



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.07.19.46-TDI

**UM ESTUDO DE MODELAGEM CLIMÁTICA  
ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA PARA  
SIMULAÇÕES DA PRECIPITAÇÃO E UMIDADE DO  
SOLO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO**

Regla de la Caridad Duthit Somoza

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Paulo Nobre, e Javier Tomasella, aprovada em 14 de maio de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37KTL3H>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.07.19.46-TDI

**UM ESTUDO DE MODELAGEM CLIMÁTICA  
ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA PARA  
SIMULAÇÕES DA PRECIPITAÇÃO E UMIDADE DO  
SOLO NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO**

Regla de la Caridad Duthit Somoza

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Paulo Nobre, e Javier Tomasella, aprovada em 14 de maio de 2010.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37KTL3H>>

INPE  
São José dos Campos  
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Duthit Somoza, Regla de la Caridad.

D952u Um estudo de modelagem climática acoplada oceano-atmosfera para simulações da precipitação e umidade do solo na Bacia do Rio São Francisco / Regla de la Caridad Duthit Somoza. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxii+80 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.07.19.46-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

Orientadores : Drs. Paulo Nobre, e Javier Tomasella.

1. Modelagem acoplada oceano-atmosfera. 2. Previsões de precipitações. 3. Balanço hídrico no solo. 4. Estimação da umidade do solo. I.Título.

CDU 551.509.313.4

---

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

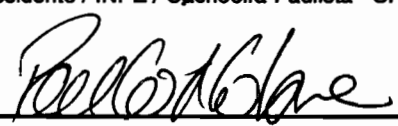
Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Meteorologia**

**Dr. José Antonio Marengo Orsini**

  
\_\_\_\_\_  
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dr. Paulo Nobre**

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dr. Javier Tomasella**

  
\_\_\_\_\_  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá**

  
\_\_\_\_\_  
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

**Dr. Carlos de Oliveira Galvão**

  
\_\_\_\_\_  
Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

**Aluno (a): Regla de la Caridad Duthit Somoza**

**São José dos Campos, 14 de maio de 2010**



*“O pessimista queixa-se do vento, o otimista espera que ele mude e o realista ajusta as velas.”*

*“As oportunidades são como nascer do Sol: Se você esperar demais, pode perde-las.”*

WILLIAM GEORGE WARD  
Teólogo inglês, 1812-1882.





*A minha mãe que mesmo na distância me dá forças para seguir, a meu esposo que me apóia a cada passo, a minha filha que está a caminho...*



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço:

- aos Drs. Paulo Nobre e Javier Tomasella que com dedicação e paciência orientaram este trabalho. Agradeço-lhes por terem-me dado independência a cada novo passo, ensinando-me a arte da pesquisa.

- aos membros da banca examinadora Dr. Carlos de Oliveira Galvão, Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá e Dr. José Antonio Marengo Orsini pela predisposição em analisar este trabalho e pelas valiosas sugestões apontadas ao mesmo.

- a meu esposo Eduardo dos Santos Pereira, pelo apoio, paciência e companheirismo em todas as horas.

- aos meus colegas, em especial a Isabel Pilotto, Marta Malagutti e Daniel Andrés Rodríguez, os quais me deram treinamento para o uso dos modelos necessários no desenvolvimento do trabalho.

- ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por outorgar-me a possibilidade de realizar meus estudos de mestrado e desenvolver este trabalho no Brasil, apoiando com infraestrutura e suporte financeiro.

- a minha família, a todo o Corpo Docente e aos amigos, daqui e de Cuba, que se fizeram presentes e que de alguma forma tornaram possível esta grande conquista.



## RESUMO

Tendo em conta que a interação oceano-atmosfera se mostra relevante para a previsão da precipitação nos trópicos e que não existem experiências usando previsões obtidas com modelos acoplados oceano-atmosfera para estudos hidrometeorológicos na bacia do Rio São Francisco, este trabalho avalia a destreza do Modelo Acoplado Oceano-Atmosfera (MCGOA) do CPTEC em prever a variabilidade interanual da pluviometria sobre a bacia do Rio São Francisco, durante os verões (dezembro - fevereiro) de 1997-2007 e o impacto dessas e da evapotranspiração potencial na estimativa da umidade do solo na área de estudo usando o Modelo de Balanço Hídrico (MBH) operacional do CPTEC. As previsões do MCGOA foram comparadas com as do Modelo Atmosférico Global (MCGA) do CPTEC, que já tinha sido usado para este tipo de estudo, também confrontaram-se com observações. Não obstante os erros sistemáticos de ambos modelos globais superestimarem as precipitações na bacia, o MCGOA mostrou-se ligeiramente com melhor desempenho na previsão sazonal de precipitação, com coeficiente de correlação com as observações positivo, o que corrobora que o acoplamento do oceano-atmosfera é relevante para previsão da precipitação na região Sudeste do Brasil. Assim, foi necessário aplicar uma correção estatística dos erros sistemáticos da precipitação prevista pelos modelos globais para ser usada no MBH. Por outro lado, o MBH-MCGA mostrou-se ligeiramente com melhor desempenho na previsão sazonal da umidade do solo, sendo que as diferenças entre as estimativas do MBH-MCGA e o MBH-MCGOA não são relevantes, pois o coeficiente de correlação foi de 0,6 para ambos. Isto sugere que o aproveitamento de previsão de precipitação corrigida e a evapo-transpiração potencial (ETP) resultante de modelagem climática dinâmica do MCGA e o MCGOA como dado de entrada em modelos de balanço hidrológicos na escala sazonal pode ser utilizado como metodologia para fornecer subsídio para uma melhor gestão de uso de água superficial na bacia do Rio São Francisco.



# **A COUPLING OCEAN-ATMOSPHERE CLIMATIC MODELLING STUDY FOR RAINFALL AND SOIL MOISTURE SIMULATIONS ON THE SÃO FRANCISCO RIVER BASIN**

## **ABSTRACT**

Taking into account, the importance of ocean-atmosphere coupling for rainfall predictability on the Tropics and there are not experiences of using these predictions for hydrometeorological experiments on the São Francisco Basin. The aim of this study is to obtain a better understanding the Ocean-Atmosphere Global Circulation Coupling Model (CGCM) performance at forecasting the interannual rainfall variability on the São Francisco River Basin, during austral summer (DJF) 1997-2007. In addition, the rainfall predictions and calculated potential vapor transpirations were the input variables for the Hydrological Balance Model (HBM) experiments to obtain soil moisture estimations. As well as the CGCM were compared with the Atmosphere Global Circulation Model (AGCM) forecasting, which was already used for this purpose, also there where compared with observations. Even though there were systematic errors super estimating rainfall on the Basin, the CGCM had better performance than the AGCM at the spatial representation obtaining positive correlations coefficient with observation. This way was outstanding that the ocean-atmosphere coupling is important for rainfall predictability on the Brazil Southeast region. Although, these global models performance at rainfall simulation were not good enough for hydrometeorology studies, that is why rainfall systematic errors was corrected for HBM uses. In the other hand, the HBM-AGCM and the HBM-CGCM were quite similar on the correlation coefficient (0,6) at estimating soil moisture. Then these models simulations could provide the input data for HBM to make available a better management of superficial soil moisture on the São Francisco Basin.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Climatologia sazonal de precipitações em na Região Nordeste e parte das Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. . . . .	8
2.2 Mapa de correlação das anomalias de precipitação sazonal (Dez/Jan/Fev) entre a média do conjunto do MCGA CPTEC/COLA e observações. . . . .	11
2.3 Previsibilidade da ZCAS. . . . .	13
2.4 Diferença de habilidade na previsão da precipitação entre o MCGA e MCGOA para America do Sul. . . . .	15
2.5 Média do conteúdo de água no solo entre 1997 e 2004 (mm): entre 0 e 500 mm de profundidade. . . . .	18
3.1 Localização geográfica da bacia do São Francisco. . . . .	19
3.2 Isoietas de precipitação média anual da Bacia (1961 a 1990). . . . .	20
3.3 Componentes do sistema climático e interações . . . . .	22
3.4 Discretização espacial dos modelos MCGA. . . . .	24
3.5 Interações entre atmosfera, oceanos e continentes, representadas pelos modelos globais . . . . .	25
3.6 Esquema conceitual do MCGOA CPTEC/INPE . . . . .	27
3.7 Região de atuação da SUDENE. . . . .	28
3.8 Desenho esquemático das relações funcionais utilizadas no balanço hídrico. . . . .	30
3.9 Curva de retenção. . . . .	31
3.10 Localização geográfica dos perfis do solo contido no banco de dados de solos do INPE. . . . .	33
3.11 Precipitação acumulada por dia. . . . .	34
3.12 Parâmetros. . . . .	40
4.1 Média da precipitação sazonal de verão no Brasil, 1997-2007. . . . .	44
4.2 Média da precipitação sazonal de verão na Bacia do rio São Francisco, 1997-2007. . . . .	44
4.3 Anomalias sazonais de precipitação observada. . . . .	45
4.4 Serie temporal de anomalias de precipitação sazonal. . . . .	46
4.5 Desvio anual de precipitações do MCGA. . . . .	47
4.6 Desvio anual de precipitações do MCGOA. . . . .	47

4.7	Erro Médio Absoluto. . . . .	49
4.8	Erro Quadrático Médio. . . . .	49
4.9	Correlações entre observações e previsões de precipitação de verão na Bacia do Rio São Francisco. . . . .	51
4.10	Correlações entre observações e previsões de precipitação de verão em Brasil, 1997-2007. . . . .	51
5.1	Distribuição de probabilidades acumulada das precipitações diárias. . . . .	54
5.2	Comparação entre a média sazonal das precipitações (1997-2007) das observações e as previsões após correção. . . . .	55
5.3	Evapotranspiração potencial sazonal calculada. . . . .	55
5.4	Média sazonal de verão, percentual de umidade do solo na Bacia do rio São Francisco, DJF 1997-2007. . . . .	57
5.5	Distribuição de probabilidades, frequência amostral diária de armazenamento. . . . .	58
5.6	Balanco hídrico no solo para a Bacia do rio São Francisco, DJF 1997-2007. . . . .	58
5.7	Déficit hídrico sazonal calculado. . . . .	59
5.8	Anomalias sazonais de umidade do solo do PROCLIMA. . . . .	60
5.9	Série temporal de anomalias de umidade do solo. . . . .	61
5.10	Desvio anual de umidade do solo do MCGA. . . . .	62
5.11	Desvio anual de umidade do solo do MCGOA. . . . .	62
5.12	Erro Médio Absoluto da umidade do solo. . . . .	64
5.13	Erro Quadrático Médio da umidade do solo. . . . .	64
5.14	Correlações entre a rodada controle e as previsões de umidade de solo de verão em Brasil, 1997-2007. . . . .	65

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Descrição dos dados. . . . .	32
4.1 Estatísticas médias calculadas para as precipitações. . . . .	48
5.1 Estatísticas médias calculadas para a umidade do solo. . . . .	63



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BIAS	– Viés estatístico
CORR	– Coeficiente de correlação espaço-temporal
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EMA	– Error Médio Absoluto
ENOS	– El Niño Oscilação Sul
EQM	– Error Quadrático Médio
ETR	– Evapotranspiração Real
ETP	– Evapotranspiração Potencial
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MBH	– Modelo de Balanço Hídrico
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MCGOA	– Modelo de Circulação Geral Acoplado Oceano-Atmosfera
PROCLIMA	– Programa de Monitoramento Climático em Tempo Real da Região Nordeste
TSM	– Temperatura Superficial do Mar
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Inter Tropical.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Justificativas e objetivos. . . . .	2
1.1.1 Objetivo geral. . . . .	4
1.1.2 Objetivos específicos. . . . .	4
1.2 Estrutura do documento. . . . .	4
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>7</b>
2.1 Características climáticas da área de estudo. . . . .	7
2.2 Previsibilidade da Precipitação. . . . .	9
2.3 Aplicação do modelo de balanço hídrico na estimativa da umidade do solo. . . . .	15
<b>3 METODOLOGIAS.</b> . . . . .	<b>19</b>
3.1 Descrição geral e características físico-geográficas da área de estudo. . . . .	19
3.2 Modelos. . . . .	21
3.2.1 Modelo Atmosférico de Circulação Geral (MCGA, CPTEC/INPE). . . . .	24
3.2.2 Modelo de Circulação Geral Acoplado oceano-atmosfera (MCGOA, CPTEC/INPE). . . . .	26
3.2.3 Modelo Balanço Hídrico operacional do CPTEC/INPE. . . . .	27
3.3 Descrição dos dados. . . . .	32
3.3.1 Dados NCEP/NCAR. . . . .	33
3.3.2 Dados de precipitação. . . . .	34
3.3.3 Umidade do solo, projeto PROCLIMA (Rodadas controle). . . . .	35
3.4 Experimentos e análises estatísticas. . . . .	36
3.4.1 PRIMEIRA ETAPA . . . . .	36
3.4.2 SEGUNDA ETAPA . . . . .	37
3.4.3 TERCEIRA ETAPA . . . . .	39
3.4.4 QUARTA ETAPA . . . . .	41
<b>4 PREVISÃO DA PRECIPITAÇÃO SAZONAL DE VERÃO: RESULTADOS E DISCUSSÕES.</b> . . . . .	<b>43</b>
4.1 Média sazonal de precipitação (1997-2007). . . . .	43

4.2	Variabilidade interanual das previsões de precipitação. . . . .	45
4.3	Métricas de comparação com os dados observados. . . . .	48
4.3.1	Erro médio absoluto (EMA) e Erro quadrático médio (EQM) da precipitação. . . . .	48
4.3.2	Correlações espaço-temporais (CORR) da precipitação. . . . .	50
4.4	Considerações finais do Capítulo 4. . . . .	51
<b>5</b>	<b>UMIDADE DO SOLO: RESULTADOS E DISCUSSÕES. . . . .</b>	<b>53</b>
5.1	Variáveis de entrada ao sistema de balanço. . . . .	53
5.2	Média sazonal de umidade do solo (1997-2007). . . . .	56
5.3	Variabilidade interanual de umidade do solo. . . . .	60
5.4	Métricas de comparação com a rodada controle. . . . .	63
5.4.1	Erro médio absoluto (EMA) e Erro quadrático médio (EQM) da umidade do solo. . . . .	63
5.4.2	Correlações espaço-temporais (CORR) da umidade do solo. . . . .	64
5.5	Considerações finais do Capítulo 5. . . . .	65
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES . . . . .</b>	<b>67</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>71</b>



## 1 INTRODUÇÃO

No que diz respeito ao estudo do clima, o ciclo hidrológico apresenta grande importância devido à interação existente entre a atmosfera e a superfície através do intercâmbio de energia, água, momento e processos de fotossíntese (O’Kane (1994); Harding e Jochum (1995)). A forte dependência entre atmosfera e superfície tem sido comprovada em estudos observacionais e análises numéricas, por exemplo, Nobre et al. (1991). Esta interação é realizada trocando umidade, calor e momento linear. Os modelos utilizados para o estudo do ciclo hidrológico fornecem uma visão simplificada dos processos atuantes e podem ajudar na compreensão dos mecanismos envolvidos. A modelagem matemática implica na escolha prévia dos processos que serão representados e na complexidade com que a representação será feita (NOBRE et al., 1991). Estes fatores influenciam a determinação da escala em que os processos serão modelados, a qual fica limitada pelos recursos computacionais disponíveis.

O efeito da umidade no solo sobre os processos de transferência entre a superfície e a atmosfera tem sido objeto de diversos estudos. Pesquisas da interação superfície e atmosfera sugerem uma forte dependência entre os processos de superfície e o clima (Shukla e Mintz (1998); Sud et al. (1990); Wood (1994)), uma vez que a umidade do solo exerce importante papel sobre o balanço local de umidade e de calor à superfície, através de sua influência sobre a taxa de evaporação na superfície e sobre o albedo e condutividade térmica do solo.

Sob o ponto de vista hidrológico, a precipitação é a principal entrada de água nas bacias hidrográficas e responsável direta pela formação das vazões nos rios. Portanto, a previsão da ocorrência de precipitação, incluindo sua intensidade e distribuição espacial, é um pré-requisito importante em sistemas de recursos hídricos. A precipitação é considerada como entrada no sistema dos modelos de balanço hidrológico, por isso a precisão na previsão desta variável constitui um fator vital para as estimativas de umidade no solo. De forma geral, a precipitação é uma variável de grande importância para os diversos setores da sociedade, a sua variabilidade é um fator limitante para a prática de algumas atividades humanas, particularmente os setores ligados à agricultura, geração de energia elétrica, transportes e defesa civil. No entanto, a precipitação prevista por modelos numéricos deve, para a maioria dos casos, ser utilizada em associação com outras ferramentas estatísticas, para corrigir alguns erros antes de dar

entrada no modelo hidrológico, por exemplo, a distribuição espacial e temporal dos eventos e a intensidade da precipitação (SILVA, 2005).

Os padrões de precipitação nos trópicos oscilam fortemente entre secas severas e cheias ocasionais. Shukla (1998) afirma que apesar da atmosfera ser um sistema caótico sensivelmente dependente das condições iniciais, em certas regiões tropicais os padrões de vento e precipitação são tão fortemente determinados pela Temperatura da Superficial do Mar (TSM) que não apresentam dependência das condições iniciais da atmosfera. Desta forma é possível calcular estimativas de precipitação nessas regiões, pois, para uma dada distribuição de TSM na região tropical a atmosfera irá convergir para um regime de equilíbrio hidrostático independente das condições de contorno iniciais.

A bacia hidrográfica do Rio São Francisco passa por cinco estados brasileiros: Minas Gerais, Bahia, Pernambuco, Alagoas e Sergipe, mas sua Bacia alcança também Goiás e o Distrito Federal. Têm alto valor político, econômico e social para a população da região, pois o rio é utilizado para a navegação, irrigação, abastecimento de água e produção de energia elétrica, porém parte da bacia tem problemas de cheia. Desde o ponto de vista hidrometeorológico esta bacia encontra-se localizada numa região em que os modelos atmosféricos de previsão numérica do tempo são fracos nas estimativas sazonais de precipitação, tendo pior representação no verão (DJF) (Cavalcanti et al. (2002); Marengo et al. (2003)), por isso, a utilização do modelo acoplado oceano-atmosfera para esta região é um novo esforço que pretende melhorar o desempenho nessas previsões.

### **1.1 Justificativas e objetivos.**

O acoplamento da atmosfera com os oceanos tornou-se usual somente em anos recentes. Uma das causas para a dificuldade em acoplar estes componentes está na diferença de escalas temporais e espaciais que envolvem os processos físicos de cada subsistema, tal como no fato de que o acoplamento atmosfera-oceano é extremamente dependente da latitude. Nos trópicos estes sistemas são bastante acoplados, especialmente em termos de temperatura (Battisti (1988); Zebiak (1993); Neelin et al. (1991); Nobre e Shukla (1996); entre outros). Em latitudes médias o acoplamento é fraco devido principalmente

à transferência de momento (SARAVANAN, 1998), mas em latitude altas o acoplamento é bastante forte devido principalmente à salinidade, que está envolvida na formação da camada de águas profundas dos oceanos (DONG; SUTTON, 2002). A troca de dióxido de carbono entre atmosfera e oceano, que é controlada pelos processos bioquímicos, também varia em função da posição geográfica (MCGUFFIE; HENDERSON-SELLERS, 1997).

Conhecer antecipadamente o momento em que as condições hidrometeorológicas serão favoráveis para o início dos trabalhos agrícolas é de suma importância para o bom desenvolvimento das mesmas. Entre as variáveis de importância para a escolha do momento de semeadura, tem destaque a disponibilidade de água armazenada no solo. A umidade no solo, ou seja, a quantidade de água armazenada no solo disponível para as raízes das plantas, constitui-se num dos fatores principais para o estudo da resposta da vegetação em condições de estresse-hídrico, bem como é importante para estudos de infiltração, de drenagem, de condutividade hidráulica e de irrigação, entre outros (ROSSATO, 2001). Além disso, a umidade no solo é determinante nos processos de troca entre o solo e a atmosfera (NOBRE et al., 1991). Existem modelos que relacionam as propriedades físico- hídricas do solo com as componentes de entrada e saída de água no solo, os quais são conhecidos como Balanços de Água no Solo ou simplesmente Balanços Hídricos (HILLEL, 1980). A umidade no solo desempenha um papel fundamental na distribuição dos fluxos em superfície e uma melhor representação e entendimento dessa variável pode levar a uma melhora na previsão sazonal.

Não tem sido aplicada para estimações de variáveis hidrometeorológicas na área de estudo precipitação prevista pelo modelo acoplado oceano-atmosfera (MCGOA). Logo campos interpolados dessa precipitação serão utilizados como entrada do sistema para a estimacão da umidade do solo com o Modelo de Balanço Hídrico operacional do INPE. Há indicações (Paulo Nobre, comunicação pessoal, 2009), de que parte da variabilidade interanual da precipitação associada ao evento de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) esteja ligada a um modo acoplado de interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico SW. Além dessa, o presente estudo visa avaliar os impactos das inacurácias das previsões pluviométricas do modelo global, acoplado oceano-atmosfera para a previsibilidade das previsões de umidade do solo na bacia do Rio São Francisco.

As metas do presente trabalho são:

### **1.1.1 Objetivo geral.**

Avaliar a destreza do Modelo Acoplado Oceano- Atmosfera (MCGOA) do CPTEC em prever a variabilidade interanual da pluviometria sobre a bacia do Rio São Francisco, durante os verões (dezembro - fevereiro) de 1997-2007 e o impacto dessas e da evapotranspiração potencial na estimativa da umidade do solo na área de estudo usando o Modelo de Balanço Hídrico (MBH) operacional do CPTEC. As previsões do MCGOA serão comparadas com as do Modelo Atmosférico Global do CPTEC (MCGA), que já tinha sido usado para estes estudos, ambas confrontadas com observações.

### **1.1.2 Objetivos específicos.**

- I. Integração dos modelos globais MCGA e MCGOA do CPTEC/INPE, durante os verões (novembro - fevereiro) de 1997-2007.
- II. Avaliação dos campos de precipitação propostos pelas simulações do MCGA, MCGOA, com respeito aos campos observados.
- III. Uso do modelo de balanço hídrico operacional do INPE na bacia para estimar a umidade do solo utilizando saídas dos modelos globais, durante os verões (novembro - fevereiro) de 1997-2007.
- IV. Avaliação dos campos de umidade do solo propostos pelas simulações do de balanço hídrico com respeito à rodada controle PROCLIMA.

## **1.2 Estrutura do documento.**

A seguir, no capítulo “Revisão Bibliográfica”, apresentam-se alguns resultados de pesquisas relevantes ao estado da arte do tema proposto. O foco está centrado em: previsões de precipitação e estimações de umidade do solo na bacia hidrográfica do Rio São Francisco. Logo após, no capítulo “Metodologias”, são descritas as características físico-geográficas da área de estudo. Assim como os dados necessários para a realização dos experimentos e as metodologias propostas para análise dos resultados. Nos capítulos 4 e 5 são descritos e discutidos os resultados obtidos para os campos de precipitação e umidade do

solo, respectivamente. Finalmente, enumeram-se as principais conclusões do estudo desenvolvido e sugerem-se algumas linhas de pesquisa para trabalhos futuros.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Características climáticas da área de estudo.

Aproximadamente 37% da bacia hidrográfica do rio São Francisco encontra-se no norte da Região Sudeste do Brasil. Nesta região localiza-se a nascente do rio no estado de Minas Gerais. O restante da bacia estende-se pela Região Nordeste, formando parte, em sua maioria, do chamado polígono das secas (CODEVASF, 2009). Sendo assim, para descrever as características climáticas da bacia se deve prestar atenção à sua localização geográfica.

A existência de regimes pluviométricos distintos na área da bacia indica que mais de um mecanismo dinâmico são responsáveis pela ocorrência de chuva. Na bacia alta (próximo à nascente) as chuvas de verão acontecem devido à incursão de frentes frias durante o verão e da presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que é mais intensa em dez/jan/fev (Quadro (1994), Barreiro et al. (2001); Chaves e Nobre (2004)). Na bacia baixa e litoral a ocorrência de chuva se dá, principalmente, em razão da presença da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que localiza-se mais ao sul durante março e abril, determinando a estação chuvosa nesta região do semi-árido assim como no norte do Nordeste (Nobre e Shukla (1996); Uvo et al. (1998), Folland et al. (2000), Marengo (2004)). A ação de distúrbios ondulatórios de leste também contribui para os máximos de chuva na Bacia (CHOU, 1990).

Em relação às contribuições percentuais de chuva de cada estação quando comparadas ao total anual observa-se que em out/nov/dez e jan/fev/mar há a maior contribuição na parte alta da bacia, com máximos no início do verão. Já na parte baixa da bacia e litoral os maiores totais são observados em mar/abr/mai e abr/mai/jun, com valores que ultrapassam os 50% de contribuição em relação ao total anual (SAMPAIO, 2000). Mesmo em anos nos quais os totais pluviométricos anuais são próximos à média histórica (Figura 2.1), a distribuição temporal das chuvas durante a estação chuvosa pode afetar substancialmente tanto os recursos hídricos quanto a agricultura, pois períodos de estiagem prolongados intercalam-se com episódios de precipitações mais intensos, também denominados de “seca verde”. Assim, para se caracterizar a qualidade da estação chuvosa, contemplando um leque maior de condições hidrometeorológicas que afetam as atividades econômicas da Região de maneira

significativa, há de se considerar não somente os totais sazonais de chuvas, mas também e principalmente, a variabilidade temporal destas em escalas de tempo intrasazonal (CLARKE; DIAS, 2002).

