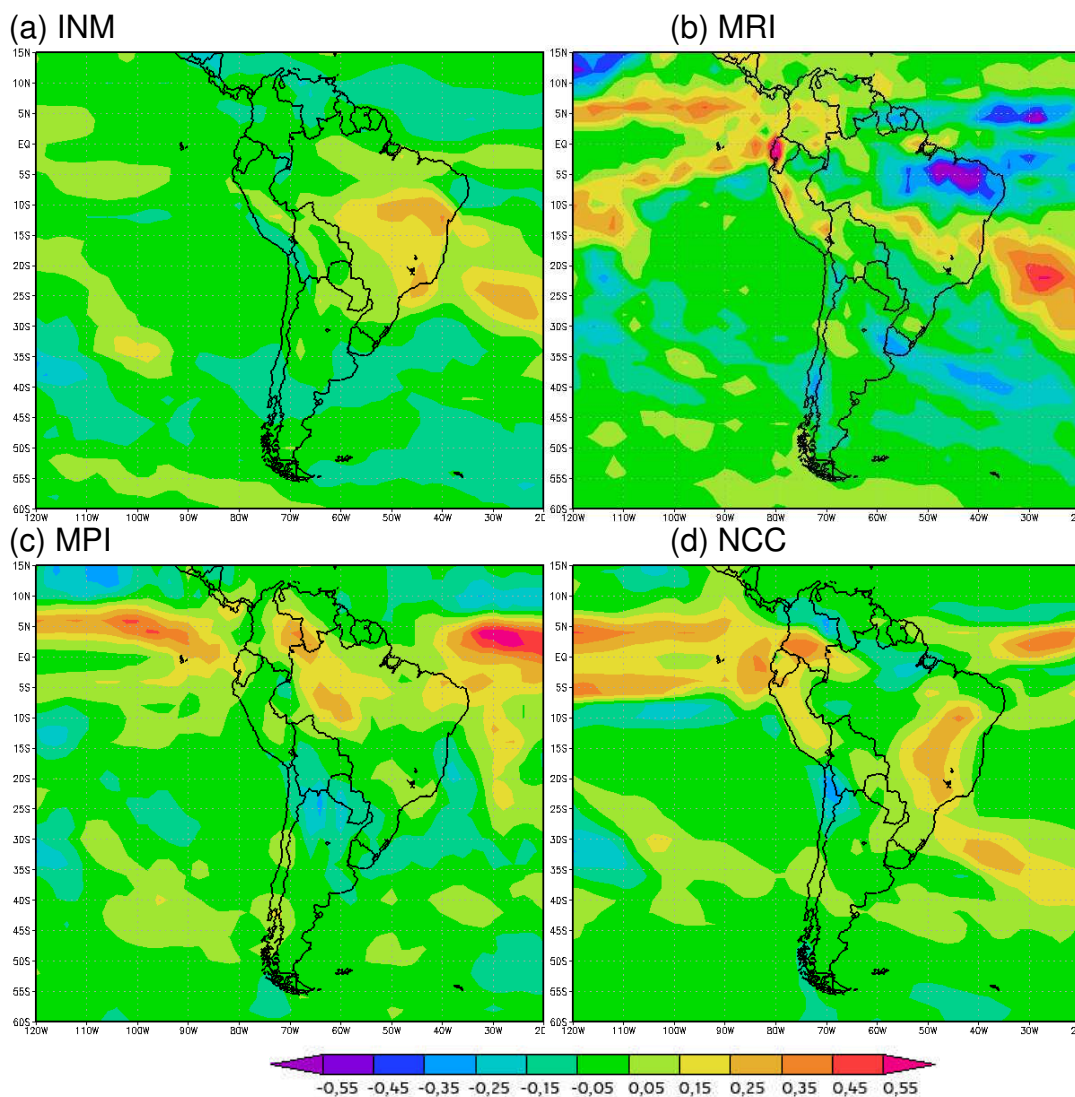


Figura 16 – Regressão Linear da precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.

Os resultados da regressão entre os valores da primeira componente principal de TSM e a temperatura são mostrados na Figura 17. Nota-se que de acordo com os dados de reanálises (NCEP/NCAR) para a AS, o dipolo do Atlântico não altera significativamente o padrão de temperatura sobre a AS. Pequenas variações são notadas sobre a região central da Argentina, com

redução de 0,3°C, enquanto que na maior parte da AS a temperatura sofreu poucas mudanças associadas ao DA.

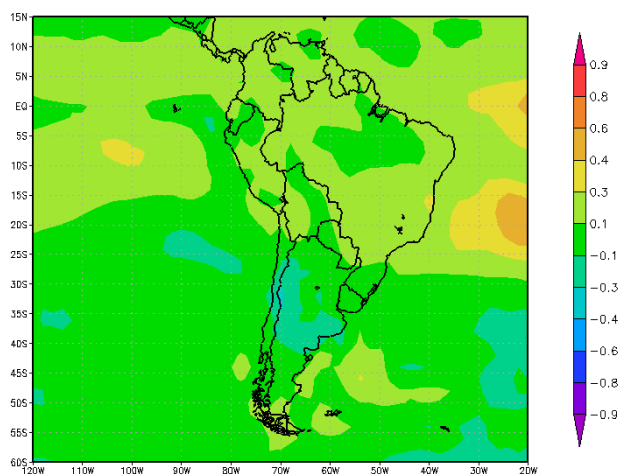


Figura 17 – Regressão Linear da Temperatura para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.

Quando se analisa a resposta individual dos modelos climáticos para a regressão linear sobre os dados de temperatura no Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) (Figura 18), é possível notar que os modelos apresentam um padrão de distribuição de temperatura em resposta à condição de dipolo do Atlântico diferente do padrão indicado pelos dados de reanálise (Figura 17). Destaca-se a semelhança mostrada pelos modelos MPI (Figura 18c) e NCC (Figura 18d) com relação ao aumento de temperatura sobre a metade Norte da AS (entre 25°S e 10°N), chegando até 0,9°C, enquanto que no extremo Sul da AS a resposta é contrária, com redução da temperatura.

Sobre o sudeste, sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e norte da Argentina, o modelo INM (Figura 18a) mostra diminuição nos valores de temperatura de até 0,8°C, mas não se observa variações significativas sobre a metade norte da AS, pois as variações de temperatura não passam de 0,1°C.

Quando se analisa a resposta do dipolo do Atlântico na variabilidade de temperatura sobre a AS, representada pelos dados do modelo MRI (Figura 18b) nota-se no extremo sul da AS e NEB aumento na temperatura de até 0,6°C, enquanto que nas regiões sul e sudeste do Brasil existe uma situação oposta, com redução de 0,4°C.

