



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.03.20.12-TDI

**ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE UMIDADE DO SOLO
DERIVADA DE SATÉLITE NO MODELO SSIB
ACOPLADO AO MCGA/CPTEC**

Bianca Buss Maske

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo
Dr. Luiz Gustavo Gonçalves de
Gonçalves, aprovada em 24 de
maio de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LKK3KB>>

INPE
São José dos Campos
2016

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@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.03.20.12-TDI

**ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE UMIDADE DO SOLO
DERIVADA DE SATÉLITE NO MODELO SSIB
ACOPLADO AO MCGA/CPTEC**

Bianca Buss Maske

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo
Dr. Luiz Gustavo Gonçalves de
Gonçalves, aprovada em 24 de
maio de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LKK3KB>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Maske, Bianca Buss.

M379a Assimilação de dados de umidade do solo derivada de satélite no modelo SSiB acoplado ao MCGA/CPTEC / Bianca Buss Maske. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxiv + 85 p. ; (sid.inpe.br/mte-m21b/2016/05.03.20.12-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. Luiz Gustavo Gonçalves de Gonçalves.

1. Umidade do solo. 2. Assimilação de dados. 3. Seca. 4. Modelo de superfície. I.Título.

CDU 551.584.3



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

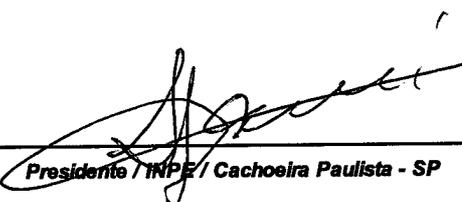
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Bianca Buss Maske**

Título: "ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE UMIDADE DO SOLO DERIVADA DE SATÉLITE NO MODELO SSiB ACOPLADO AO MCGA/CPTEC"

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

Dr. Luiz Fernando Sapucci



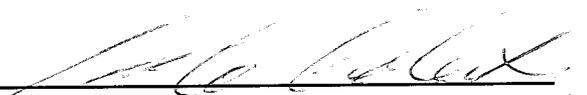
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Leonardo Calvetti



Convidado(a) / UFPEL / Pelotas - RS

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 24 de maio de 2016

"É preciso força pra sonhar e perceber que a estrada vai além do que se vê."

Los Hermanos

Dedico a meus pais Irnaci e Neiva, por todo apoio e amor.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus por ter concedido-me a graça da vida e me permitir vencer mais esta etapa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pela estrutura de trabalho fornecida para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao SIMEPAR pelo apoio financeiro, espaço e suporte computacional para realização do trabalho.

Ao meu orientador Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves pelas oportunidades, conhecimento transmitido, compreensão, paciência e amizade durante todo esse período.

Aos colegas do Grupo de Desenvolvimento em Assimilação de Dados (GDAD) pelo apoio na parte de programação e trocas de conhecimento. Agradeço em especial ao João Gerd Zell de Mattos por todo suporte na implementação do sistema de assimilação, esclarecimentos, incentivo e amizade que foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Dr. Luis Fernando Sapucci, Dr. Javier Tomasella e ao Dr. Rafael Rosolem por todas as sugestões dadas no exame de proposta e durante o desenvolvimento da pesquisa.

Aos integrantes do SULFLUX da UFSM, em especial a Dra. Débora Regina Roberti e Geovane Webler, por compartilhar as suas experiências na área de superfície sempre com muita prestatividade.

A meus pais Irnaci e Neiva e avós Ildegar, Serly e Hugo, pelo apoio as minhas escolhas, ajuda nos momentos difíceis, por todo carinho, amor e motivação.

Aos queridos amigos Aline Bilhalva, Helena Barbieri de Azevedo, Elaine Barreto, Graziela Luzia, Brunna Romero, Bruno Medina, Davi Moura, Hallan Souza de Jesus, Luiz Fernando dos Santos, Bruna Silveira, Camila Cossetin, Nicole Resende, José Dias, Sabrina Guidotti, Juline Macedo, Marcia Schumacher, Cristina Jansen, Alice

Henkes, Mosefran Firmino, Maksić Jelena e Dragan Latinovic agradeço por estarem sempre ao meu lado, pela paciência, carinho, incentivo, conselhos e por alegrar os meus dias cada um a sua maneira. Aos colegas de turma agradeço pelas trocas de conhecimento e experiências.

Aos amigos de Curitiba, Tulipa Silva, Rafael Toshio, Ana Handa, Carlos Neto, Luciane Pinheiro e Reverton Neundorf, agradeço pela acolhida, amizade, apoio, preocupação, momentos de descontração e tantos ensinamentos proporcionados.

A todos aqui mencionados e a todos que de alguma maneira participaram desta etapa os meus sinceros agradecimentos!

RESUMO

A umidade do solo exerce papel fundamental na partição dos fluxos de superfície, além disso, devido as suas interações com as demais variáveis do ciclo hidrológico e pelo seu tempo de persistência exerce um papel importante na previsão de tempo e clima, sendo fundamental ser determinada adequadamente na inicialização de modelos numéricos. Por esse motivo, tem-se utilizado assimilação de dados de umidade do solo para melhor estimativa da própria variável e pelo seu impacto direto na previsão de precipitação. Porém a umidade do solo possui uma rede esparsa de observações *in situ*, sendo assim, uma das maneiras encontradas para contornar este problema é utilizar estimativas de satélites, que são capazes de fornecer a variabilidade em escala global de umidade do solo. Além disso, muitos eventos de seca tem afetado o Brasil nos últimos anos, prejudicando a economia, produção de energia e abastecimento de água para a população. E dada a dificuldade de prever a precipitação pelos modelos meteorológicos a previsão desse tipo de evento é dificultada. Diante disso, este trabalho teve por objetivo realizar assimilação de dados de umidade do solo, estimados por satélite, no modelo de superfície SSiB acoplado ao modelo MCGA do CPTEC/INPE. Neste trabalho foram estudados três eventos de seca ocorridos nos anos de 1998/1999, 2007 e 2012/2013, foi investigado o comportamento da umidade do solo nesse tipo de situação, através dos dados de satélite e modelos. Posteriormente, foi realizada assimilação de dados de umidade do solo no período entre janeiro de 1998 e janeiro de 2000, utilizando o método *nudging*, afim de verificar o impacto na própria umidade do solo e na precipitação.

SATTELITE SOIL MOISTURE DATA ASSIMILATION IN SSIB MODEL COUPLED WITH MCGA/CPTEC

ABSTRACT

Soil moisture plays a fundamental role in the partition of the surface flux, in addition, due to their interactions with other variables of the hydrological cycle and its persistence time, plays an important role in weather and climate prediction, it is fundamental to be determined properly in inicialization of numerical models. For this reason, it has been used assimilation of soil moisture data to better estimate the variable itself and because its have a direct impact on precipitation forecast. But soil moisture has a sparse network of observations, one of the ways found to get around this is to use estimates of satellites. In addition, many drought events have affected Brazil in recent years, harming the economy, energy production and water supply for the population, given the difficulty of predicting precipitation by meteorological models, the forecast of this type of event is difficult. Thus, this study aims to aply the assimilation of soil moisture data, estimated by satellite in SSiB land surface model coupled to AGCM model CPTEC/INPE. In this work we studied three of drought events in the years 1998/1999, 2007 and 2012/2013, was investigated soil moisture behavior in this type of situation, through the satellite data and models. Later, data assimilation was aplyed in soil moisture between 1998-january and 2000-january, using nudging method, in order to verify the impact on own soil moisture and precipitation.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Relações da umidade do solo com variáveis próximas à superfície. Fonte: Adaptado de Eltahir (1998)	8
3.2 Propagação do sinal de deficit de precipitação nas variáveis do ciclo hidrológico. Fonte: Adaptado de Small e Kurc (2001)	9
3.3 Contribuição da umidade do solo sub-superficial na variabilidade de precipitação. Fonte:Koster et al. (2006)	13
3.4 Regiões preferenciais de acoplamento entre umidade do solo e precipitação entre os 8 melhores modelos. Fonte: Koster et al. (2006)	14
3.5 Registros de estiagem e seca no Brasil entre 1991 e 2012. Fonte: Atlas Brasileiro de Desastres Naturais	21
4.1 Esquema do modelo de SSiB.	26
4.2 Ciclo de assimilação de dados	29
4.3 Exemplo de aplicação da função de distribuição acumulada. Fonte: Adaptada de Reichle e Koster (2004)	30
5.1 SPI de 3 meses de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).	34
5.2 Anomalia de umidade do solo média mensal(linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área: Nordeste e Sudeste	35
5.3 Percentil de umidade do solo de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).	36
5.4 SPI de 3 meses de Março de 2007 a Janeiro de 2008	37
5.5 Anomalia de umidade do solo média mensal(linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área (A)Sudeste e (B) Paraná de Jan/2006 a Dez/2007	37
5.6 Percentil de umidade do solo de Março de 2007 a Janeiro de 2008.	38
5.7 SPI de 3 meses de Janeiro de 2012 a Março de 2013 (intervalo de 2 meses).	39
5.8 Anomalia de umidade do solo média mensal(linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área de Jan/2012 a Dez/2013	39

5.9	Percentil seco de umidade do solo de Janeiro de 2012 a Março de 2013 (intervalo de 2 meses).	40
5.10	percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).	42
5.11	percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).	42
5.12	Percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de Março de 2007 a Janeiro de 2008.	43
5.13	Percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de Março de 2007 a Janeiro de 2008.	44
5.14	Percentil seco de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de (a) Janeiro de 2012 a (l) Março de 2013 com intervalo de 2 meses. . .	45
5.15	Percentil seco de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de (a) Janeiro de 2012 a (l) Março de 2013 com intervalo de 2 meses. . .	45
5.16	Percentil de umidade do solo de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (a cada 2 meses).	46
5.17	Percentil de umidade do solo de Março de 2007 a Janeiro de 2008.	47
5.18	Percentil de umidade do solo de Janeiro de 2012 a Setembro de 2013 (com intervalo de 2 meses).	48
5.19	Histograma de frequência de US derivada de: modelo(topo), satélite(meio) e após correção de viés(inferior)	49
5.20	Média Global de O-A(linha azul) e O-F(linha vermelha) e Desvio Padrão Global de O-A(linha azul) e O-F(linha vermelha)	51
5.21	Média temporal do incremento entre Jan/1998 e Jan/2000, Média do incremento nos meses de DJF (verão austral) e Média do incremento nos meses de JJA (inverno austral)	53
5.22	Média Global do incremento e Desvio Padrão Global do do incremento de análise	53
5.23	Diferença percentual entre AD e CTRL média em: Jan/1998 (painel inferior), Jan/1999 (painel intermediario), Jan/2000(painel inferior).	55
5.24	Distribuição da precipitação acumulada do CTRL e AD em: Jan/1998 (painel inferior), Jan/1999 (painel intermediario), Jan/2000(painel inferior).	56
5.25	Propagação média global da assimilação nas camadas do solo.	57
5.26	Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e CTRL médio em DJF.	59
5.27	Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e CTRL médio JJA	60
5.28	Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e AD médio em DJF.	62
5.29	Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e AD médio em JJA.	62
5.30	Diferença percentual do erro para DJF e JJA.	64

5.31	Distribuição média da precipitação acumulada nos meses de DJF por: Observações, CTRL e AD.	66
5.32	Distribuição média da precipitação acumulada nos meses de JJA por: Observações, CTRL e AD.	67
5.33	Diferença percentual do erro de precipitação para DJF e JJA.	68

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Satélites com medições de umidade do solo	12
4.1 Opções de Parametrizações do MCGA	25

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AD	–	Assimilação de Dados
CFDA	–	Combinação da Função de Distribuição Acumulada
CLP	–	Camada Limite Planetária
CPC	–	<i>Climate Prediction Center</i>
CMAP	–	<i>Merged Analysis of Precipitation</i>
CSAT	–	Produto Combinado de Satélites
CTRL	–	Experimento Controle
DJF	–	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
DP	–	Desvio Padrão
DPE	–	Diferença Percentual do Erro
ET	–	Evapotranspitação
GDAS	–	<i>Global Data Assimilation System</i>
GLACE	–	<i>Global Land Atmosphere Experiment</i>
GLDAS	–	<i>Global Land Data Assimilation System</i>
GPCP	–	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
JBN	–	Jatos de Baixos Níveis
JJA	–	Junho, Julho e Agosto
LDAS	–	<i>Land Data Assimilation System</i>
MCGA	–	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NLDAS	–	<i>North American Land Data Assimilation System</i>
PCTL20	–	Percentil menor que 20
PNT	–	Previsão Numérica de Tempo
RMSE	–	<i>Root Mean Square Error</i>
SALDAS	–	<i>South American Land Data Assimilation System</i>
SPI	–	<i>Standardized Precipitation Index</i>
SPI3	–	SPI de 3 meses
SSiB	–	<i>Simplified Simple Biophere Model</i>
US	–	Umidade do Solo
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	5
2.1 Objetivos específicos	5
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1 A Umidade do Solo	7
3.2 Estimativa de umidade do solo	10
3.3 Impacto da umidade do solo na modelagem	13
3.4 Assimilação de umidade do solo	16
3.5 Secas	19
4 MATERIAIS E MÉTODOS	23
4.1 Dados de umidade do solo por satélite	23
4.2 Modelo de Circulação Geral da Atmosfera	24
4.3 Modelo Biosférico Simples Simplificado (<i>Simplified Simple Biosphere Model – SSiB</i>)	25
4.4 Método de Assimilação de Dados	27
4.4.1 Pré-processamento dos dados: Correção de viés	29
4.5 Metodologia de avaliação	31
5 RESULTADOS	33
5.1 Indicadores de Seca	33
5.2 Identificação de seca por modelos	40
5.2.1 GLDAS	40
5.2.2 MCGA-CPTEC	45
5.3 Assimilação de Umidade do solo	48
5.3.1 Pré-processamento dos dados de satélite	49
5.3.2 Validação do sistema de assimilação de dados de umidade do solo	49
5.3.3 Análise da distribuição espacial e temporal dos incrementos de análise	51
5.3.4 Impacto da assimilação de dados de umidade do solo	54
5.3.5 Impacto da assimilação nas camadas inferiores do solo	56
5.3.6 Performance da assimilação de dados de umidade do solo	57

5.3.7	Impacto na precipitação	64
6	CONCLUSÕES	71
6.1	Sugestão de trabalhos futuros	74
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77

1 INTRODUÇÃO

A umidade do solo (US) desempenha um papel de extrema importância na interface solo-atmosfera, atuando na partição dos fluxos de água e energia. Devido a sua interação com as demais variáveis do ciclo hidrológico e atuação na escala tempo de curto a longo prazo, a umidade do solo se torna uma variável de interesse para o tempo e clima, e com aplicações em diversas áreas tais como: agricultura, engenharia civil, ecologia, planejamento urbano, etc.

No ciclo hidrológico global os oceanos são os maiores reservatórios de água. Sobre a superfície continental o conteúdo de água no solo também é um reservatório importante de água para a atmosfera, já que armazena cerca de dez vezes mais água do que a atmosfera. Além disso, o conteúdo de água no solo possui variação lenta causando um efeito de "memória" de US, que possui implicações importantes para a previsão sazonal assim como para períodos mais longos (PIELKE et al., 1999; KOSTER et al., 2000).

Cerca de 70% da precipitação que chega a superfície terrestre é retornada para a atmosfera através da evapotranspiração (COUNCIL, 1986). O aumento da umidade do solo aumenta a evapotranspiração, o que auxilia no aumento da convecção local e fortalece a circulação de grande escala, causando precipitação que por sua vez leva ao aumento da umidade do solo, este é um processo de retroalimentação entre a umidade do solo e a precipitação (ELTAHIR, 1998). Da mesma forma, a relação inversa também é válida, onde a anomalia negativa de precipitação causa redução da umidade do solo e a umidade do solo como mecanismo de resposta restringe a fluxo de umidade para a atmosfera, mas como a umidade do solo é uma variável de variação lenta as repostas não são imediatas, tornando esses mecanismos de troca relevantes em processos de escala sazonal e intra-sazonal, como eventos de cheias ou secas (PAL; ELTAHIR, 2001).