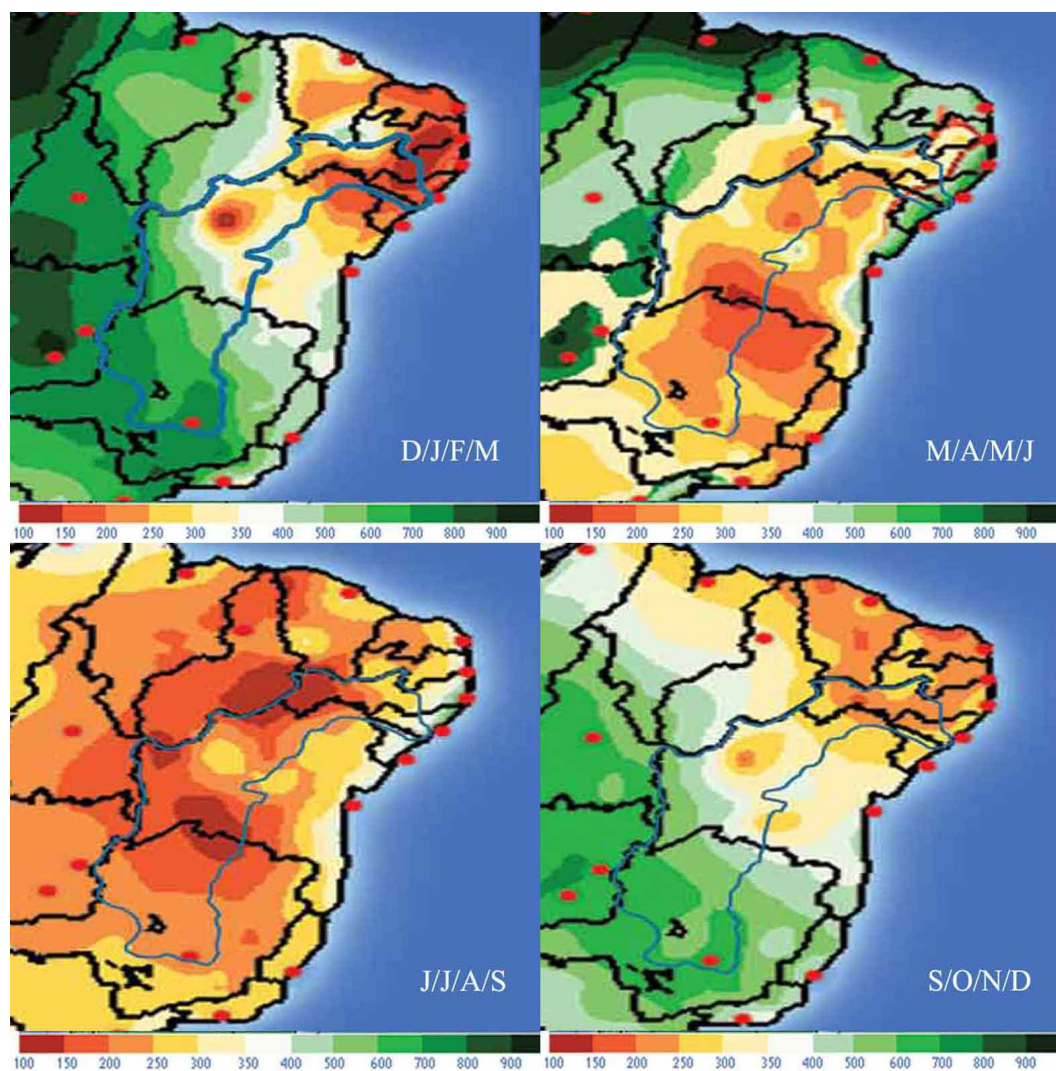


Figura 2.1 - Climatologia sazonal de precipitações em Brasil. Contornada em azul área da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco.  
Fonte: Adaptado de CPTE/INPE (2009).

A evapotranspiração média da bacia é de  $896\text{mm/ano}$ , apresentando valores elevados em toda região: entre  $1400\text{mm}$  (verificada no Sub-médio São Francisco) e  $840\text{mm}$  (no Alto). Os altos valores de evapotranspiração observados na região são função basicamente das elevadas temperaturas, da localização geográfica



intertropical e da reduzida nebulosidade na maior parte do ano. A elevada evapotranspiração potencial, na maioria das vezes não compensada pelas chuvas, faz com sejam observados na região altos valores de déficit hídrico nos solos (SILVA, 2005).

Dentre os fenômenos atmosféricos que afetam a variabilidade intra-sazonal das chuvas sobre o Nordeste estão sistemas transientes como oscilações de 30-60 dias (KOUSKY; KAYANO, 1994), vórtices ciclônicos de ar superior, linhas de instabilidade associadas à brisa marítima, assim como instabilidades termodinâmicas locais induzidas por aquecimento diferencial da superfície, convergência de umidade e convecção. Tais fenômenos contribuem para modular a distribuição temporal da pluviometria sobre a região, ocasionando períodos de estiagem intercalados por ocorrências de precipitações mais abundantes. Além disso, a ZCIT, cujo posicionamento latitudinal guarda estreita relação com o gradiente meridional de TSM sobre o Atlântico Tropical (MOURA; SHUKLA, 1981) e Pacífico Equatorial (MECHOSO et al., 1990), também parece apresentar flutuações nas escalas de tempo intra-sazonal.

## **2.2 Previsibilidade da Precipitação.**

Ao longo do processo de desenvolvimento dos modelos, a atmosfera foi o primeiro componente a ser simulado, com base na formulação de quantidades conservativas como a enstrofia (CHARNEY, 1948). Ainda hoje, contudo, uma das maiores dificuldades é a modelagem da precipitação, pois muitas questões relacionadas à dinâmica das nuvens são difíceis de serem resolvidas com sucesso nas escalas espaciais/temporais dos atuais modelos globais de circulação geral. Não obstante representar as condições de contorno inferiores sobre a superfície do mar com campos prescritos de TSM resulte em boas simulações do comportamento da atmosfera de um modo geral, esta metodologia acarreta na obliteração de modos fisicamente plausíveis de interação acoplada oceano-atmosfera, como, por exemplo, oscilações de Madden e Julian (1972) (REPELLI et al., 1998) ou a Zona de Convergência do Atlântico Sul (Chaves e Nobre (2004); Almeida et al. (2007)).

No que diz respeito ao estado da arte da previsão de precipitação nas Regiões Nordeste e Sudeste de Brasil existem inúmeros trabalhos, sendo possível ter acesso a uma revisão dos mesmos em Nobre et al. (2006b). Estes autores

resumem que as variabilidades climáticas sazonais, interanuais e maiores na América do Sul possuem duas componentes:

- (i) As componentes de força externa, a qual é a resposta a lentas variações das forças de contorno externo (TSM, gelo, albedo, cobertura vegetal) e a força radiativa (gases de efeito estufa e concentração de aerossóis).
- (ii) A componente de força interna, na qual a variabilidade atmosférica é induzida pela dinâmica interna e as variações de tempo diário ou por fortes “*feedbacks*” (realimentações) devido aos processos da superfície terrestre (Brankovic et al. (1994); Koster et al. (2000)).

Também, a variabilidade climática de uma região pode ser fortemente influenciada através de padrões de teleconexões originados por anomalias em regiões distantes, tais como El Niño Oscilação Sul (ENSO), Oscilação do Pacífico-América do Norte (PNA), Oscilação do Pacífico-América do Sul (PSA), ou de fenômeno de Oscilação do Atlântico Norte (NAO).

Existem 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 ao 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 modo gradiente meridional ou dipolo do Atlântico Tropical (Hastenrath e Heller (1977); Moura e Shukla (1981); Nobre e Shukla (1996); Uvo et al. (1998)).

O padrão dipolo no Atlântico Tropical propicia a ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de TSM, os quais impactam fortemente na posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (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 (1996); Uvo et al. (1998), Folland et al. (2000), Marengo (2004)).

A previsibilidade da precipitação mostrou-se maior nas regiões tropicais da América do Sul, em que os modelos respondem bem às forçantes de TSM. Altos valores foram obtidos por [Cavalcanti et al. \(2002\)](#); [Marengo et al. \(2003\)](#) nas correlações entre as anomalias de precipitação observadas e simuladas para o nordeste do Brasil e a região norte da América do Sul na simulação com o MCGA CPTEC/COLA. Com experimentos usando o MCGA CPTEC/COLA, [Marengo et al. \(2003\)](#) mostraram que o modelo subestima sistematicamente a chuva durante o pico da estação (janeiro-maio) chuvosa na Amazônia(Figura 2.2).

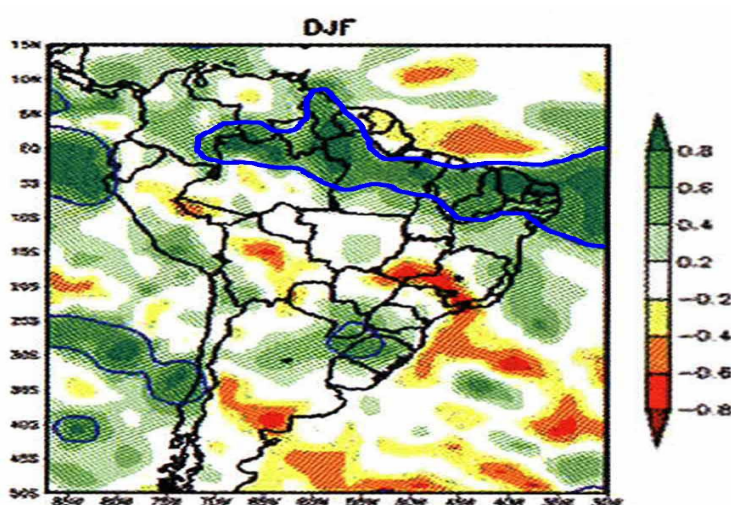


Figura 2.2 - Mapa de correlação das anomalias de precipitação sazonal (Dez/Jan/Fev) entre a média do conjunto do MCGA CPTEC/COLA e observações. A escala colorida mostra os valores de correlação e a linha azul delimita áreas onde o coeficiente de correlação alcançou valores de 99% de significância.  
Fonte: [Nobre et al. \(2006b\)](#), adaptado de [Marengo et al. \(2003\)](#).

No entanto na região nordeste o modelo tende a superestimar a chuva, não obstante descreva realisticamente o ciclo anual e a variabilidade interanual das anomalias de precipitação. As forçantes de larga escala associadas com as anomalias de TSM no Pacífico equatorial durante El Niño, determina uma simulação bastante realista das anomalias de precipitação no Nordeste ([Hastenrath e Heller \(1977\)](#); [Nobre e Shukla \(1996\)](#)). Sobre o Norte e Nordeste do Brasil, a fase negativa do ENOS gera aumento das precipitações e o consequente aumento de vazões dos rios ([Aceituno \(1988\)](#); [Marengo \(1992\)](#),

entre outros). Entretanto, o Sul do Brasil é caracterizado pelo aumento da frequência de secas nesta fase (GRIMM et al., 2000).

Anos anormalmente secos (úmidos) são observados para a região Sudeste do Brasil ante a ocorrência da fase negativa (positiva) dos fenômenos ENOS, quando simulados com o MCGA CPTEC/COLA, tendo um sinal oposto para as anomalias de chuva no Nordeste (CAVALCANTI et al., 2001). A monção da América do Sul, localizada ao Sudeste do Brasil e Sul da Amazônia, é uma região onde os modelos exibem relativamente baixa habilidade de previsibilidade sazonal. Já a Região Sul do Brasil apresenta média previsibilidade sazonal climática com um claro sinal relacionada ao ENOS (MARENGO et al., 2003).

A região Sudeste é afetada pela variabilidade intra-sazonal que tem um papel importante na convecção de verão. Ainda que os modelos representem muitos aspectos da variabilidade intra-sazonal (CAVALCANTI; CASTRO, 2003), este modo é fraco na media dos conjuntos para a previsão de três meses. A dependência das anomalias de precipitação nestas regiões pelas forçantes extremas de TSM dos oceanos tropicais está mais bem documentada para o Sul de Brasil quando comparado com o Sudeste (MARENGO et al., 2003).

Uma porção significativa da atmosfera subtropical é governada pela dinâmica interna da atmosfera, segundo Barreiro et al. (2001) aproximadamente 59% da variância total da ZCAS pode ser atribuída a esta variabilidade interna. Entanto apenas 20% da variância total das precipitações é devido à razão da variabilidade da dinâmica interna da atmosfera na região de ZCIT. Isso sugere que a ZCAS poderia ter menos previsibilidade que a ZCIT (Figura 2.3).

Os processos de retroalimentação que relacionam a TSM com a ZCAS foram estudados por Chaves e Nobre (2004), usando separadamente um MCGA e um modelo oceânico. Estes autores sugerem que quando observadas anomalias negativas de TSM na região da ZCAS (ROBERTSON; MECHOSO, 2000) é predominantemente uma resposta do oceano a radiação incidente devido ao incremento de nebulosidade durante a formação da ZCAS. Sendo assim, a baixa previsibilidade observada por Cavalcanti e Castro (2003) com o MCGA, poderia estar atribuída à falta de acoplamento entre atmosfera e oceano.

Focando na variância da precipitação com respeito a contribuições do oceano,

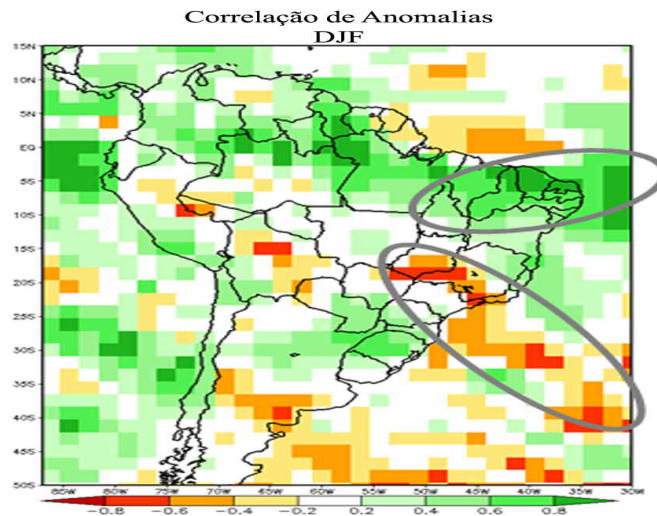


Figura 2.3 - Previsibilidade da ZCAS. Conjunto de 10 membros do MCGA CPTEC/INPE integrado por 50 anos, correlações com observações de precipitação. A escala colorida mostra os valores de correlação e demarcada em cinza a diferença Nordeste-Sudeste na acurácia do MCGA.  
Fonte: Adaptado de [Marengo et al. \(2002\)](#).

atmosfera e processos terrestres, [Koster et al. \(2000\)](#) usaram um modelo linear simples. Tendo uma clara separação das contribuições os autores chegaram a conclusão de que os processos terrestres e oceânicos têm essencialmente diferentes domínios de influência; ou seja, a amplificação da variância das precipitações provocadas pelo “*feedback*” terra-atmosfera são mais importantes para regiões como o Sudeste de Brasil e a Monção da América do Sul. Entretanto, para os Trópicos (Amazônia e Nordeste) as variâncias de precipitação são mais afetadas pelas anomalias de TSM.

Para a previsão de vazões de longo prazo na Bacia do Rio São Francisco foi utilizado o modelo climático global do CPTEC, com resolução aproximada de 200 km e dois modelos regionais (ETA e BRAMS), com as resoluções de 40 e 20 km ([MARENGO et al., 2006](#)). O modelo global MCGA do CPTEC forneceu as condições de contorno para os modelos regionais e as previsões de precipitação alcançaram até 6 meses. Os resultados revelaram que o modelo global superestima sistematicamente a precipitação em toda bacia. Esses erros sistemáticos foram corrigidos através de uma técnica estatística baseada em curvas de probabilidade e na climatologia do modelo. No entanto as previsões

do modelo global mostraram correlações muito boas com os dados observados, mas a magnitude dos erros foi considerada elevada para as aplicações em hidrologia. Os modelos regionais não apresentaram erros sistemáticos, porém as previsões demonstram ser semelhantes às geradas pelo modelo global com correção. Neste trabalho foi concluído que o aumento de resolução espacial não apresentou vantagens para as previsões climáticas de precipitação na bacia do rio São Francisco.

Contudo Nobre et al. (2006a) obtiveram que, mesmo que o modelo acoplado apresente erros sistemáticos no Atlântico leste, este conseguiu representar melhor a precipitação que o MCGA sobre o sudeste da América do Sul e Atlântico Sul (Figura 2.4). Estes autores avaliaram a habilidade dos modelos MCGA e MCGOA do CPTEC em prever a variabilidade sazonal durante o verão no Atlântico e na América do Sul e utilizaram um conjunto de 10 membros no período de 20 anos compreendido entre outubro de 1982- dezembro de 2001.

De forma geral, a previsibilidade sobre a América do Sul varia significativamente. Os modelos MCGA possuem alta previsibilidade para a precipitação sazonal na região do Nordeste e para algumas extensões sobre o sul do Brasil, em contraste com a reprodução de outras regiões. Especula-se que o acoplamento das interações oceano atmosfera tem um papel importante na dinâmica e termodinâmica da ZCAS. A previsão climática sazonal na América do Sul apresenta dois grandes desafios (NOBRE et al., 2006b):

- (i) as regiões onde o estado médio da atmosfera é modulado por forçantes externas como TSM, são necessárias ferramentas efetivas de previsão do estado futuro dos oceanos.
- (ii) os fenômenos que não podem ser reproduzidos pelas “forçantes oceânicas” é necessário desenvolver modelos acoplados que incluam não somente oceano e atmosfera, mas também “feedbacks” da superfície terrestre, quais não são bem representados em muitos dos modelos climáticos globais, usados nas previsões climáticas sazonais.

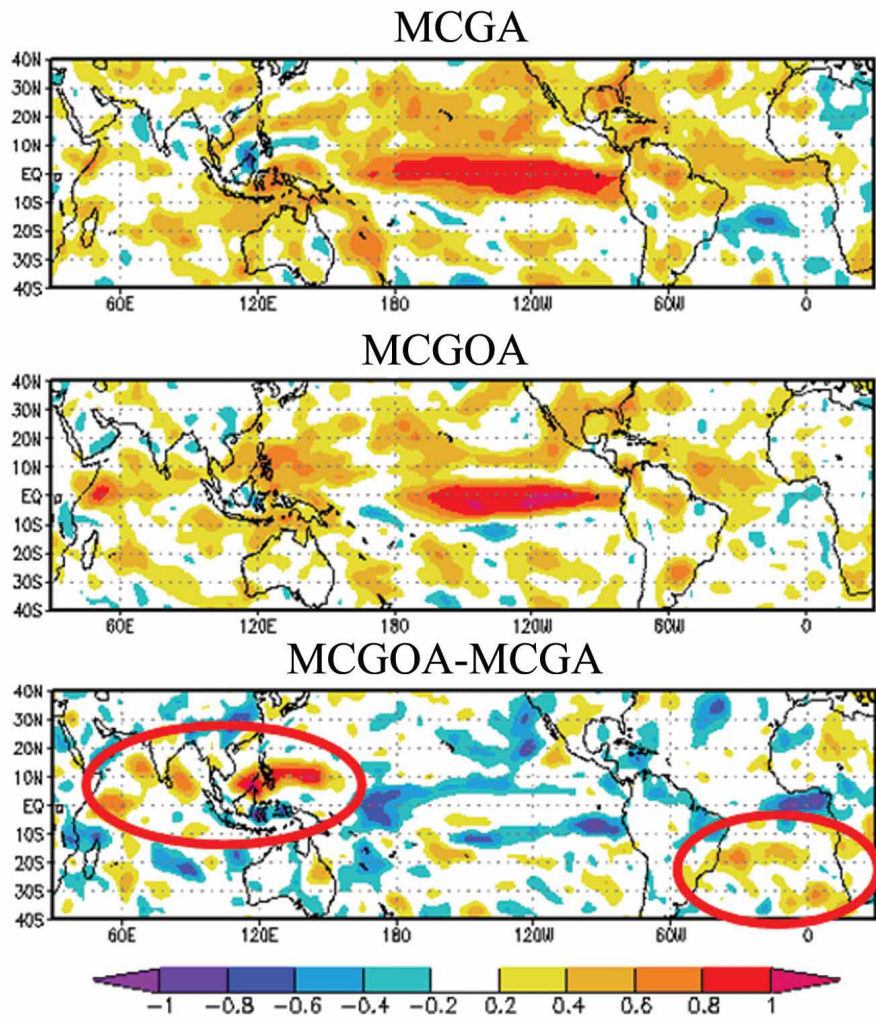


Figura 2.4 - Diferença de habilidade na previsão da precipitação entre o MCGA e MCGOA para America do Sul. Coeficientes de correlação de anomalias entre precipitação observada e simuladas pelos modelos durante os meses Dez/Jan/Fev. A escala colorida mostra os valores de correlação e demarcado em vermelho locais onde o MCGOA mostrou melhores previsões sazonais. Fonte: Nobre et al. (2006a)

### 2.3 Aplicação do modelo de balanço hídrico na estimativa da umidade do solo.

Apesar da grande variedade de modelos existentes para a determinação do balanço hídrico, o modelo mais utilizado para fins agroclimáticos é o desenvolvido por Thornthwaite e Mather (1955), que consiste no confronto entre a precipitação

pluvial e a evapotranspiração, considerando-se uma determinada capacidade de armazenamento de água no solo. Adotando essa metodologia, para uma capacidade de água disponível de 100 mm e com evapotranspiração potencial sendo estimada pelo método de [Thornthwaite \(1948\)](#), [Sentelhas et al. \(1999\)](#) desenvolveram um balanço hídrico climatológico mensal, considerando 500 locais situados em todos os estados brasileiros.

Foi elaborado um balanço hídrico para todo o Brasil, utilizando uma nova abordagem que incorpora características espaciais da distribuição das propriedades físicas dos solos ([ROSSATO, 2001](#)). Para calcular o balanço hídrico em todo o território brasileiro utilizou-se uma expressão simplificada, em função do armazenamento de água no solo disponível para as plantas, da precipitação e da evapotranspiração real da cobertura vegetal. A partir da climatologia do armazenamento de água no solo, identificou-se a sua variação mensal nas regiões do país. Nos meses de janeiro até abril, o autor verificou um aumento do percentual de água no solo em alguns Estados da região Nordeste. Nas demais regiões do País, a reserva de água no solo permaneceu acima de 70%. A partir de maio, observou-se uma diminuição no conteúdo de água no solo, principalmente nos Estados de Minas Gerais, Bahia e Piauí. No entanto, notou-se um aumento da reserva hídrica no solo ao leste da região Nordeste (ou Zona da Mata), cujo aumento está associado ao período chuvoso que ocorre de abril a julho ([ROSSATO, 2001](#)).

Avaliou-se a umidade do solo através de um modelo de balanço hídrico para todo o Brasil durante o episódio El Niño (1982-1983), usando o mesmo modelo simplificado de [Rossato \(2001\)](#) ([ROSSATO et al., 2004](#)). Os resultados do percentual de armazenamento de água no solo para os anos de 1982/83 comparados com a média climatológica de 1971-1990 indicaram que os efeitos do fenômeno “El Niño” foram mais pronunciados na região Nordeste e no norte e leste da Amazônia. Tais efeitos também foram observados por [Kayano e Moura \(1986\)](#), que analisaram as anomalias de precipitação durante o mesmo período sobre a América do Sul, considerando dados de precipitação mensal para um período superior a 30 anos ([ROSSATO et al., 2004](#)).

Implementou-se um modelo numérico para estimativa operacional da umidade do solo com vista à inclusão deste parâmetro em modelos de previsão numérica de tempo ([GEVAERD; FREITAS, 2006](#)). A estimativa de umidade do solo foi obtida



partindo de dados de precipitação antecedente estimados via satélite e aplicados a um modelo hidrológico simples. Obtiveram um mapa do conteúdo médio de água no solo entre 1997 e 2004, em milímetros, para as camadas entre 0 e 500mm (Figura 2.5.) e 500 e 1500mm, respectivamente. Um dos padrões sazonais observados na figura foi a ZCAS. O extremo norte da Região Nordeste também possui seu regime pluviométrico bem demarcado, no início do ano a umidade atinge seus valores máximos, coincidindo com o posicionamento da ZCIT sobre a região. O leste da Região Nordeste (Zona da Mata), por sua vez, não se mostrou coerente com a atuação típica de sistemas precipitantes que dominam na área. Assim aqueles autores concluíram que o produto de umidade do solo foi capaz de recriar os principais padrões de umidade do solo devido aos sistemas de precipitação observados na América do Sul, determinando a sazonalidade deste parâmetro e reproduzindo importantes gradientes de água no solo que podem induzir circulações atmosféricas (GEVAERD; FREITAS, 2006).