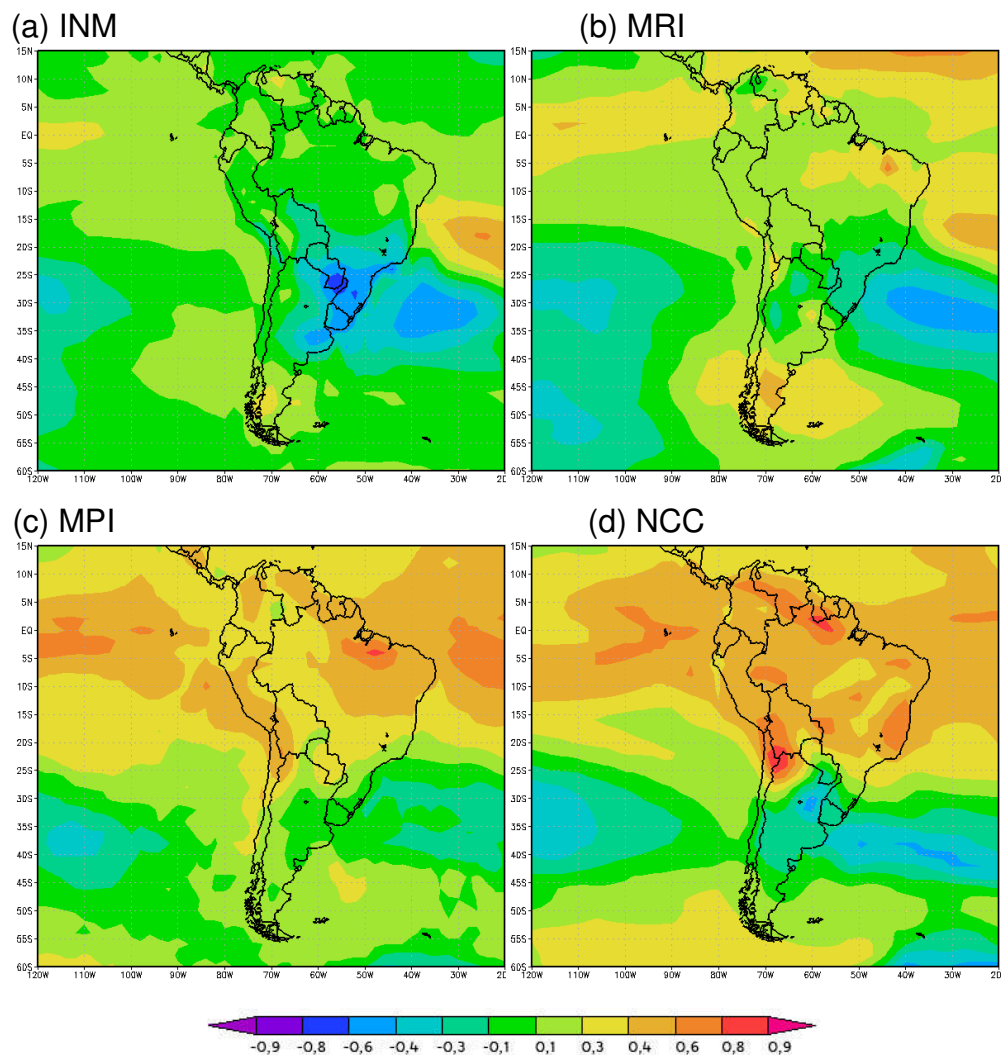


Figura 18 – Regressão Linear da temperatura para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 1970-2000.

## **4.2. CONDIÇÕES FUTURAS (2070-2100)**

As mudanças no clima global, provocadas pelo aumento na concentração dos GEE na atmosfera após a revolução industrial, afetam todos os setores das atividades humanas e os ecossistemas. Os últimos resultados divulgados pelo IPCC/AR4, indicam que no decorrer do século haverá aumento de temperatura por todo o planeta, com impactos mais intensos sobre os continentes do que sobre os oceanos. Também haverá aumento de chuvas em regiões que já são bem providas e diminuição em locais que sofrem com a escassez de água. Eventos extremos como, por exemplo, furacões, inundações e secas também aumentarão de frequência (IPCC, 2007).

### **4.2.1. Diferenças entre as condições futuras e atuais dos campos médios de precipitação e temperatura**

Quando se compara a diferença entre condições futuras e atuais no padrão espacial da precipitação média é possível representar as anomalias, como mostrado na Figura 19. Esses campos médios são derivados das simulações dos modelos climáticos utilizados nesse estudo. Destaca-se nos modelos MRI (Figura 19b) e NCC um padrão similar (Figura 19d), com anomalias positivas de precipitação sobre a região noroeste da AS e centro-leste do oceano Pacífico de até 4,2mm/dia, representando um acréscimo de até 26% no padrão médio mostrado na Figura 3.

Por outro lado na região norte da AS, sul do Chile e NEB anomalias negativas são observadas de até 2,2mm/dia. Esse padrão de anomalias de precipitação também é mostrado pelo modelo MPI (Figura 5c) porém com anomalias mais intensas quando comparadas aos modelos INM, MRI e NCC.

Em especial, nota-se que o MRI (Figura 19c) mostra uma configuração de precipitação sobre o oceano Atlântico que sugere a atuação do dipolo do Atlântico. Neste caso, são vistas anomalias positivas no oceano

Atlântico norte e negativas no Atlântico sul, podendo estar associada à fase positiva do dipolo. Sobre o oceano Pacífico, as anomalias de precipitação poderão estar relacionadas com as projeções de eventos de El Niño mais intensos, ou seja, com TSM's mais altas sobre o centro-leste do Pacífico tem-se maior ascendência de ar e formação de nuvens, conseqüentemente, a tendência é que a precipitação seja maior.

No modelo INM (Figura 19a) pequenas anomalias negativas sobre a região NEB e extremo norte da AS são mostradas, chegando a uma redução de até 1,4 mm/mês.