Secas podem ser definidas de diferentes formas, em geral conforme a natureza do déficit hídrico. A seca meteorológica está relacionada com o déficit de precipitação e a seca agrícola com a umidade do solo, entre outras definições. Esses eventos são identificados e tem sua severidade classificada utilizando diversos índices, que quantificam a umidade disponível no ambiente através de precipitação, evapotranspiração, umidade do solo, escoamento sub-superficial etc. A umidade do solo é uma variável importante nesse contexto por refletir eventos passados de anomalia de precipitação, sendo assim o tempo de duração da seca meteorológica pode ser diferente da seca agrícola, este período dependerá do tempo de resposta para restauração da

coluna de água no solo. Além disso, durante o período de seca agrícola haverá restrição de água para evapotranspiração o que não auxilia na geração de precipitação. A previsão desses fenômenos impacta diretamente a sociedade no fornecimento de água, produção agrícola, indústrias e economia.

Os modelos de circulação geral da atmosfera, em geral, têm a componente de superfície representada através de modelos, que simulam o balanço de energia e de água à superfície em resposta às variáveis atmosféricas. Alguns trabalhos aplicados em modelos de superfície indicam que a alteração da condição inicial de umidade do solo, utilizando diferentes níveis de saturação, geram impactos significativos na previsão de tempo e de clima (PIELKE et al., 1999; CANDIDO et al., 2006; GONCALVES et al., 2006b). Uma das maneiras de melhorar a condição inicial dos modelos é através do *spin-up*, que se trata do processo de ajuste de todos os parâmetros do modelo a um dado conjunto de forçantes, existem várias maneiras de realizar este ajuste, Rodell et al. (2005) sugere as duas melhores encontradas como: 1) Quando o modelo é inicializado em condição média à saturada de umidade e o modelo é executado pelo número máximo de anos que seja possível, até que o nível de equilíbrio seja atingido; 2) Utilizar os campos de estado médios a partir de uma simulação completa. Outra forma de alterar a inicialização é através da assimilação de dados, neste caso as variáveis que serão assimiladas estarão se aproximando gradualmente do observado e direcionando as demais variáveis a se adaptar a esta condição. Ambas as práticas são complementares, pois a realização de assimilação não descarta a necessidade de *spin-up*.

A assimilação de dados (AD) consiste em combinar os dados observados com o campo previsto pelo modelo a fim de encontrar um campo de análise ótimo, para realizar a atualização da condição inicial do próximo ciclo do modelo. Ao longo dos anos foram desenvolvidas várias técnicas para a realização de AD, entre elas: inserção direta, correções sucessivas, *nudging*, interpolação ótima. Com avanço no poder computacional e nas técnicas de observação, métodos mais robustos foram necessários e são utilizados atualmente nos centros operacionais de previsão de tempo: variacional (3DVar e 4DVar) e filtro de Kalman (EKF, EnKF, LETKF). A principal melhoria na AD foi devido ao avanço das observações por satélite, unida ao aprimoramento dos modelos de previsão numérica de tempo (PNT). As observações por satélite representam um impacto positivo significativo principalmente para as regiões que possuem grande escassez de dados ou para o caso de variáveis dificilmente observadas, como por exemplo, umidade do solo e temperatura superficial.

Para a umidade do solo o avanço nas observações por satélite foi fundamental, possibilitando maior entendimento da relação da US com as demais variáveis de superfície, assim como facilitando a aplicação em modelagem e assimilação de dados. A utilização de sensores remotos de micro-onda ativos e passivos tem permitido análises em escala de regional a global. Porém, devido a medição de satélite ser dada em radiância, existe a necessidade de utilizar modelos de recuperação para obtermos a variável de interesse. O primeiro modelo para recuperação de umidade do solo foi proposto por Njoku e Entekhabi (1996) , onde aplicava a teoria de micro-ondas em um modelo estratificado, negligenciando os efeitos de rugosidade da superfície, cobertura vegetal e espalhamento sub-superficial. Posteriormente o modelo foi aprimorado, com a inclusão de um efeito de rugosidade da superfície (CHOUDHURY et al., 1979), da vegetação (MO et al., 1982) e modelo de mistura dielétrica (WANG; SCHMUGGE, 1980).

A inclusão da umidade do solo estimada por satélite pelo processo de assimilação de dados vem sendo investigada utilizando diversas metodologias e resultando em melhorias no acoplamento superfície-atmosfera, principalmente na precipitação. Vários estudos tem demonstrado que a assimilação de umidade do solo proveniente de satélite tem representado um impacto positivo nas simulações numéricas, muitas vezes validados por observações de campo, quando disponíveis (DRAPER et al., 2012; BOLTEN et al., 2010; SCIPAL et al., 2008; REICHLER et al., 2007). Normalmente estes dados são assimilados após serem re-escalados para atender a correções de viés, dessa forma tendo variância e média próximas das calculadas pelo modelo numérico, como descrito por Scipal et al. (2008). Em regiões de poucas observações como a América do Sul e em particular o Brasil, medidas de umidade do solo provenientes de satélite tem grande valor para previsão numérica de tempo.

Portanto, visto que a umidade do solo está diretamente relacionada com a precipitação e há grande interesse em ajustar a precipitação nos modelos numéricos, pode-se fazer esse ajuste de uma maneira indireta corrigindo a US. Porém a única cobertura global de dados de umidade do solo é através de estimativa por satélite e esta medida é referente somente a aproximadamente 5 cm de profundidade do solo. Assim, por falta de dados observados para avaliar a atual representação de US no MCGA serão utilizados eventos de seca como ferramenta de avaliação. Para que isso seja possível primeiramente é necessário verificar se os dados de satélite são capazes de identificar os eventos de seca, verificada essa hipótese é realizada a assimilação dos dados de satélites no modelo MCGA/SSiB e avaliado o impacto na coluna de água no solo e na precipitação.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo é realizar a assimilação de umidade do solo recuperada do satélite, utilizando o método de assimilação *nudging* no MCGA do CPTEC/INPE, acoplado ao modelo de superfície SSIB, e avaliar os impactos nas previsões de precipitação e análise de umidade do solo através de eventos recentes de seca.

2.1 Objetivos específicos

- a) Utilizar a umidade do solo estimada por satélite como indicador para avaliar os impactos de eventos de seca;
- b) Avaliar a destreza do modelo MCGA do CPTEC/INPE, acoplado ao modelo de superfície SSIB, em estimar eventos recentes de seca;
- c) Realizar a assimilação de umidade do solo estimada por satélite por meio do método *nudging*;
- d) Avaliar a propagação da assimilação de umidade do solo superficial, a partir de dados derivados de satélite, no perfil vertical de conteúdo de água do solo no modelo SSiB;
- e) Verificar o impacto da assimilação de umidade do solo na própria umidade do solo;
- f) Avaliar o impacto da assimilação de umidade do solo nas previsões de precipitação.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 A Umidade do Solo

A disponibilidade de água na atmosfera é um fator fundamental na ocorrência de eventos de tempo e clima, sendo assim a troca de água no sistema superfície-oceano-atmosfera é um fator importante a ser conhecido. Sobre os oceanos a evaporação excede a precipitação e este excesso é levado através da circulação atmosférica para os continentes, o que somado com a quantidade evaporada sobre os mesmos resulta em excesso de precipitação, a qual retorna ao oceano por meio do escoamento. Isto faz com que a precipitação e a evaporação sejam as grandes componentes do ciclo hidrológico e a quantidade de água disponível no solo a ligação entre elas, mas para haver as trocas de água é necessária energia, que é obtida por meio da radiação absorvida pela superfície, e esta variável é influenciada por diversos fatores tal como cobertura vegetal e nebulosidade (COUNCIL, 1986; CHAHINE, 1992).

A umidade do solo influencia diversas variáveis importantes no sistema superfície-atmosfera, por esse motivo, Eltahir (1998) buscou encontrar caminhos pelos quais a US poderia regular as variáveis atmosféricas que são relevantes para a dinâmica de tempestades e chuva, conforme mostrado na Figura 3.1. O autor demonstra que há relação negativa entre conteúdo de água no solo e albedo. Também é visto que a US nos primeiros 10 cm de profundidade do solo tem grande influencia na partição dos fluxos de calor sensível e latente, portanto, influencia na razão de Bowen que é a razão entre ambas, o que consecutivamente altera a temperatura do solo, temperatura superficial e a concentração de vapor na camada limite planetária (CLP). Estes dois caminhos para a condição úmida do solo leva ao aumento do saldo de radiação à superfície. A redução da temperatura à superfície causa dois impactos: (1) redução da altura da CLP e (2) diminuição da depressão do bulbo úmido (temperatura de bulbo seco menos de bulbo úmido). O processo 1 unido ao aumento do saldo de radiação à superfície produz aumento da magnitude da energia estática úmida na camada limite. Essa energia desempenha papel importante na dinâmica de tempestade convectiva local e na circulação de grande escala, pois se houver gradiente vertical de energia estática úmida diminuindo para cima, a condição instável fica configurada e na tentativa de redistribuição da energia podem se formar tempestades locais. Assim como se houver gradiente horizontal em larga escala é possível haver circulação térmica direta. O processo 2 indica que o nível de condensação por levantamento deverá ocorrer em nível inferior, isto é, nuvens com base mais baixas, e isto deve aumentar a probabilidade de disparo de convecção úmida e ocorrência

de chuvas, ainda mais se somado ao aumento da energia estática úmida. Por fim, o aumento na precipitação acarreta no aumento da umidade do solo.

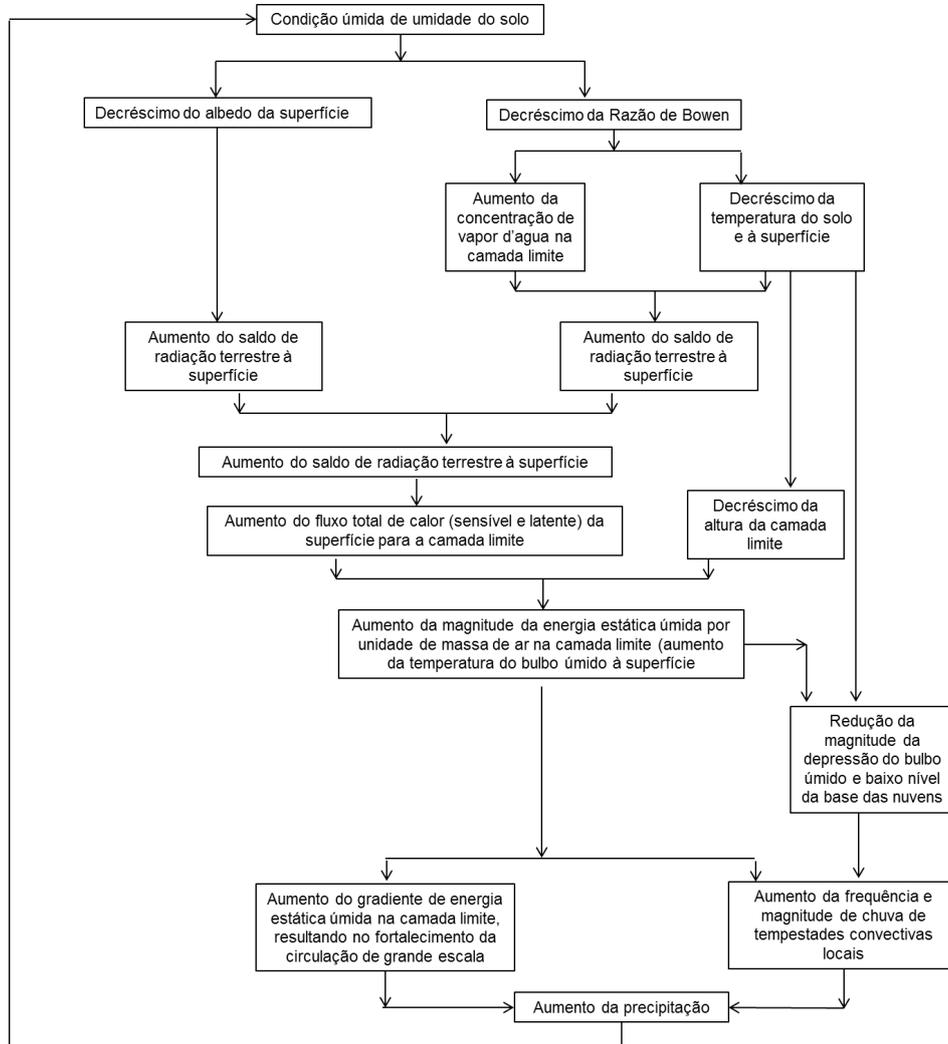


Figura 3.1 - Relações da umidade do solo com variáveis próximas à superfície.

Fonte: Adaptado de Eltahir (1998)

Para avaliar esta interação entre umidade do solo e precipitação em regiões semiáridas Small e Kurc (2001) realizaram experimento observacional, no qual encontram resposta da intensidade do balanço de energia à superfície em eventos de chuva, levando em conta a partição da energia disponível, isto se deu de maneira praticamente uniforme para os diferentes tipos de vegetação. Também demonstraram que há aumento da fração evaporativa com o aumento da umidade do solo, com uma tendência quase linear. Para a condição úmida do solo, verificaram que um aumento de 10 a 15% na umidade do solo leva a decréscimo de 5% no albedo, o que é equivalente

a um aumento de aproximadamente 50 Wm^{-2} no verão. Essas relações encontradas por eles concordam com o proposto por [Eltahir \(1998\)](#). Outro ponto relevante, é que a condição úmida do solo que causa o aumento do calor latente e do saldo de radiação, podem também aumentar a possibilidade de precipitação por vários dias após um evento de precipitação.

A interação entre as variáveis do ciclo hidrológico e sua propagação no tempo já havia sido avaliada por [McNab e Karl \(1989\)](#), onde os autores esquematizaram um modelo conceitual ([Fig. 3.2](#)) que mostra que um déficit na precipitação causa propagação do sinal no escoamento superficial, umidade do solo, vazão e água subterrânea com certo atraso em cada componente. Como resposta, a anomalia negativa de umidade do solo causada pelo déficit de precipitação restringe o fluxo de umidade para a atmosfera, auxiliando localmente para que o déficit de precipitação persista, havendo a necessidade de uma forçante externa para a modificação deste estado ([ENTEKHABI et al., 1996](#)).

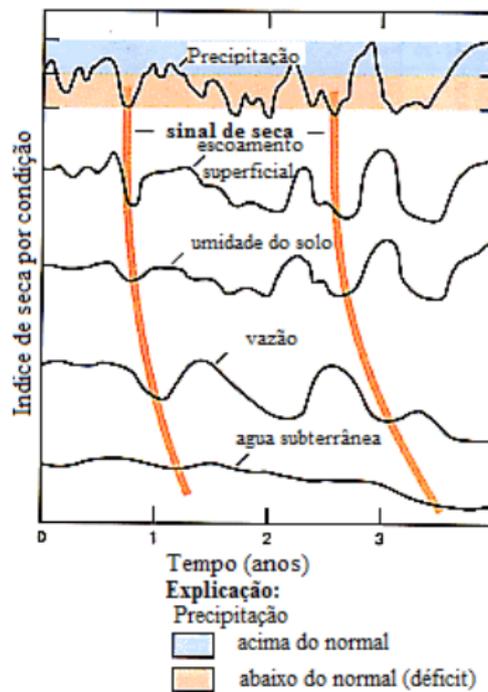


Figura 3.2 - Propagação do sinal de deficit de precipitação nas variáveis do ciclo hidrológico.