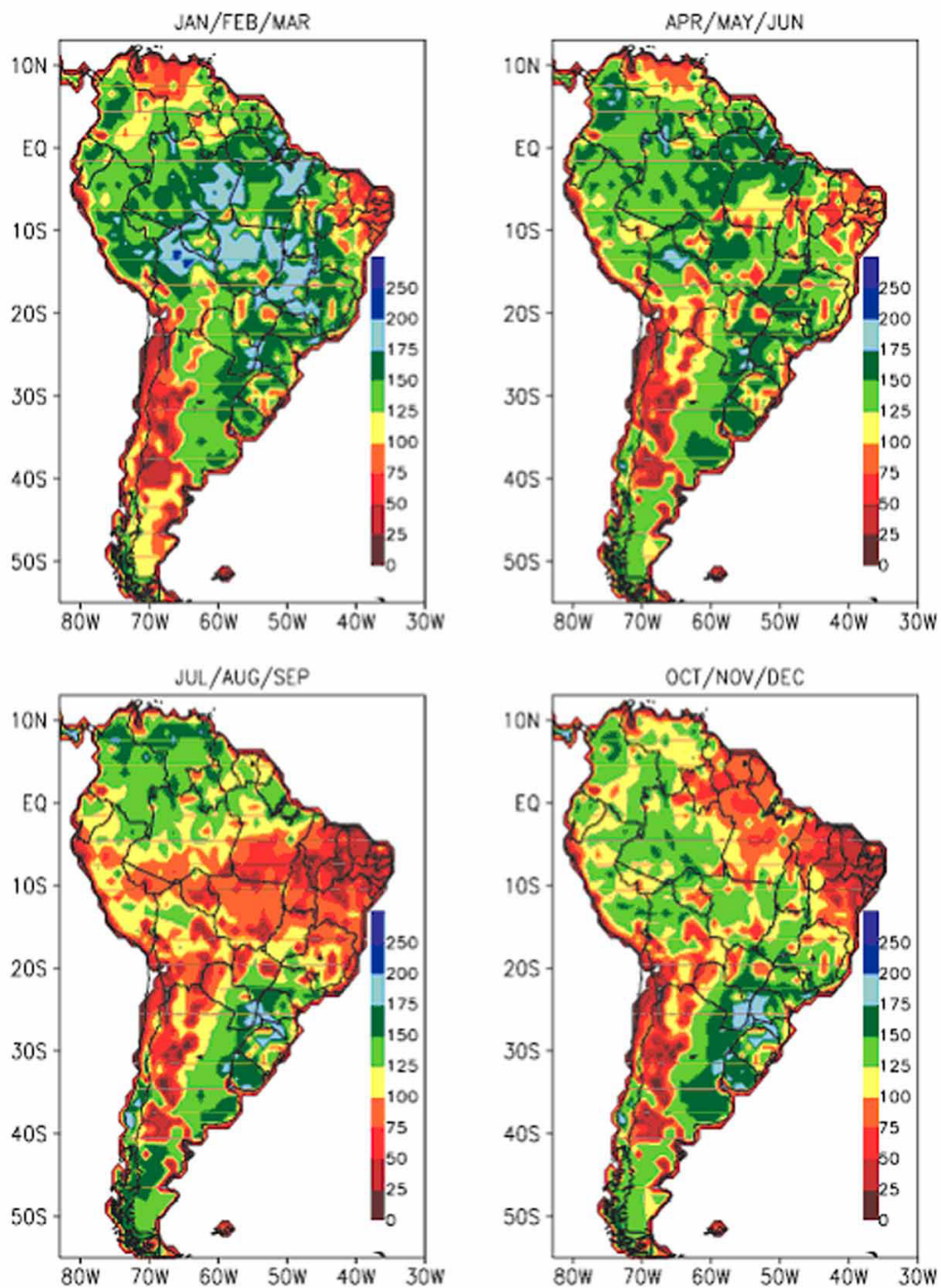


Figura 2.5 - Média do conteúdo de água no solo entre 1997 e 2004 (mm): entre 0 e 500 mm de profundidade.  
 Fonte: Adaptado de Gevaerd e Freitas (2006).

### 3 METODOLOGIAS.

Neste capítulo são descritas as características físico-geográficas da área de estudo. Assim como os dados necessários para a realização dos experimentos e as metodologias propostas para análise dos resultados.

#### 3.1 Descrição geral e características físico-geográficas da área de estudo.

A bacia do São Francisco possui uma área de 639 000  $km^2$  e seu curso principal tem uma extensão de 2700  $km$  entre as cabeceiras, na Serra da Canastra, em terras do município de São Roque de Minas (MG), e a foz, no Oceano Atlântico, entre os estados de Sergipe e Alagoas. A área da bacia corresponde a aproximadamente 8% do território nacional e abrange parte de seis estados e do distrito federal. Compreende uma parte significativa do Polígono das Secas, que constitui um território reconhecido como sujeito a períodos críticos de prolongadas estiagens e situa-se, majoritariamente, na região Nordeste, porém estende-se até o norte de Minas Gerais. A Figura 3.1 apresenta a bacia do São Francisco em relação ao território nacional e em relação ao Polígono das Secas.

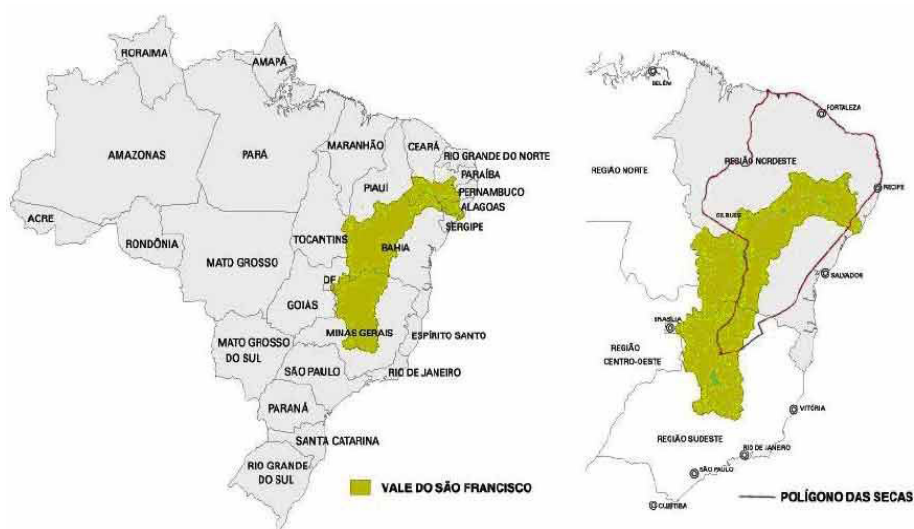


Figura 3.1 - Localização geográfica da bacia do São Francisco  
Fonte: CODEVASF (2009).

Em função da topologia do sistema e das características físicas da bacia, os reservatórios de Três Marias e Sobradinho operam para controle de cheias de forma independente, visando atender somente suas respectivas restrições. Isto ocorre pela grande distância entre as duas usinas, aproximadamente  $1400\text{km}$ , de maneira que a água liberada em Três Marias atinge o reservatório de Sobradinho após um período de 15 a 35 dias, dependendo da magnitude das vazões (ONS, 2001).

O clima regional apresenta uma variabilidade associada à transição do úmido para o árido, com temperatura média anual variando de  $18^{\circ}\text{C}$  a  $27^{\circ}\text{C}$  e, ainda, um baixo índice de nebulosidade e grande incidência de radiação solar. Os fenômenos El Niño e La Niña interferem sensivelmente no clima da região, proporcionando períodos de secas e períodos úmidos com frequência irregular. A precipitação (Figura 3.2) apresenta média anual de  $1036\text{mm}$ , sendo os mais altos valores na ordem de  $1400\text{mm}$  - verificados nas nascentes do rio São Francisco e os mais baixos - cerca de  $350\text{mm}$  -, entre Sento Sé (BA) e Paulo Afonso (BA) (SILVA, 2005).

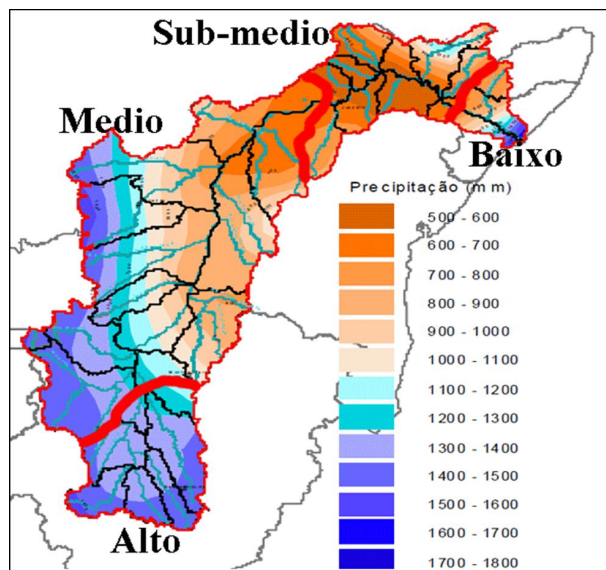


Figura 3.2 - Isoietas de precipitação média anual da Bacia (1961 a 1990). Contornadas em vermelho as regiões fisiográficas da bacia.  
Fonte: CODEVASF (2009).

As regiões fisiográficas da bacia segundo o Ministério da Inegração Nacional são:

- Alto São Francisco: das nascentes até a cidade de Pirapora (MG), com 100.076 km<sup>2</sup>, ou 16% da área da Bacia, e 702 km de extensão. Sua população é de 6,247 milhões de habitantes
- Médio São Francisco: de Pirapora (MG) até Remanso (BA) com 402.531 km<sup>2</sup>, ou 53% da área da Bacia, e 1.230 km de extensão. Sua população é de 3,232 milhões de habitantes
- Submédio São Francisco: de Remanso (BA) até Paulo Afonso (BA), com 110.446 km<sup>2</sup>, ou 17% da área da Bacia, e 440 km de extensão. Sua população é de 1,944 milhões de habitantes
- Baixo São Francisco: de Paulo Afonso (BA) até a foz, entre Sergipe e Alagoas, com 25.523 km<sup>2</sup>, ou 4% da área da Bacia, e 214 km de extensão. Sua população é de 1,373 milhões de habitantes

### 3.2 Modelos.

Modelos dinâmicos de previsão atmosférica são desenvolvidos com o objetivo de representar com equações os processos que compõem não somente a atmosfera, mas todo o sistema climático (e.g. Interação atmosfera-biosfera). De acordo com [Mcguffie e Henderson-Sellers \(1997\)](#), o sistema climático é definido como composto pela totalidade da atmosfera, hidrosfera (oceanos) e biosfera, assim como suas interações. Hoje as interações entre esses sistemas são reconhecidas como de extrema importância para o entendimento do comportamento do clima. Na Figura 3.3 tem-se uma representação esquemática dos componentes e interações do sistema climático.

As principais técnicas utilizadas pelos modelos dinâmicos, para realizar previsões climáticas baseadas em TSM são ([IRI, 2009](#)):

- (i) Rodada de controle, que utiliza valores climatológicos de TSM;
- (ii) Anomalias de TSM persistidas: utiliza-se o dado de anomalia de TSM do último mês observado, por vezes multiplicado por uma função

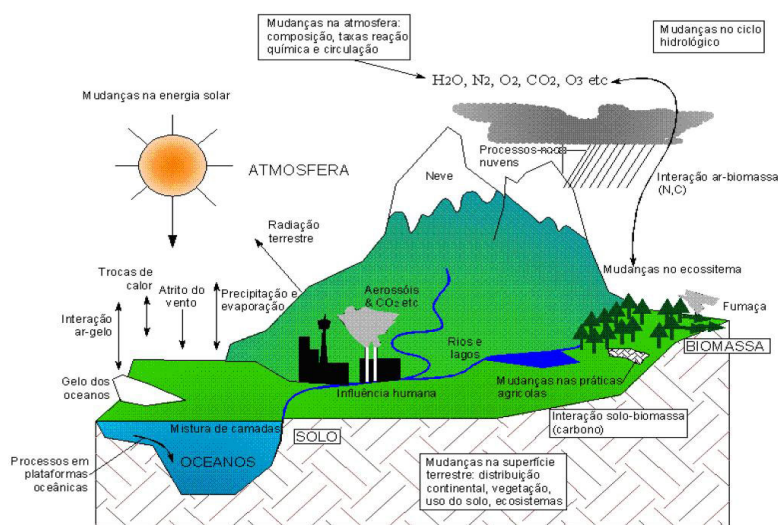


Figura 3.3 - Componentes do sistema climático e interações.

Fonte: Silva (2005), adaptado de Mcguffie e Henderson-Sellers (1997)

cos(wt) de modo a dar um decaimento das anomalias de TSM ao longo do tempo de previsão;

- (iii) Anomalia de TSM previstas por modelo acoplado oceano-atmosfera;
- (iv) Previsão de anomalias de TSM por modelos estatísticos.

Pode-se utilizar uma combinação dos três últimos métodos (ii, iii, iv), ou seja, para a mesma previsão usam-se métodos diferentes para determinar a TSM em distintas regiões dos oceanos. Além disso, o valor da anomalia soma-se ao da climatologia de TSM do mês de previsão.

Entretanto, devido à grande interação entre superfície e atmosfera, a forma mais adequada de realizar as previsões climáticas é o acoplamento dos modelos atmosféricos com os de superfície (e.g. biosfera e oceanos). No caso dos modelos oceânicos, esse procedimento já é realizado por alguns centros de previsão, são os chamados modelos acoplados atmosfera-oceano. A tendência é que as previsões ganhem maior precisão pela inclusão da representação dinâmica dos oceanos. Não obstante, tal acoplamento também ocasiona a propagação de erros entre os modelos componentes, não raro resultando em acentuados erros sistemáticos do modelo acoplado. Futuramente, poderão

ainda ser acoplados os modelos dinâmicos de outras partes da superfície, que representem com maior detalhe, por exemplo, a vegetação, a umidade do solo e o escoamento em rios e lagos.

De acordo com [Mcguffie e Henderson-Seller \(2001\)](#), que apresentam uma revisão do desenvolvimento histórico dos modelos dinâmicos de previsão atmosférica, atualmente o termo Modelo de Circulação de Geral (MCG) refere-se aos modelos que contém a representação tridimensional do sistema acoplado atmosfera e oceano. Quando o modelo considera a representação física somente da atmosfera o termo usualmente empregado é Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA).

Como descrito anteriormente, os MCG são modelos matemáticos tridimensionais no espaço que consideram os principais processos que governam os movimentos da atmosfera e dos oceanos. Para isso é resolvida uma série de equações que descrevem os fluxos de energia, momento, conservação de massa e leis dos gases. A superfície terrestre é dividida em uma grade horizontal regular, com várias camadas verticais na atmosfera e nos oceanos, conforme mostrado esquematicamente na [Figura 3.4](#). O conjunto de equações é então resolvido para essa grade tri-dimensional usando técnicas numéricas.

A [Figura 3.5](#) mostra uma representação esquemática dos principais processos simulados pelos modelos globais, que geralmente discretizam o globo em elementos horizontais de 100 a 1000km, para as previsões climáticas e até menos de 50km nas previsões de tempo e 1 a 5km na vertical. A topografia e os processos físicos do sistema em cada elemento são valores médios ([IRI, 2009](#)).

No caso dos oceanos, sua dinâmica é governada pela quantidade de radiação disponível na superfície, pelo atrito do vento imposto pela atmosfera, pela distribuição espacial da diferença evaporação-precipitação e pela disposição geográfica dos continentes. Os modelos oceânicos normalmente calculam a evolução temporal das variáveis: velocidade, temperatura e salinidade. Muitos modelos climáticos possuem modelos oceânicos muito simplificados, que não incluem explicitamente a dinâmica dos oceanos.

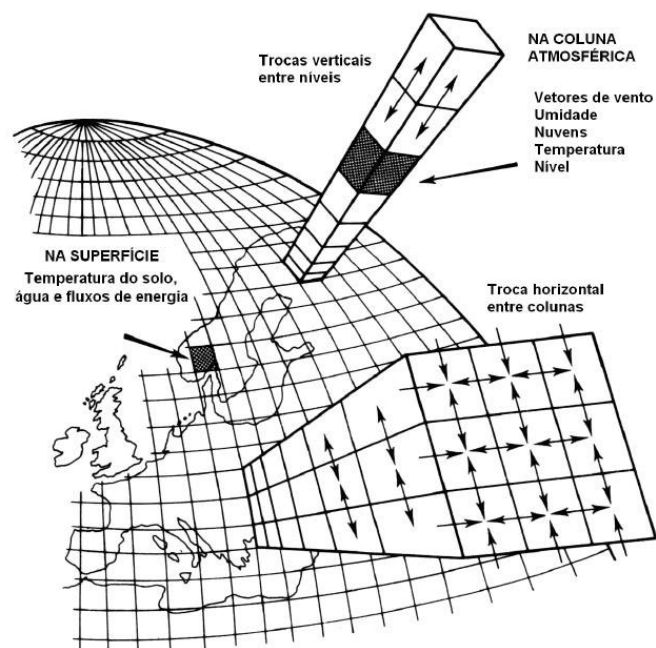


Figura 3.4 - Discretização espacial dos modelos MCGA.  
 Fonte: Adaptado de [Mcguffie e Henderson-Sellers \(1997\)](#).

### 3.2.1 Modelo Atmosférico de Circulação Geral (MCGA, CPTEC/INPE).

O Modelo Atmosférico de Circulação Geral (MCGA) utilizado no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é uma versão modificada do modelo espectral utilizado no *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies* (COLA) ([BONATTI, 1996](#)). Os dados utilizados no presente trabalho correspondem a resultados de uma simulação com este modelo, utilizando-o com uma resolução T62L28, ou seja truncamento triangular de 62 ondas na coordenada horizontal, o que corresponde a 200km aproximadamente e 28 níveis na vertical utilizando como coordenada vertical a sigma (([BONATTI, 1996](#)); ([CAVALCANTI et al., 2002](#))).

As parametrizações dos processos físicos na superfície são aquelas do modelo Simplified SiB (Simplified Biosphere Model, [Sellers et al. \(1986\)](#)), desenvolvido por [Xue et al. \(1991\)](#) e denominado SSiB. A física dos processos de convecção profunda é representada no modelo através do esquema Arakawa-Schubert relaxado, RAS ([Moorthi e Suarez \(1992\)](#); [Arakawa e Schubert \(1974\)](#)). O esquema de difusão vertical na camada limite planetária utilizado é o de [Mellor](#)



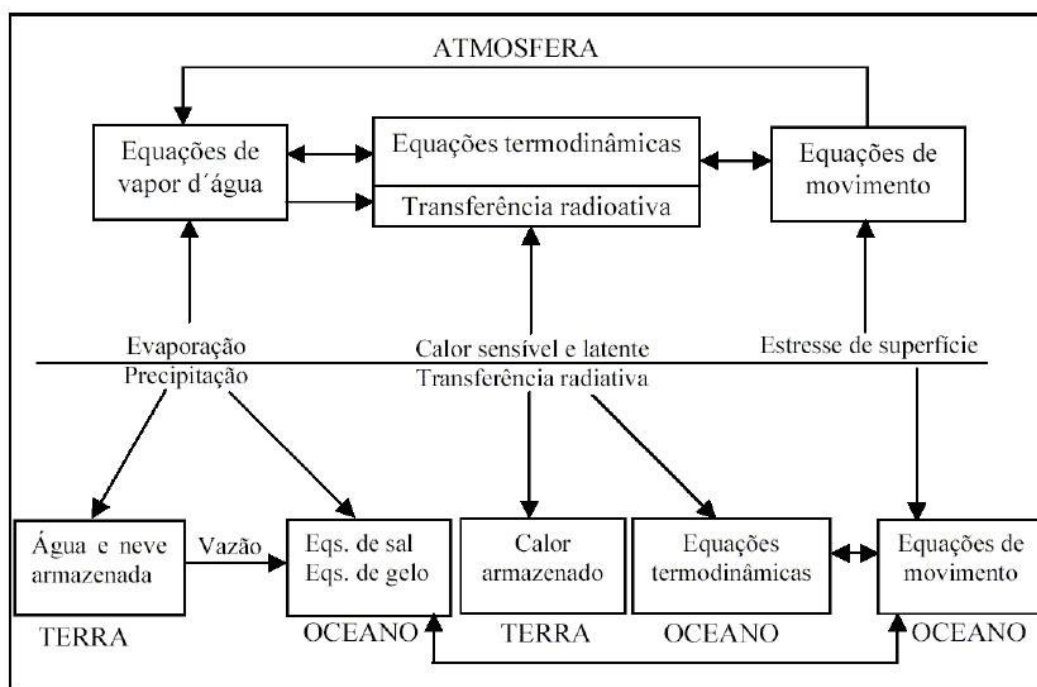


Figura 3.5 - Interações entre atmosfera, oceanos e continentes, representadas pelos modelos globais  
 Fonte: Adaptado de Kimura (2002).

e Yamada (1982). A radiação de onda curta é resolvida através do esquema de Lacis e Hansen (1974) modificado por Davies (1982) e a da onda longa através da formulação desenvolvida por Hashvardhan et al. (1987). A influência das nuvens na radiação é considerada utilizando um esquema híbrido, baseado no esquema de previsão de nuvens de Slingo (1989) e aquele utilizado no *National Center for Atmospheric Research Community Climate Model 2* (NCAR CCM2) (KIEHL et al., 1994).

O modelo MCGA utiliza como condições iniciais na superfície a temperatura superficial sobre continentes e oceanos, cobertura de gelo no mar, umidade do solo, albedo superficial e profundidade de neve. Estas condições de contorno são ingressadas como valores climatológicos nas condições iniciais, com exceção da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) que são dados mensais observados. Os dados de temperatura superficial e umidade de solo são tomados de Willmot et al. (1985), os de profundidade de neve são baseados no albedo superficial interpolado sobre dados iniciais na rodada do modelo (KINTER et al., 1997). A

concentração de Ozônio é interpolada de uma tabela climatológica com valores para cada estação e o Dióxido de Carbono é considerado constante em  $345ppm$ . Na fronteira superior a condição de contorno considerada é do tipo cinemático, exigindo que a velocidade vertical no topo da atmosfera seja nula a fim de conservar a massa (KINTER et al., 1997).

### **3.2.2 Modelo de Circulação Geral Acoplado oceano-atmosfera (MCGOA, CPTEC/INPE).**

No modelo de circulação geral acoplado oceano-atmosfera (MCGOA) do CPTEC/INPE a componente atmosférica é o modelo CPTEC no modo clima descrito brevemente na sessão anterior. O modelo oceânico utilizado no acoplamento é o Modular Ocean Model (MOM3) desenvolvido no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL).

O MOM3 é um modelo baseado na formulação de equações dinâmicas, denominadas primitivas, que é essencialmente baseada no trabalho pioneiro de Bryan (1969) e posteriormente em Cox (1984). A coordenada vertical cartesiana (Z) descreve 20 níveis na vertical, em que os 100 primeiros metros contém 7 níveis cada 15m, para resolver os processos da camada de mistura baseado em Pacanowski e Philander (1981). Abaixo desta profundidade a resolução decresce, aumentando o espaçamento para 25 metros até a profundidade de 250 metros, aproximadamente e depois para 120 metros até 2800 metros de profundidade máxima.

De acordo com Griffies et al. (2000), algumas vantagens dessa coordenada é a simplicidade da discretização numérica das equações. Por outro lado, este tipo de coordenada vertical é deficiente na representação da topografia do fundo do oceano. As equações primitivas diferem da forma completa da equação do momento porque a equação vertical do momento considera as aproximações de Boussinesq e hidrostática (ROSATI; MIYAKODA, 1998).

A grade horizontal do modelo é “Arakawa staggered B” esférica (PACANOWSKI; GRIFFIES, 1998), foi configurada para os trópicos globais cobrindo todas as longitudes com espaçamento constante de  $1.5^\circ$ . Porém, latitudinalmente estende-se somente de  $40^\circ\text{S}$  a  $40^\circ\text{N}$ , com espaçamento irregular. Próximo ao equador a resolução é de  $0.25^\circ$  entre  $10^\circ\text{N}$  e  $10^\circ\text{S}$ . A resolução decresce em

função da latitude para espaçamentos de até 3°, nas bordas norte e sul.

A interação dos processos físicos entre as componentes atmosférica e oceânica ocorre uma vez por dia. Como mostra o esquema conceitual na Figura 3.6, as informações de TSM previstas pelo modelo oceânico são fornecidas ao modelo atmosférico. Esse último irá retornar ao modelo oceânico as informações de tensão do vento, fluxo total de calor e fluxo de salinidade (precipitação e evaporação). Não existindo correções de fluxos nem acoplamento de anomalias.

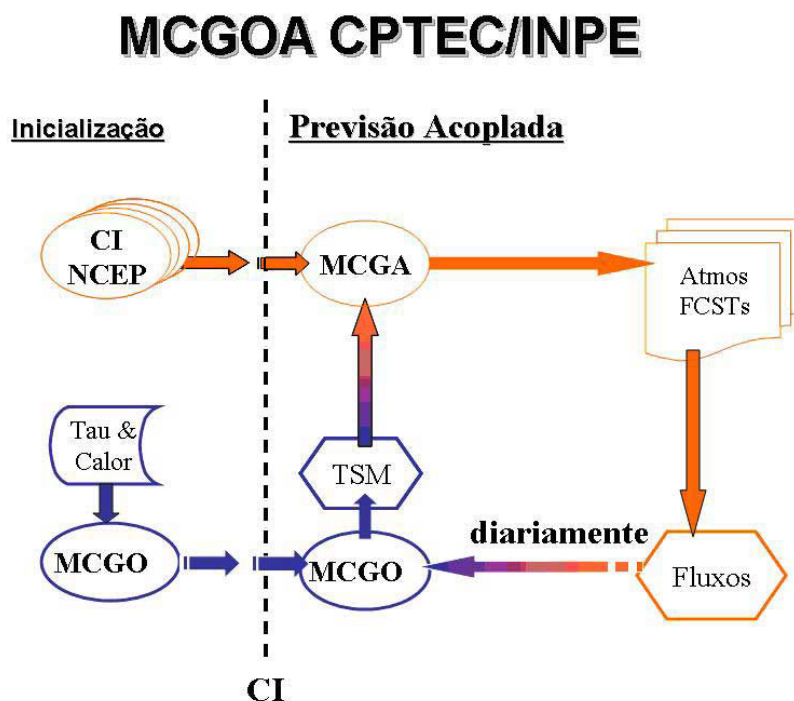


Figura 3.6 - Esquema conceitual do MCGOA CPTEC/INPE.  
Fonte: Adaptado de Nobre (2008).