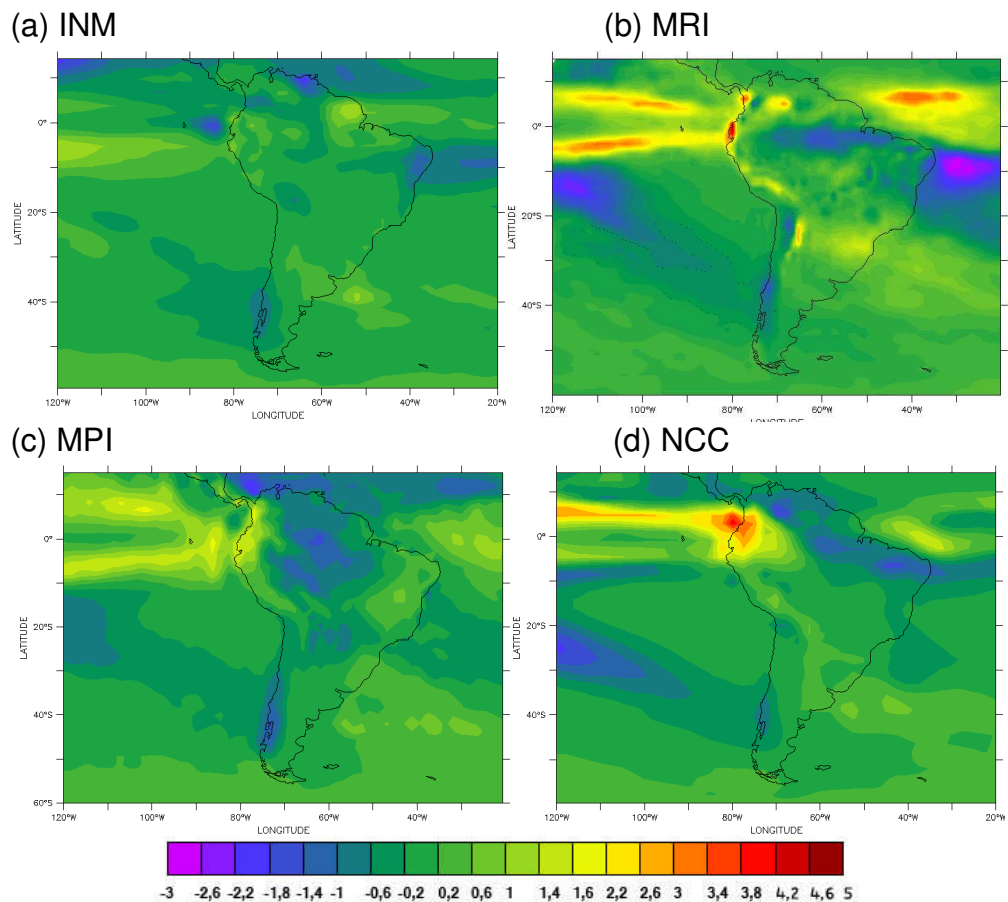


Figura 19 – Diferença do campo médio mensal de precipitação (mm/dia) entre as condições futuras (2070-2100) e atuais (1970-2000): a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

Ao analisar a diferença entre os campos médios de temperatura entre as condições futuras e atuais para os modelos climáticos (Figura 20), nota-se que de forma geral são encontradas somente anomalias positivas sobre a AS.

As maiores anomalias são observadas sobre a região central e norte da AS como mostradas pelo modelo MPI (Figura 20c), com um incremento de até 7°C na temperatura média para as condições atuais que estão relacionadas com a sensibilidade deste modelo ao CO<sub>2</sub> e a forçante radiativa. De forma similar, o modelo NCC (Figura 20d) também indica alterações nos padrões de temperatura sobre a AS, com aquecimento de até 5,5°C no extremo norte da AS.

Os modelos INM e MRI (Figuras 20a,b) possuem um padrão de anomalias de temperatura menos intenso quando comparados com os modelos MPI e NCC, mas ainda assim, concordam com o aumento da temperatura em até 4,5°C.

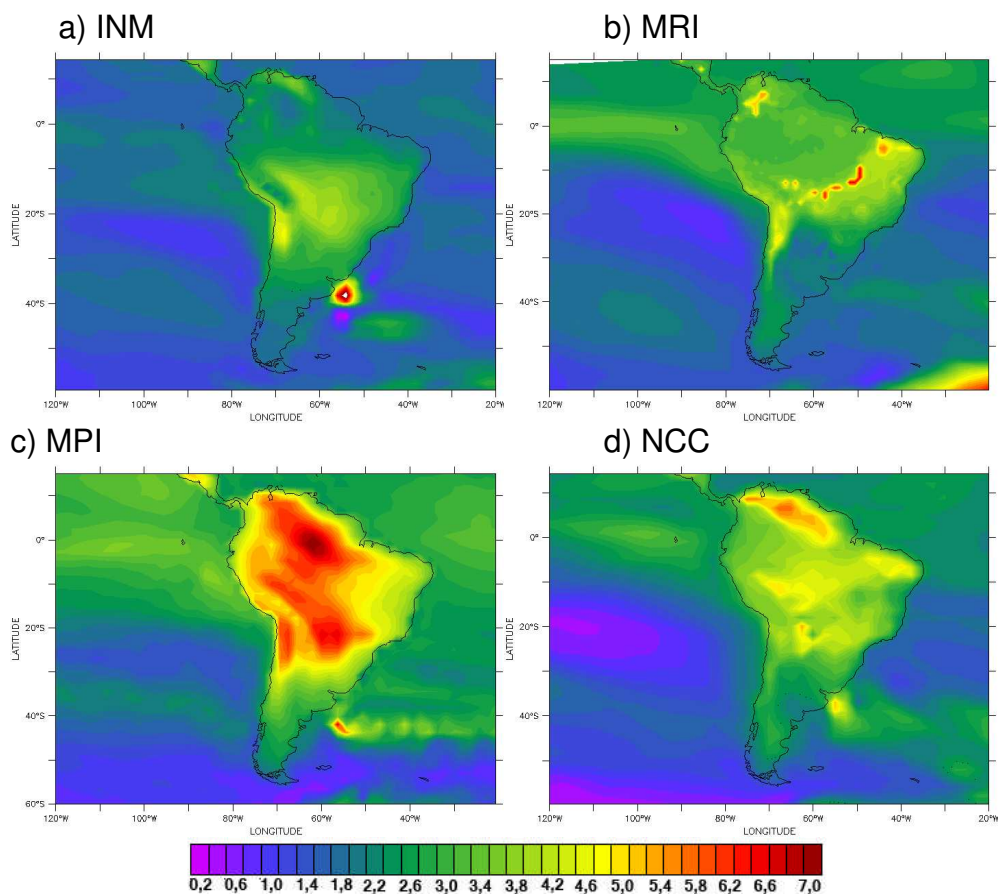


Figura 20 – Diferença do campo médio mensal de temperatura (°C) entre as condições futuras (2070-2100) e atuais (1970-2000): a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

#### 4.2.2. Variabilidade de precipitação e temperatura para eventos de El Niño e Dipolo do Atlântico

A representação do padrão espacial da EOF1 dos modelos climáticos para as condições futuras entre 2070 – 2100 de El Niño é mostrada na Figura 21. O modelo INM (Figura 21a) não reproduz as condições características de El Niño para o futuro, uma vez que não se observa o padrão de aquecimento acentuado na região Equatorial do Pacífico (quando comparado com a Figura 8), mesmo quando o padrão espacial dessa região é representado por 20% da variância total dos dados.

O modelo MRI (Figura 21b) representa melhor as condições de El Niño no futuro, indicando um aquecimento de até 0,9°C na região Equatorial do Pacífico (26% da variância total dos dados), fato semelhante ao observado no MPI (Figura 21c) onde a variância total dos dados climáticos é de 32%. Neste modelo as condições de El Niño são definidas com uma amplitude maior, ou seja, indicando uma possível situação em que os eventos de El Niño se tornarão mais intensos no futuro.

Quando se analisou os padrões espaciais da EOF1 para condições atuais o modelo NCC foi o que melhor representou este padrão (Figura 8d), o que não fica tão evidente para as condições futuras (Figura 21d), onde é explicada 23% da variância total dos dados. De forma geral os modelos MRI, MPI e NCC mostram para um cenário futuro, eventos mais intensos na região centro-leste do Pacífico, enquanto que o modelo INM não indica nenhuma configuração satisfatória para que se possa concluir algo a respeito da variabilidade desta região.