Fonte: Adaptado de [Small e Kurc \(2001\)](#)

3.2 Estimativa de umidade do solo

A determinação da umidade do solo pode ser dada através do conteúdo de água no solo ou pelo potencial de água no solo. O conteúdo de água no solo é obtido pela razão da massa ou volume de água pela massa ou volume do total de solo, enquanto o potencial de água no solo descreve o status de energia da água no solo.

O conteúdo de água no solo pode ser inferido direta ou indiretamente, os três principais métodos de medições são: termogravimétrico, técnicas radiológicas e técnicas baseadas nas propriedades dielétricas do solo. O método termogravimétrico é única mediação verdadeira de umidade do solo, que é realizada através da diferença de peso de uma amostra de solo antes e depois do processo de secagem. Dentre as técnicas radiológicas pode ser utilizada a dispersão de neutros ou atenuação de raios gama. O método de dispersão de neutros é baseado na interação dos neutros de alta energia (rápidos) com os núcleos dos átomos de hidrogênio no solo, a outra técnica é a atenuação ou espalhamento de raios gama pelo solo, esses efeitos aumentam com a densidade. Para utilização dessas técnicas são necessárias calibrações empíricas para relacionar conteúdo de água no solo e as medições (SMITH; MULLINS, 2000).

A forte dependência da umidade do solo em relação as propriedades dielétricas também auxilia na realização de estimativas, já que podem afetar a velocidade de uma onda eletromagnética. Esse princípio é utilizado no Reflectômetro no Domínio do Tempo (TDR - do inglês *Time Domain Reflectometer*), o qual possui duas astis que trocam pulsos eletromagnéticos de uma para a outra, a variação da velocidade determina a quantidade de umidade do solo (SMITH; MULLINS, 2000).

Os métodos acima mencionados realizam observações pontuais que não permitem ter conhecimento da variabilidade regional da umidade do solo devido a forte heterogeneidade do solo, um dos principais avanços nesse aspecto foi com a utilização de sensoriamento remoto, que permite a caracterização regional de US para a camada superficial. As observações por satélites também se baseiam nas propriedades dielétricas do solo e utilizam o espectro de micro-ondas, que esta compreendido entre a frequência de 0,3 à 300 GHz do espectro eletromagnético. Esta faixa do espectro é muito utilizada no sensoriamento remoto para produtos de superfície pela capacidade de penetração nas nuvens e independência da iluminação solar, além da capacidade de penetração na vegetação mais profunda que as ondas de menores frequências (ULABY et al., 1981).

A estimativa de US por satélite pode ser feita por duas maneiras: (1) Passiva: radia-

ção eletromagnética emitia da superfície do solo e (2) Ativa: radiação em micro-onda refletida da superfície do solo. Para a realização das medições é levado em conta que a diferença do valor da constante dielétrica da água ser completamente diferente da constante do solo seco, tendo como resultado que a emissividade varie em amplo range e consecutivamente afetando a temperatura de brilho (T_b) (OWE et al., 1999). Porém, esta medida sofre a interferência de diversos fatores, principalmente da rugosidade do solo (CHOUDHURY et al., 1979) e vegetação (MO et al., 1982; ULABY et al., 1982), que são consideradas pelo modelo de recuperação na estimativa de US. No entanto, como a rugosidade e a vegetação possuem diferente efeito espectral e de polarização, o ideal é utilizar para correção desses efeitos medidas de multifrequência e multi-polarizadas (NJOKU; ENTEKHABI, 1996).

A constante dielétrica possui a parte real e imaginária. A parte real predomina na determinação da emissividade e tem pequena dependência da frequência para frequências abaixo 5 GHz. Já a parte imaginária possui dependência da frequência e esta dependência tem relação com a atuação da radiação pelo meio, com isto é possível encontrar a profundidade de penetração da observação. Njoku e Entekhabi (1996) mostraram que na frequência de 1.5 GHz a profundidade de penetração pode estar entre 10 cm e 1 m para solo na condição de úmido a seco, para esta mesma situação na frequência de 30 GHz a variação seria de 1 mm a 1 cm. Portanto, comprimentos de ondas maiores são sensíveis a variações de umidade e temperatura em profundidade maior do solo do que comprimentos de ondas menores.

Segundo Organização Meteorologia Mundial (OMM), em 2015 haviam 80 missões que realizam medições de umidade do solo (disponível em <http://www.wmo-sat.info/oscar/>), não exclusivas a sensores de micro-ondas, porém somente os dados de 14 missões são considerados de alto nível de qualidade, seguindo a classificação de qualidade adotada pela organização. Os sensores e satélites referentes a essas missões estão listados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Satélites com medições de umidade do solo

Sensor	Satélite	Período
ASCAT	Metop-A	2010-2015
SAR (RadarSat-1)	RadarSat-2	2010-2015
WindSat	Coriolis	2010-2015
MIRAS	SMOS	2010-2017
Aquarius	SAC-D	2011-2015
SAR-C (RISAT)	RISAT-1	2012-2017
AMSR-2	GCOM-W1	2012-2017
SAR-S	HJ-1C	2013-2015
ASCAT	Metop-B	2013-2018
PALSAR-2	ALOS-2	2014-2019
SAR-C (Sentinel-1)	Sentinel-1A	2014-2021
SMAP	SMAP	2015-2018
SAR-10	Kondor-E1	2015-2019
SAR-L	SAOCOM-1A	2015-2020

Com as limitações das observações de umidade dos solo por instrumentos em superfície (medidas pontuais) ou por sensoriamento remoto (pouca penetração no solo e dificuldades com vegetação densa) uma terceira metodologia cada vez mais difundida é também empregada: os sistemas de assimilação de dados de superfície terrestre ou LDAS (do inglês - *Land Data Assimilation System*). O propósito do LDAS é o de gerar campos ótimos dos estados e fluxos de superfície terrestre utilizando modelos que simulam a resposta das características da superfície como vegetação, solo, topografia, e os processos de trocas de água e calor como infiltração da chuva, evapotranspiração e fluxos de calor sensível. Existe uma grande variedade de modelos de superfície que se diferem por sua complexidade e aplicações (GONCALVES et al., 2013). A descrição detalhada do modelo de superfície terrestre utilizado neste trabalho é apresentada na Seção 4.3. O LDAS assim utiliza modelos de superfície desacoplados e todas as informações disponíveis, e quando possível observadas, para obter campos consistentes de umidade e temperatura do solo além dos fluxos de calor e umidade que refletem a resposta da superfície ao estado observado da atmosfera em grande escala. Atualmente existem aplicações com foco em regiões específicas como América do Norte (NLDAS - Cosgrove et al. (2003), Mitchell et al. (2004)) ou América do Sul (SALDAS - Goncalves et al. (2006a)). Nesta dissertação será utilizado o Global LDAS (GLDAS - Rodell et al. (2004)) com cobertura global, servindo assim como uma base de dados de umidade do solo independente para validação e avaliação dos

resultados.

3.3 Impacto da umidade do solo na modelagem

O experimento GLACE (*Global Land-Atmosphere Coupling Experiment*) teve como objetivo estudar força do acoplamento entre superfície e atmosfera ou o grau que anomalias no estado da superfície podem afetar a geração de chuvas e outros processos atmosféricos. No experimento doze modelos de circulação geral da atmosfera foram intercomparados por Koster et al. (2006), para o período de junho à agosto de 1994, onde encontraram que a umidade do solo pode explicar cerca de 25% da variabilidade da precipitação de escala sinótica (Fig.3.3). Apesar de apresentar valores distintos entre os modelos, existe a concordância espacial entre muitos deles, como pode ser verificado na Figura 3.4, onde foram identificados os pontos com maior acoplamento entre umidade do solo e precipitação, utilizando os oito modelos que representavam mais realisticamente o campo de precipitação, para o mesmo período de inverno austral de 1994.

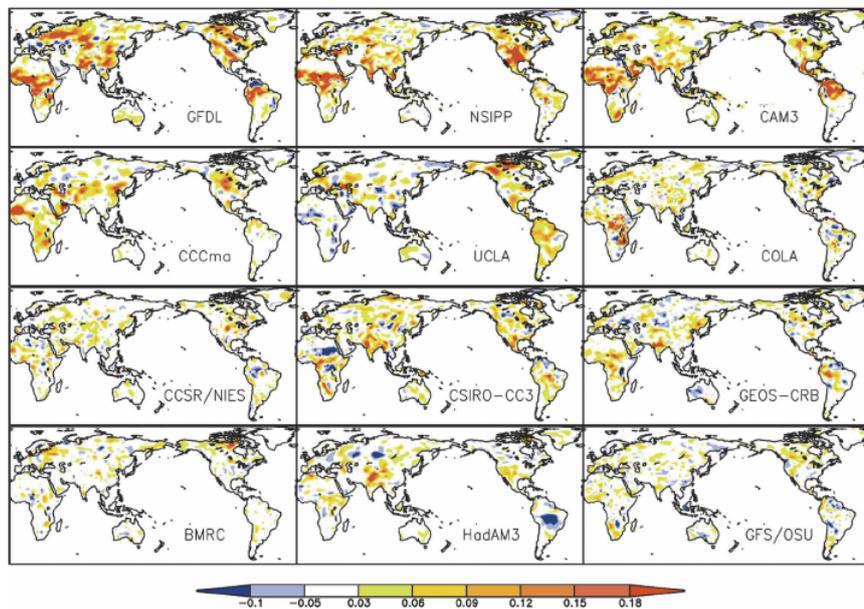


Figura 3.3 - Contribuição da umidade do solo sub-superficial na variabilidade de precipitação.

Fonte:Koster et al. (2006)

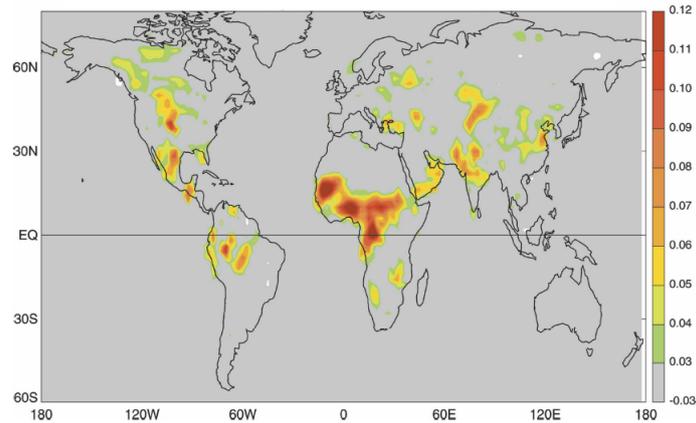


Figura 3.4 - Regiões preferenciais de acoplamento entre umidade do solo e precipitação entre os 8 melhores modelos.
 Fonte: [Koster et al. \(2006\)](#)

Pelo fato de ser uma variável de variação lenta, é considerado a existência de memória da umidade do solo, este comportamento foi avaliado por [Seneviratne et al. \(2006\)](#) comparando 8 modelos de circulação geral da atmosfera do experimento GLACE. Neste trabalho os autores encontraram que os modelos representam padrões similares de memória de umidade do solo, com memória alta para latitudes médias e baixa memória em latitudes tropicais, sendo que as regiões de baixa memória são normalmente caracterizadas por alta quantidade de precipitação e alto valor da média de umidade do solo. A capacidade de retenção de água é altamente variável entre os modelos analisados e é o principal responsável pelas diferenças na memória de US encontrada entre eles. Os principais processos que causam efeitos na memória de US foram a sensibilidade ao escoamento, que predomina em áreas úmidas, e sensibilidade à evaporação, que possui maior efeito em regiões secas, portanto, as regiões de maior memória são para conteúdo de umidade intermediário, onde há menor influência dos dois efeitos.

Considerando a importância dos processos de superfície para as previsões de variáveis atmosféricas, [Delworth e Manabe \(1989\)](#) realizaram simulações em modelo de circulação geral, que mostraram que variações na umidade do solo podem produzir grande variabilidade nos fluxos de calor latente e sensível, consecutivamente será afetada a temperatura e umidade próximo à superfície e precipitação, com a possibilidade de haver anomalias persistentes. A escala de tempo das flutuações de US é altamente dependente da evapotranspiração potencial e da razão entre a evapotranspiração potencial e precipitação. Os autores encontraram que no inverno em

latitudes altas houve baixo impacto das flutuações de umidade do solo, devido aos valores baixos de evapotranspiração potencial causado pela insolação baixa, já no verão na região tropical apresentou o maior impacto encontrado na baixa troposfera. A influência da superfície na variabilidade atmosférica também depende da variabilidade da umidade do solo, flutuações em regiões de extremos de US tendem a ter baixo impacto na variação dos fluxos e atmosférica.

Na busca de entender o acoplamento entre superfície e atmosfera na modelagem, [Guo et al. \(2006\)](#) utilizaram o experimento GLACE, com o qual mostraram que o impacto do uso de umidade solo na previsão de precipitação é maior nas zonas de transição entre clima úmido e árido, o que está de acordo com o resultado já encontrado por [Koster et al. \(2000\)](#), este impacto é causado por ganho na caracterização da evapotranspiração (ET), que nestas regiões tem alta variabilidade e é altamente dependente da US. Fora destas regiões, para clima úmido ET é menos sensível à umidade do solo e tem pouco impacto na previsão de precipitação, já em regiões de clima seco existe sensibilidade de ET, mas a variação não costuma ser grande o suficiente para a geração de precipitação.

Levando em conta que a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um fenômeno importante para o Brasil, afetando significativamente o regime de chuvas, [Candido et al. \(2006\)](#) avaliaram a influência da umidade do solo em um estudo de caso do fenômeno. Neste trabalho foram realizadas simulações numéricas utilizando como condição inicial de umidade do solo a climatologia, a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. Os resultados mostraram que alteração da US na Amazônia pode influenciar tanto no transporte de umidade para a ZCAS quanto para o jato de baixos níveis (JBN). As simulações indicaram que a variação dos fluxos de calor sensível e latente causa na atmosfera alterações na sua estrutura termodinâmica e do seu potencial convectivo. Esta modificação nos fluxos provocaram variações na energia estática úmida e a análise destas variações mostrou que há alteração na temperatura e umidade específica tanto à superfície quanto na CLP.

O impacto de diferentes inicializações de umidade do solo foi investigado por [Goncalves et al. \(2006b\)](#), através de simulações com o modelo Eta acoplado ao modelo de superfície SSiB, para a América do Sul. Os campos de análise de US foram gerados pela climatologia produzida operacionalmente no CPTEC/INPE e pelo sistema de assimilação de dados de superfície da América do Sul (*South American Land Data Assimilation System - SALDAS*), no geral o modelo inicializado com o SALDAS obteve melhor desempenho para as variáveis: precipitação, temperatura a superfície,

altura geopotencial em 500hPa e pressão ao nível médio do mar, porém apresentou problemas em regiões de menor escala onde o modelo inicializado com o SALDAS indicava áreas mais úmidas do que com a condição climatológica.

Guo et al. (2011) investigou o impacto da inicialização da superfície na previsibilidade de temperatura e precipitação sazonal e sub-sazonal, considerando como umas das principais variáveis da superfície a umidade do solo. Os resultados indicam ganho na previsibilidade, principalmente para os primeiros quinze dias e que persistem com menor intensidade por até três meses, com a estrutura espacial do impacto explicada pelo acoplamento entre superfície e evapotranspiração e pelo tempo de memória de US. Porém o impacto entre superfície e atmosfera varia significativamente de modelo para modelo, devido às parametrizações adotadas, principalmente pelo esquema de convecção que é utilizado (GUO et al., 2006).

3.4 Assimilação de umidade do solo

A assimilação de dados (AD) é uma forma de integrar os dados observados, de diferentes fontes e resoluções, com previsão do modelo, afim de melhorar a análise do modelo. Ambas informações são imperfeitas, por isso quando usadas em conjunto atingem um nível de precisão que não pode ser alcançado individualmente. Com o aumento da disponibilidade de observações hidrológicas, principalmente por sensoriamento remoto, as técnicas de AD que já eram empregadas nas áreas de ciências atmosféricas e oceânicas, começaram a ser empregadas também para os modelos de superfície. As variáveis mais utilizadas nessa aplicação são: umidade do solo, conteúdo de neve, temperatura superficial e do solo (HOUSER et al., 2010).