### 3.2.3 Modelo Balanço Hídrico operacional do CPTEC/INPE.

Regularmente com o modelo de balanço hídrico operacional do INPE são feitas estimativas de água no solo na área de atuação da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste; Figura 3.7) (SOUZA et al., 2001). Tendo uma

resolução espacial de  $5 \times 5\text{km}$  para esta região. No entanto para o resto do território brasileiro é de  $0,25^\circ$ , assim como para toda a área do Mercosul, onde este modelo foi estendido de forma experimental recentemente.

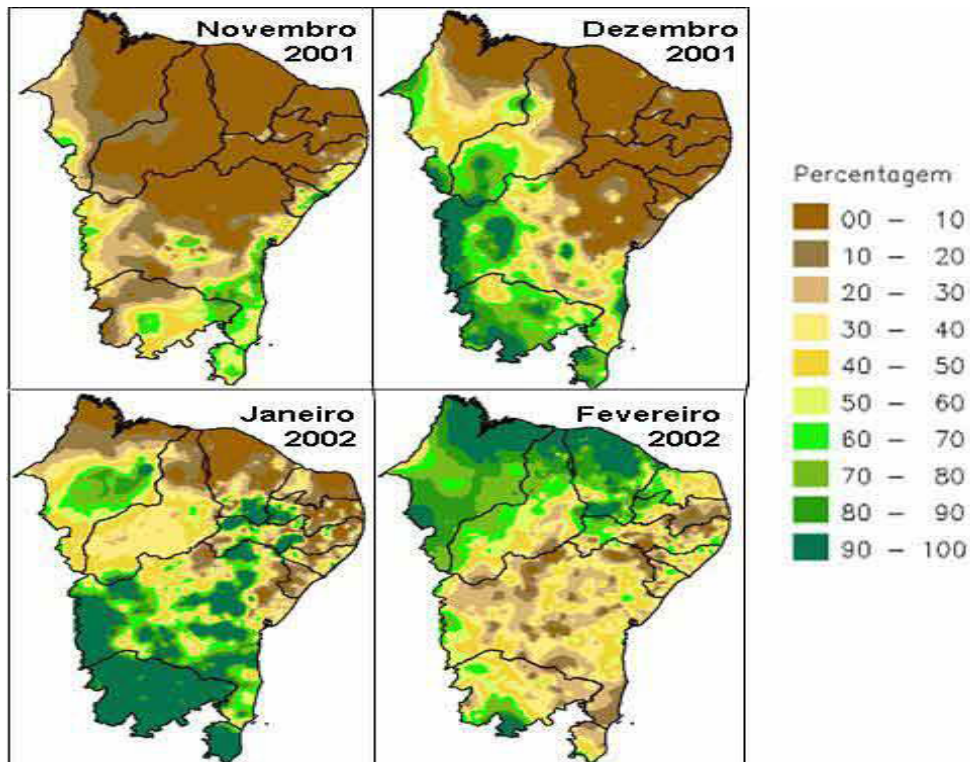


Figura 3.7 - Região de atuação da SUDENE: Exemplo do modelo operacional de estimativa de umidade do solo do INPE.

Fonte: Base de dados de CMCD/INPE ; INMET ; FUNCEME/CE; LMRS/PB; EMPARN/RN; DMRH/PE; SRH/BA; NMRH/AL; SEAAB/PI; CEPES/SE; CEMIG/SIMCE/MG; SEAG/ES; adaptado de CPTEC/INPE (2009).

O modelo de balanço hídrico utilizado para a determinação da umidade do solo foi calculado por uma expressão simplificada dada em função do armazenamento de água no solo por:

$$S_{t+1} = S_t + P_t - ETR - DD \quad (3.1)$$

Sendo  $S$  o armazenamento no primeiro metro do perfil do solo nos tempos  $t$  e  $t + 1$  ( $mm$ ),  $P$  a precipitação no intervalo  $t$  ( $mm/dia$ );  $ETR$  a evapotranspiração

real ( $mm/dia$ ); e  $DD$  a drenagem profunda ( $mm/dia$ ). Este balanço hídrico é executado em cada ponto de grade ou célula do domínio.

Evapotranspiração potencial é a taxa de evapotranspiração de uma superfície extensa, completa e uniformemente coberta por vegetação em crescimento, que tem uma quantidade ilimitada de água e sem efeitos de advecção e de armazenamento de calor (THORNTHWAITE, 1948). Assim como a Evapotranspiração Real é aquela que ocorre numa superfície vegetada, independente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo; portanto, é aquela que ocorre em qualquer circunstância, sem imposição de qualquer condição de contorno (PEREIRA et al., 1997).

A evapotranspiração real é calculada de modo linear a partir da evapotranspiração potencial ( $ETP$ ), utilizando o armazenamento de água no solo ( $S$ ) e o armazenamento crítico ( $S_c$ ),  $CAD$  é a capacidade de água disponível, de acordo com:

$$ETR_t = \begin{cases} \frac{S_t}{S_c} & S_t < CAD \\ ETP & S_t \geq CAD \end{cases} \quad (3.2)$$

Quando a evapotranspiração real  $ETR$  é menor do que a potencial  $ETP$ , significa de que o conteúdo de umidade do solo não é suficiente para suprir a demanda da atmosfera. No modelo isto fica caracterizado como déficit hídrico ( $DEF$ ):

$$DEF_{t+1} = \begin{cases} ETP_t - ETR_t & ETR_t < ETP_t \\ 0 & ETR_t = ETP_t \end{cases} \quad (3.3)$$

A drenagem profunda é calculada a partir da equação de fluxo não saturado assumindo gradiente unitário. Neste caso, a drenagem profunda é igual à condutividade hidráulica, a qual pode ser aproximada usando a equação de Brooks-Corey (MAYR; JARVIS, 1999).

$$DD_t = K_{sat} \left( \frac{S_t}{S_{max}} \right)^\eta \quad (3.4)$$

Sendo  $K_{Sat}$  a condutividade hidráulica saturada ( $mm/dia$ );  $S_{max}$  a capacidade de armazenamento máximo do perfil do solo ( $mm$ ) e  $\eta$  o parâmetro de Brooks-Corey

obtido a partir da curva de retenção.

O volume de água que sai do perfil do solo na forma de drenagem profunda é considerado excedente hídrico (*EXC*). Quando o armazenamento calculado na equação do balanço excede a capacidade máxima de armazenamento do solo  $S_{max}$ , o excedente hídrico é acrescido no volume de água que excede a capacidade de armazenamento máximo:

$$EXC_{t+1} = \begin{cases} DD_t + S_{t+1} - S_{max} & S_{t+1} > S_{max} \\ DD_t & S_{t+1} \leq S_{max} \end{cases} \quad (3.5)$$

Os valores de armazenamento calculados no modelo correspondem à lâmina de água útil, ou seja, o armazenamento acima do ponto de murcha  $S_{PM}$ . A Figura 3.8 ilustra a forma das equações utilizadas pelo modelo para o cálculo dos termos do balanço.

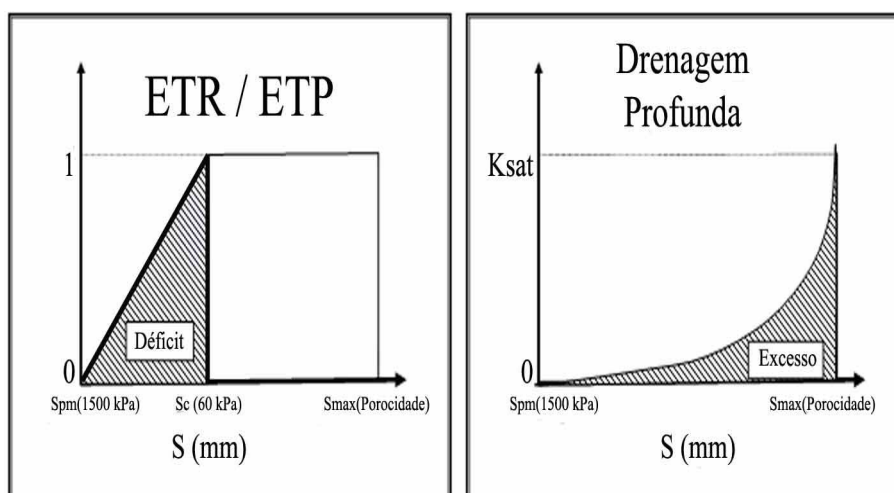


Figura 3.8 - Desenho esquemático das relações funcionais utilizadas no balanço hídrico do modelo.

Fonte: Adaptado de Rossato (2001) e Tomasella (2008).

A evapotranspiração potencial (*ETP*) ( $mm\ dia^{-1}$ ) é calculada usando a equação de Penman-Monteith de acordo com a metodologia da FAO (Organização das Nações Unidas para a Alimentação e a Agricultura, Smith (1991)):

$$\lambda ETP = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho C_p(e_a - e_s)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad r_c = 69 sm^{-1} \quad (3.6)$$

Em que  $\lambda$  é o calor latente de vaporização ( $MJkg^{-1}$ );  $ETP$  a evapotranspiração potencial ( $mm dia^{-1}$ );  $\Delta$  é a declividade da curva de pressão de vapor de saturação ( $kPa1^{\circ}C^{-1}$ );  $R_n$  a radiação líquida ( $MJm^{-2}dia^{-1}$ );  $G$  o fluxo de calor do solo ( $MJm^{-2}dia^{-1}$ );  $\rho$  a densidade do ar a pressão constante ( $kgm^{-3}$ ),  $C_p$  o calor específico do ar ( $MJkg^{-1}1^{\circ}C^{-1}$ );  $(e_a - e_s)$  o déficit de pressão de vapor do ar ( $kPa$ );  $\gamma$  a constante psicrométrica ( $kPa1^{\circ}C^{-1}$ ); e  $r_c$  e  $r_a$  as resistências superficial e aerodinâmica ( $sm^{-1}$ ).

### 3.2.3.1 Parametrizações.

Os atributos geofísicos do solo são transformados em parâmetros necessários para modelos de simulação de água no solo, utilizando as funções de pedo-transferência estimadas por Tomasella e Hodnett (2005) para os solos tropicais. As funções de pedo-transferência permitem estimar características físico-hídricas do solo, tais como a curva de retenção (Figura 3.9), a partir de informações disponíveis nos levantamentos de solo (TOMASELLA; HODNETT, 2005).

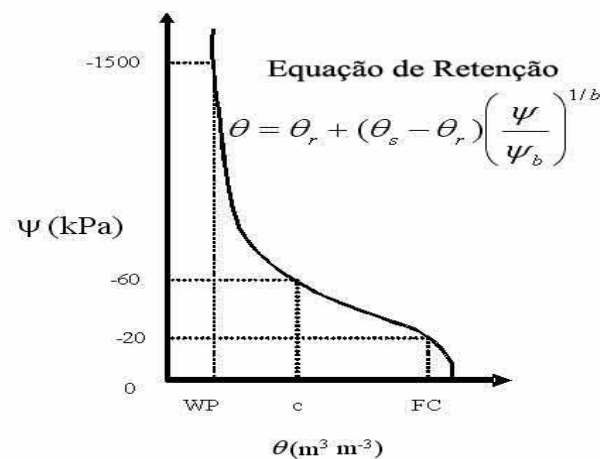


Figura 3.9 - Curva e equação de retenção, sendo  $\theta$  umidade do solo;  $\theta_r$  conteúdo de água residual;  $\theta_s$  conteúdo de água saturada;  $\psi$  potencial matricial;  $b$  constante;  $FC$  capacidade de campo e  $WP$  ponto de murcha.  
Fonte: Tomasella e Hodnett (2005).

As informações normalmente utilizadas dos levantamentos do solo são textura, umidade equivalente, carbono orgânico e densidade aparente. Como os levantamentos de solos possuem informação de perfil em um contexto geográfico amplo, é possível criar mapas de propriedades tais como armazenamento máximo, pontos de murcha, etc, que são utilizados no modelo de balanço.

Os parâmetros utilizados pelo modelo, conforme mostra a Figura 3.8 são  $S_{max}$ , que é a capacidade de armazenamento máximo do perfil do solo;  $K_{sat}$ , que é a condutividade hidráulica saturada,  $S_{pm}$  que é o armazenamento no ponto de murcha; e  $S_c$  que indica o armazenamento a partir do qual inicia-se o estresse hídrico do solo e  $\eta$  que indica a declividade da curva de condutividade hidráulica e que se relaciona com o parâmetro  $b$  da equação de retenção (Figura 3.9) conforme:

$$\eta = 2b + 2.5 \quad (3.7)$$

As informações básicas de solo são obtidas a partir dos dados pedológicos de levantamentos de solos da Embrapa e do Radam Brasil já existentes (ROSSATO et al., 2004). Nesses levantamentos, os solos foram amostrados determinando a profundidade dos horizontes, o tipo de solo, tipo de vegetação, etc. Para cada horizonte foram executadas análises físicas (textura, estrutura, etc.) e químicas (matéria orgânica, macro e micro-nutrientes, carbono, etc.). O INPE possui um banco de dados de mais de 9000 perfis, cuja localização geográfica é mostrada na Figura 3.10.

### 3.3 Descrição dos dados.

Na Tabela 3.1 são listados os dados e reanálises a serem utilizados para a realização do trabalho, assim com a fonte, resolução espacial e temporal dos mesmos. Logo após, descreve-se brevemente as características dos dados e seu uso potencial para o desenvolvimento da pesquisa.

Tabela 3.1 - Descrição dos dados.

Dado	Fonte	Resolução espacial	Resolução temporal
Reanálises	NCEP/NCAR	2,5° x 2,5°	Media mensal.
Precipitação	CPTEC/INPE	0,25° x 0,25°	Diário
Armazenamento	PROCLIMA	0,25° x 0,25°	Diário



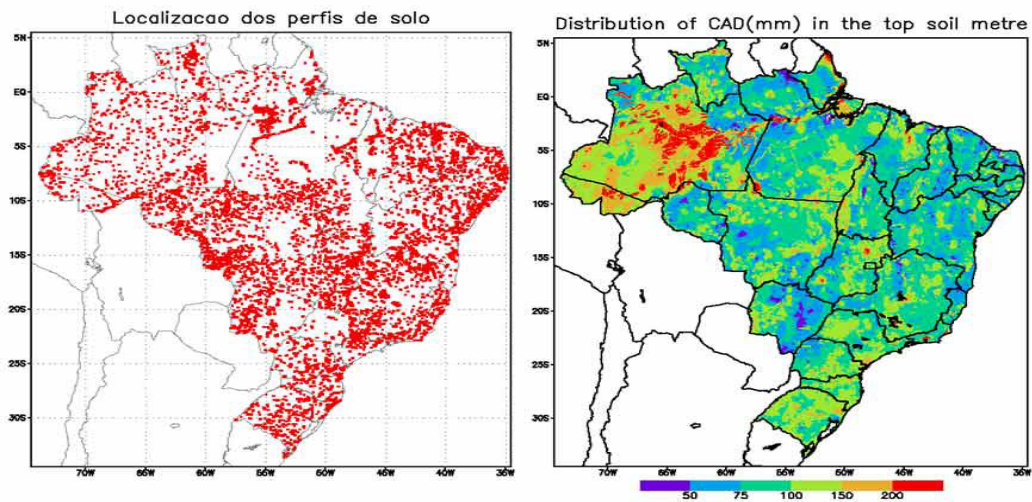


Figura 3.10 - Localização geográfica dos perfis do solo contido no banco de dados de solos do INPE e um exemplo de distribuição geográfica de capacidade de água disponível.

Fonte: [Rossato et al. \(2004\)](#).

### 3.3.1 Dados NCEP/NCAR.

Os dados de reanálises do NCEP/NCAR (Reanálise do *National Center for Environmental Prediction/ National Centre for Atmospheric Research*) apresentam produtos derivados de dados globais observados aplicando o modelo operacional de análises e prognóstico *Medium- Range Forecast* (MRF) descrito com mais detalhes em [Kalnay e Coauthors \(1996\)](#). Segundo [Kistler et al. \(2001\)](#) o NCEP/NCAR tem cooperado num projeto para produzir registros de mais de 50 anos de análise global para campos atmosféricos como suporte às necessidades da comunidade nos estudos e monitoramentos do clima. Este esforço envolve a recuperação de dados de superfície, barcos, sondas, naves aéreas, satélites entre outras. Estes dados tiveram controle de qualidade e foram assimilados com um sistema fixo mantido durante o período de reanálise.

Este produto inclui, além dos campos de reanálise prognóstico cada 5 dias e um arquivo de observações atmosféricas num formato binário universal (BUFR). O sistema de assimilação de dados de reanálise inclui o modelo espectral global NCEP operacional desde 1995, com 28 níveis verticais  $\sigma$  e truncamento triangular de 62 ondas, equivalente a  $210km$  de resolução horizontal. Os campos

de reanálise se encontram em pontos de grade  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  de resolução espacial.

### 3.3.2 Dados de precipitação.

Os dados de precipitação são gerenciados pelo Grupo de Previsão Climática do CPTEC/INPE. Existem series históricas de precipitação acumulada em 24 horas, para todo Brasil no período de novembro/1997 até o presente. Estes arquivos são produzidos a partir de interpolação (método kriging) dos dados em pontos de estação para uma resolução espacial de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . Estão em formato Binário (IEEE) para facilitar a leitura pelo GrADS e as fontes de dados para estas grades são: INMET (SYNOP), as PCDs (CMCD/INPE) e os parceiros do PMTCRH. Estes dados de precipitação acumulada por dia podem ser visualizados online (Figura 3.11) na pagina do grupo de previsão climática do CPTEC (<http://clima1.cptec.inpe.br/>).

Precipitacao Observada (mm) - 13/04/2009

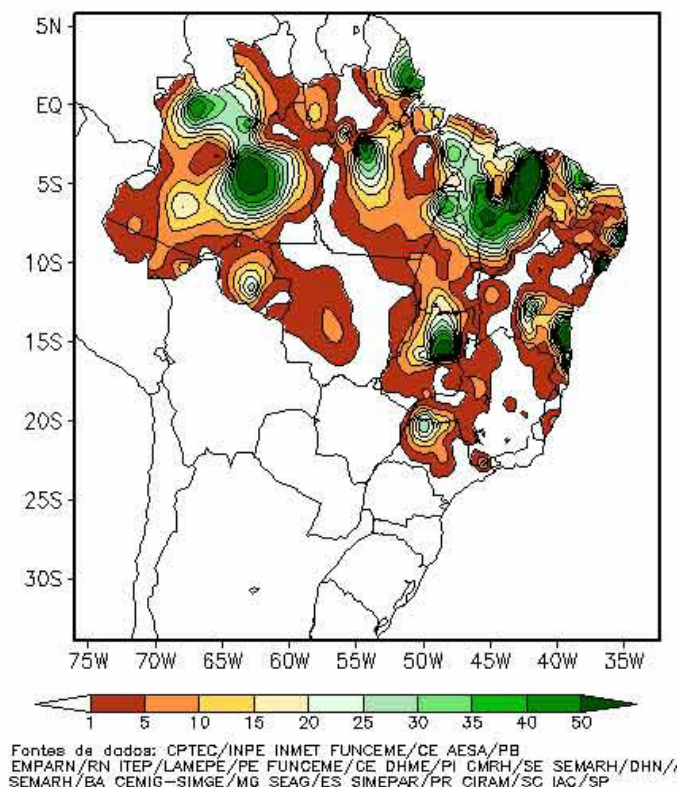


Figura 3.11 - Precipitação acumulada por dia.  
Fonte: CPTEC/INPE

Também existe a disponibilidade da climatologia de Precipitação do período 1961-1990, no mesmo formato, domínio e resolução espacial dos dados diários. As medias mensais foram calculadas a partir da planilha fornecida pelo INMET em 2002, com as séries mensais do período 1961-2000. Para publicação oficial da climatologia 61-90 foram minimizadas as diferenças entre os mapas de climatologia disponibilizados pelas duas instituições (CPTEC e INMET), utilizando os criterios a seguir:

- Foram consideradas as estações que tinham pelo menos 15 anos de registros, com exceção da estação de Porto Velho (82825) que tinha apenas 14 anos de registros, mas de extrema importância devido a baixa densidade de estações no Norte do Brasil.
- Os dados foram binarizados e os padrões obtidos são muito próximos dos disponibilizados na pagina do INMET. Desta forma foi praticamente resolvido o problema das diferenças entre as climatologias.

### **3.3.3 Umidade do solo, projeto PROCLIMA (Rodadas controle).**

Os dados de umidade do solo (armazenamento 100 cm) são gerenciados pelo projeto PROCLIMA (Programa de Monitoramento Climático em Tempo Real da Região Nordeste), o qual é uma iniciativa conjunta da SUDENE e do Ministério da Integração Nacional, para monitorar a estação chuvosa na Região Nordeste (SOUZA *et al.*, 2001). O PROCLIMA é executado pelo INPE/CPTEC e pelos Estados da Região Nordeste, Minas Gerais e Espírito Santo, através dos núcleos e laboratórios estaduais participantes do PMTCRH - Programa de Monitoramento de Tempo, Clima e Recursos Hídricos. Neste projeto é utilizado operacionalmente o modelo de balanço hídrico com resolução espacial de 5 x 5km para esta região, para gerar mapas de precipitação, evaporação e água no solo. No entanto para o resto do território brasileiro a resolução é de 0,25°x0,25°, assim como para toda a área do Mercosul, onde este modelo foi estendido de forma experimental recentemente.

Foram usados os campos de umidade no solo calculados a partir de dados observados de precipitação e evapotranspiração, disponíveis desde Jan/1995 até o presente, como rodadas controle para avaliar as previsões de umidade do solo calculadas tendo em conta a precipitação proposta pelos modelos globais.

### **3.4 Experimentos e análises estatísticas.**

Nesta sessão serão descritos os experimentos e análise das simulações. Para isso, a estrutura está definida em quatro etapas do trabalho condizentes com os objetivos específicos.

#### **3.4.1 PRIMEIRA ETAPA: Integração dos modelos globais MCGA e MCGOA do CPTEC/INPE, durante os verões (novembro - fevereiro) de 1997-2007.**

A circulação de grande escala e a precipitação na região tropical são em grande parte determinadas pelas condições de contorno da temperatura da superfície do mar (TSM) (SHUKLA, 1998). Uma forma de maximizar o desempenho da previsão sazonal é utilizar a técnica de previsão por conjuntos. Esta técnica consiste em construir um conjunto de possíveis estados iniciais, ligeiramente diferentes entre si, e integrar o modelo numérico a partir de cada estado inicial, produzindo um conjunto de previsões.

Para previsão climática sazonal, o método mais utilizado para gerar o conjunto de estados iniciais é escolher condições iniciais separadas de 24 horas. A simplicidade na escolha das condições iniciais pode ser justificada pela escala temporal do problema, pois supõe-se que a previsibilidade sazonal não é função do estado inicial, mas sim uma resposta da atmosfera às condições de contorno (STERN; MIYAKODA, 1995). Sendo assim propõem-se seis condições iniciais para gerar um conjunto de membros das integrações de cada modelo para os dias 19 a 24 de novembro para todos os verões DJF no período 1997-2007.

Com o objetivo de equilibrar os gradientes existentes e estabilizar as camadas mais superficiais do modelo oceânico, foi realizado um “*spin-up*” de 30 anos (1967-1997). Inicializando com a Climatologia de Levitus para os campos de temperatura e salinidade globais, forçado com análises de tensão do vento do NCEP, radiação solar climatológica de Oberhuber (1988) e fluxos de calor à superfície parametrizados de acordo com Rosati e Miyakoda (1998). Logo após esse período, o modelo é forçado pelas médias mensais de radiação climatológica de Oberhuber (1988) e por análises de tensão do vento do NCEP. As CI oceânicas para os experimentos com o MCGAO foram obtidas como saídas dos campos de temperatura, salinidade e velocidades das simulações do

MCGO para o mesmo conjunto de datas selecionadas para inicializar o MCGA, descritas acima.

Para cada ano foi realizada uma integração curta de três meses (DJF) utilizando o MCGA do CPTEC e os campos mensais de TSM da NOAA “*optimum interpolation*”, interpoladas linearmente a valores diários para o período de integração. Também para o MCGOA foi gerado um conjunto de seis membros com as mesmas condições iniciais atmosféricas e oceânicas descritas acima, realizando simulações curtas (DJF). As saídas dos modelos para os pontos de grade da bacia hidrográfica do Rio São Francisco foram obtidas e escritas em disco a cada 6 horas.