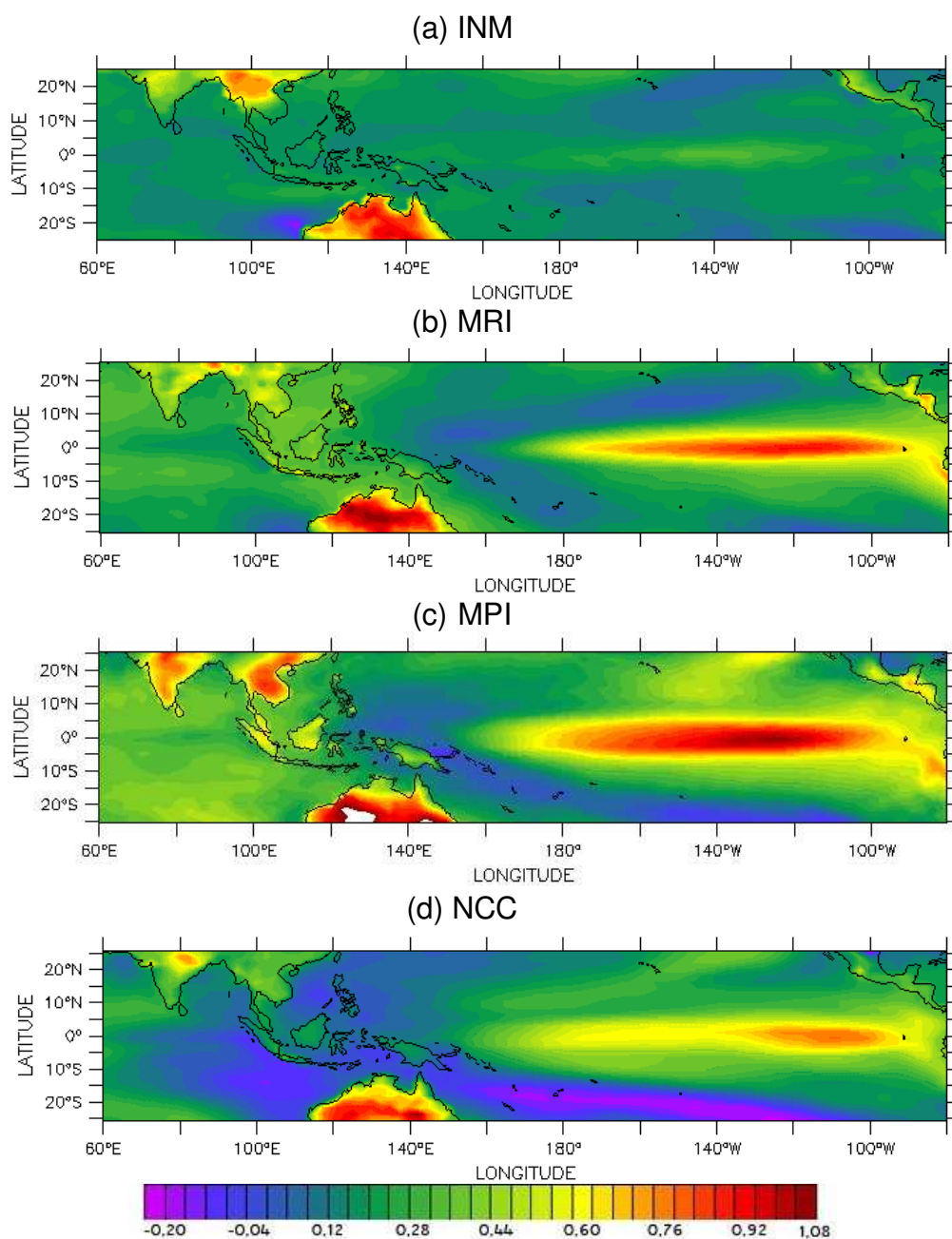


Figura 21 – Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Pacífico (60°E – 120°W e 20°N – 20°S) durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

Baseados na representação dos modelos para condições atuais de precipitação devido a influencia dos eventos de El Niño na AS (Figura 10), foram analisadas as regressões para as condições futuras na Figura 22. Nota-se que, com exceção do modelo INM (Figura 22a), os outros três

modelos MRI, MPI e NCC (Figura 22b,c,d) mostram uma intensificação nas anomalias de precipitação sobre o Centro-leste do Oceano Pacífico (entre 10°N e 10°S). Este aumento representa um acréscimo de até 60mm/mês devido aos eventos de El Niño. Sobre as regiões Sul e SE do Brasil e Uruguai verificam-se anomalias positivas de precipitação que poderão estar associadas com a intensificação das correntes de jato próximas à 30°S, que em anos de El Niño impedem a passagem de frentes frias aumentando a precipitação sobre esta região.

Quando se analisou as condições de precipitação sobre a metade norte da AS, os modelos MRI, MPI e NCC (Figura 22b,c,d) mostram anomalias negativas sobre a região, indicando que no futuro poderá se tornar mais seca. Esta redução representa até 30% do padrão indicado pelos dados NCEP/NCAR e dados estimados do GPCP (Figura 9).

Destaca-se a redução da precipitação mostrada na Figura 22c, para a região conhecida como “Arco do Desmatamento” onde a ocupação humana na Floresta Amazônica está contribuindo para o desmatamento e alterações do clima local (Alves, 2007).