Há duas maneiras de realizar assimilação de dados de umidade solo derivada de satélite: (1) assimilar a temperatura de brilho ou (2) a estimativa de US diretamente. A segunda metodologia a priori possui alguns problemas, que são relacionados à existência de discrepância entre os valores dos dados estimados pelo satélite e pelo modelo, sendo necessário à aplicação de método de correção de viés antes do processo de assimilação. O operador observação é utilizado para relacionar as variáveis observadas, derivadas de satélite e modelo. No caso da umidade do solo, se for utilizada temperatura de brilho como dado de entrada, o operador observação será o modelo de transferência radiativa, ou se utilizar o dado derivado de satélite como entrada do modelo, o operador observação é uma função de transferência que corrige viés e diferenças sistemáticas (GAO et al., 2007).

Walker e Houser (2001) realizaram simulações climáticas com o modelo de superfície

sem assimilação de dados e com assimilação de dados, usando o Filtro de Kalman Estendido. Os autores encontraram que para simulações de até 12 meses o modelo sem assimilação era capaz de ir em direção à verdade, porém após este tempo somente as simulações com AD estavam nesta direção. Verificaram que a profundidade do solo tem grande correlação com o erro residual de umidade do solo e que a AD obteve resultados melhores para solos com profundidade inferior 3 metros. Também verificaram um erro significativo associado à simplificação da dinâmica, quando é ignorado os termos de evapotranspiração e infiltração nas equações prognósticas, mesmo neste caso o uso da AD reduziu o erro nas previsões destas duas variáveis.

Um experimento com observações sintéticas de US, simulando dados derivados de satélite banda L (1.4 GHz), foram conduzidos por Reichle et al. (2002a) onde foram comparados os sistemas de assimilação EnKF e variacional em 4 dimensões (4DVar). Os autores encontraram que o EnKF é capaz de reduzir os erros de US em 55% com 30 membros e o variacional em 84%, em comparação ao resultado sem assimilação. Os autores destacam a forte variância do erro nas previsão de umidade do solo, no espaço e no tempo, principalmente em casos muito secos e muito úmidos, assim sendo importante considerar a dinâmica de propagação da covariância do erro de previsão. Posteriormente, Reichle et al. (2002b) comparou a utilização dos métodos de assimilação de Filtro de Kalman Estendido (EKF) e EnKF em modelo climático sazonal. Os resultados indicam que os erros do EnKF são iguais ou menores a partir de 4 membros, tornando o EnKF um método promissor devido a qualidade e flexibilidade em modelar a matriz de covariância do erro.

Para verificar o impacto da inclusão de dados derivados de satélite na assimilação de umidade do solo, Draper et al. (2012) utilizaram o método de assimilação EnKF, com conjunto de 12 membros e ciclo de assimilação de 3 horas, no modelo de superfície dividido por bacias (CLSM - do inglês *Catchment Land Surface Model*). Os dados US utilizados foram derivados do escaterômetro ASCAT de micro-ondas ativa e do radiômetro AMSR-E de micro-ondas passiva. Os autores encontraram, comparando com observações em solo, que a utilização desses dados em separado melhoraram a performance do modelo, tanto para a zona superficial quanto para a zona das raízes, mas que a utilização de ambos no processo de assimilação obteve resultados mais significativos. Portanto, recomendam para melhor acurácia e cobertura espacial, a utilização de assimilação de dados de micro-ondas passiva e ativa juntas.

Reichle et al. (2004) compararam dados de umidade do solo observado, estimado pelo sensor banda C de micro-onda passiva do SMMR e as estimativas do modelo CLSM.

O modelo foi inicializado utilizando 15 anos de reanálise do ERA-15 e os dados de precipitação foram corrigidos usando uma fusão entre dados de satélite e estações do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*). Analisando as médias mensais os autores encontraram concordância espacial entre as bases de dados, porém em muitas regiões a porcentagem volumétrica difere significativamente. Estes resultados apontam que a realização de correção de viés ou redimensionamento é importante para a inicialização do modelo de previsão. Nesse sentido, [Reichle e Koster \(2004\)](#) desenvolveram um método que se baseia na Combinação da Função de Distribuição Acumulada (CFDA) do dado de satélite e modelado. A combinação resulta em uma curva mais aproximada ao simulado pelo modelo, evitando amplificação dos erros nas previsões.

Um método semelhante a CFDA foi aplicado por [Sahoo et al. \(2013\)](#) em *retrievals* de US do sensor AMSR-E, para assimilação pelo método EnKF em 3 dimensões (3DEnKF). Já para assimilação em 1 dimensão (1DEnKF) utilizaram o mesmo valor estimado pelo satélite na grade de 25km, para cada grade de 1km do modelo. Os resultados mostram que em ambos os algoritmos do EnKF houve ganho, porém com o 3DEnKF o ganho foi maior e também ocorreu a preservação da coerência espacial. O impacto da assimilação de dados e da remoção de viés se estende para as camadas mais profundas do solo, sendo que o tempo de resposta das camadas inferiores é maior, este tempo também tem relação com o estado de inicialização do modelo, fazendo com que a prática de AD não descarte a necessidade de *spin-up*.

Experimentos sobre correção de viés e inicialização de US foram realizados por [Kumar et al. \(2012\)](#), os autores comparam o método de correção de viés utilizando a função de distribuição acumulada e também pelo desvio padrão normalizado. Os autores encontram que ambos métodos de correção de viés melhoram o desempenho da assimilação de dados, tanto na camada superficial quanto para a zona de raízes, porém o método CFDA obteve resultados levemente superiores. Além disso, verificaram que ao realizar *spin-up* de 1 ano os resultados foram próximos ao estimado realizando AD e chegando a obter impacto superior ao da assimilação quando o tempo de *spin-up* foi de 6 anos.

[Drusch \(2007\)](#) utilizou o sistema operacional de previsão do centro europeu ECMWF para verificar a eficácia da assimilação de umidade do solo obtida pelo sensor TMI, que está a bordo do satélite TRMM. O autor comparou simulações sem assimilação de superfície, utilizando interpolação ótima, que corrige a umidade do solo através das variáveis próximas a superfície (temperatura e umidade a 2m) e realizando

assimilação de dados de satélite pelo método *nudging*, após ter corrigido viés de US com o método CFDA. Os resultados indicam que a AD pelo método *nudging* propagou a correção de US de forma correta para as camadas inferiores do solo. Durante o período de avaliação houve superestimativa de precipitação, o que causou acúmulo de US na zona de raízes, a interpolação ótima não foi capaz de corrigir este problema, porém o *nudging* foi mais eficaz na remoção da água excedente. Em período seco somente o experimento *nudging* reproduziu US próxima ao observado. Para as previsões de curto prazo o método *nudging* apresentou impacto ligeiramente negativo.

Um estudo semelhante foi realizado por Scipal et al. (2008) utilizando US derivada do sensor ASCAT. Neste caso, também houve impacto positivo com a aplicação do método *nudging*, porém o esquema não compensou a alta taxa de evaporação do modelo o que levou baixa umidade do solo na zona de raízes, os autores atribuíram este problema a baixa de frequência temporal de passagens do satélite. A remoção de viés foi realizada simplificando o método CFDA para uma transformação linear e foi considerada satisfatória. Essa metodologia foi adotada operacionalmente pelo *Met Office* em julho de 2010 (DHARSSI et al., 2011), com a vantagem de ser um método de baixo custo computacional.

3.5 Secas

A definição de seca pode variar conforme a natureza do déficit hídrico e do objetivo de uso. Segundo a literatura são quatro classificações típicas de secas: (1) Seca meteorológica: caracterizada pela região em as condições atmosféricas causam precipitação abaixo do normal; (2) Seca hidrológica: deficit no fornecimento de água superficial e subsuperficial; (3) Seca agrícola: integra características da seca meteorológica e hidrológica resultando na redução do fornecimento de água para as plantas; (4) Seca sócio-econômica: ocorre quando a escassez de água começa afetar a população e suas atividades, tanto individualmente quando coletivamente. (MONACELLI et al., 2005).

A ocorrência de secas severas depende da combinação de diversos fatores: precipitação e/ou anomalia de temperatura, anomalia nas variáveis hidrológicas, condições do ecossistema terrestre e/ou atividades humanas (WOODHOUSE; OVERPECK, 1998). Este fato unido aos diversos pontos de vista pelos quais a seca pode ser classificada, levaram ao desenvolvimento vários índices de seca nas últimas décadas, de forma que o evento seja caracterizado pela intensidade, duração e extensão espacial (MISHRA; SINGH, 2010). Verificando os índices para diagnósticos de secas disponíveis nos últimos 20 anos, Jr (2002) ressalta que um sistema de monitoramento de seca deve

levar em conta a umidade total no ambiente, utilizando todos os indicadores possíveis. Os índices mais utilizados são: índice de severidade de seca de Palmer (PDSI - *Palmer Drought Severity Index*), índice de fornecimento de água superficial (SWPI - *surface water supply index*), índice de Precipitação Padronizado (SPI - *Standardized Precipitation Index*), percentis de umidade do solo.

A umidade do solo fornece a medida da disponibilidade de água para o balanço hídrico, também mostra atrasos no sistema hidrológico causado pela infiltração, drenagem, acúmulo e derretimento de neve e o impacto da variação e anomalia das forçantes meteorológicas (SHEFFIELD et al., 2009). Portanto, o deficit de US possui impacto significativo na agricultura e abastecimento de água. Para aplicação em casos de seca normalmente se utiliza percentis de umidade do solo, sendo caracterizada por percentis abaixo de 20 (ANDREADIS et al., 2005; SHEFFIELD et al., 2009; WANG et al., 2011).

O SPI foi desenvolvido por McKee et al. (1993), é um índice considerado versátil por sua aplicabilidade em escalas de tempo diferentes, contribuindo para o monitoramento de diferentes tipos de secas e também por poder ser utilizado em qualquer localidade. Tem sua base no histórico de precipitação com o qual é computado a distribuição de probabilidade mensal ou sazonal (de 1 a 48 meses), dada a precipitação total. Os valores positivos indicam condições úmidas e negativos indicam seca. Existem dois problemas ao utilizar este índice: (1) O tamanho da série utilizada, pois diferentes períodos podem resultar em diferentes valores; (2) A distribuição de probabilidades adotada, onde ao utilizar SPI superior a 24 meses pode causar erros e regiões de clima seco tendem a ter problemas pela quantidade de dias sem precipitação ser alta.

Eventos de seca no Brasil prejudicam setores fundamentais da economia e atendimento a população, pois afetam diretamente a produção agrícola, de energia e o abastecimento de água. De acordo com o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais, em torno de 48% das ocorrências de desastres naturais são eventos de estiagem ou seca, sendo a região nordeste a mais afetada seguida pela região sul e sudeste, como pode ser verificado na figura 3.5, que mostra a localização das ocorrências entre os anos de 1991 e 2012. Além disso, estiagem e seca é o desastre natural que mais afeta a população, em torno de 51% do total de registros. O Atlas também indica um aumento no número de eventos entre as décadas de 1990 e 2000, porém não é possível quantificar com precisão essa variação devido a dificuldade da Defesa Civil manter os registros atualizados.

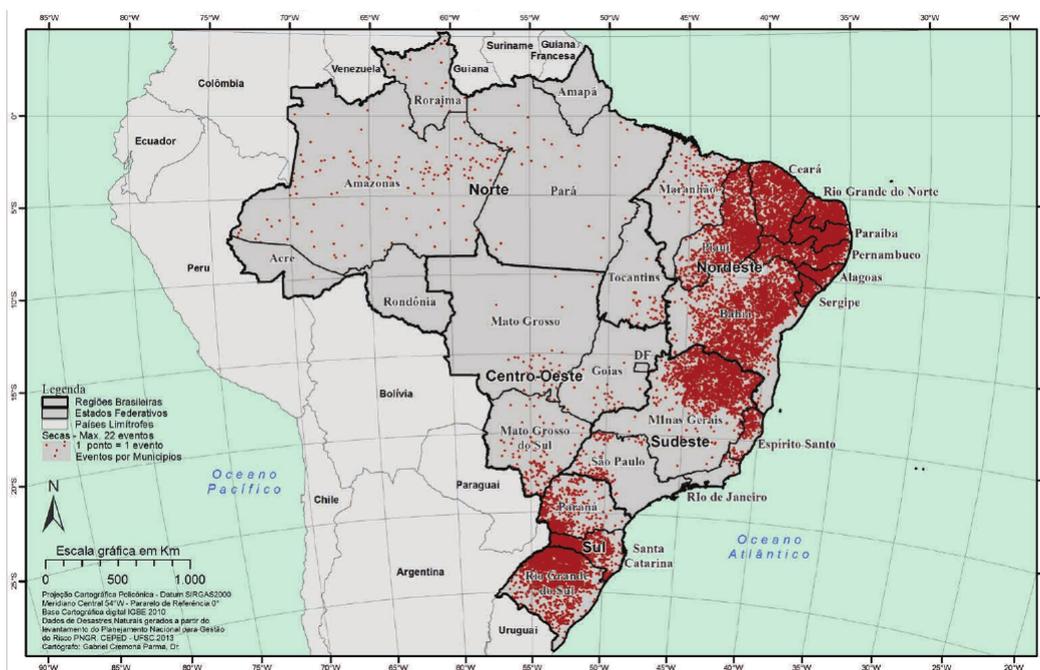


Figura 3.5 - Registros de estiagem e seca no Brasil entre 1991 e 2012.
 Fonte: Atlas Brasileiro de Desastres Naturais

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 Dados de umidade do solo por satélite

Em escala global observações *in situ* de umidade do solo são escassas, para contornar essa dificuldade vem sendo utilizado dados de satélite. Para este trabalho utilizou-se um produto de umidade do solo que consiste na combinação de diversos satélites, este produto é disponibilizado pela Agencia Espacial Europeia (ESA – *European Space Agency*) e compreende o período de 1979 a 2013.

O produto de umidade do solo (CSAT) utiliza dados obtidos por sensores de micro-ondas passivos e ativos, incluem os dados dos seguintes satélites: *Scanning Multi-channel Microwave Radiometer* (SMMR) (1978–1987), *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (desde 1997), *Microwave Scanning Radiometer – Earth observing system* (AMSR-E) (desde 2002), *European Remote Sensing* (ERS–1) (desde 1992), ERS–2 (desde 03/1996), *Advanced Scatterometer* (ASCAT) (desde 10/2006) e *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS) (desde 11/2009).

A geração do composto de satélites utilizando os dados recuperados de umidade do solo (nível 2 de processamento) é dada pelas seguintes etapas:

- a) Recuperação do conjunto de dados para cada satélite (*Retrieval*);
- b) Fusão dos dados de sensores ativos;
- c) Fusão dos dados de sensores passivos;
- d) Fusão do conjunto de dados ativos e passivos.

Durante o processo de fusão dos dados existem três importantes passos: 1) Caracterização dos erros, 2) Corrigir os conjuntos de dados com os específicos vieses e, 3) Combinação dos conjuntos de dados. Desta forma se torna possível a criação de um conjunto de dados que engloba dados provenientes de sensores com características levemente diferentes (LIU et al., 2011).

O CSAT possui cobertura global com resolução espacial de 0.25° e resolução temporal diária, com horário de referência as 0:00 UTC. Os dados de sensores passivos e combinado são fornecidos em unidade volumétrica de (m^3m^{-3}), já os dados de sensores ativos são expressos em porcentagem de saturação(%). Neste trabalho é utilizado somente o produto combinado, pois é o dado que integra a maior quanti-

dade de observações, durante o período de 1998 a 2013 devido a disponibilidade de dados do MCGA para comparação.