### **3.4.2 SEGUNDA ETAPA: Avaliação dos campos de precipitação previstos pelas simulações do MCGA, MCGOA, com respeito aos campos observados.**

Para as análises de validação dos campos de precipitação simulados, com respeito às observações, foram gerados scripts em linguagem SHELL e em GRADS que facilitaram as avaliações. Para isso foram calculados para os campos de precipitação observados e os previstos pelos MCGOA e MCGA: média sazonal anual, média climatológica, variância, desvio padrão e anomalias padronizadas. Diversas medidas de erros podem ser usadas individualmente como índices de desempenho de modelos atmosféricos e outros, cada uma com suas vantagens e desvantagens. As métricas mais frequentemente calculadas são o Viés estatístico (BIAS), o Erro Médio Absoluto (EMA), o Erro Quadrático Médio (EQM) e o Coeficiente de Correlação (CORR). Estes campos também foram representados espacialmente em mapas usando GRADS.

Foi calculado o Viés estatístico (BIAS) entre as anomalias padronizadas sazonais previstas e observadas anualmente. Esta métrica é dada pela média da diferença entre a série modelada (simulada) e a observada (Equação 3.8) e indica o erro sistemático (subestimativa ou superestimativa).

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{prev,i} - P_{obs,i}) \quad (3.8)$$

sendo  $P_{prev}$  é o valor da anomalia de precipitação sazonal simulada,  $P_{obs}$  é o valor

da anomalia de precipitação sazonal observada e  $N$  o número de anos. O BIAS pode ter qualquer valor real, em que os valores mais próximos de zero, por definição, representam menor erro. É medido com a mesma unidade usada nas séries.

O Erro Absoluto Médio (EMA) foi calculado entre as anomalias padronizadas sazonais previstas e observadas de toda a série. O EMA é considerada uma medida de erro justa, onde os desvios negativos não se cancelam com os positivos (Equação 3.9), o que o torna mais representativo que o BIAS.

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_{prev,i} - P_{obs,i}| \quad (3.9)$$

Pela definição, só pode assumir valores não-negativos, sendo que quanto menor o valor maior semelhança entre as séries. É medido com a mesma unidade usada nas séries.

O Erro Quadrático Médio (EQM) foi calculado entre as anomalias padronizadas sazonais previstas e observadas de toda a serie. Esta métrica é definida pela soma dos quadrados das diferenças entre resultados simulados/previstos e as observações (Equação 3.10).

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{prev,i} - P_{obs,i})^2} \quad (3.10)$$

O EQM é a métrica de erro mais comumente usada, ela é muito sensível a grandes desvios entre os valores das séries comparadas, o que se torna mais relevante quando se trata de avaliação de grandes erros. Pode assumir qualquer valor não negativo e tem a mesma unidade de medida das séries. É maior a semelhança entre as séries simulada/prevista e a observada, quanto mais próximo de zero for o seu valor.

Por último foi calculado o coeficiente de correlação espaço-temporal (CORR, equação 3.11) entre as anomalias padronizadas das precipitações previstas e observadas. A CORR é a mais relevante métrica de comparação de todas as

apresentadas.

$$CORR = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{P_{prev,i} P_{obs,i}}{\sigma_{prev} \sigma_{obs}} \quad (3.11)$$

em que  $\sigma$  é o desvio padrão. Para os campos de precipitação espera-se que previsões e observações estejam em fase, ou seja, serão melhores as correlações positivas quanto mais próximas à unidade.

Foram gerados mapas sazonais de precipitação observada e simulada, para a bacia hidrográfica do Rio São Francisco, tanto anuais quanto climatológicos para os verões do período 1997-2007. Também as métricas calculadas foram representadas espacialmente em figuras para a área de estudo.

### **3.4.3 TERCEIRA ETAPA: Uso do modelo de balanço hídrico operacional do INPE na bacia para estimar a umidade do solo utilizando saídas dos modelos globais, durante os verões (novembro - fevereiro) de 1997-2007.**

Nesta etapa foi utilizado o Modelo de Balanço Hídrico (MBH) operacional do INPE considerando os campos previstos pelos MCGOA e o MCGA da precipitação interpolada e os prognósticos de evapotranspiração potencial como uma entrada no sistema, constituindo os experimentos MBH-MCGOA e MBH-MCGA, respectivamente. A grande maioria dos trabalhos de acoplamento dos modelos tem utilizado a metodologia "off-line", em que o modelo atmosférico ou acoplado fornece a precipitação e a evapotranspiração para ser utilizada como entrada no modelo hidrológico. Neste caso o modelo hidrológico não interage com o atmosférico. Alguns trabalhos que usaram esta técnica para fazer apenas simulação são descritos por Hay e Clark (2003), Ibbitt et al. (2001) e Kite (1997), entre outros.

Os parâmetros utilizados nas rodadas do modelo hidrológico, conforme mostra a Figura 3.12 são  $S_{max}$ , que é a capacidade de armazenamento máximo do perfil do solo;  $K_{sat}$  que é a condutividade hidráulica saturada,  $S_{fc}$  que é a capacidade de campo,  $S_{pm}$  que é o armazenamento no ponto de murcha; e  $S_{crit}$  ( $S_c$  em 3.2.3) que indica o armazenamento a partir do qual inicia-se o estresse hídrico do solo e  $\eta$  que indica a declividade da curva de condutividade hidráulica ou

evapotranspiração neta. Estes foram obtidos como se descreve na sessão 3.2.3.

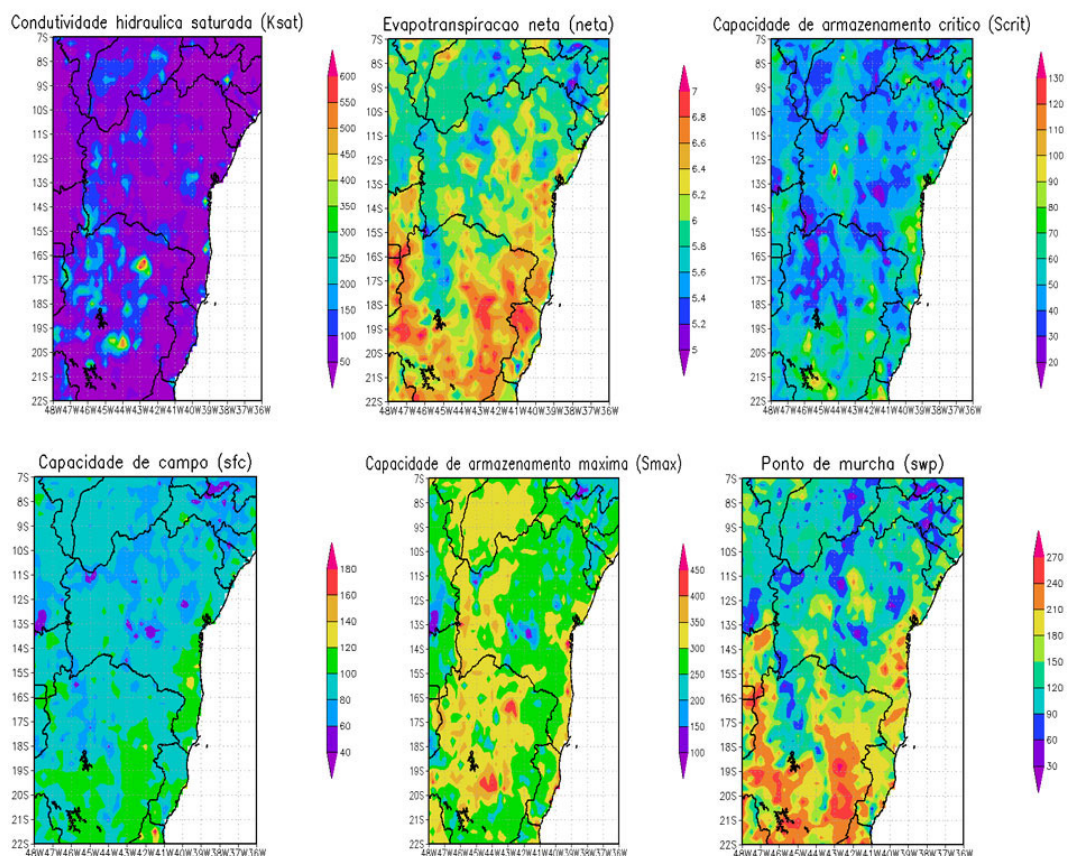


Figura 3.12 - Parâmetros.  
Fonte: PROCLIMA

Nesta etapa de trabalho foi necessário o cálculo da precipitação diária das simulações com o MCGOA e o MCGA, assim como a interpolação para uma resolução de  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  para a área da bacia hidrográfica. Também foi necessária a correção dos erros sistemáticos dos campos de precipitação previstos pelos MCGOA e MCGA. Foram calculados os prognósticos de evapotranspiração potencial diários a partir da metodologia de Penman-Monteith (Equação 3.6), utilizando os campos previstos pelo MCGA e o MCGOA de variáveis atmosféricas tais como temperatura superficial(TMMT), umidade (UEMT), vento (USST,VSST), pressão atmosférica(MPMT).



### **3.4.3.1 Correção dos erros sistemáticos na precipitação prevista.**

Para utilizar a chuva prevista como entrada no modelo hidrológico é necessário minimizar os erros sistemáticos. A metodologia de correção dos erros sistemáticos mais empregada em previsões climáticas de precipitação baseia-se numa transformação das *Funções Densidade de Probabilidade* (PDFs) mensais das amostras previstas/simuladas e observadas no período de 1997-2007 e consiste da obtenção de duas curvas de frequência amostral uma para a previsão ou simulação e outra para os dados observados. O valor bruto da previsão diária de chuva em cada mês está associado a uma probabilidade de ocorrência dada pela curva de frequência amostral do modelo. Para se obter o valor corrigido da simulação/previsão, basta substituir o valor da chuva correspondente à mesma probabilidade de ocorrência na curva dos valores observados (Hay e Clark (2003); Hay et al. (2002)). Neste método, para cada mês do ano e para cada ponto da grade de previsão do modelo atmosférico/acoplado são desenvolvidas duas curvas de distribuição de probabilidade: a dos dados observados e a dos valores previstos de chuva diária. Uma das vantagens deste método é permitir a manutenção da variabilidade interanual.

Foram interpolados os campos de precipitação calculados pelos modelos MCGA e MCGOA para uma grade de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . Estas interpolações foram realizadas para o domínio compreendido entre as latitudes  $-7^\circ, -22^\circ S$  e as longitudes  $-36^\circ, -48^\circ W$ , onde se localiza a área da bacia hidrográfica do Rio São Francisco. Foram construídas curvas empíricas de distribuição de probabilidades com as séries diárias de precipitações geradas pelos modelos MCGOA, MCGA e os respectivos valores observados. As curvas foram construídas para cada mês da estação (dez/jan/fev) e cada célula (851 células) dos modelos sobre a bacia do Rio São Francisco, totalizando 2553 tabelas para cada modelo. Logo foram ajustados os valores em cada ponto de grade para corrigir os erros sistemáticos de precipitação.

### **3.4.4 QUARTA ETAPA: Avaliação dos campos de umidade do solo propostos pelas simulações do balanço hídrico com respeito à rodada controle PROCLIMA.**

Para as análises de validação dos dados de umidade do solo, com respeito às rodadas controle do projeto PROCLIMA, foi utilizada a mesma metodologia

proposta na segunda etapa do trabalho.

Cálculo da média sazonal anual (DJF), média climatológica (DJF 1997-2007), variância, desvio padrão e anomalias padronizadas por verão, dos campos de umidade do solo estimados pelos MBH-MCGA, MBH-MCGOA e PROCLIMA. Análise de balanço sazonal de umidade no solo com as variáveis: precipitações mensais corrigidas, a evapotranspiração real (ETR) derivada do modelo de balanço hídrico, o armazenamento de água no solo e o percentual de água útil. Métricas calculadas para as anomalias padronizadas: BIAS, EMA, EQM, CORR.

## **4 PREVISÃO DA PRECIPITAÇÃO SAZONAL DE VERÃO: RESULTADOS E DISCUSSÕES.**

Neste capítulo são descritos os resultados obtidos após realizar 60 integrações curtas para cada modelo Global, totalizando 120 para os 10 verões do período compreendido entre 1997 e 2007. Para cada ano foram integrados seis membros, associando cada um a diferentes condições iniciais (CI) atmosféricas e oceânicas; estas CI diferem em 24 horas, variando entre os dias 19 e 24 de novembro como explicado detalhadamente na metodologia.

Como resultado se obteve a previsão para cada 6 horas dos modelos MCGOA e MCGA para todo o globo nos meses DJF entre 1997-2007. Também foram obtidas as médias mensais de cada membro previstas pelo modelo, a partir do pós-processamento incluído em cada rodada.

### **4.1 Média sazonal de precipitação (1997-2007).**

Com o intuito de observar se os modelos representam espacialmente os diferentes mecanismos dinâmicos responsáveis pela ocorrência das precipitações de verão descritos na literatura para o Brasil foi feita uma climatologia sazonal para os verões (DJF 1997-2007). Como mostra a Figura 4.1 na climatologia das observações, os máximos de precipitação para esta estação encontram-se distribuídos diagonalmente entre os estados do Amazonas a Goiás, com valores de até 10mm/dia. Com isso, um dos padrões observados é o eixo climatológico Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), como descrito por Quadro (1994), Robertson e Mechoso (2000), Barreiro et al. (2001) e Chaves e Nobre (2004). Este sistema é caracterizado por uma banda de nebulosidade que atinge grande parte do Brasil, com orientação no eixo determinado pelo noroeste da Amazônia e a região sudeste do Brasil. Sua fase ativa compreende o período entre dezembro e março, que coincide com a precipitação e umidade do solo mais elevada na região de atuação.

Ao observar a representação espacial da climatologia das precipitações sazonais previstas pelos MCGOA e MCGA, os máximos das precipitações encontram-se deslocados em direção ao sul, na divisa entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. Com máximos previstos ao oeste da Bahia (MCGA 20mm/dia; MCGOA 15mm/dia), enquanto as observações não superaram os 10mm/dia na

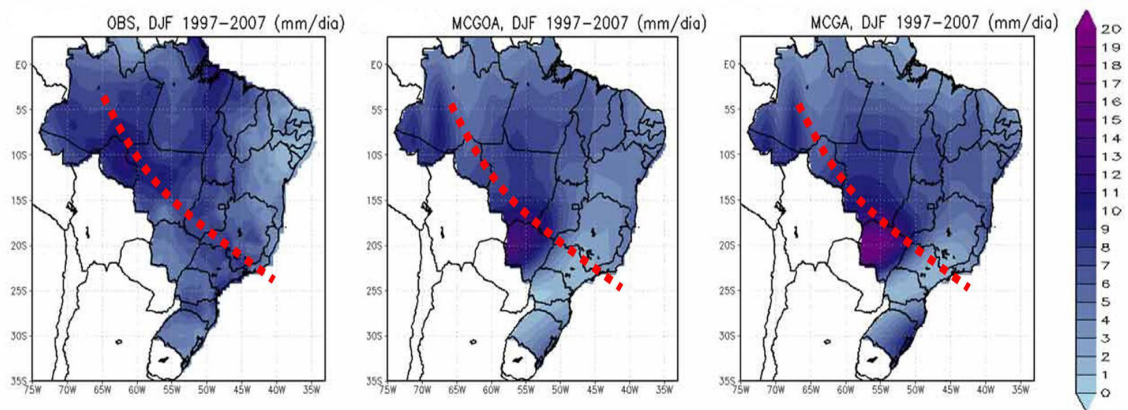


Figura 4.1 - Média da precipitação sazonal de verão (DJF) no Brasil, 1997-2007(mm/dia). Campos de precipitação observados e os previstos pelos MCGOA e MCGA (conjuntos de 6 membros dos modelos globais). A linha tracejada representa o eixo climatológico ZCAS segundo Robertson e Mechoso (2000)

mesma área.

Em particular, para a bacia do rio São Francisco, através da climatologia é mais difícil identificar a representação espacial dos mecanismos dinâmicos que regulam a precipitação (Figura 4.2). Porém, os máximos observados e previstos são coerentes espacialmente, observando-se uma maior contribuição na parte alta da bacia.

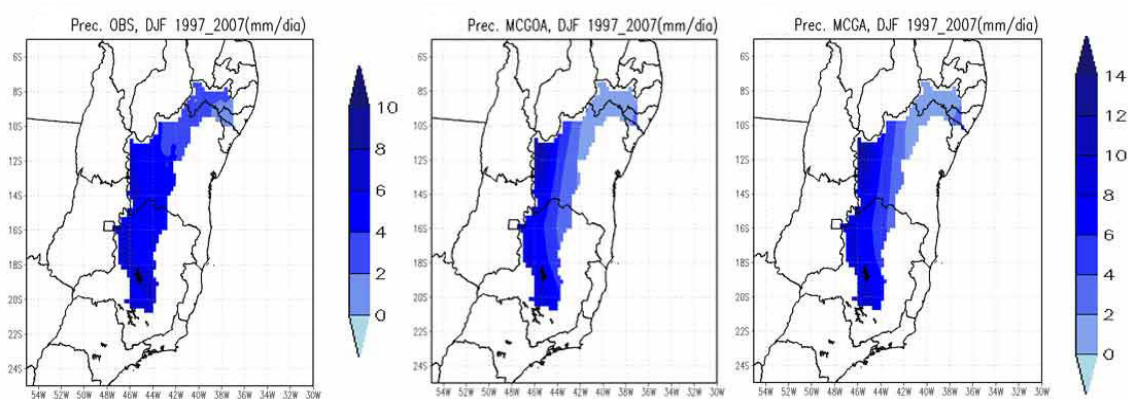


Figura 4.2 - Média da precipitação sazonal de verão (DJF) na Bacia do rio São Francisco,1997-2007(mm/dia). Campos de precipitação observados e os previstos pelos MCGOA e MCGA (conjuntos de 6 membros dos modelos globais).

Durante os verões do período de 1997-2007 verifica-se nas observações que a bacia apresentou índices pluviométricos variando entre 1,45 e 8,56 mm/dia, com médias para a bacia de 4,8mm/dia. Verifica-se que os modelos globais superestimam consideravelmente as precipitações na parte alta da bacia (MCGA = 14,8 mm/dia; MCGOA = 13,9 mm/dia). No entanto, na região submédia do São Francisco, noroeste de Pernambuco, onde as médias observadas tiveram mínimos de 1,5mm/dia, os valores das previsões foram subestimados (MCGA 0,3mm/dia; MCGOA 0,4mm/dia). Mesmo que ambos os modelos superestimaram a precipitação média na área da bacia, o MCGOA teve um ligeiro melhor desempenho com média de 4,98 mm/dia (Tabela 4.1).

#### 4.2 Variabilidade interanual das previsões de precipitação.

Na Figura 4.3 podem ser observadas as anomalias padronizadas de precipitação sazonal das observações mapeadas para a bacia do rio São Francisco. Ao longo da série podem ser observadas anomalias positivas e negativas em toda a área de estudo. Os verões mais chuvosos (anomalias positivas) foram 2001-02 e 2003-04, destacando-se as máximas positivas (2,1) ao norte da bacia, já o verão mais seco foi 2005-06 com anomalias médias de -1,2.

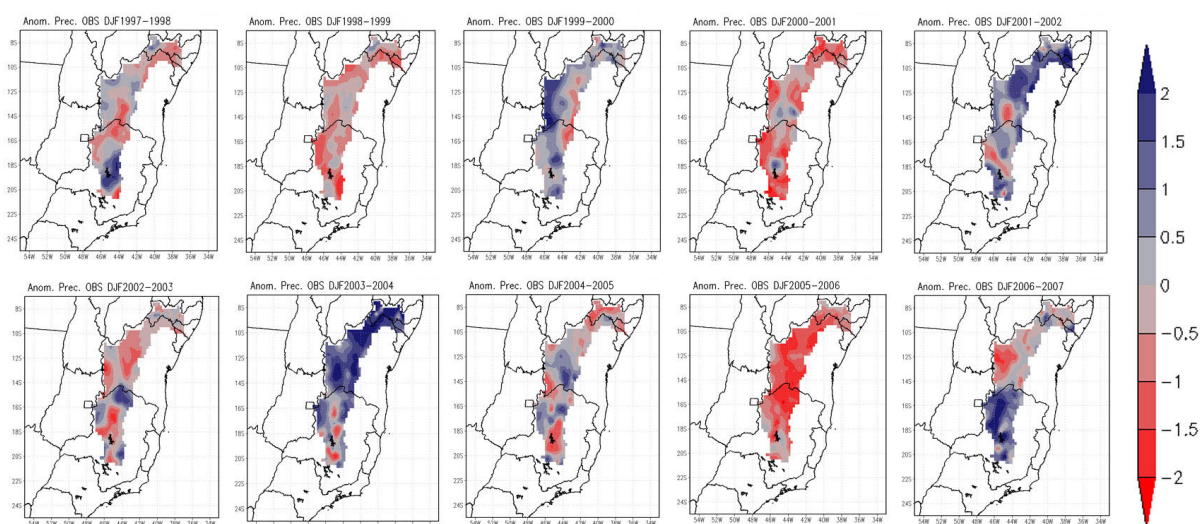


Figura 4.3 - Anomalias padronizadas da precipitação sazonal de verão (DJF) observadas na Bacia do rio São Francisco.

Para avaliar se as simulações acompanham a variabilidade interanual foram calculadas as anomalias padronizadas das séries sazonais de precipitações, tanto as previstas quanto as observadas. No gráfico da serie temporal das anomalias padronizadas médias para a bacia (Figura 4.4) notou-se que as anomalias previstas descrevem realisticamente o ciclo anual e a variabilidade interanual das anomalias de precipitação observada, anos secos e úmidos, porém apresentam erros de desvio sistemático. Outra característica interessante em todos anos analisados é que em média as precipitações previstas pelos modelos globais superestimaram as observações.

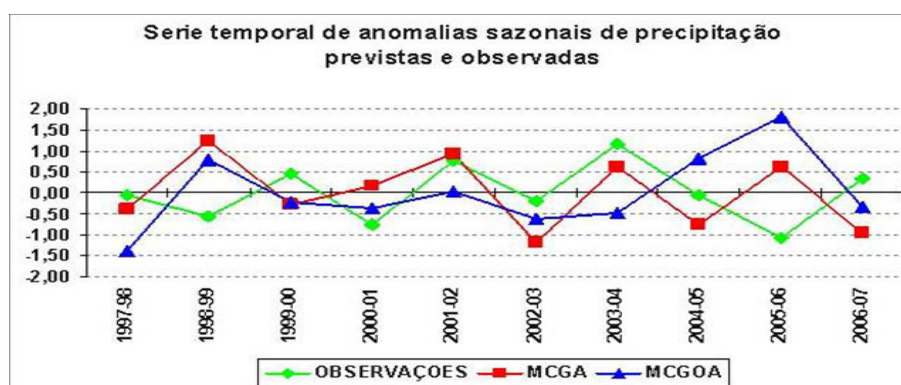


Figura 4.4 - Serie temporal de anomalias de precipitação sazonal para a bacia do Rio São Francisco, verões (DJF) 1997-2007.

Essas diferenças foram mapeadas nas Figuras 4.5 e 4.6, as quais representam espacialmente o viés anual entre as anomalias padronizadas observadas e previstas pelo MCGA e MCGOA, respectivamente.

As simulações do MCGA propõem um desvio espacial aleatório para cada ano em toda a extensão da bacia (Figura 4.5), ressaltando-se os verões 1997-98, 1999-00 e 2002-03 (Figura 4.4) como os de menor viés na simulação . Entretanto o verão 1998-99 foi o pior representado com uma superestimação da precipitação distribuída uniformemente para toda a bacia.

As simulações do MCGOA (Figura 4.6) foram mais eficientes nos verões 1999-00, 2002-03 e 2006-07 onde os desvios médios foram mínimos (Figura 4.4), sendo que espacialmente existiram de forma aleatórias sub e super estimativas

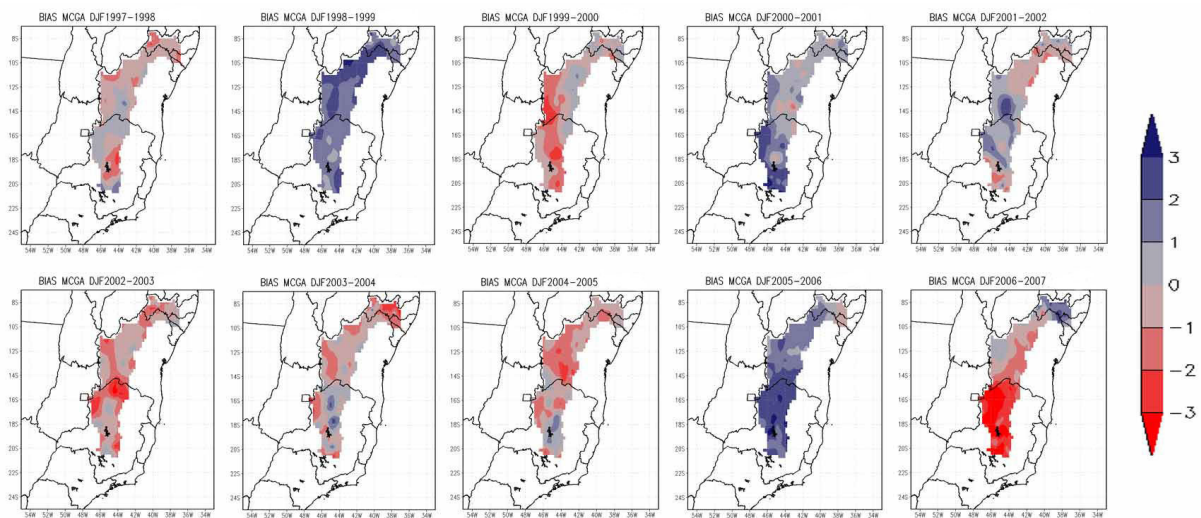


Figura 4.5 - Desvio (BIAS) anual de anomalias padronizadas de precipitação sazonal de verão (DJF) prevista pelo MCGA na Bacia do rio São Francisco.