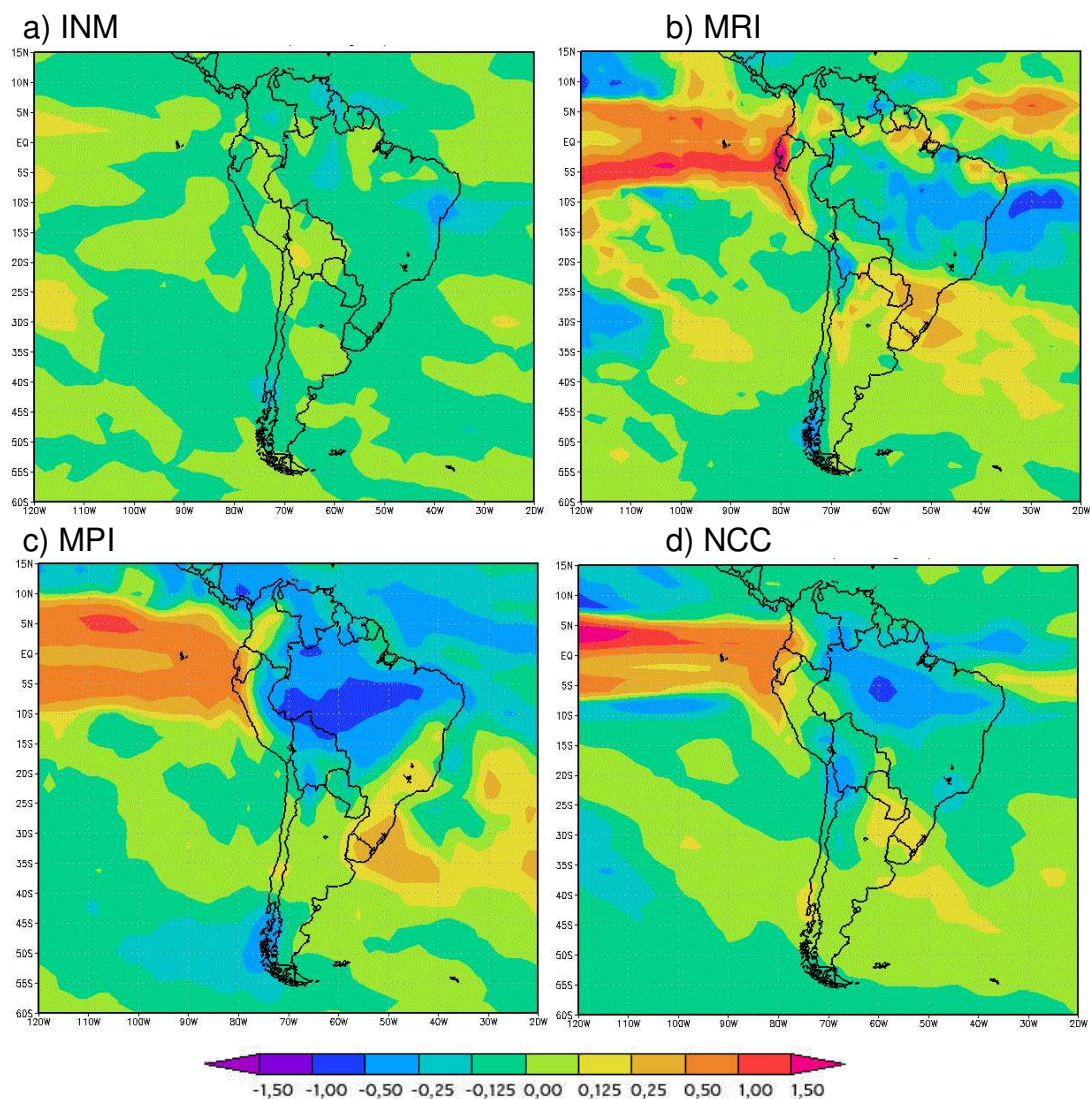


Figura 22 – Regressão Linear da precipitação (mm/dia) na AS para condições de El Niño durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

Assim como a precipitação, a regressão linear da temperatura para as condições futuras dos modelos climáticos acoplados é mostrada na Figura 23. Em comparação à resposta para as condições atuais (Figura 11), observa-se que todos os modelos indicam aumento nas anomalias de temperatura em praticamente toda extensão da AS.

O modelo INM (Figura 23a) mostra anomalias positivas de até 0,5°C sobre AS, porém não reproduz o aquecimento da região Equatorial-leste do Oceano Pacífico, típico em eventos de El Niño. Os modelos MRI e NCC (Figura 23b,d) possuem um padrão espacial semelhante, porém mais intenso do que o padrão representado pelo modelo INM, com anomalias positivas sobre o centro-leste do Pacífico, costa Oeste e metade norte da AS de até 1°C.

As maiores anomalias de temperatura são representadas pelo modelo MPI (Figura 23c), indicando valores extremos (1,5°C) sobre a região Norte da AS, principalmente sobre a Amazônia, e também sobre grande extensão do oceano Pacífico (entre 15°S e 15°N).

Resultados considerando as anomalias totais para avaliar o aquecimento da AS também foram encontrados por Ambrizzi *et al* (2007), que utilizou três modelos regionais que foram integrados numericamente para a AS a partir de dados iniciais obtidos do modelo climático global do *Hadley Centre*, entre 2071- 2100. O estudo mostrou um possível aquecimento, entre 4-8°C na Amazônia considerando um cenário extremo de emissões GEE.

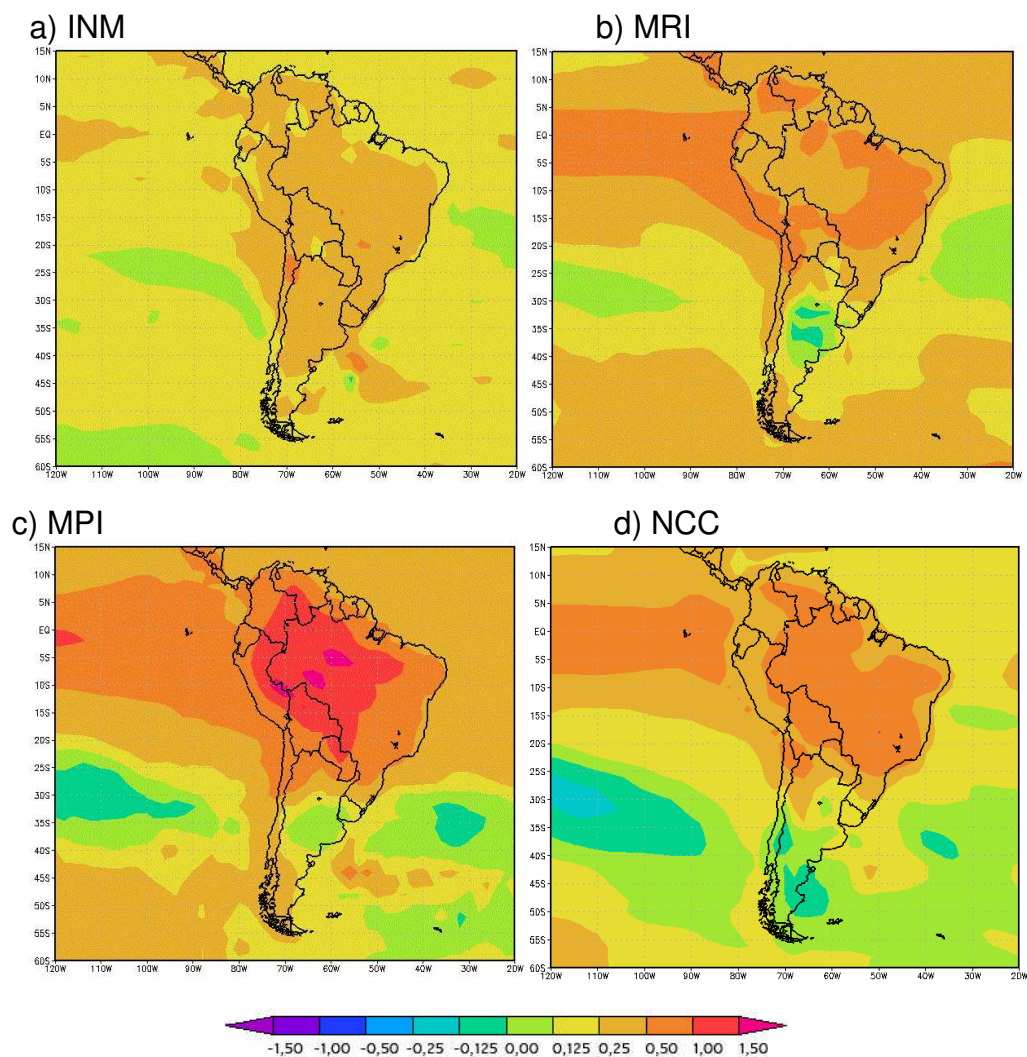


Figura 23 – Regressão Linear da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) para condições de El Niño durante o período de 2070-2100: a) INM, b) MRI, c) MPI e d) NCC.