4.2 Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

O modelo de circulação geral da atmosfera do CPTEC/INPE (MCGA) é oriundo do *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA/USA) Bonatti (1996). No entanto várias melhorias foram realizadas desde a sua aquisição, dentre elas tipo de truncamento, parametrizações físicas, a dinâmica foi reescrita, esquema de pós-processamento e performance computacional (CAVALCANTI et al., 2002; MACIEL, 2009; KUBOTA, 2012). As equações do modelo são escritas na forma espectral e as equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vortacidade e da divergência, facilitando tanto o tratamento espectral quanto a implantação do método semi-implícito de integração no tempo. A inicialização utiliza os modos normais do modelo linearizado sobre um estado básico em repouso e com temperatura em função apenas da vertical. Essa inicialização inclui os termos referentes aos processos diabático (MACIEL, 2009; KUBOTA, 2012).

O MCGA-CPTEC/INPE está acoplado ao módulo de superfície, que é resolvido pelo Modelo Biosférico Simples Simplificado (*Simplified Simple Biophere Model – SSiB*), e o módulo de camada limite. Esses módulos recebem do modelo atmosférico campos de temperatura, umidade, momentum e pressão e também as componentes radiativas do módulo de radiação (radiação de onda curta e longa) e as componentes do módulo de convecção (precipitação convectiva e de larga escala), e posteriormente retornam os fluxos de momentum, calor e umidade da superfície, através do módulo de camada limite (KUBOTA, 2012).

O modelo MCGA-CPTEC/INPE foi utilizado na resolução horizontal de aproximadamente 200km, referente a resolução espectral de 62 ondas zonal e 28 níveis na vertical com truncamento triangular (T062L28) e as parametrizações adotadas para este trabalho estão descritas na tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Opções de Parametrizações do MCGA

Configuração do modelo	T062L28
Resolução horizontal	200km
Resolução vertical	28 níveis
Dinâmica Espectral	Euleriana
Convecção profunda	Grell (GRELL; DÉVÉNYI, 2002)
Convecção rasa	Tiedtke (TIEDTKE, 1983)
Radiação de onda longa	Harshvardhan (DAVIES et al., 1987)
Superfície	SSiB (XUE et al., 1991)
Camada Limite	Mellor Yamada (MELLOR; YAMADA, 1982)

4.3 Modelo Biosférico Simples Simplificado (*Simplified Simple Biosphere Model – SSiB*)

O Modelo SSiB é uma versão simplificada do Modelo biosférico simples (Simple Biosphere Model – SiB), que tem o papel de resolver os processos de interação solo-vegetação-atmosfera (XUE et al., 1991). O SSiB possui 3 camadas de solo e uma camada de vegetação (Fig. 4.1) e fornece as variáveis de prognóstico: temperatura do dossel, temperatura da superfície do solo, temperatura do solo profundo, água armazenada no dossel, neve armazenada no solo, e fração de umidade do solo para as três camadas do solo. As duas camadas superiores constituem a zona de raízes, enquanto a camada inferior pode trocar umidade somente via difusão hidráulica e drenagem gravitacional (KUBOTA, 2012).

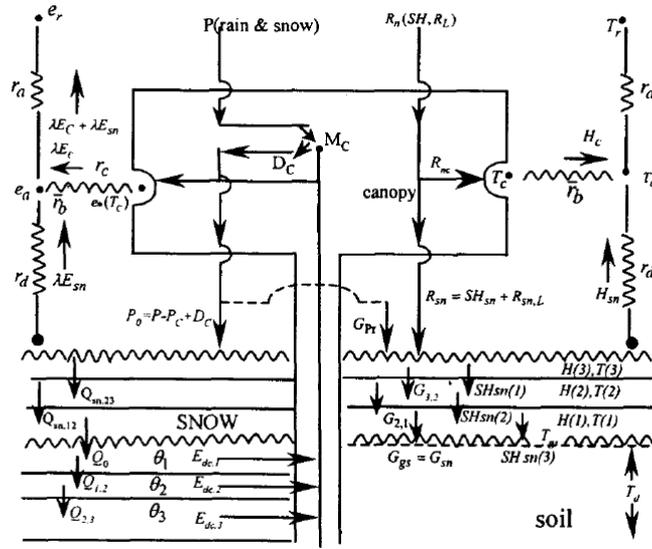


Figura 4.1 - Esquema do modelo de SSiB.

As camadas de solo recebem a água da precipitação e derretimento da neve, e fornece a água para a evaporação do solo e transpiração das copas das plantas. Para cada camada do solo o SSiB resolve o movimento da água por aproximação de diferenças finitas da equação de difusão (SELLERS et al., 1996):

$$\frac{\partial \Theta_1}{\partial t} = \frac{1}{D_1} [P + Q_{12} - E_{gs} - b_1 E_{dc}] \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial \Theta_2}{\partial t} = \frac{1}{D_2} [-Q_{12} + Q_{23} - b_2 E_{dc}] \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \Theta_3}{\partial t} = \frac{1}{D_3} [-Q_{23} - Q_3 - b_3 E_{dc}] \quad (4.3)$$

Onde Θ_1 , Θ_2 , Θ_3 são o conteúdo volumétrico de água no solo e D_1 , D_2 , D_3 são as espessuras da camada do solo superficial, intermediária (zona das raízes) e profunda, respectivamente, como pode ser visto na Fig.4.1. E_{dc} é a taxa de transpiração e E_{gs} a evaporação do solo nu. b_i ($i = 1,2,3$) é o fator de fração que é dependente da distribuição de raízes e Q_{ij} representa a transferência de água entre a camada i e j , sendo definido positivo para cima.

A evaporação da superfície é controlada pela energia disponível à superfície e resistência da superfície, que inclui resistência aerodinâmica, estomatal e do solo. O

escoamento superficial e a drenagem são produzidos na camada de solo de superfície e a mais profunda, respectivamente. A temperatura superficial do solo é prevista utilizando o método de força restauradora que depende do balanço de energia à superfície. A parametrização para transferência radiativa inclui considerações de interceptação, transmissão e absorção da radiação pela vegetação e múltiplas reflexões entre vegetação e solo (XUE et al., 1996; KUBOTA, 2012).

Para cada classe de cobertura da superfície adota pelo SSiB os seguintes parâmetros são calculados: absorção seletiva da radiação fotossinteticamente ativa; resistência da raiz e estômato ao fluxo de vapor de água do solo para a atmosfera; armazenamento, drenagem e evaporação da precipitação e orvalho interceptado das superfícies das folhas; escoamento do excesso de precipitação e drenagem de água no solo; efeito térmico e radiativo da cobertura de neve sobre o solo e superfície das copas; e a influência de diferentes morfologias das plantas como o comprimento de rugosidade e por consequência a transferência de momentum, calor e umidade entre os continentes e a atmosfera (SESTINI et al., 2003; KUBOTA, 2012).

Atualmente o modelo SSiB acoplado ao modelo MCGA é inicializado com a climatologia mensal de umidade do solo que foi desenvolvida por (MINTZ; SERAFINI, 1992). A climatologia foi derivada de uma grade de $4^{\circ}\times 5^{\circ}$ de dados observados de precipitação e temperatura do ar à superfície aplicando em um modelo de balanço hídrico simples.

4.4 Método de Assimilação de Dados

A assimilação de dados (AD) consiste em combinar os dados observados com o campo de previsão de curto prazo do modelo (*background*) a fim de encontrar um campo de análise ótimo, que compense tanto o erro do modelo quanto das observações, para realizar a atualização da condição inicial do próximo ciclo do modelo. Quando se trata de utilizar dados de satélites a AD aplicada à superfície pode ser realizada de duas formas: 1) Utilizar os dados de radiâncias, que são as observações diretas dos satélites; 2) Utilizar dados recuperados (*retrieval*), neste caso de umidade do solo, que são estimados por meio de um modelo de recuperação que relacionam a emissividade com a variável de interesse.

No caso específico de umidade do solo, o dado recuperado por satélite é válido apenas para os primeiros 5 cm do solo, devido a atenuação do sinal de radiação pelo próprio solo, conteúdo de água e vegetação. Portanto, a assimilação de dados de US utilizando este dado é aplicável somente na camada superior do solo.

Originalmente o método *nudging* ou relaxação Newtoniana consiste em adicionar um termo (τ) nas equações prognósticas o qual direciona a solução para o observado. O termo τ é escolhido empiricamente, variando com o tempo e com a variável a ser tratada. É sugerido que o τ seja de ordem similar ao termo menos dominante da equação, evitando alterações abruptas no modelo mas que seja o suficiente para causar impacto na assimilação (NAVON, 2009; KALNAY, 2003). Desta forma, a cada passo de tempo do modelo a solução é gradualmente aproximada do valor observado através de pequenas alterações inseridas na equação prognóstica.

Na hidrometeorologia é bastante utilizado uma variação do método *nudging* (SCIPAL et al., 2008; DRUSCH, 2007), inclusive em ambiente operacional por centros de previsão de tempo como o *Met Office* (DHARSSI et al., 2011). Esta metodologia consiste em alterar a análise na primeira camada do solo, de forma que gradualmente todo o perfil seja alterado através da assimilação contínua na camada superficial. Sendo assim a Equação de análise é aplicada em cada ponto de grade, conforme o cálculo a seguir:

$$\Theta_{a,1} = \Theta_{b,1} + K(\Theta_s^* - \Theta_{b,1}) \quad (4.4)$$

Onde $\Theta_{a,1}$, $\Theta_{b,1}$, Θ_s^* são a análise de US, o *background* e o dado de satélite após a correção de viés (detalhes na seção 4.4.1), respectivamente, o índice 1 indica que se trata da camada superficial, e o K é um parâmetro constante de ganho que varia de 0 a 1. O K determina o peso da incerteza do modelo contra o dado estimado pelo satélite, caso seja zero o modelo será considerado perfeito, já para $K = 1$ as observações são consideradas perfeitas (ou seja, $\Theta_{a,1} = \Theta_s^*$). O parâmetro K pode ser calculado conforme a equação 4.5:

$$K = \frac{\sigma_{mod}^2}{\sigma_{mod}^2 + \sigma_{sat}^2} \quad (4.5)$$

Onde σ_{mod}^2 e σ_{sat}^2 são a variância do erro do modelo e do satélite, respectivamente. Para o cálculo de K é apropriado ter uma série longa de ambos dados. Brocca et al. (2010) e Dharssi et al. (2011) identificaram que o valor de K que produzia as melhores performances do modelo era 0.2, portanto adotou-se esse valor de referência para o parâmetro.

Na figura 4.2 observa-se como é realizado o ciclo de assimilação de dados, onde após

realizar a correção dos dados de satélite, os dados são combinados com o *background* do modelo, diariamente as 00Z em uma simulação contínua. Esse horário foi escolhido pois o composto de satélites utiliza passagens de diferentes horários do dia. Então, através da equação 4.4 obtêm-se a análise do MCGA, que será a condição inicial para o modelo e gerará previsões de 24 horas com saída a cada 6 horas, a previsão para as 00Z será utilizada como *background* para o cálculo da análise novamente.

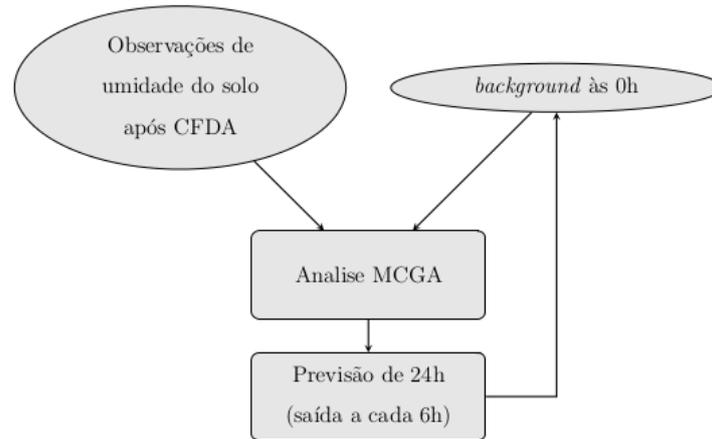


Figura 4.2 - Ciclo de assimilação de dados

4.4.1 Pré-processamento dos dados: Correção de viés

A necessidade de correções nos dados de satélites antes do processo de assimilação de dados, se baseia em fatos tais como: 1) Diferenças de espessuras das camadas que serão combinadas, onde o satélite estima a umidade do solo na profundidade de até 5 cm e que modelos de superfície tem a zona superficial com camada variável (normalmente de 2 a 10 cm); 2) Existência de erros no modelo de recuperação de dado de satélite; 3) Observações por satélite captarem alterações antropogênicas as vezes não parametrizadas pelo modelo, causando distinção entre as séries. Tendo ideia dessas diferenças, estudos comparativos entre dado de US obtido por satélite e simulado por modelo, indicam a existência de uma diferença sistemática (viés) entre estas séries de dados (REICHLÉ et al., 2004; DRUSCH et al., 2005). Sendo assim a inserção direta dos dados providos do satélite no modelo, pode levar a problemas de calibração e estimativa. Para contornar este problema Reichle e Koster (2004) propôs um método que se baseia na Combinação da Função de Distribuição Acumulada (CFDA) do dado de satélite e modelado. A combinação resulta em uma curva mais

aproximada ao simulado pelo modelo (Fig.4.3).

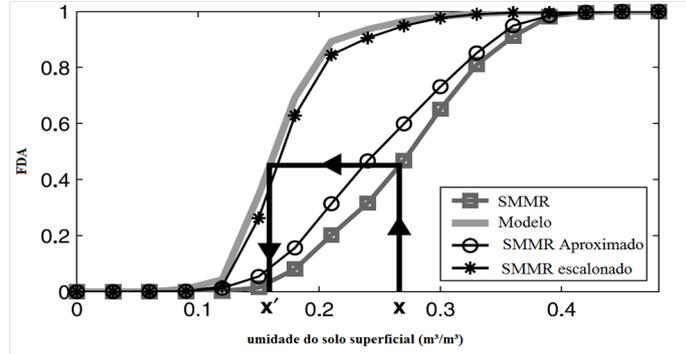


Figura 4.3 - Exemplo de aplicação da função de distribuição acumulada.
 Fonte: Adaptada de Reichle e Koster (2004)

Scipal et al. (2008) demonstram que é possível utilizar uma forma simplificada de CFDA, que seria na forma linear, a qual é uma estatística que corrige dois primeiros momentos (média e variância), da distribuição dos dados do CSAT baseado nos dois primeiros momentos dos dados modelados, assim as duas distribuições passam a ser semelhantes do ponto de vista estatístico. A utilização desta forma simplificada é sugerida pois o impacto da utilização de momentos superiores é em torno de $0.02 m^3/m^3$. Portanto, a correção de viés é dada como mostrado na equação 4.6, onde Θ_s , Θ_m e Θ_s^* são a umidade do solo do satélite, modelada e a corrigida, respectivamente. A aplicação desta correção foi realizada entre os dados do CSAT e o do MCGA, durante todo período disponível de ambas bases de dados, que foi de Janeiro de 1998 à Dezembro de 2013, abrangendo todo o globo.

$$\Theta_s^* = a + b\Theta_s \quad (4.6)$$

$$a = \overline{\Theta_m} - \overline{\Theta_s} * b \quad (4.7)$$

$$b = \frac{var(\Theta_m)}{(var\Theta_s)} \quad (4.8)$$

4.5 Metodologia de avaliação

Dentre os eventos de secas que afetaram o Brasil entre 1998 e 2013, foram escolhidos para esta pesquisa os casos ocorridas no sudeste no ano de 1999 e 2007, além destes eventos também foi analisada a seca que ocorreu nordeste durante os anos de 2012 e 2013. A identificação desses períodos foi realizada através do SPI, produto disponibilizado pelo CPTEC/INPE em <http://clima1.cptec.inpe.br/spi/pt>, desde 1962 até o presente. Para comparação com dados observados de precipitação, utilizou-se dados do Centro de Previsões Climáticas da NOAA (*Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC/NOAA)*), disponíveis desde 1979 até o presente, em escala global e com resolução de 0.5°.