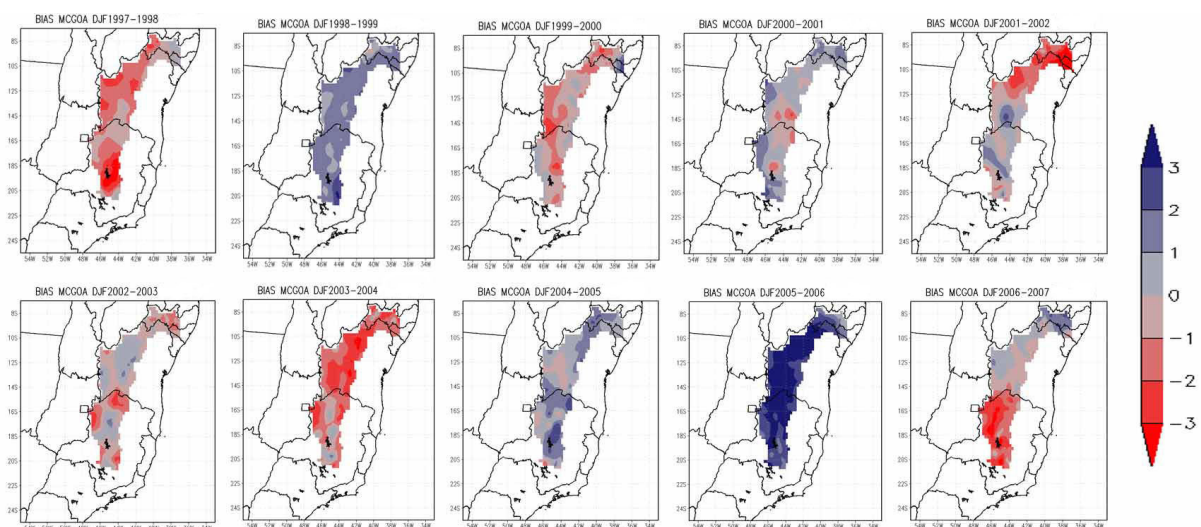


Figura 4.6 - Desvio (BIAS) anual de anomalias padronizadas de precipitação sazonal de verão (DJF) prevista pelo MCGOA na Bacia do rio São Francisco.

de precipitação para toda a área da bacia. No entanto, foi o verão 2005-06 o pior representado pelo MCGOA com uma superestimação da precipitação distribuída uniformemente para toda a bacia.

De maneira geral, os modelos globais superestimaram consideravelmente os anos mais secos. No entanto, nos anos mais chuvosos (2001-02 e 2003-04)

notou-se que o MCGOA subestimou a precipitação na região do submédio e baixo São Francisco com valores de até -3,1 mm. Por outro lado o MCGA apresentou anomalias médias próximas às observadas nesses anos (Figura 4.4).

### 4.3 Métricas de comparação com os dados observados.

Existe uma grande variedade de procedimentos de avaliação das previsões, mas todos envolvem medidas da relação entre uma previsão ou um conjunto de previsões e as observações (WILKS, 1995). De acordo com Oliveira e Silva (2000) as medidas de habilidade ou destreza dos modelos têm o objetivo de avaliar a precisão relativa da previsão realizada em relação a uma previsão padrão de controle ou referência.

As métricas utilizadas para a avaliação das previsões foram calculadas a partir das anomalias padronizadas sazonais de toda a série (1997-2007), tanto para as observações como para as previsões. Com isso, foram obtidos valores adimensionais dos campos de precipitação, contendo somente a variabilidade interanual dos 10 verões. A tabela a seguir (Tabela 4.1) resume os valores médios espaciais desses erros para toda a bacia do rio São Francisco.

Tabela 4.1 - Estatísticas médias calculadas para as precipitações observadas e previsões do MCGA e o MCGOA, DJF 1997-2007. Média (mm/dia), desvio padrão (STD, mm/dia), Erro Médio Absoluto (EMA), Erro Quadrático Médio (EQM) e coeficiente de correlação (CORR).

Precipitação	Média	STD	EMA	EMQ	Corr
Observações	4,83	1,32	-	-	-
MCGA	5,43	1,58	1,34	0,65	-0,45
MCGOA	4,98	1,29	1,13	1,31	0,14

#### 4.3.1 Erro médio absoluto (EMA) e Erro quadrático médio (EQM) da precipitação.

Nas figuras são apresentadas as médias espaciais do Erro médio absoluto (EMA, Figura 4.7) e o Erro quadrático médio (EQM, Figura 4.8) sazonais calculados para ambos modelos, para todo o período analisado. Estes erros são calculados em relação ao conjunto de dados de precipitação observada. Pode-se ver, de antemão, que ambos modelos apresentam erros sobre a bacia durante o verão.



O EMA do MCGOA (Figura 4.7, à esquerda) está distribuído uniformemente em toda a área da bacia com valores médios de 1,13 (Tabela 4.1). Já o MCGA (Figura 4.7, à direita) apresenta maiores valores do EMA na bacia média e alta, em Minas e sul da Bahia, entre 1 e 1,5. Entretanto, o valor do EMA médio do MCGA para toda a bacia foi de 1,34.

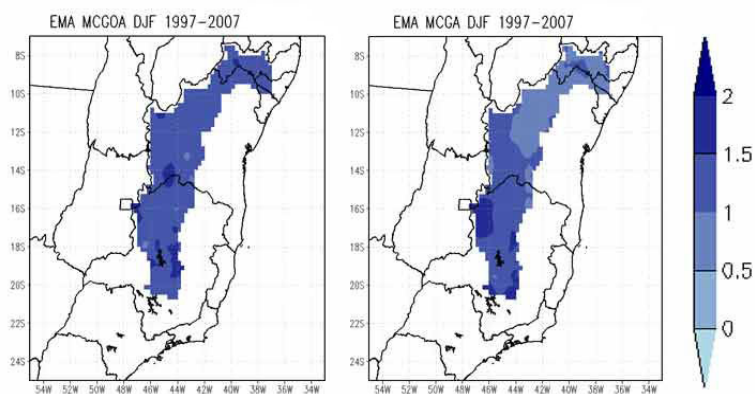


Figura 4.7 - Erro Médio Absoluto (EMA) da precipitação sazonal de verão (DJF) prevista pelos MCGOA e o MCGA na Bacia do rio São Francisco. Esquerda MCGOA, direita MCGA.

A Figura 4.8 mostra o EQM sazonal, calculado ponto a ponto, sobre a bacia.

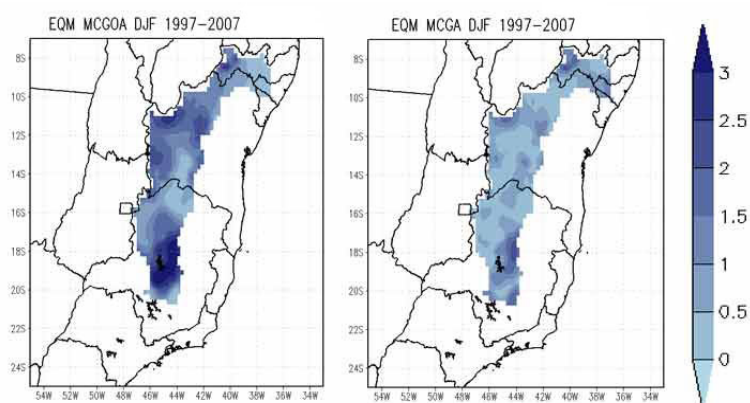


Figura 4.8 - Erro Quadrático Médio (EQM) da precipitação sazonal de verão (DJF) prevista pelos MCGOA e o MCGA na Bacia do rio São Francisco. Esquerda MCGOA, direita MCGA.

Pode ser observado que este erro é muito sensível a grandes desvios entre os valores das séries comparadas, o que se torna mais relevante quando se trata de avaliação de grandes erros. O MCGOA (Figura 4.8, à esquerda) apresenta EQM máximos concentrados na região da nascente do rio de até 3,2, o que indica que existe um grande espalhamento nas previsões deste modelo na região montanhosa da bacia. No entanto o MCGA (Figura 4.8, à direita) apresentou EQM de 0,65 em média, indicando um melhor desempenho.

#### **4.3.2 Correlações espaço-temporais (CORR) da precipitação.**

Observou-se que a correlação média da bacia entre os modelos globais e as observações são próximas a zero, existindo diferenças relevantes na distribuição espacial das correlações entre o MCGA e o MCGOA (Tabela 4.1). Estes baixos valores de CORR estão principalmente associados à resolução espacial do modelo e o tamanho do domínio da Bacia. [S.Vannitsem e Chomé \(2005\)](#) encontraram que a qualidade das simulações climáticas é altamente dependente do tamanho do domínio. Porém, experimentos de menor número de pontos de grade foram pouco eficazes, enquanto os melhores resultados foram obtidos com o maior número de pontos de grade. No entanto, deve-se destacar que o MCGOA tem uma melhor representação da precipitação sazonal na bacia, como aparece na diferença das correlações entre o MCGOA e o MCGA (Figura 4.9, à direita), alcançando coeficiente de correlação de 0,8 na foz do rio e ao norte de Minas Gerais.

Analisando as correlações das anomalias padronizadas para todo Brasil (Figura 4.10), foi constatado no MCGA uma correlação negativa na zona de transição entre o nordeste e o sudeste. Esta zona tem sido descrita na literatura como de baixa previsibilidade por vários autores ([Marengo et al. \(2002\)](#), [Cavalcanti e Castro \(2003\)](#), [Nobre et al. \(2006b\)](#), entre outros), como explicado na Seção 2.2 do capítulo de Revisão Bibliográfica. Justamente é nessa região onde o MCGOA mostrou melhor desempenho que o MCGA, agregando a importância do acoplamento oceano-atmosfera para as previsões de precipitação nessa área do Brasil.

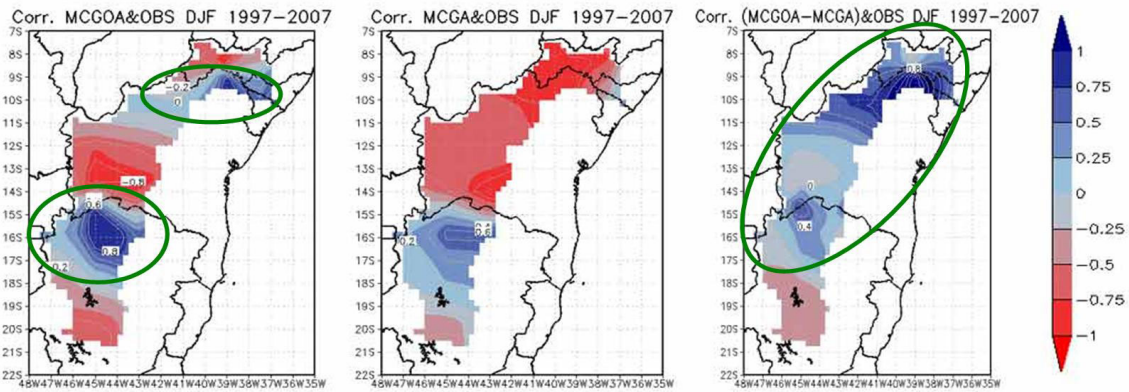


Figura 4.9 - Correlações (CORR) entre anomalias padronizadas de precipitação sazonal de verão (DJF) observadas e previstas na Bacia do Rio São Francisco. À esquerda observações e MCGOA, centro observações e MCGA, à direita diferença MCGOA-MCGA. Circulado em verde locais onde o MCGOA mostrou melhores previsões sazonais.

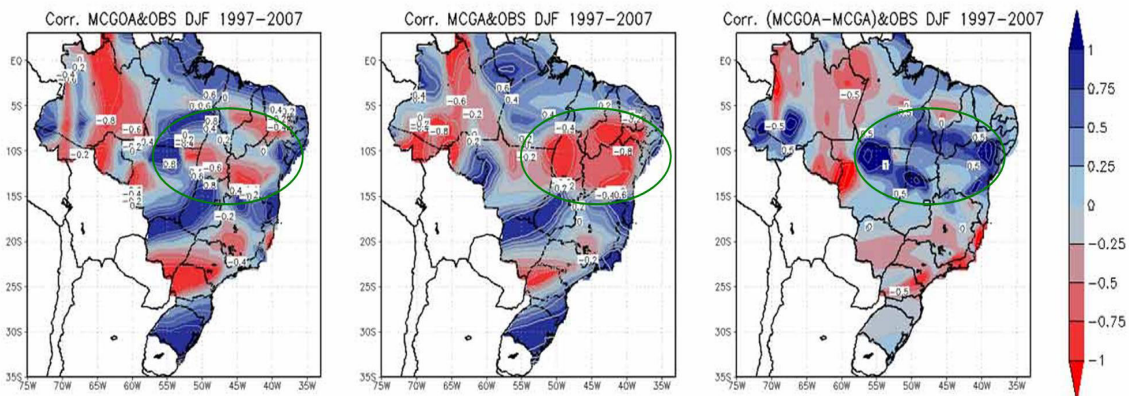


Figura 4.10 - Correlações (CORR) entre anomalias padronizadas de precipitação sazonal de verão observadas e previstas na Bacia do Rio São Francisco. À esquerda observações e MCGOA, centro observações e MCGA, à direita diferença MCGOA-MCGA. Circulado em verde locais onde o MCGOA mostrou melhores previsões sazonais.

#### 4.4 Considerações finais do Capítulo 4.

Apesar de todos os avanços, a precipitação ainda continua sendo uma das variáveis mais difíceis de prever, uma vez que seus processos possuem grande variabilidade temporal e espacial (HABEST et al., 2004). Neste trabalho verificou-se esta afirmação através dos erros apresentados por ambos modelos globais

na precisão da precipitação simulada.

Os resultados obtidos no presente trabalho concordam com [Nobre et al. \(2006b\)](#), os quais concluíram que o modelo acoplado apresentou erros sistemáticos no Atlântico leste, porém conseguiu representar melhor que o MCGA a precipitação sobre o sudeste da América do Sul (Figura 2.4). Logo a hipótese de [Nobre et al. \(2006a\)](#) de que o acoplamento das interações oceano atmosfera tem um papel importante na dinâmica e termodinâmica da ZCAS poderia ser válida.

## 5 UMIDADE DO SOLO: RESULTADOS E DISCUSSÕES.

Neste capítulo são descritos os resultados obtidos após realizar-se integrações curtas para os verões (DJF) entre 1997-2007 com modelo de Balanço Hídrico operacional do INPE. Foi rodado o modelo de balanço a partir da ETP calculada e a precipitação corrigida na área da bacia a partir das saídas do MCGOA e o MCGA (MBH-MCGOA e MBH-MCGA, respectivamente). Como resultado obteve-se a previsão diária de umidade do solo para a bacia do Rio São Francisco e com estas foram feitas as análises. A profundidade máxima de perfil do solo utilizada para os cálculos foi de 100 cm.

### 5.1 Variáveis de entrada ao sistema de balanço.

Antes de serem usadas como entrada no modelo hidrológico, as previsões de precipitação passaram por um processo de correção de erros sistemáticos. Através da técnica das curvas de probabilidade dos valores acumulados mensais, pois apesar dos desenvolvimentos recentes, o uso da precipitação prevista por modelos numéricos de tempo e clima como entrada em modelos hidrológicos, para previsão de umidade e vazões, é ainda limitado por três tipos de erros (HABEST et al., 2004)):

- i) Distribuição espacial dos eventos, uma vez que erros de alguns quilômetros na localização da chuva podem levar a grandes erros nas simulações;
- ii) Distribuição temporal da precipitação, devido a resposta da bacia ser altamente dependente desta distribuição;
- iii) Intensidade da precipitação. Podem ocorrer erros sistemáticos de sub ou superestimativa da precipitação.

Por estas razões, a precipitação prevista por modelos numéricos deve, para a maioria dos casos, ser utilizada em associação com outras ferramentas, como correções estatísticas e adaptações regionais, para corrigir alguns erros antes de dar entrada no modelo hidrológico. (HABEST et al., 2004).

Na Figura 5.1 pode-se observar um exemplo da distribuição de probabilidades da precipitação diária para dois pontos de grade do modelo hidrológico previstas

pelos modelos globais e obtida das observações no período 1997-2007. Ela

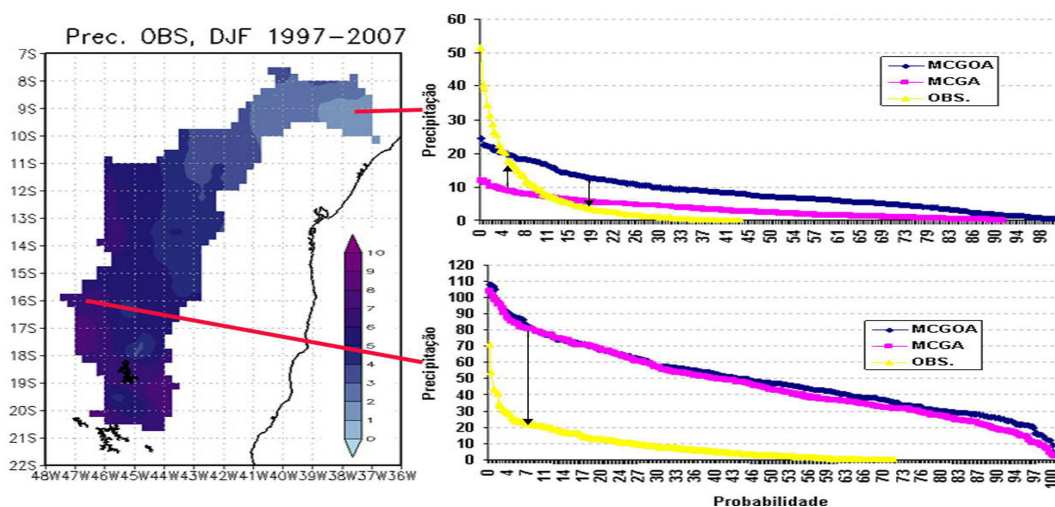


Figura 5.1 - Exemplo de distribuição de probabilidades acumulada das precipitações diárias para o mês de Janeiro, previstas e obtida a partir de observações.

mostra como são feitas as correções: cada chuva prevista pelo modelo tem uma probabilidade associada. O valor corrigido associado a esta mesma probabilidade é identificado sobre a curva de distribuição de probabilidade das precipitações observadas. O mesmo procedimento é repetido para todos os meses, em que se deseja corrigir a previsão e considerando, sempre, as curvas válidas para o mês e o ponto da grade considerado.

Quanto à distribuição temporal da chuva diária prevista pelos modelos globais verificou-se que o modelo tende a superestimar as menores precipitações e subestima os máximos diários (Figura 5.1). De maneira geral, esse comportamento é mais evidente nas células ao norte da bacia. A redistribuição da chuva diária prevista permitiu uma redução dos erros médios da chuva prevista para a bacia. A Figura 5.2 mostra o resultado da aplicação desta metodologia para o período 1997-2007, onde se percebe de que o erro sistemático foi praticamente eliminado nas previsões de ambos modelos globais.

A evapotranspiração possui importância destacada, uma vez que o perfil de raízes determina a retirada de umidade nas camadas do solo e controla o perfil vertical de umidade típico em cada bioma. Este perfil também depende da estação climática atuante. Além disto, é o principal processo de remoção

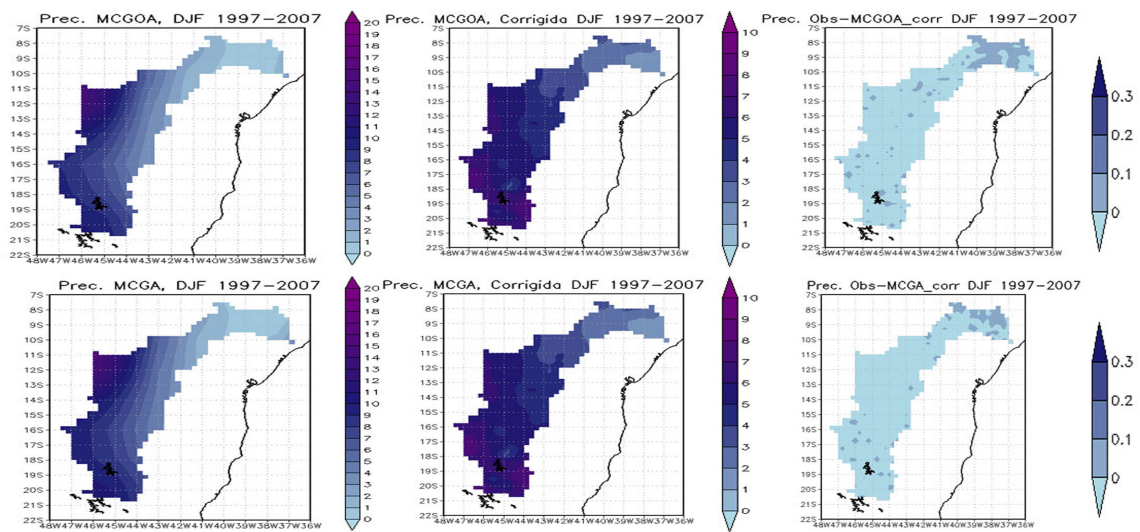


Figura 5.2 - Comparação entre a média sazonal das precipitações (1997-2007) dos dados observados e as chuvas previstas pelos modelos globais após correção dos erros sistemáticos (mm/dia).

de umidade (GEVAERD; FREITAS, 2006). Desta variável de entrada do sistema vão depender as estimativas de umidade do solo propostas pelos MBH-MCGA e MBH-MCGOA, já que foram corrigidos apenas os erros sistemáticos da precipitação. Foram calculados os prognósticos de evapotranspiração potenciais diários de acordo com Penman-Monteith (Equação 3.6). Na Figura 5.3 podem ser observados os prognósticos de evapotranspiração potencial propostos pelo MCGOA e MCGA.

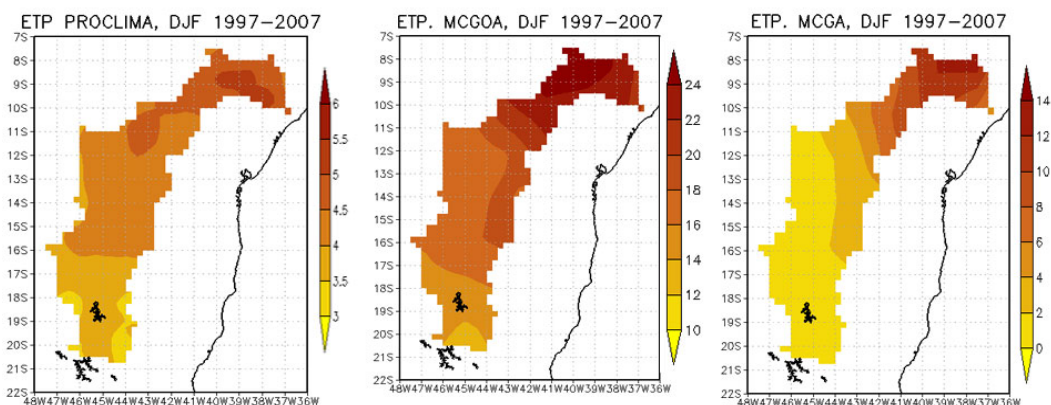


Figura 5.3 - Evapotranspiração potencial sazonal (DJF) calculada. Rodada controle à esquerda, MCGOA no centro e MCGA à direita.

Destacaram-se superestimções nas magnitudes de ETP por parte dos modelos globais com respeito ao PROCLIMA que variou de 3 a 5 *mm/dia*, devido a que a temperatura utilizada para o cálculo foi a de superfície (TMMT), já que os modelos globais não estimam a temperatura do abrigo (até 2m de altura) que foi utilizada na rodada controle. O MCGA propôs valores entre 0 e 12 *mm/dia* subestimando na parte alta da bacia, no entanto superestimou na foz. Já o MCGOA propõe uma ETP que varia entre 13 e 25*mm/dia* superestimando a rodada controle por toda a área da bacia. No entanto, constatou-se que os máximos valores de ETP calculada para ambos modelos localizaram-se na parte baixa da bacia acompanhando o padrão espacial do PROCLIMA.

## **5.2 Média sazonal de umidade do solo (1997-2007).**

A variação da umidade do solo é o resultado da atuação conjunta dos regimes de precipitação e de evapotranspiração ocorrentes em um determinado local e/ou região (ROSSATO, 2001). As maiores dificuldades na previsão de umidade do solo geralmente ocorrem em períodos chuvosos, quando a incerteza é maior em função da falta de conhecimento da precipitação ocorrida e que ocorrerá nos intervalos de tempo futuros. Por isso, a previsão da umidade do solo com base na previsão de precipitação e evapotranspiração permitem uma antecedência maior do que outros métodos, mas exige modelos mais sofisticados e investimentos em monitoramento para validação de resultados. Somente com o aprimoramento dos modelos atmosféricos e hidrológicos de balanço de umidade nos últimos anos, criaram-se oportunidades consistentes de ampliar a antecedência da previsão através da integração desses modelos (GEVAERD; FREITAS, 2006).