A Figura 24 mostra os padrões espaciais da EOF1 para as condições futuras do dipolo do Atlântico. Fica claro que somente o modelo NCC (Figura 24d) mostra um padrão de aquecimento do Oceano Atlântico, com TSM's mais altas no Atlântico Norte, chegando até  $0,5^{\circ}\text{C}$  a mais do que quando comparado com o Atlântico Sul, representando 36% da variância total dos dados. O modelo MPI (Figura 24c) possui um padrão espacial em que as

TSM's são mais baixas na faixa compreendida entre 20°N e 30°S (-0,6°C), e sua variância representa 41% do total do dados. O modelo MRI (Figura 22b) indica um padrão espacial onde o Oceano Atlântico Equatorial encontra-se mais frio (-0,6°C) do que quando comparado com o Atlântico Sul e Norte, sendo que sua variância representa 28% do total dos dados. Essa condição proporciona a intensificação do gradiente inter-hemisférico (no sentido Norte-Sul), podendo intensificar os ventos alísios de NE e fazendo com que a ZCIT fique deslocada mais para o HS, alterando os padrões de precipitação sobre o Norte e NEB. Apesar de todos os modelos mostrarem uma configuração semelhante a um dipolo, o modelo INM (Figura 24a) não representa um padrão espacial de TSM muito bem definido e sua variabilidade é pequena, quando comparada com os demais modelos. Esta representa 23% da variabilidade total dos dados nessa região.

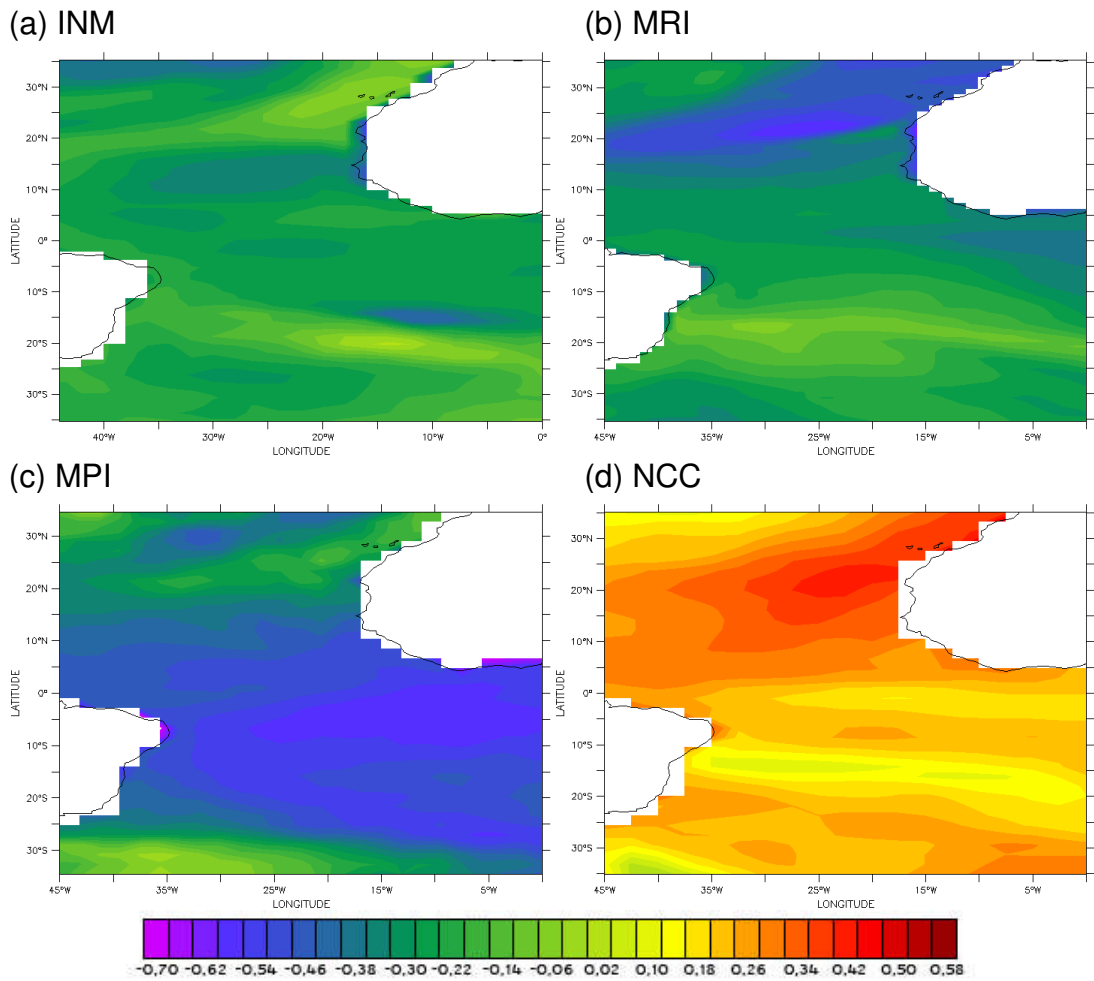


Figura 24 – Primeira componente principal de TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 2070-2100.

A regressão linear dos modelos climáticos para as condições futuras, devido a atuação do dipolo do Atlântico, é mostrada na Figura 25. Com exceção do modelo INM (Figura 25a), é possível observar que na região centro-leste do Pacífico poderá ocorrer aumento da precipitação superior a 27mm/mês, enquanto que no Uruguai, sul e sudeste do Brasil este aumento será menos intenso, chegando até 12mm/mês (Figura 25b,c,d). Destaca-se o déficit nos padrões de precipitação sobre a metade norte da AS de até 24mm/mês. Este resultado é semelhante a influencia dos eventos de El Niño

na precipitação da AS para condições futuras (Figura 22), onde a redução nos padrões de precipitação sobre a metade norte da AS fica evidente.

Na Figura 26 é mostrada a resposta que o dipolo do Atlântico provoca nas anomalias de temperatura sobre a AS. Assim como na regressão dos modelos climáticos para as condições atuais, os resultados indicam aquecimento superior a 1°C sobre o Norte da AS, como mostram os modelos MRI, MPI e NCC (Figuras 26 b,c,d). O modelo INM (Figura 26a) também mostra aumento nas anomalias de temperatura sobre a região central da AS, porém com uma espacialização e intensidades menores, de até 0,6°C. Apesar da variabilidade interanual de TSM sobre o Atlântico Tropical ser significativamente menor do que a observada no Pacífico Equatorial, ela é capaz de exercer enorme influencia na variabilidade do clima da AS, como por exemplo, na região do NEB (Nobre e Shukla, 1996). É interessante notar a similaridade da resposta de temperatura ao El Niño e DA.