Dados de umidade do solo estimados por satélite foram utilizados para averiguar a capacidade de detecção desse tipo de sensor e o comportamento da variável em períodos de seca meteorológica. Também foi avaliado a habilidade de simulação do modelo MCGA do CPTEC sem assimilação (CTRL) para os eventos de seca. A partir disto, foi aplicada assimilação de US utilizando o método de *nudging* (AD), com inserção dos dados derivados de satélites, afim de avaliar o impacto na própria umidade do solo e na precipitação, que são elementos principais para caracterização de seca.

Os experimentos foram inicializados a partir do *restart* de uma simulação que teve início em janeiro de 1980, afim de garantir que as variáveis de superfície estariam estáveis (tempo de *spin-up*). Para a avaliação da assimilação de dados foram calculados O-F (Observação menos *first-guess*) e O-A (Observação menos análise), com intuito de verificar o impacto da assimilação nas previsões e análise do modelo MCGA. Essas métricas são utilizadas para verificar se o sistema de AD está efetivamente aproximando as análises das observações e também se a partir desta análise o modelo fornecerá previsões mais próximas das observações, portanto, espera-se que O-A possua sistematicamente valores menores do que O-F, já que a AD foi empregada de forma contínua.

Para dar suporte a análise de superfície, utilizou-se dados do GLDAS (*Global Land Data Assimilation System*), os quais são fornecidos saídas diárias com resolução de 1.0° e 0.25°. O GLDAS possui dados de quatro modelos de superfície: Noah, CLM, VIC, e Mosaic. Estes modelos de superfície são designados para produzir a melhor estimativa global possível de fluxos de superfície e armazenamento de água e energia, para isto são utilizados dados de satélites e de estações de superfície para ajuste dos parâmetros. As forçantes meteorológicas do GLDAS são fornecidas pelo Sistema de

Assimilação de Dados Global da NOAA (GDAS), complementadas pelo composto de análises de precipitação fornecido pela NOAA (CMAP - *Merged Analysis of Precipitation*) e dados de radiação incidente derivados de satélite fornecido pela *Air Force Weather Agency* (ZAITCHIK et al., 2010). O fato deste sistema não ser acoplado a um modelo atmosférico (*offline*) garante a solução da superfície mais próxima possível do observado e isolando os erros a própria solução da superfície.

O impacto da AD de umidade do solo na própria variável foi verificado por meio da diferença percentual (DifP), dada pela equação 4.9, onde US_{AD} corresponde a umidade do solo obtida na simulação com assimilação e US_{CTRL} a umidade do solo obtida na simulação sem assimilação, isto correspondendo a porcentagem de alteração da AD de US em relação ao experimento sem AD. Desta forma é possível encontrar regiões mais sensíveis ao método de assimilação de dados aplicado.

$$DifP = \frac{US_{AD} - US_{CTRL}}{US_{CTRL}} * 100 \quad (4.9)$$

A performance do modelo também foi investigada por meio da diferença percentual do erro relativo as observações, conforme indicado por Sapucci et al. (2014). A diferença percentual do erro (DPE) utiliza a raiz do erro quadrático médio (RMSE - do inglês *Root Mean Square Error*) que é calculado conforme a equação:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (OBS_i - MOD_i)^2} \quad (4.10)$$

Onde OBS representa as observações ou sistema de referência (neste caso GLDAS) e MOD a variável estimada pelo modelo. A DPE é calculada conforme a equação 4.11. Assim, valores positivos indicam erros menores a partir da simulação AD em relação ao CTRL.

$$Ganho = \frac{RMSE_{AD} - RMSE_{CTRL}}{0 - RMSE_{CTRL}} * 100 \quad (4.11)$$

5 RESULTADOS

Considerando as limitações, já apresentadas, da obtenção de estados de superfície satisfatórios para aplicações em modelagem numérica Global, este trabalho buscou avaliar os aspectos relacionados à performance do MCGA do CPTEC em estimar a umidade do solo de duas formas: a primeira é buscando associar os valores e padrões espaciais de umidade do solo com eventos de seca sobre o Brasil, enquanto a segunda forma busca investigar os efeitos e limitações da assimilação de dados de satélite no MCGA do CPTEC e como seus resultados são comparados contra um conjunto de dados independente. Ambos estudos procuram evidenciar a habilidade do MCGA em estimar a umidade do solo, seja através de simulações livres, seja através de simulações com intervenção de dados observados (assimilação). Uma das principais (se não a principal) forçante atmosférica na hidrologia é a precipitação, que regula a umidade do solo em quantidade assim como em seus padrões espaciais e temporais sobre o Globo Terrestre. Assim, também será apresentada uma breve análise da precipitação simulada pelo MCGA contra os dados observados do CPC sobre a superfície terrestre, durante o período de estudo para associação com os padrões de umidade do solo esperado.

5.1 Indicadores de Seca

O SPI é um índice que indica a anomalia de precipitação em múltiplas escalas de tempo. Este índice foi utilizado na identificação de períodos secos baseando no SPI de 3 meses (SPI3). O SPI3 reflete a condição de umidade de curto a médio prazo, fornecendo a comparação da precipitação ao longo de um determinado período de 3 meses com os totais de precipitação do mesmo período de 3 meses da série histórica. Anomalias nesse período refletem nas condições meteorológicas e de umidade do solo.

O ano de 1999 foi marcado por um período seco na região nordeste e parte das regiões sudeste e centro-oeste, como pode ser acompanhado pela figura 5.1. Índices trimestrais negativos de precipitação são detectadas nessas regiões durante o meses de julho a dezembro, atingindo valores considerados de severo a extremo. A região nordeste e norte de Minas Gerais já haviam apresentado SPI3 negativo de março a setembro em 1998, passando por um período mais ameno até janeiro de 1999, a partir deste mês pequenas regiões do sudeste e alguns estados do nordeste voltam a ter anomalias negativas, que se intensificam a partir de junho do mesmo ano.

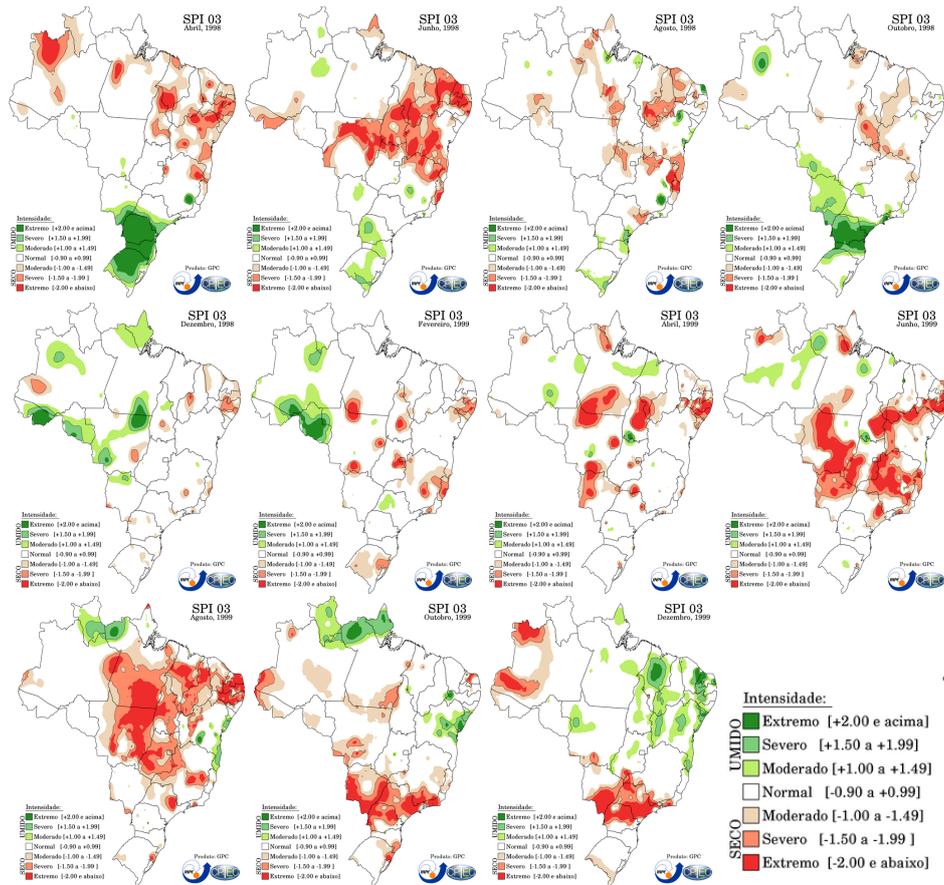


Figura 5.1 - SPI de 3 meses de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).

Os resultados encontrados pelo SPI3 são condizentes com o comportamento da precipitação segundo os dados do CPC, a figura 5.2 mostra a anomalia de precipitação nos anos de 1998 e 1999, baseado na série de janeiro de 1980 a dezembro de 2013. As médias foram calculadas centradas na região nordeste delimitado entre a latitude de -15° e -3° e longitude de -44° e -34° e no sudeste delimitado pela latitude de -25° e -15° e longitude de -58° e -40° . A região nordeste mantém anomalia negativa por quase todo período, já a região sudeste possui oscilação maior de precipitação. Os gráficos também mostram o comportamento médio da anomalia de umidade do solo estimada por satélite, mostrando que a camada superficial do solo responde diretamente as variações de precipitação. Dado o longo período seco em que a região nordeste foi submetida, a partir do agosto de 1999 quando a anomalia de precipitação passa a ser positiva, ainda existe um tempo de resposta de US para passar a também ter anomalia positiva.

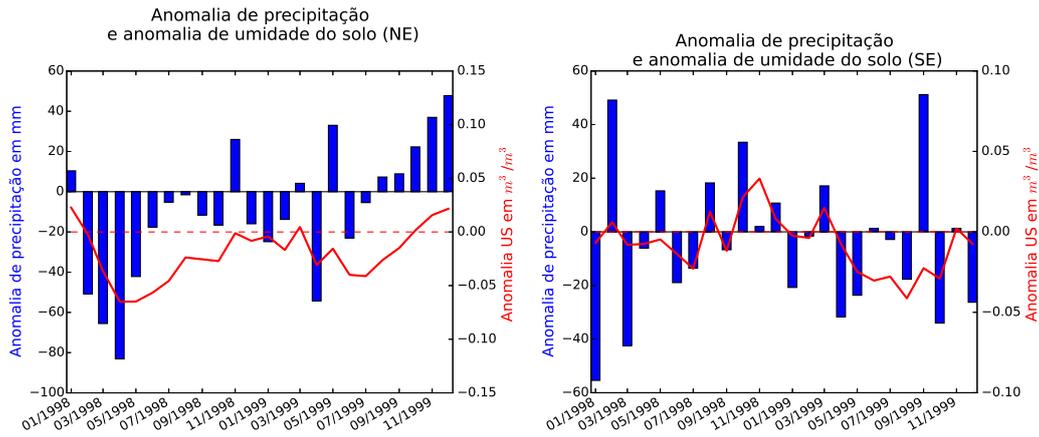
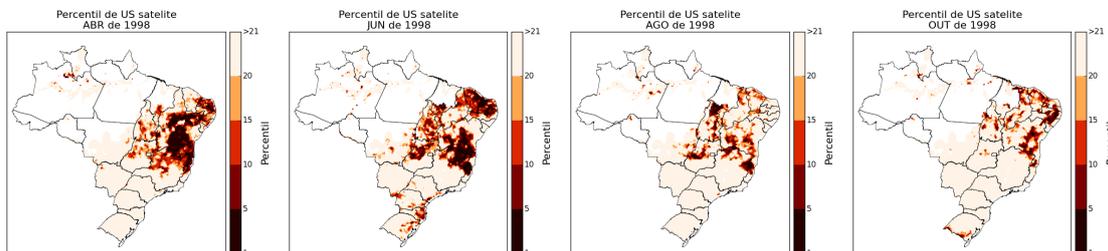


Figura 5.2 - Anomalia de umidade do solo média mensal (linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área: Nordeste e Sudeste

O percentil de umidade do solo é também utilizado para análise de secas, a literatura sugere que valores abaixo de 20 indicam ocorrência de seca (ANDREADIS et al., 2005; SHEFFIELD et al., 2009; WANG et al., 2011). Como verificado na figura 5.3 o percentil de umidade do solo abaixo de 20 (PCTL20) apresenta um padrão semelhante ao SPI3 desde o ano de 1998, este resultado aponta que a camada superficial do solo estava com deficiência hídrica e que é rapidamente afetada por variações de precipitação, mas mesmo no mês de novembro de 1999 quando o SPI3 indica chuvas excessivas o percentil de US permanece baixo, isto sugere que camadas inferiores do solo haviam sido impactadas pelo período seco, necessitando que houvesse maior quantidade de chuva para que a coluna de solo fosse recuperada. O tempo de recuperação do solo do estado seco depende diretamente da quantidade e duração das chuvas e do tipo de solo.



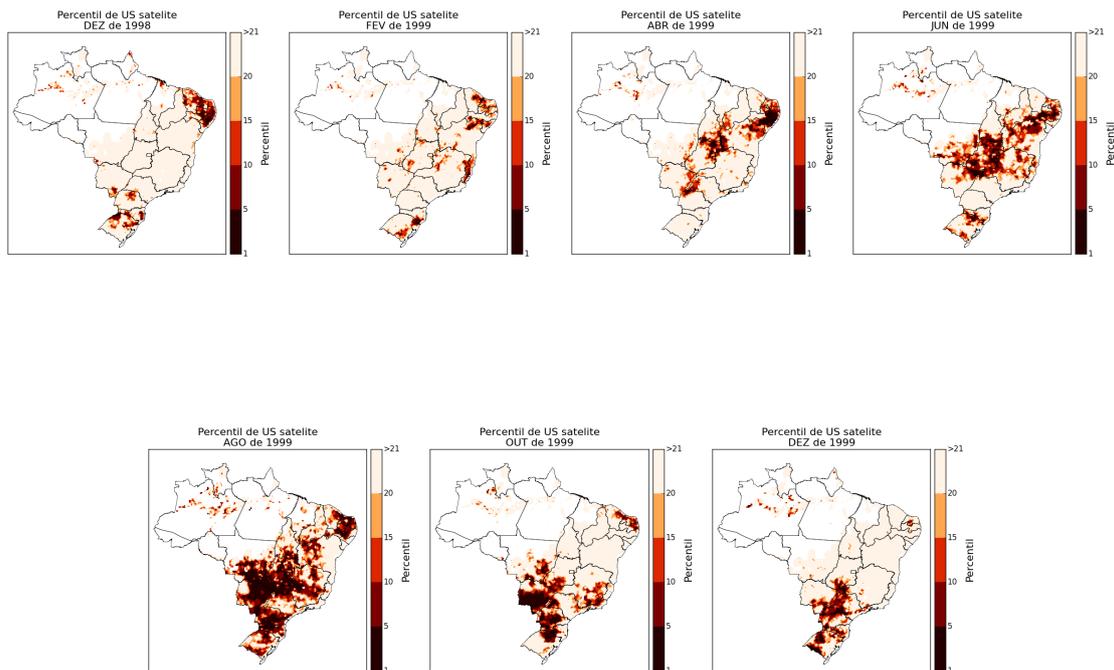
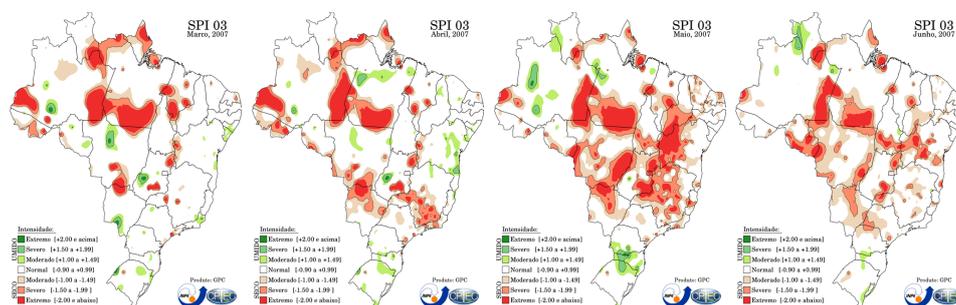


Figura 5.3 - Percentil de umidade do solo de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).