O armazenamento médio sazonal de água no solo obtido foi corrigido em função da capacidade de água disponível (CAD), uma vez que o armazenamento de água é dependente do tipo de solo. Ou seja, se um solo raso tem, por exemplo, um armazenamento de 50 mm e uma capacidade máxima de 50 mm obtém-se uma razão de 100 % de água no solo e, se um solo profundo tem um armazenamento de 50 mm e uma capacidade máxima de 100 mm, obtém-se uma razão de 50%. Logo, o solo raso está mais saturado do que o solo profundo (ROSSATO, 2001). Na Figura 5.4 é mostrada a média sazonal de verão do percentual de água útil na Bacia do rio São Francisco, DJF 1997-2007.

De forma geral o armazenamento estimado por MBH-MCGA e MBH-MCGOA



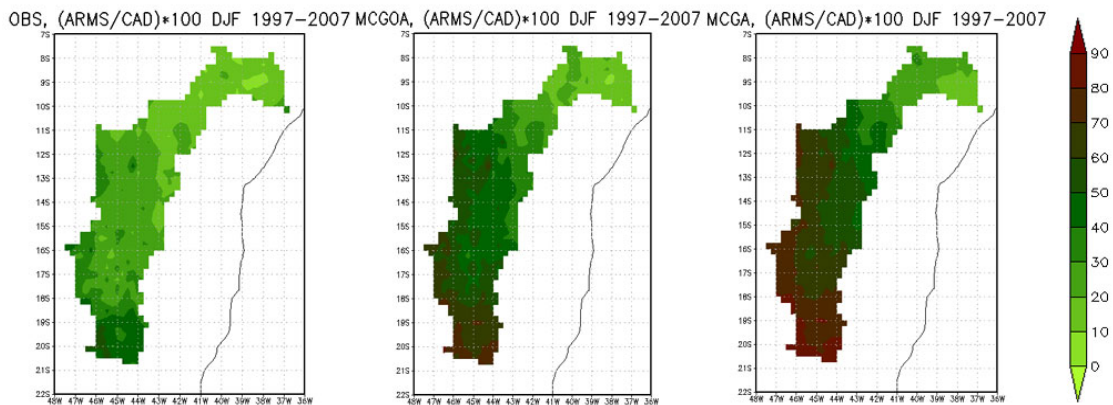


Figura 5.4 - Média sazonal de verão (DJF), percentual de umidade do solo na Bacia do rio São Francisco, DJF 1997-2007. Rodada controle à esquerda, MCGOA no centro e MCGA à direita.

foi capaz de recriar os principais padrões espaciais de umidade do solo devido aos sistemas de precipitação observados na bacia durante o verão. A rodada controle estima umidade que variam entre 4% ao norte da Bahia e 60% na parte alta da bacia. Verificando-se uma diminuição da umidade do solo disposta de montante a jusante a longo do rio, com média de 31,4% para toda a bacia. Ambos experimentos o MBH-MCGOA e MBH-MCGA em média, superestimaram as magnitudes. O MBH-MCGA superestimou consideravelmente os percentuais de umidade do solo propostos pela rodada controle, na parte alta da bacia com média de 41% para toda a área. O MBH-MCGOA também superestimou os valores nas regiões de máximos com média de 38%.

No intuito de comparar a freqüência amostral dos valores observado e simulados, foi construído um gráfico com a distribuição de freqüência do armazenamento para as médias diárias do período DJF 1997-2007 (Figura 5.5). Observou-se que o comportamento geral da distribuição de probabilidades das simulações acompanha o comportamento das observações com variações mínimas. Tal como é mostrado com as equações da linha de tendência, onde a diferença entre a inclinação da curva do MBH-MCGA e o PROCLIMA foi de 0,0015 superestimando os valores. No entanto para o MBH-MCGOA essa diferença de declividade foi de -0,0156.

O Figura de balanço hídrico no solo (Figura 5.6) corresponde aos valores médios mensais estimados na bacia, em Dezembro, Janeiro e Fevereiro no período

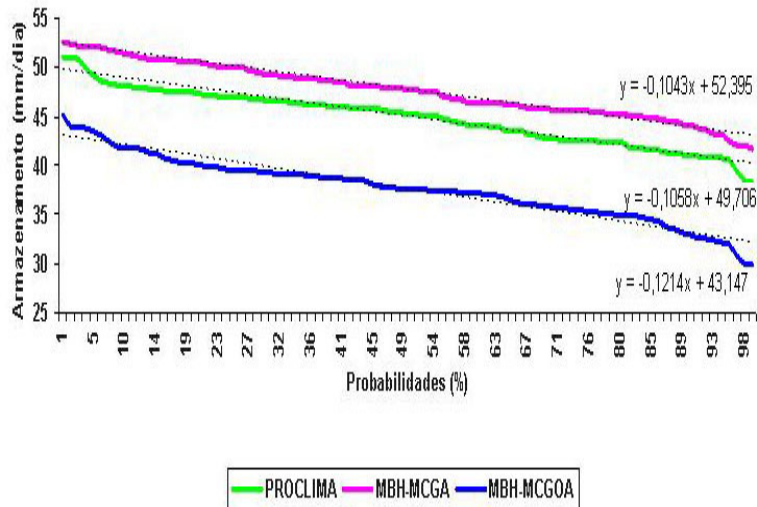


Figura 5.5 - Distribuição de probabilidades, freqüência amostral diaria de umidade do solo, DJF 1997-2007. Rodada controle, MBH-MCGA e MBH-MCGOA.

1997-2007. São indicativos da variação sazonal da disponibilidade de água no solo. As variáveis analisadas para o balanço foram os acumulados das precipitações mensais corrigidas, a evapotranspiração real (ETR) derivada do modelo de balanço hídrico, o armazenamento de água no solo e o percentual de água útil, que é considerado igual a 100 % quando o armazenamento de água no solo é igual ou superior à capacidade de campo.

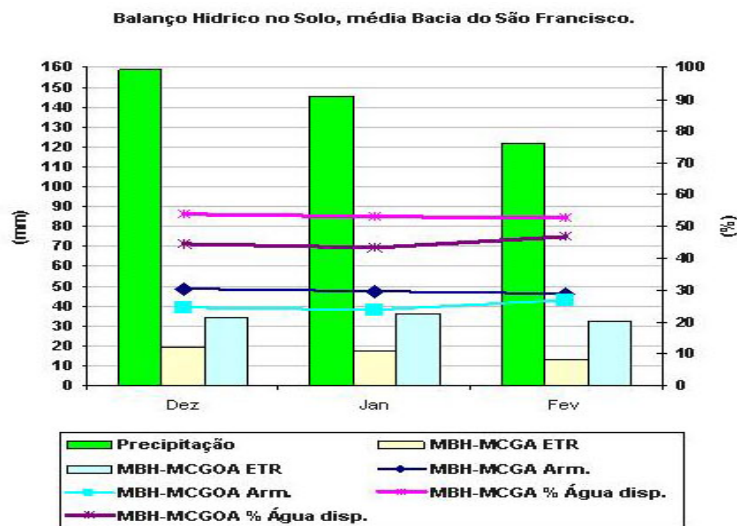


Figura 5.6 - Balanço hídrico no solo para a Bacia do rio São Francisco, DJF 1997-2007

Pode-se observar que as precipitações acumuladas mensalmente permanecem nos mesmos patamares do que as observadas no período, por serem corrigidos os erros sistemáticos. Os valores mensais de ETR estão associados com a temperatura, com máximos de  $19\text{mm}/\text{ms}$  propostos pelo MBH-MCGA em Dezembro e  $36\text{mm}/\text{ms}$  pelo MBH-MCGOA em Fevereiro. A porcentagem de água útil permanece abaixo de 100% nos três meses para ambos modelos, sendo maiores para o MBH-MCGA com máximos de 54% em Dezembro. Já o MBH-MCGOA propõe os máximos em Fevereiro com 43%. Esses patamares não necessariamente indicam a ocorrência de estresse hídrico, visto que o percentual de água no solo é ainda alto. Segundo [Tomasella e Hodnett \(1997\)](#), o estresse hídrico se inicia quando a porcentagem de água útil fica abaixo de 50% (valor médio de referência, varia dependendo do tipo de solo), nesse horizonte o MBH-MCGOA estima um estresse hídrico médio de aproximadamente 10% para a bacia.

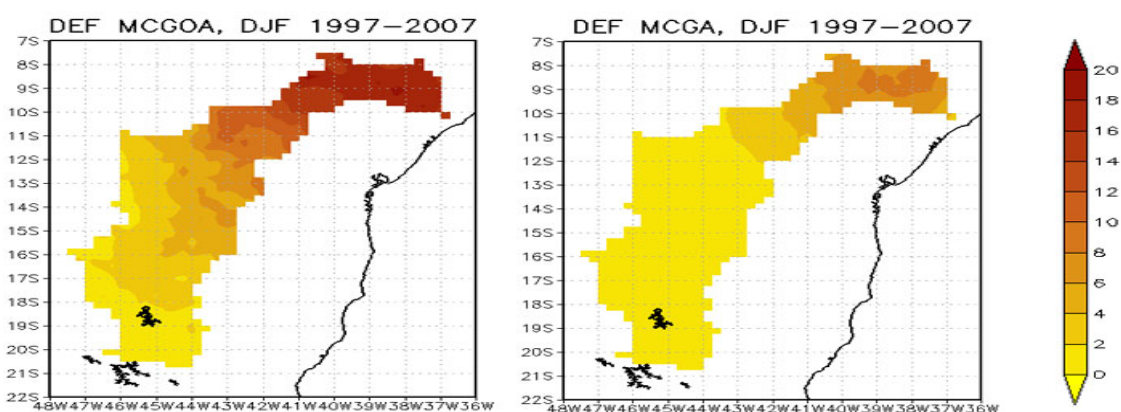


Figura 5.7 - Déficit hídrico sazonal (DJF) calculado.

O déficit hídrico (DEF) sazonal também foi estimado com os MBH-MCGOA e MBH-MCGA, sendo calculado pela equação 3.3 mostrada na metodologia. Este campo permite saber se o conteúdo de umidade no solo é suficiente para suprir a demanda da atmosfera. O déficit é nulo para valores de  $ETR = ETP$ , entretanto  $ETR < ETP$  caracteriza-o. A Figura 5.7 mostra que ambos modelos MBH-MCGOA e MBH-MCGA estimaram maior déficit hídrico na região do baixo São Francisco, justamente na área da bacia localizada no chamado polígono das secas. O MBH-MCGOA propõe valores entre 0 e  $18\text{mm}/\text{dia}$ , com média de 6,7

*mm/dia*. Entanto, o MBH-MCGA varia entre 0 e 9 *mm/dia*, com média de 1,9 *mm/dia*. Estes valores estão relacionados a ETP calculada a partir das saídas do MCGOA e o MCGA. Segundo Silva (2005), os valores de déficit hídrico no solo estão relacionados à elevada ETP, associada à baixa nebulosidade e alta incidência de radiação, que não é compensada pelas chuvas.

### 5.3 Variabilidade interanual de umidade do solo.

Na Figura 5.8 podem ser observadas as anomalias padronizadas de umidade do solo sazonal da rodada controle mapeadas para a bacia do rio São Francisco.

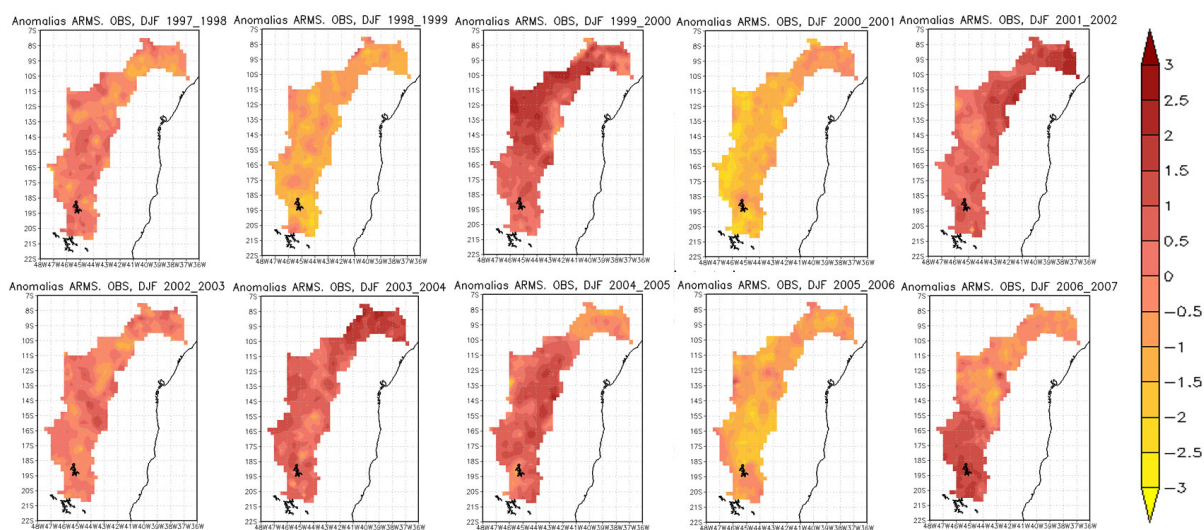


Figura 5.8 - Anomalias padronizadas da umidade do solo sazonal de verão (DJF) do PROCLIMA para a Bacia do rio São Francisco.

Ao longo da série podem ser observadas anomalias positivas e negativas em toda a área de estudo, condizentes com as anomalias de precipitações observadas (Figuras 4.3 e 5.9). Porém, foi o verão 1999-00 onde as anomalias de umidade do solo alcançaram seus maiores valores positivos (0,93) na região do Submédio. Já nos anos mais chuvosos as máximas positivas foram estimadas próximas à foz do rio.

Foram calculadas as anomalias padronizadas da série sazonal de umidade do solo, tanto as previstas quanto da rodada controle (Figura 5.9). Observou-se que os modelos numéricos MBH-MCGA e MBH-MCGOA conseguiram reproduzir a

variabilidade interanual da umidade do solo, coerente à variação interanual das precipitações da estação na área da Bacia.

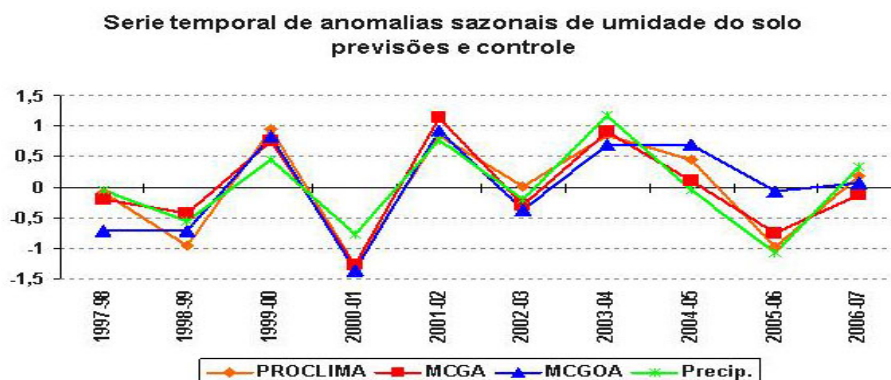


Figura 5.9 - Série temporal de anomalias de umidade do solo sazonal para a bacia do Rio São Francisco, verões (DJF) 1997-2007.

Os desvios médios da Bacia foram mapeados nas Figuras 5.10 e 5.11, as quais representam especialmente o viés anual entre as anomalias padronizadas sazonais da rodada controle e as previsões MBH-MCGA e MBH-MCGOA, respectivamente. Constata-se que o MBH-MCGA (Figura 5.10) mesmo superestimando a rodada controle representou melhor a variabilidade interanual, acompanhando as anomalias sazonais com desvios médios para a bacia quase nulos (Figura 5.9).

As simulações do MBH-MCGOA (Figura 5.11) acompanharam as variabilidades interanuais da rodada controle (Figura 5.9).

No entanto, nos anos mais secos 1998-99 2005-06 as anomalias foram superestimadas pelo MBH-MCGOA principalmente na região sub-média da bacia, ao noroeste do estado de Minas Gerais.

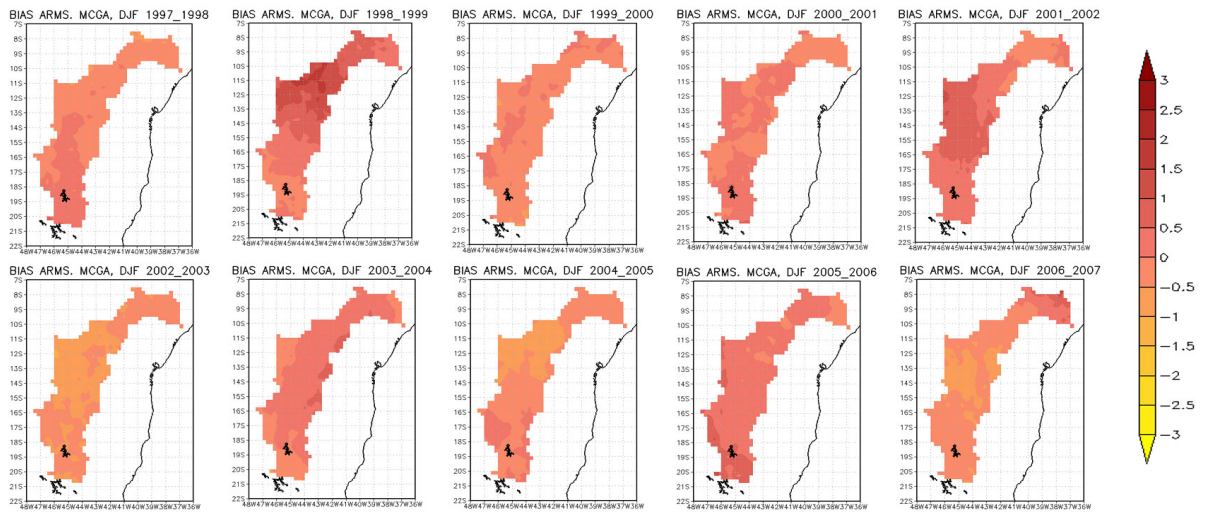


Figura 5.10 - Desvio (BIAS) anual de anomalias padronizadas de armazenamento sazonal de verão (DJF) previsto pelo MCGA na Bacia do rio São Francisco.

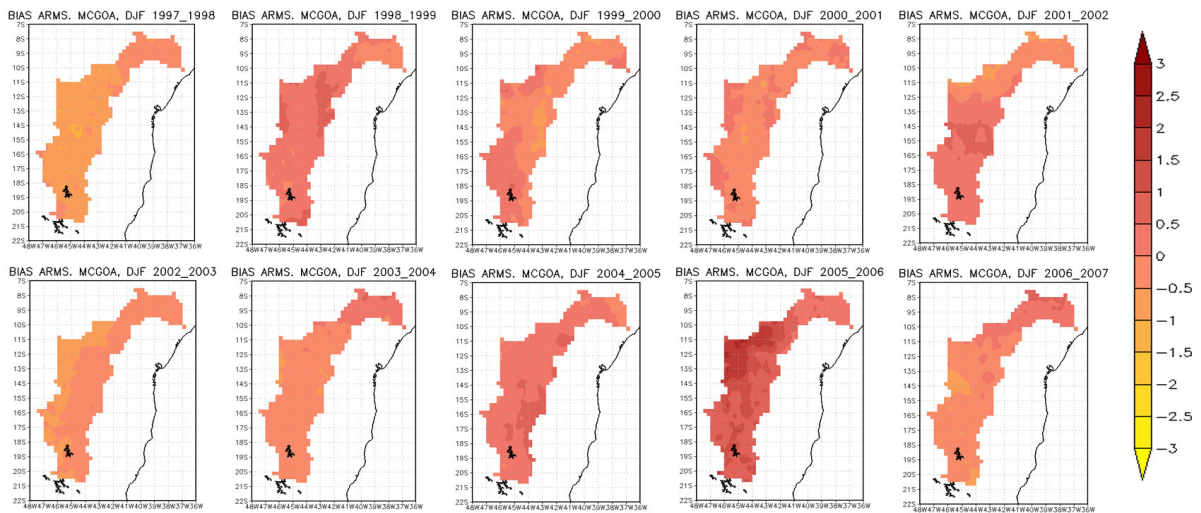


Figura 5.11 - Desvio (BIAS) anual de anomalias padronizadas de armazenamento sazonal de verão (DJF) previsto pelo MCGOA na Bacia do rio São Francisco.

#### 5.4 Métricas de comparação com a rodada controle.

As métricas utilizadas para comparação das estimativas sazonais de umidade do solo com a rodada controle PROCLIMA, foram calculadas para toda a série (1997-2007) a partir das anomalias padronizadas sazonais de umidade do solo. Sendo assim, os valores dos erros calculados são adimensionais e estão resumidos na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Estatísticas médias calculadas para a umidade do solo (100cm) da rodada controle e previsões do MBH-MCGA e o MBH-MCGOA , DJF 1997-2007. Média (%), desvio padrão (STD)(mm), Erro Médio Absoluto (EMA), Erro Quadrático Médio (EQM) e coeficiente de correlação (CORR).

Precipitação	Média	STD	EMA	EMQ	Corr
Observações	45,56	8,34	-	-	-
MCGA	48,44	8,01	0,33	0,41	0,67
MCGOA	38,32	6,34	0,37	0,27	0,64

##### 5.4.1 Erro médio absoluto (EMA) e Erro quadrático médio (EQM) da umidade do solo.

Foram calculados as EMA e EQM das estimativas de umidade do solo em relação aos dados obtidos da rodada controle do projeto PROCLIMA. Mesmo que ambos os modelos apresentam erros sobre a bacia durante o verão, o MBH-MCGA apresentou menores erros em média (Tabela 5.1).

A Figura 5.12 mostra a distribuição espacial do EMA sazonal para a bacia no período de 1997-2007. Os maiores erros do MBH-MCGOA (Figura 5.12, à esquerda) concentram-se na região submédia e alta da bacia. Já o MBH-MCGA indicou menores desvios, com valores máximos ao norte de Minas Gerais na região do Médio e Submédio da bacia.

O EQM sazonal foi representado espacialmente nos mapas da Figura 5.13. A sensibilidade desta métrica permitiu observar que existem diferenças espaciais nas regiões com padrão de desvio máximo de ambos os modelos, sendo que para o MHB-MCGOA (Figura 5.13, à esquerda) encontra-se na área da Bacia alta e média, no entanto, para MHB-MCGA localiza-se na Bacia média, entre Minas e Bahia. Também se observou uma região mais suscetível na área mais ao

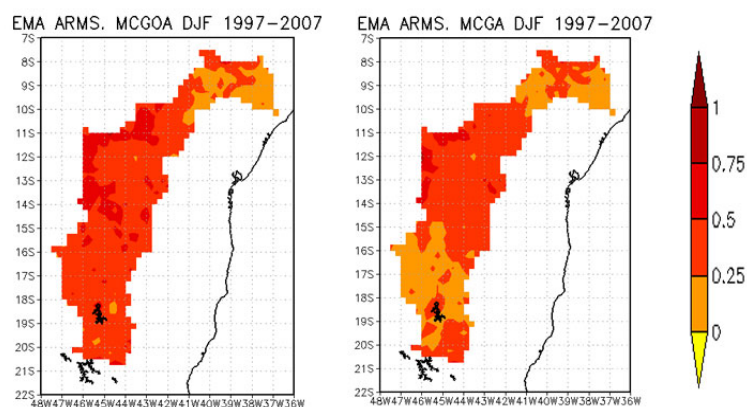


Figura 5.12 - Erro Médio Absoluto (EMA) da umidade do solo sazonal de verão (DJF) prevista pelos MCGOA e o MCGA na Bacia do rio São Francisco. Esquerda MCGOA, direita MCGA.

Norte da Bacia no estado de Pernambuco, onde ambos os modelos alcançaram valores máximos de EQM próximos a 1,5.

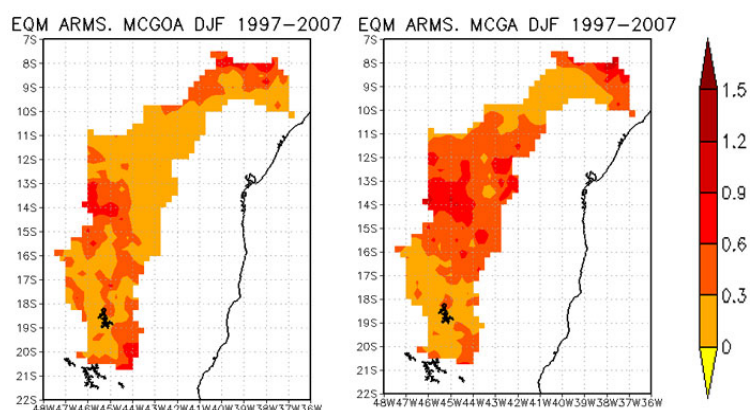


Figura 5.13 - Erro Quadrático Médio (EQM) da umidade do solo sazonal de verão (DJF) prevista pelos MCGOA e o MCGA na Bacia do rio São Francisco. Esquerda MCGOA, direita MCGA.

#### 5.4.2 Correlações espaço-temporais (CORR) da umidade do solo.

As correlações espaço-temporais entre as séries simuladas e a rodada controle vão mostrar em que medida as estimativas estão em fase. O coeficiente de correlação entre simulações e observações foi muito bom para ambos modelos



(Tabela 5.1). Ambos apresentaram máximos na região do estado de Minas Gerais. Já a diferença entre ambos modelos (Figura 5.14, à direita) ressaltou somente bacia alta o MHB-MCGOA supera as correlações do MHB-MCGA com a rodada controle.