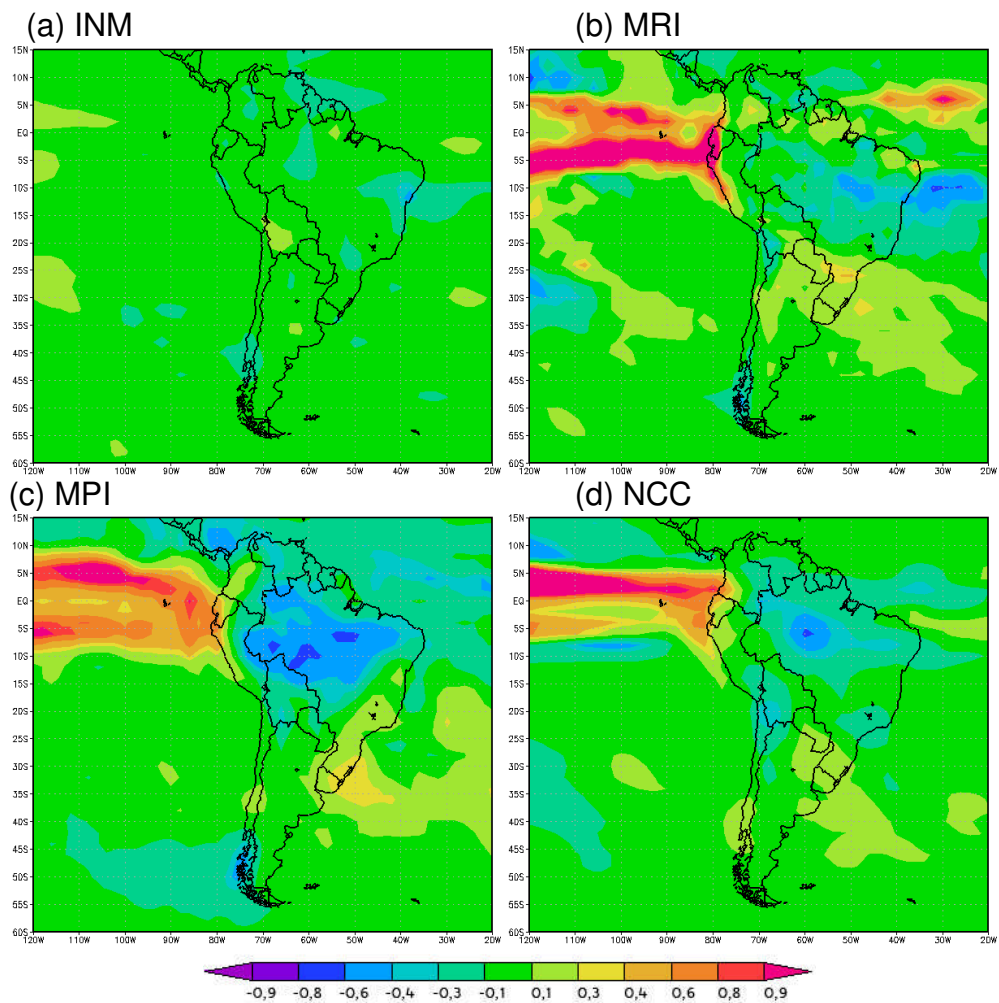


Figura 25 – Regressão Linear da Precipitação (mm/dia) para a primeira componente principal da TSM (°C) na região do Oceano Atlântico (60°E – 0°W e 35°N – 35°S) para o período de 2070-2100.

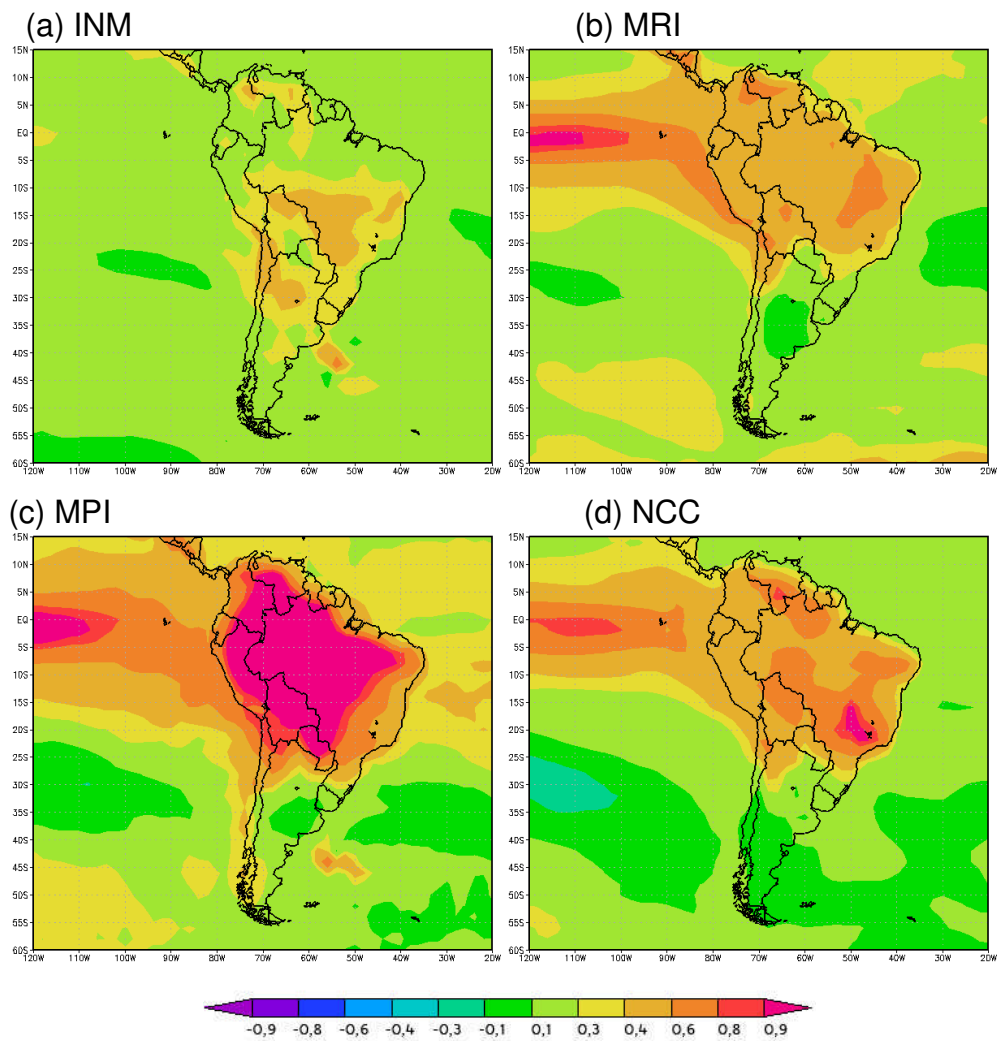


Figura 26 – Regressão Linear da temperatura para a primeira componente principal da TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) na região do Oceano Atlântico ( $60^{\circ}\text{E} - 0^{\circ}\text{W}$  e  $35^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{S}$ ) para o período de 2070-2100.

## 5. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para as condições atuais, com base na avaliação da primeira componente principal de TSM a partir dos dados observados, foi possível identificar os padrões dominantes nos Oceanos Pacífico e Atlântico, que são respectivamente o El Niño e Dipolo do Atlântico. Estes modos de variabilidade climática foram melhor simulados pelos modelos MPI e NCC e se mostraram satisfatórios devido ao bom ajuste com os dados observados além de terem sido capazes de reproduzir a resposta da precipitação e temperatura em relação ao clima observado sobre a AS, diferentemente dos modelos INM e MRI.

De modo geral, para condições futuras têm-se episódios de El Niño e DA mais intensos, com a ocorrência de TSM's mais baixas no Atlântico norte. Este padrão, conhecido como fase negativa do DA, poderá influenciar significativamente na circulação atmosférica e alterar os padrões de temperatura e precipitação na AS. Para as condições futuras de El Niño e DA tem-se um padrão dominante com anomalias negativas de precipitação na região norte da AS e positivas no sul e sudeste do Brasil.