Índice indicando valores negativos de severo a extremo também persistiram durante o ano de 2007, iniciando em março indo até janeiro do ano seguinte, atingindo diversos Estados (Fig.5.4). Neste caso o PCTL20 tem diferenças de localização da seca, no estado Bahia onde o solo não atingiu o estado de seca, diferente do estado do Paraná em que PCTL20 já indicava seca desde junho, enquanto o SPI3 passou a apresentar anomalias somente em agosto. Para a região sudeste (lat: -52 e -40 lon: -20.5 e -13) dados observados de precipitação também indicam anomalias negativas na média da área (Fig.5.5) e anomalias de US mais significativas a partir de junho, assim como apontavam dos índices. No caso do Paraná, anomalias negativas de precipitação são observadas desde 2006, com um ligeiro aumento nas chuvas entre setembro/2006 e maio/2007, o que levou a situação mais úmida do solo e posteriormente voltou a sofrer com anomalias negativas de precipitação e também com secamento do solo (Fig.5.5).



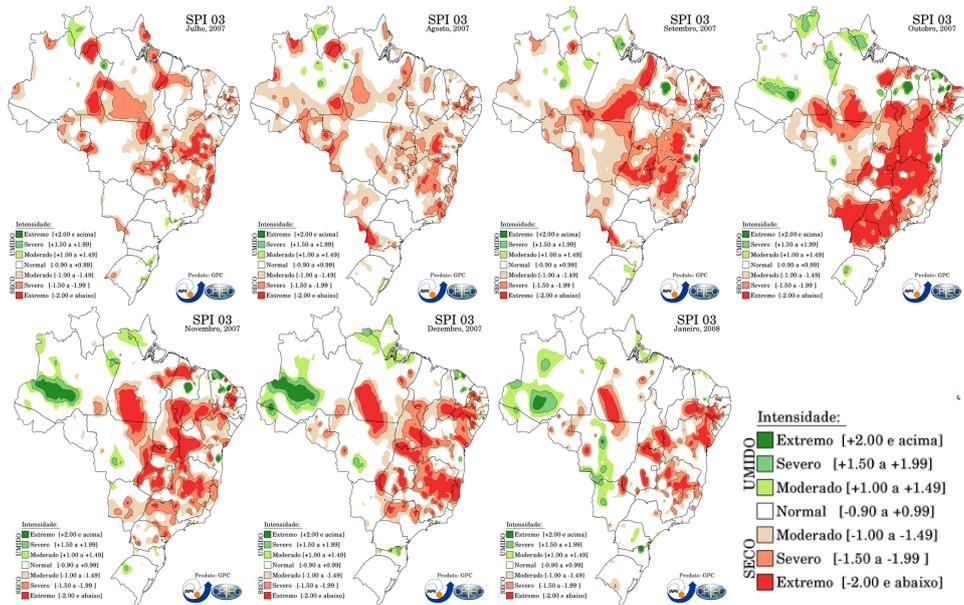


Figura 5.4 - SPI de 3 meses de Março de 2007 a Janeiro de 2008

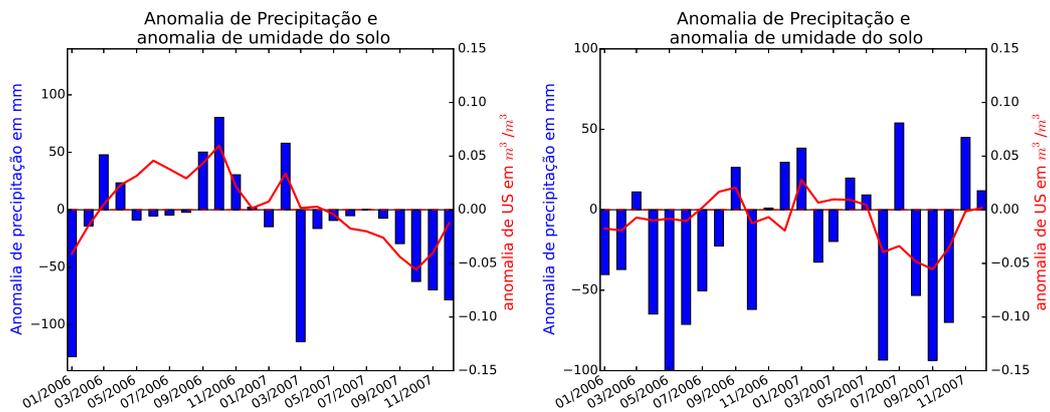
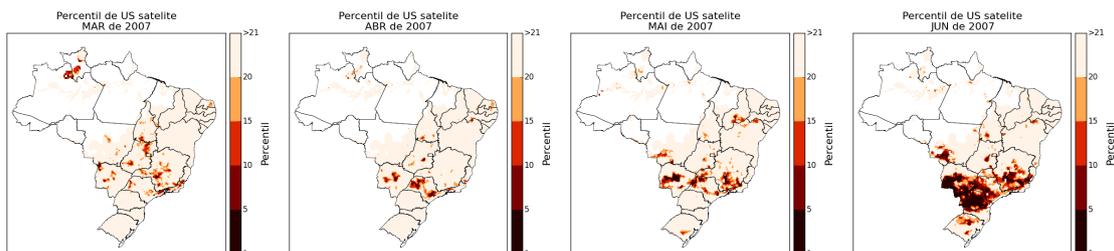


Figura 5.5 - Anomalia de umidade do solo média mensal (linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área (A) Sudeste e (B) Paraná de Jan/2006 a Dez/2007



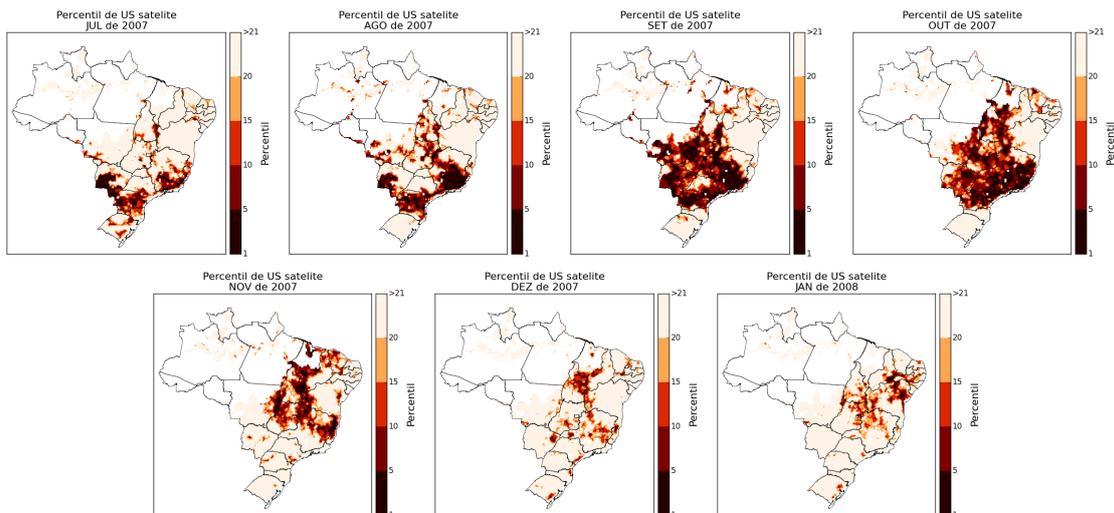
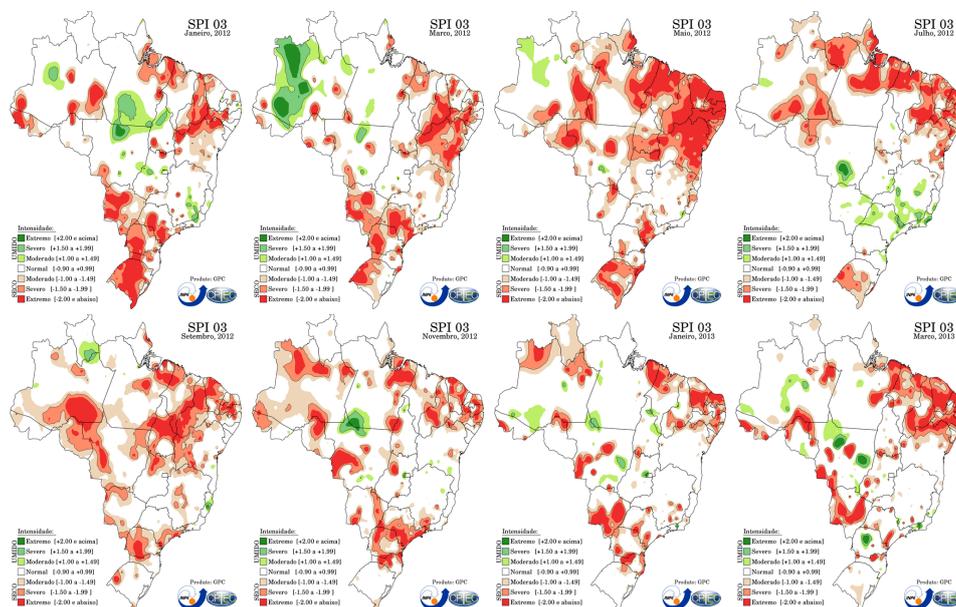


Figura 5.6 - Percentil de umidade do solo de Março de 2007 a Janeiro de 2008.

A região nordeste foi afetada por um período seco longo e intenso durante os anos de 2012 e 2013. Segundo o índice SPI3 este evento de seca teve início em janeiro de 2012 e indo até maio de 2013, a figura 5.7 mostra a sequencia de campos de SPI3, com intervalo de 2 meses no período citado. No mesmo período o PCTL20 se mantém abaixo de 20, apresentando na maior parte apenas 5% da umidade do solo total. A recuperação do solo a este longo período de chuvas abaixo da média ocorreu de forma lenta, alongando o período seco até dezembro de 2013 do ponto de vista hidrológico. O gráfico 5.8 também mostra que a média da região foi de um período de chuva abaixo do normal, assim como para a umidade do solo superficial que se manteve abaixo da climatologia durante os dois anos.



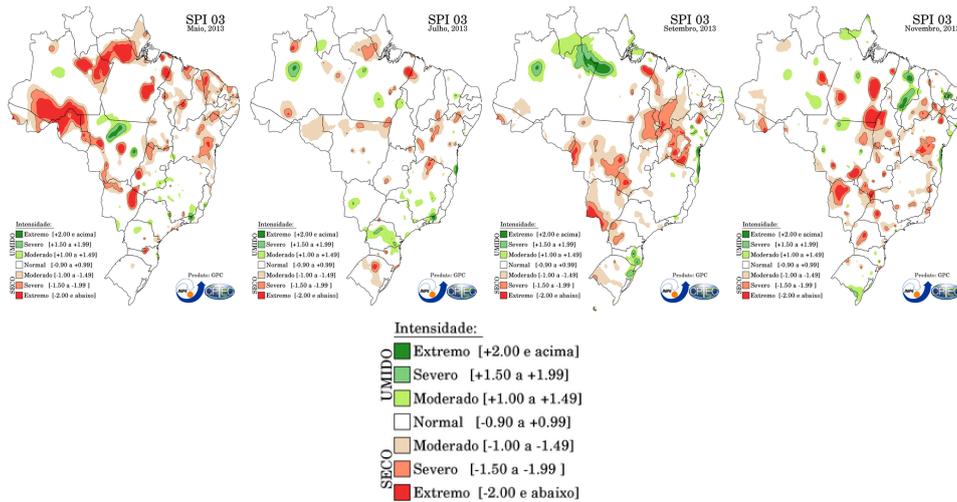


Figura 5.7 - SPI de 3 meses de Janeiro de 2012 a Março de 2013 (intervalo de 2 meses).

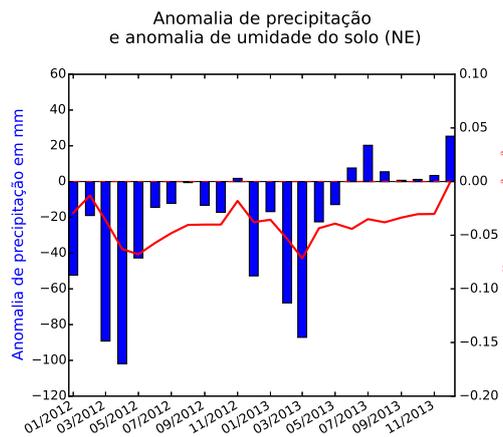
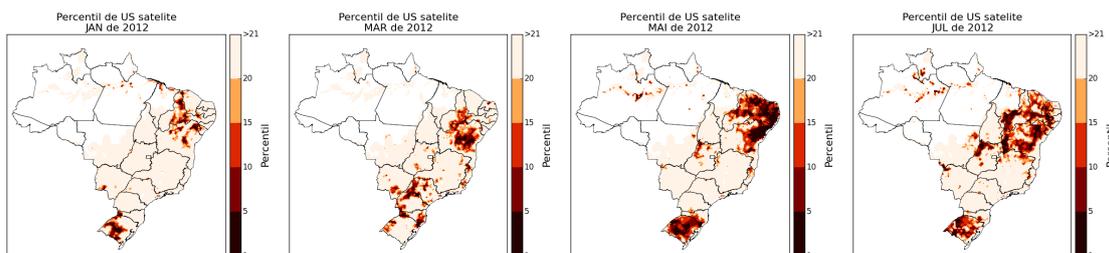


Figura 5.8 - Anomalia de umidade do solo média mensal (linha vermelha) e anomalia de precipitação acumulada mensal (barras) média na área de Jan/2012 a Dez/2013



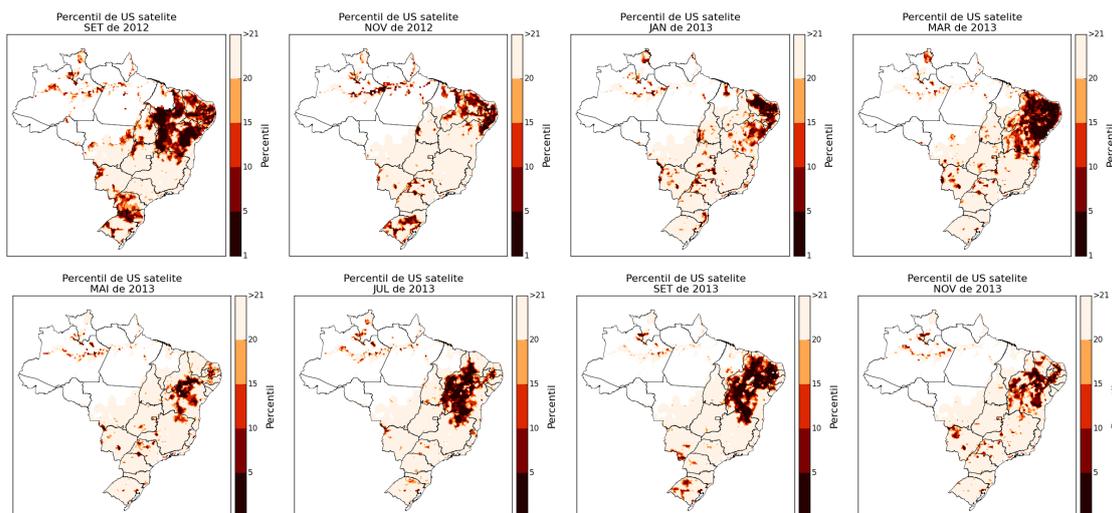


Figura 5.9 - Percentil seco de umidade do solo de Janeiro de 2012 a Março de 2013 (intervalo de 2 meses).