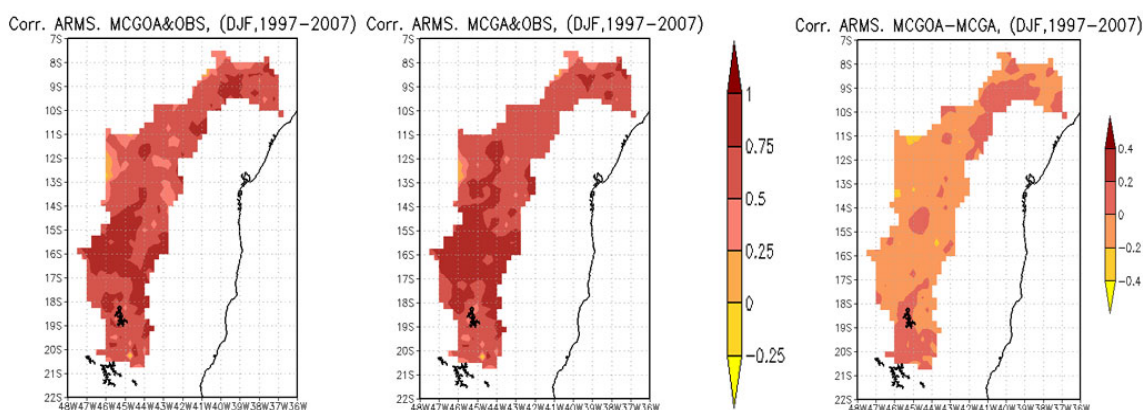


Figura 5.14 - Correlações (CORR) entre anomalias padronizadas da rodada controle e as previsões de umidade de solo na Bacia do Rio São Francisco.

## 5.5 Considerações finais do Capítulo 5.

Embora os resultados apresentados nas análises foram obtidos a partir das previsões de precipitação e a ETP calculada, esses mostraram que o MCGA, apresentou melhores resultados na estimativa da umidade do solo na escala de uma bacia hidrográfica, após a correção dos dados de precipitação pelas observações.

As diferenças entre as estimativas do MBH-MCGA e o MBH-MCGOA não foram relevantes, assim também poderiam ser utilizadas as saídas do MCGOA nestes experimentos com o modelo de balanço hídrico no solo. Isto sugere, que o aproveitamento de previsão de precipitação corrigida e a ETP resultante de modelagem climática dinâmica do MCGA e o MCGOA como dado de entrada em modelos de balanço hidrológicos na escala sazonal pode ser utilizado como metodologia para fornecer subsídio para uma melhor gestão de uso de água superficial na bacia do Rio São Francisco.



## 6 CONCLUSÕES

Com a realização deste trabalho foi possível a familiarização com os algoritmos dos modelos globais MCGA e MCGOA, assim como do MBH, sendo adquirida destreza na integração dos mesmos.

Após a integração do MCGA e MCGOA se obtiveram as previsões de precipitação a cada 6 horas para todo o globo nos meses DJF entre 1997-2007. Estes campos previstos pelas simulações dos modelos globais foram avaliados com respeito aos campos observados, calculando as métricas das anomalias padronizadas sazonais.

- O MCGA superestimou a média sazonal do período 1997-2007, propondo um desvio espacial aleatório para cada ano em toda a extensão da bacia. O EMA apresentou maiores valores na bacia média e alta, em Minas Gerais e sul da Bahia com valores médios de 1,34. O EQM calculado foi de 0,65 em média. O coeficiente de correlação em média foi de -0,45, sendo encontrados os piores valores no São Francisco médio e Submédio.
- O MCGOA superestimou a média sazonal do período 1997-2007, propondo o maior viés anual no verão considerado mais seco da serie 2005-06. O EMA esteve distribuído uniformemente em toda a área da bacia com valores médios de 1,13. O EQM calculado teve os máximos concentrados na região da nascente do rio, o que indica a existência de desvios nas previsões deste modelo na região montanhosa da bacia. O coeficiente de correlação em média foi de 0,14, sendo encontrados valores de até 0,8 próximos à foz do rio e ao norte de Minas Gerais.

Foi rodado o MBH tendo como variáveis de entrada ao sistema a ETP calculada e a precipitação corrigida a partir das saídas do MCGOA e o MCGA para à área da bacia. Com a integração do MHB-MCGA e MHB-MCGOA foram obtidas estimativas diárias de umidade de solo para o primeiro metro do perfil, nos meses DJF da serie 1997-2007. Estes campos simulados pelo MBH foram comparados com a umidade do solo da rodada controle do projeto PROCLIMA, calculando as métricas das anomalias padronizadas sazonais.

- De forma geral o armazenamento estimado pelos MBH-MCGA e MBH-MCGOA recria os principais padrões espaciais de umidade do solo devido aos sistemas de precipitação observados na bacia durante o verão. Porém, o MHB-MCGA superestimou a média sazonal de umidade do solo proposta pela rodada controle, entanto o MBH-MCGOA subestimou-a.
- Ambos os modelos conseguiram reproduzir a variabilidade interanual da umidade do solo, coerente à variação interanual das precipitações da estação na área da Bacia. No verão mais seco 2005-2006 foi observada a presença de uma deriva maior do MBH-MCGOA com respeito à rodada controle.
- Os maiores EMA do MBH-MCGOA concentram-se na região submédia e baixa da bacia com valores médios de 0,37, enquanto o MBH-MCGA teve médias de 0,33. O EQM foi melhor para o MBH-MCGOA com médias de 0,28. O coeficiente de correlação entre o MBH-MCGA e a rodada controle mostrou um melhor desempenho deste modelo com valores médios de 0,67 para a Bacia, mas o MBH-MCGOA teve um desempenho muito próximo com valores médios de 0,65.

Não obstante aos erros sistemáticos de ambos os modelos globais eles descrevem realisticamente o ciclo anual e a variabilidade interanual das anomalias de precipitação e o MCGOA mostrou-se ligeiramente com melhor desempenho na previsão sazonal de precipitação. O que corrobora que o acoplamento do oceano-atmosfera é relevante para previsão da precipitação na região Sudeste do Brasil.

O MCGA mostrou-se ligeiramente com melhor desempenho na previsão sazonal da umidade do solo, mesmo que as diferenças entre as estimativas do MBH-MCGA e o MBH-MCGOA não são significativas. Isto sugere que o aproveitamento de previsão de precipitação corrigida e a ETP resultante de modelagem climática dinâmica do MCGA e o MCGOA como dado de entrada em modelos de balanço hidrológicos na escala sazonal pode ser utilizado como metodologia para fornecer subsídio numa melhor gestão de uso de água superficial na bacia do Rio São Francisco.

Finalmente, como linhas de pesquisa para trabalhos futuros sugere-se um estudo

destas variáveis com outros modelos que permitam aumento da resolução espacial, ou uso de técnicas de “*downscaling*” em conjunto a modelos regionais para as estimativas de umidade do solo em domínios pequenos como o das Bacias Hidrográficas.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: surface climate. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 505–524, 1988. 11
- ALMEIDA, R. A. F.; NOBRE, P.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D. Negative ocean-atmosphere feedback in the south atlantic convergence zone. **Geophys. Res. Lett.**, (INPE-14961-PRE/9873), v. 34, n. 18, p. Art. No. L18809, Sep. 2007. Disponível em: <<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/11.19.17.06><<http://urlib.net/rep/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/11.19.17.06?languagebutton=pt-BR>>>>. Acesso em: dec. 2008. 9
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of cumulus cloud ensemble with large-scale environment. part i. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 671–701, 1974. 24
- BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variability of the south atlantic convergence zone simulated by an atmospheric general circulation model. **J. Climate**, v. 15, p. 745–763, 2001. 7, 12, 43
- BATTISTI, D. S. The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere/ocean model. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, p. 2889–2919, 1988. 2
- BONATTI, J. P. **Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC.**: Climanálise especial (comemorativo de 10 anos). Cachoeira Paulista, 1996. 5 p. 24
- BRANKOVIC, C.; PALMER, T. N.; FERRANTI, L. Predictability of seasonal atmospheric variations. **J. Climate**, v. 7, p. 217–237, 1994. 10
- BRYAN, K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. **J. Comput. Phys.**, v. 4, p. 347–376, 1969. 26
- CAVALCANTI, I. F.; CASTRO, C. C. Southern hemisphere atmospheric low frequency variability in a gcm climate simulation. In: INT. CONF. ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY 7., 2003, Wellington. **Preprints...** New Zealand: Amer. Meteor. Soc., 2003. p. 6. Disponível em: <CD-ROM13>. 12, 50

CAVALCANTI, I. F.; GRIMM, A.; BARROS, V. Variabilidade interanual da precipitação sobre a região sul/sudeste da América do Sul simulada pelo modelo de circulação global da atmosfera cptec/cola. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA., 9., 2001, Buenos Aires (AR). **Anales...** INPE-10602-PRE/6064, 2001. p. CD-ROM. Disponível em: <<<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/05.28.08.04><<http://urlib.net/rep/cptec.inpe.br/walmeida/2004/05.28.08.04?languagebutton=pt-BR>>>>. Acesso em: 7 mai. 2009. 12

CAVALCANTI, I. F.; MARENGO, J. A.; PRAKKI, S.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; JUNIOR, H. C.; CASTRO, C.; SANCHES, M. B.; SAMPAIO, G. Global climatological features in a simulation using the cptec-cola agcm. **J. Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002. 2, 11, 24

CHARNEY, J. G. On the scale of atmospheric motions. **Geofys.**, Publicasjoner, Norske Videnskaps-Akad. Oslo, v. 2, n. 17, p. 17, 1948. 9

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperatures over the south Atlantic ocean and the south Atlantic convergence zone. **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, 2004. 7, 9, 12, 43

CHOU, C. S. **Análise de distúrbios ondulatórios de leste sobre o Oceano Atlântico Equatorial Sul**. 11 p. Dissertação (Dissertação (Mestrado em Meteorologia)) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-Br, São José dos Campos. 1990, Dezembro 1990. 7

CLARKE, R. T.; DIAS, P. L. S. **As necessidades de observação e monitoramento dos ambientes brasileiros quanto aos recursos hídricos**. Brasília: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos / Ciência, Tecnologia e Inovação: Position Paper, 2002. 43 p. 8

COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO DOS VALES DO SÃO FRANCISCO E DO PARNAÍBA. **Cadastro do Vale do São Francisco**. 2009. Disponível em: <<http://www.codevasf.gov.br>>. Acesso em: 27 fev. 2009. 7, 19, 20

COX, M. D. **A primitive equation, three dimensional model of the ocean**. USA: Princeton University, 1984. v. 1, 143 p. 26



DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterizations in the GLAS climate model.** Washington: NASA, 1982. (NASA Tech. Memo. 83961) p. 25

DONG, B. W.; SUTTON, R. T. Adjustment of the coupled ocean-atmosphere system to a sudden change in the thermohaline circulation. **Geophys. Res. Lett.**, v. 29, n. 7, p. 1728, 2002. 3

FOLLAND, C.; COLMAN, A.; D., R.; DAVEY, M. Predictability of northeast brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98. **J. Climate.**, v. 14, p. 1937–1958, 2000. 7, 10

GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. parte i: Descrição da metodologia e validação. **Rev. Brás. Met.**, v. 21, n. 3a, p. 59–73, 2006. 16, 17, 18, 55, 56

GRIFFIES, S. M.; BONING, K.; BRYAN, F. O.; CHASSIGNET, E. P.; HASUMI, H.; HIRST, A.; TREGUIER, A. M.; WEBB, D. Developments in ocean climate modelling. **Ocean Modelling**, v. 2, p. 123–192, 2000. 26

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern south america associated with el niño and la niña events. **J. Climate**, v. 13, p. 35–58, 2000. 12

HABEST, F.; LEMOINE, P.; NOILHAN, J. On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. **J. of Hydrology**, v. 293, p. 270–288, 2004. 51, 53

HARDING, R. J.; JOCHUM, A. M. Atmospheric and hydrological processes and models at the soil-vegetation-atmosphere interface. **J. Hydrology**, v. 166, n. 3-4, p. R7–R8, 1995. 1

HASHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. C. A fast radiation parametrization for atmospheric circulation models. **J. Geophys. Res.**, v. 92, p. 1009–1016, 1987. 25

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast brazil. **Quar. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 103, p. 77–92, 1977. 10, 11

HAY, L.; CLARK, M. Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western united states. **J. Hydrology.**, v. 282, p. 56–75, 2003. 39, 41

HAY, L. E.; CLARK, M. P.; WILBY, R. L.; GUTOWSKI, W. J.; ARRITT, R. W.; TAKLE, E. S.; PAN, Z.; LEAVESLEY, G. H. Use of regional climate model output for hydrologic simulations. **J. Hydrometeor.**, v. 3, p. 571–590, 2002. 41

HILLEL, D. **Applications of soil physics.** New York: Academic Press, 1980. 385 p. 3

IBBITT, R. P.; HENDERSON, R. D.; COPELAND, J.; WRATT, D. S. Simulating mountain runoff with meso-scale weather model rainfall estimates: a new zealand experience. **J. Hydrology**, v. 239, p. 19–32, 2001. 39

INTERNATIONAL RESEARCH INSTITUTE FOR CLIMATE PREDICTION. **Seasonal climate prediction for regional scales.** 2009. Disponível em: <[http://iri.columbia.edu/projects/climate/course\\_html](http://iri.columbia.edu/projects/climate/course_html)>. Acesso em: 13 jan. 2009. 21, 23

KALNAY, E.; COAUTHORS. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. 33

KAYANO, M. T.; MOURA, A. D. O. El niño de 1982-83 e a precipitação sobre a américa do sul. **Rev. Bras. Geof.**, v. 4, n. 2, p. 201–214, jun-dez 1986. 16

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BRIEGLEB, B. P. The simulated earth radiation budget of the national center for atmospheric research community climate model ccm2 and comparisons with the earth radiation budget experiment (erbe). **J. Geophys. Res.**, v. 99, n. D10, p. 20815–20827, 1994. 25

KIMURA, R. Numerical weather prediction. **J. Wind Eng. Ind. Aerodynamics.**, v. 90, p. 1403–1414, 2002. 25

KINTER, J. L.; DEWITT, D.; DIRMEYER, P.; FENESEY, M.; KIRTMAN, B.; MARXS, L.; SCHNEIDER, E.; SHUKLA, J. S.; STRAUS, D. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model.** [S.l.], 1997. v. 1: formulation, Inc. p. 25, 26

KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.

van den; JENNE, R.; FIORINO, M. The ncep-ncar 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation. **Bulletin Amer. Meteor. Soc.**, v. 82, p. 247–268, 2001. 33

KITE, G. W. Simulating columbia river flows with data from regional-scale climate models. **Water Resources Res.**, v. 33, n. 6, p. 1275–1285, jun, 1997. 39

KOSTER, R.; SUAREZ, M. J.; HEISTER, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **J. Hydrometeor.**, v. 1, p. 26–46, 2000. 10, 13

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the south american sector. **J. Climate**, v. 7, p. 1131–1143, 1994. 9

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 1, p. 118–133, 1974. 25

MADDEN, R.; JULIAN, P. R. Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **J. Atmos. Sci.**, v. 29, p. 1109–1123, 1972. 9

MARENGO, J. A. Interannual variability of surface climate in the amazon basin. **Inter. J. Climatology**, v. 12, p. 853–863, 1992. 11

\_\_\_\_\_. Interdecadal variability and trends of rainfall across the amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 79–96, 2004. 7, 10

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I.; PRAKKI, S.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C.; BONATTI, J.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M.; MANZI, A.; CUNNINGHAM, C. Regional aspects of climate as produced by the cptec/cola atmospheric gcm. skill and predictability assessment and applications to climate predictions. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2006, Foz de Iguaçu. **Anais...** CD-ROM. (INPE-9440-PRE/5096), 2002. p. 904–913. Disponível em: <<<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.13.17.06><<http://urlib.net/rep/sid.inpe.br/iris@1915/2005/04.13.17.06?languagebutton=pt-BR>>>>. Acesso em: jan. 2009. 13, 50

MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I.; SATYAMURTY, P.; TROSNICOV, I.; NOBRE, C.; BONATTI, J.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M.; MANZI, A.; CASTRO, C.; D´ALMEIDA, C.; PEZZI, L.; CANDIDO, L. Assessment of regional rainfall predictability using the cptec/cola atmospheric gcm. **Clim. Dyn.**, v. 21, p. 459–475, 2003. [2](#), [11](#), [12](#)

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. **J. Climate**, v. 6, p. 617–627, 1993. [10](#)

MARENGO, J. A.; SAMPAIO, G.; CHOU, S. C. Seasonal rainfall forecasts doe applications in stream-flow generation in the sao francisco river basin in northeast brazil: Rainfall corrections for acgms for use in hydrological modeling. **VAMOS Newsletter.**, v. 3, p. 10, 2006. [13](#)

MAYR, T.; JARVIS, N. J. Pedotransfer functions to estimate soil water retention parameters for a modified brooks-corey type model. **Geoderma**, v. 91, n. 1-2, p. 1–9, Aug 1999. [29](#)

MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLER, A. A. forty years of numerical climate modelling. **Inter. J. Climatology**, v. 21, p. 1067–1109, 2001. [23](#)

MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A. **A climate modelling primer**. England: John Wiley & Sons, 1997. 253 p. [3](#), [21](#), [22](#), [24](#)

MECHOSO, C. R.; LYONS, S. W.; SPAHR, J. A. The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over northeast brazil. **J. Climate**, v. 3, p. 812–826, 1990. [9](#)

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence clousure model geophysical fluid problems. **Rev. Geophy.**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. [25](#)

MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed arakawa-shubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. **Mon. Wea. Rev.**, v. 120, p. 978–1002, 1992. [24](#)

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **J. Atmos. Sci.**, v. 38, p. 2653– 2675, 1981. [9](#), [10](#)

NEELIN, J. D.; LATIF, M.; JIN, F. Dynamics of coupled ocean- atmosphere models: The tropical problem. **Annu. Rev. Fluid Mech.**, v. 26, p. 617–659, 1991.

[2](#)

NOBRE, C.; SELLERS, P.; SHUKLA, J. Regional climate change and amazonian deforestation model. **J. Climate.**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. [1](#), [3](#)

NOBRE, P. **interação oceano - atmosfera**. São José dos Campos: Programa de pós-graduação em Meteorologia (PGMET/INPE), 2008. 17 slides, Aula 1: Como a atmosfera e oceano se comunicam? Acesso em: Set - Dez, 2008. [27](#)

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; GIAROLLA, E. South american summer season climate predictability: a fully coupled ocean-atmosphere study. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA,(CBMET), 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2006.: (INPE-14570-PRE/9600), 2006. Disponível em: <CD-ROM>. [14](#), [15](#), [52](#)

NOBRE, P.; MARENGO, A.; CAVALCANTI, I. F. A.; OBREGON, G.; BARROS, V.; CAMILLONI, I.; CAMPOS, N.; FERREIRA, G. Seasonal to decadal predictability and prediction of south american climate. **J. Climate (Special Section)**, v. 19, n. 23, p. 5988–6004, December 2006. [9](#), [11](#), [14](#), [50](#), [52](#)

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical atlantic and south america. **J. Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996. [2](#), [7](#), [10](#), [11](#)

OBERHUBER, J. M. **An Atlas Based o the COADS data set: the budgets of heat, buoyancy and turbulent energy at the surface of the global ocean**. Hamburg: Max Planck Institute for Meteorology, 1988. 55 p. [36](#)

O'KANE, J. Mesoscale hydrology and general circulation models. **J. Hydrology (Special Issue)**, v. 155, n. 3-4, p. R7, 1994. [1](#)

OLIVEIRA, J. L.; SILVA, M. G. A. J. D. Verificação das previsões de precipitação divulgadas pelos jornais para a cidade do rio de janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., outubro, 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. [48](#)

OPERADOR NACIONAL DO SISTEMA ELÉTRICO. **Plano anual de prevenção de cheias - ciclo 2000/2001**. Rio de Janeiro, 2001. 110 p. [20](#)

PACANOWSKI, R. C.; GRIFFIES, S. M. **MOM 3.0 Manual**. Princeton, Technical Report No. 4. 1998. 680 p. [26](#)

PACANOWSKI, R. C.; PHILANDER, S. G. H. **Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans**. [S.l.], 1981. v. 11, n. 11, 1443-1451 p. [26](#)

PEREIRA, A. R.; NOVA, N. A. V.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p. [29](#)

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 217 p. Dissertação (Dissertação (Mestrado em Meteorologia)) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-Br, São José dos Campos. 1994, 1994. [7](#), [43](#)

REPELLI, C. A.; SOUZA, E. B. d.; QUADRO, M. F. L. d.; ALVES, J. M. B.; SAKAMOTO, M. S. O episódio de chuvas intensas nordeste brasileiro no final de março/1997: influência da oscilação 30-60 dias. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 13, p. 9–18, 1998. [9](#)

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence zone. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2947–2957, 2000. [12](#), [43](#), [44](#)

ROSATI, A.; MIYAKODA, K. A general circulation model for upper ocean simulation. **J. Phys. Ocean.**, v. 18, n. 11, p. 1601–1626, 1998. [26](#), [36](#)

ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. 145 p. Dissertação (Dissertação (Mestrado em Meteorologia)) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-Br, São José dos Campos. 2001, Novembro 2001. [3](#), [16](#), [30](#), [56](#)

ROSSATO, L.; ALVALÁ, R. C. S.; TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no brasil: análise das condições médias para o período de 1971- 1990. **Rev. Bras. Met.**, v. 19, n. 2, p. 113–122, 2004. [16](#), [32](#), [33](#)

SAMPAIO, G. Seasonal, interannual and long term variability of the hydrometeorology of the sao francisco river basin (northeast brazil), and their physical links to tropical-extratropical ssts. In: WORKSHOP ON REGIONAL CLIMATE PREDICTION & APPLICATIONS, 2., 2000, Oklahoma. **Proceedings...** Oklahoma: Oklahoma University, 2000. [7](#)

- SARAVANAN, R. Atmospheric low-frequency variability and its relationship to midlatitude sst variability: Studies using the near climate system model. **J. Climate**, v. 11, p. 1386–1404, 1998. 3
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y.; DALCHER, A. A simple biosphere model (sib) for use within general circulation models. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. 24
- SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; MARIN, F. R.; ANGELOCCI, L. R.; ALFONSI, R. R.; CARAMORI, P. H.; SWART, S. **Balanço hídrico climatológico no Brasil**. Esalq/Usp - Piracicaba: [CD ROM], 1999. 16
- SHUKLA, J. Predictability in the midst of chaos: a scientific basis for climate forecasting. **Science**, p. 728–731, 1998. 2, 36
- SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate.. **Science**, v. 215, n. 4539, p. 1498–1501, 1998. 1
- SILVA, B. C. **Previsão hidroclimática de vazão para a bacia do rio São Francisco**. 220 p. Dissertação (Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental)) — Instituto de Pesquisas Hídricas (IPH-UFRGS), Porto Alegre, 2005, Outubro 2005. 2, 9, 20, 22, 60
- SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ecmwf model. **Quart. J. Roy. Met. Soc.**, v. 46, p. 2757–2782, 1989. 25
- SMITH, M. **Report on the expert consultation on revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements**. Rome, Italy, 1991. 45 p. 30
- SOUZA, S. S.; TOMASELLA, J.; GRACIA, M. G.; AMORIM, M. C.; MENEZES, P. C. P.; MOREIRA, C. A. O programa de monitoramento climático em tempo real na área de atuação da sudene - proclima. **Bol. Soc. Bras. Met.**, v. 25, n. 1, p. 15–24, 2001. 27, 35
- STERN, W.; MIYAKODA, K. Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple gcm simulations. **J. Climate**, v. 8, p. 1071–1085, 1995. 36
- SUD, Y. C.; SELLERS, P. J.; CHOW, P.; WALKER, G. K.; SMITH, W. E. Influence of the biosphere on the global circulation and hydrological cycle - a gcm simulation experiment. **Agric. Forest Meteor.**, v. 52, n. 1-2, p. 133–180, aug 1990. 1

S.VANNITSEM; CHOMÉ, F. Notes and correspondence: One-way nested regional climate simulation and domain size. **J. Climate**, v. 18, p. 229–233, 2005. 50

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geogr. Rev.**, v. 38, p. 55–94, 1948. 16, 29

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 1955. 104 p. 15

TOMASELLA, J. **modelagem hidro-meteorológica**. São José dos Campos: Programa de pós-graduação em Meteorologia (PGMET/INPE), 2008. 100 slides, Aula 9: Evapotranspiração. Acesso em: Set - Dez, 2008. 30

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of brazilian soils using soil-water retention data. **Soil Science**, v. 162, p. 703–712, 1997. 59

\_\_\_\_\_. **Developments in soil science: ptransfer functions in hydrology**. Amsterdam: Elsevier, 2005. 415-435 p. 31

UVO, C. R. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The relationship between tropical pacific and atlantic sst and northeast brazil monthly precipitation. **J. Climate**, v. 11, p. 551–562, 1998. 7, 10

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic Press, 1995. 467 p. 48

WILLMOT, C. J.; ROWE, C. M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **J. Climate**, v. 5, n. 1, p. 589–606, 1985. 25

WOOD, E. F. Scaling soil moisture and evapotranspiration in runoff models. **Adv. Water Res.**, v. 17, p. 25–34, 1994. 1

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; III, J. L. K.; SUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **J. Climate**, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. 24

ZEBIAK, S. E. Air - sea interaction in the equatorial atlantic region. **J. Climate**, v. 6, p. 1567–1586, Aug 1993. 2