Fica evidente que as variações de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico são responsáveis por mudanças de temperatura e precipitação na AS, especialmente na metade norte da região, como encontrado por Marengo et al. (2007) que mostraram que anomalias negativas de precipitação sobre a Amazônia são em geral associadas com eventos de El Niño e anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical. As variações de

precipitação estão associadas ao centro de alta pressão localizado sobre o oceano Atlântico Sul, que controla

As diferenças com relação as respostas das simulações estão atribuídas à resolução espacial de cada modelo e também pela própria física envolvida. Os modelos climáticos globais apresentam deficiências no acoplamento entre as componentes oceânicas e atmosféricas. Logo a avaliação qualitativa da influência do El Niño e do DA na variabilidade climática da AS precisa ser cuidadosamente analisada, já que fatores como resolução horizontal dos modelos acoplados pode, por vezes, impactar positivamente/negativamente o clima.

A compreensão dos padrões de teleconexões intrínsecas a cada modelo torna-se importante para o entendimento do seu papel no sistema climático global. Estas teleconexões são um aspecto natural do clima e podem divergir com relação à resposta de cada modelo. É importante também notar que estas características são verdadeiras para as reanálises.

## 6. REFERÊNCIAS

ADLER, R. F; HUFFMAN, A. C; FERRARO, R; XIE, P; JANOWIAK, J; RUDOLF, B; SCHNEIDER, U; CUTIS, S; BOLVIN, D; GRUBER, A; SUSSKIND, J; ARKIN, P; NELKIN, E. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). **Journal Hydrometeorology**. 4, p. 1147 – 1167. 2003.

ALVES, D. S. Scenarios of cover and land use and human dimensions in the LBA. In: EDUSP (Human Dimensions of Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). 1. São Paulo, 2007, p. 39 – 64, 2007.

AMBRIZZI T, RUTLAND J, KAYANO M, SILVA DIAS PL. **South America present climate**. In: Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects. IAI SGP-078 Final Scientific Report. 192p. 2006.

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

ARAGÃO, J. O. R. O impacto do ENOS e do Dipolo do Atlântico no nordeste brasileiro. **Bull. Inst. fr. études andines**, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

BENGTSSON, L.; HODGES, K.I.; ROECKNER, E. Storm tracks and climate change. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3518-3543, 2006.

BERNSTEIN, L., et al. **Climate Change 2007: synthesis report (IPCC 4th Assessment Report)**, 2007.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI et al., [Organizadores]. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, Cap. 20, p. 463. 2009.

DEWES, C. F. **Análise da variabilidade climática de um modelo do clima da América do Sul no presente e em 6 KA AP**.104 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP. 2007.

FIGUEROA S.N., NOBRE C. A. Precipitation distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise**, 5(6): 36-45, 1990.

GRIMM A. M., BARROS V., DOYLE M. E. Climate variability in southern South America associated with *El Niño* and La Niña events. **Journal of Climate**, 13, 35-58, 2000.

HASTENRATH, S. HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quart. Jour. Roy. Met.Soc.**, 103:77-92, 1977.

HAYLOCK, M. R. et al. Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**. v.19, p. 1490-1512, 2006.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Climate Change 2007: the physical science basis. Summary for policymakers. Paris, Feb.. 21 p. 2007.

JUSTINO, F. B.; PELTIER, R. W. Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic Oscillations: glacial maximum and present day perspectives. **Journal of Climate**, v. 21, p. 459-475, 2008.

KALNAY et al., "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project". **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, p. 437-470, 1996.

KAMPEL, M. **Caracterização dos modos principais de variabilidade dos campos de TSM no Atlântico utilizando dados AVHRR**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP. 111 f. 1993.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; ANDREOLI, R.V. A review of short-term variability mechanisms. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p.843-851, 2005.

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W. et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 247-267, 2001.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (The Baiu Frontal Zone, The SPCZ and The SACZ), Part I: Characteristics of Subtropical Precipitation Zones. **J. Met. Soc. Japan**, 70: 813- 836, 1993.

KOUSKY, V. E., KAGANO, M. T., CAVALCANTI, I. F. A. A Review of the Southern Oscillation: Oceanic atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, 36A.490-504, 1984.

KUTZBACH, J.E. Empirical eigen vectors of sea level pressure, surface, temperature and precipitation complexes over North America. **Journal of Applied Meteorology**. 6:791-802 Oct. 1967.

LEGATES, D. R., WILLMOTT, C. J. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. **International Journal of Climatology**, 10, 2, 111-127, 1990.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SALATI, E.; AMBRIZZI, T. **Caracterização do clima de referência e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**: sumário técnico. Brasília, DF: MMA, SBF, DCBio, 50 p. 2007.

MOLION, L.C.B.; BERNADO, S.O.; Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Vol 17, n.1, 1-10, 2002.

MOSS et al., "The next generation of scenarios for climate change research and assessment." **Nature** 463:747-756, 2010.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, 9(4): 2464-247, 1996.

RIENECKER, M. M.; SUAREZ, M. J.; GELARO, R. et al. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3624-3648, 2011.

RIAHI, K. GRUEBLER, A.; NAKICENOVIC, N. Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. **Technological Forecasting and Social Change**, 74, 7, p. 887-935, 2007.

ROCHA, E.J.P. Balanço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia. Tese de Doutorado em Meteorologia apresentada no INPE. São José dos Campos, Fevereiro de 2001.

ROECKNER, E., et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5 - Part 1192 I: Model description. Tech. rep., Max-Planck-Institut for Meteorology, Hamburg, Germany 1193, 2003.

SANTOS, C. A. C. **Estimativas e Tendências de Índices de Detecção de Mudanças Climáticas com base na precipitação diária no Rio Grande do Norte e na Paraíba.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, 98p. 2006.

SATYAMURTY, P., NOBRE, C.A., SILVA DIAS, P. L. South America. *In: **Meteorology of the Southern Hemisphere.*** Boston: A.M.S., v. 27, p.119-139, 1998.

SERVAIN, J., LEGLER, D. M. Empirical orthogonal function analysis of tropical Atlantic sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 14181-14151, 1986.

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophys. Res. Lett.**, 30(21), 2115, 2003.

SIMMONDS, I.; JACKA, T.H. Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 8, p. 637-647, 1995.

SOUZA, E.B., NOBRE, P. Uma Revisão sobre o Padrão Dipolo no Oceano Atlântico Tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.13, n.1, p.31-44, 1998.

THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, J.M. Annular modes in the extratropical circulation: Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v.13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.

TURNER, J.; COLWELL, S.R.; MARSHALL, G.J. et al. The SCAR READER project: towards a high-quality database of mean Antarctic meteorological observations. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2890-2898, 2004.

WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, 9(7):2010-2019, 1996.

WALLACE, J. M.; P. V. HOBBS. Atmospheric science: an introductory survey, 2<sup>nd</sup> ed., International Geophysics Series, Academic Press, Elsevier Inc., 483 pp., 2006.

WEARE, B. C. Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 105, p. 467-478, 1977.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2nd ed. Academic Press, 627pp., 2006.

YUKIMOTO, S., et al. Meteorological Research Institute-Earth System Model v1 (MRI-ESM1) - Model Description, **Technical Reports of the Meteorological Research Institute**, No.64, in press. 2010.

YUKIMOTO, S.; A. Noda,; Kitoh, A.; Hosaka, M.; Yoshimura, H.; T. Uchiyama, Shibata, K.; Arakawa, O; Kusunoki, S.; The Meteorological Research Institute Coupled GCM, Version 2.3 (MRI-CGCM2.3), - Control climate and climate sensitivity. **J. Meteor. Soc.** Japan. 2005.