5.2 Identificação de seca por modelos

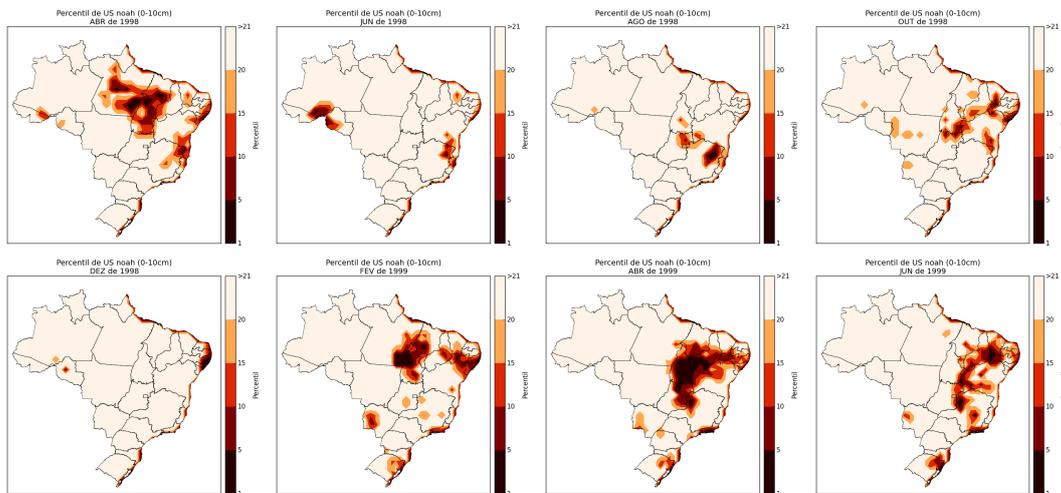
5.2.1 GLDAS

A umidade do solo estimada por satélite é capaz de obter resultados somente da camada superficial do solo, portanto para realizar uma avaliação das camadas inferiores em região ampla é necessário a utilização de modelos de superfície. O *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) pode ser utilizado como referência, pois se propõe obter os campos de estados da superfície com o melhor balanço possível, utilizando modelos de superfície *offline* forçados por condições atmosféricas próximas das observadas. As forçantes atmosféricas para inicializar um modelo de superfície são: velocidade do vento, umidade e temperatura do ar, pressão atmosférica, radiação de onda longa e onda curta incidentes, próximos à superfície além da precipitação. No caso específico do GLDAS, os dados de vento, temperatura e umidade do ar e pressão atmosférica são obtidos a partir do sistema global de assimilação de dados do NCEP, conhecido como *Global Data Assimilation System* (GDAS). A precipitação é uma composição dos produtos observados CMAP e GPCC enquanto os dados de radiação são provenientes de sensoriamento remoto por satélite. Assim o GLDAS propõe-se a fornecer campos balanceados de umidade do solo, que simulam numericamente a resposta da superfície terrestre ao estado da atmosfera observado, de forma contínua desde 1979 até o presente.

Nesta etapa será verificada a habilidade de detecção de secas por meio de simulação

numérica, utilizando o modelo de superfície Noah que está disponível no sistema GLDAS e é amplamente utilizado pela comunidade científica. O modelo Noah é composto por quatro camadas de solo: camada superficial de 0-10cm, zona de raízes de 10-40cm, zona de raízes profundas de 40-100cm e zona abaixo das raízes de 100-200cm.

No caso de 1998/1999, o modelo Noah na primeira camada de solo (0–10 cm) apresenta percentil abaixo de 20 desde abril de 1998 até dezembro de 1999 (Fig. 5.10), semelhante ao apresentado pelo satélite, na região nordeste o percentil foi predominantemente menor, porém pequenas diferenças podem ser encontradas devido a diferença de espessura das camadas. A segunda camada do solo por possuir interação menor com a atmosfera, tem variação mais lenta, também é a região da zona de raízes, atuando diretamente na transpiração das plantas e partição dos fluxos. No modelo esta camada tem profundidade entre 10–40 cm, onde desde abril possui valores indicando seca, porém a região passa a ser afetada significativamente a partir de janeiro de 1999 até dezembro do mesmo ano (Fig. 5.11).



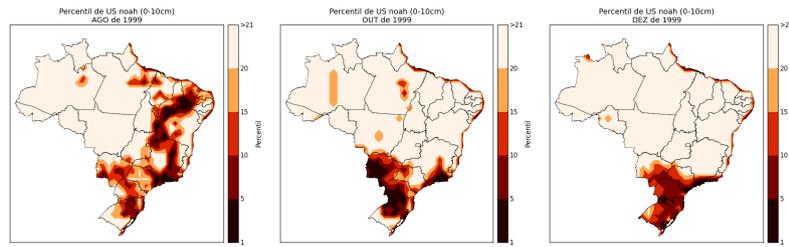


Figura 5.10 - percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).

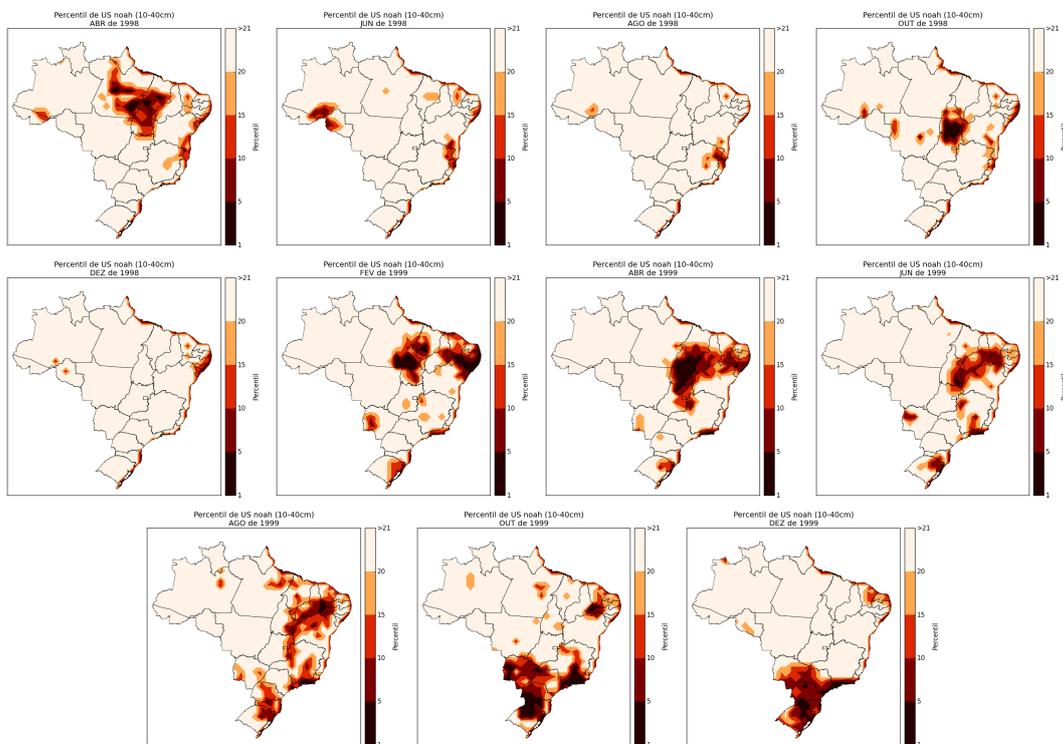


Figura 5.11 - percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (intervalo de 2 meses).

No ano de 2007, o modelo Noah apresenta na primeira e segunda camada PCTL20 a partir de março em estados do sudeste, centro-oeste e nordeste, com o mesmo padrão espacial indicado pelo satélite, porém com mais intensidade. A partir de junho o modelo encontrou padrão de seca bem pronunciado no nordeste que não foi indicado pelo satélite, mas é coerente com o SPI3 que apresentou valores negativos na região no mesmo período. Nota-se que a zona de raízes apresentou valores menores

de umidade do solo do que a camada superficial nos meses de dezembro de 2007 e janeiro de 2008, esta camada possui influência direta na disponibilidade de água para transpiração das plantas e que por sua vez afeta a precipitação, principalmente em regiões de clima árido ou de transição entre regiões secas e úmidas.

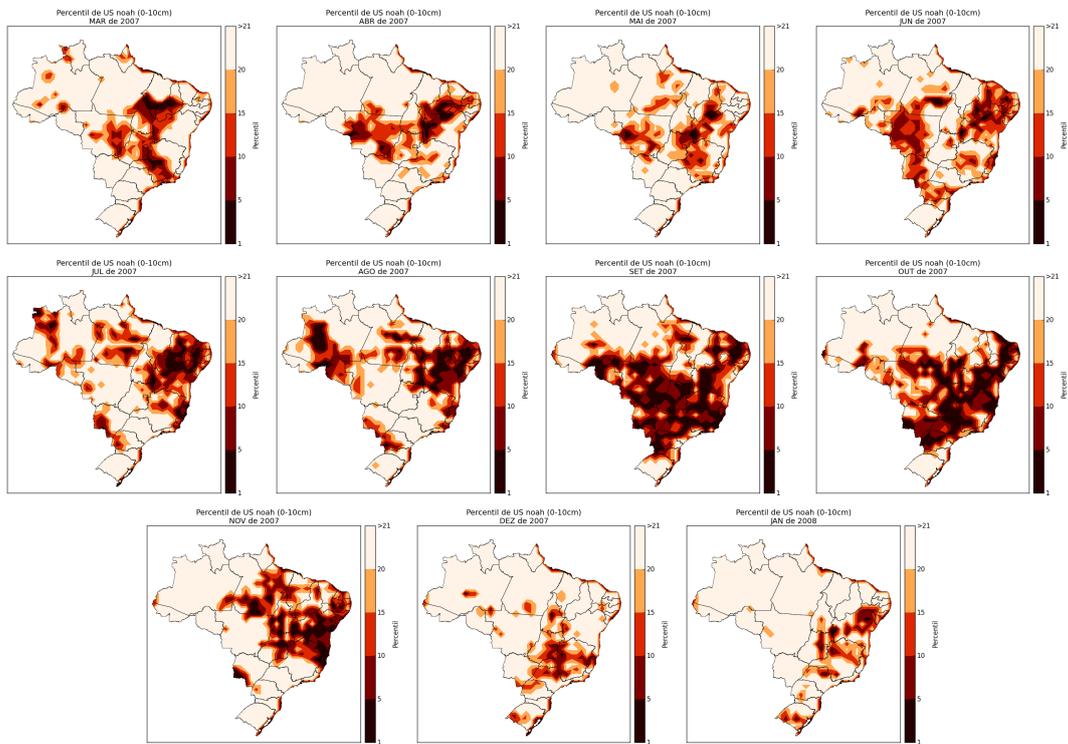
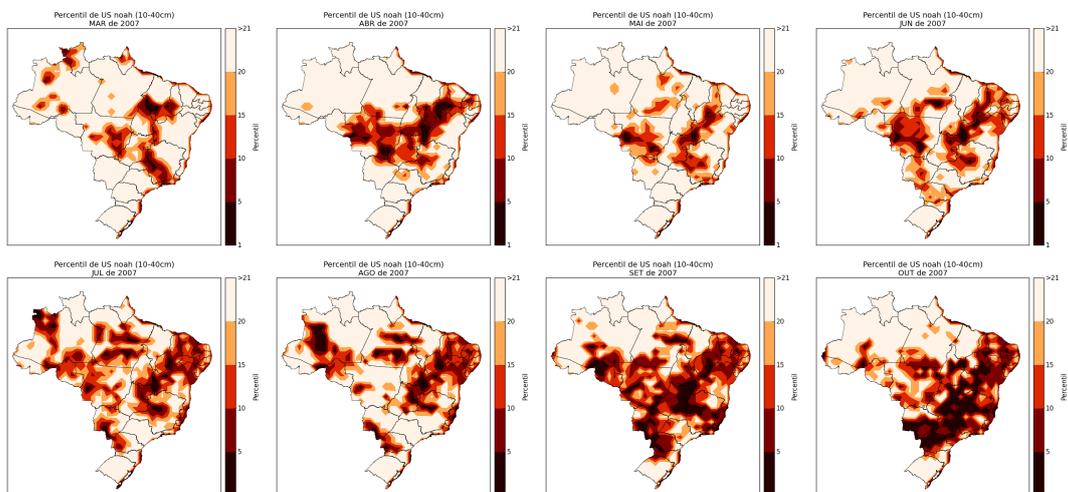


Figura 5.12 - Percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de Março de 2007 a Janeiro de 2008.



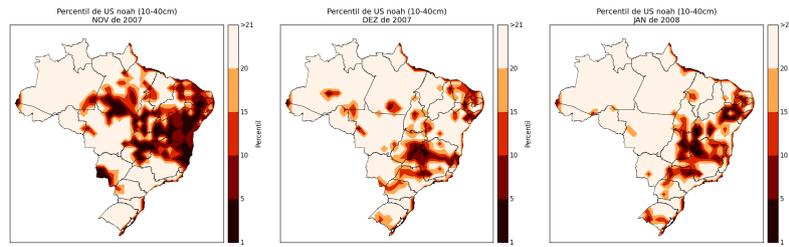
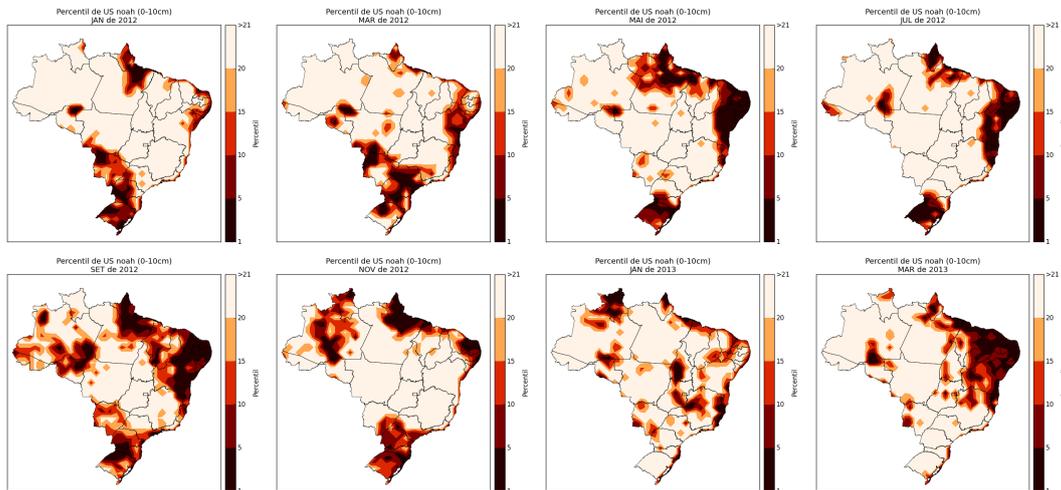


Figura 5.13 - Percentil de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de Março de 2007 a Janeiro de 2008.

Durante os anos de 2012 e 2013 o modelo Noah capturou bem o sinal de seca já apontado pelos índices para a região nordeste. Durante esses anos as duas camadas do solo foram fortemente afetadas, permanecendo com percentil de até 5 entre abril de 2012 e abril de 2013. Assim como para os demais casos a segunda camada do solo permaneceu por mais tempo com baixos percentis, alongando o período de seca hidrológica e limitando a disponibilidade de água para o fluxo de calor latente. Desta forma, localmente a superfície está contribuindo para a manutenção da seca, através do processo de retroalimentação entre umidade do solo e precipitação, necessitando de uma forçante externa por meio de uma flutuação de grande escala que contribua para a formação de sistemas precipitantes.



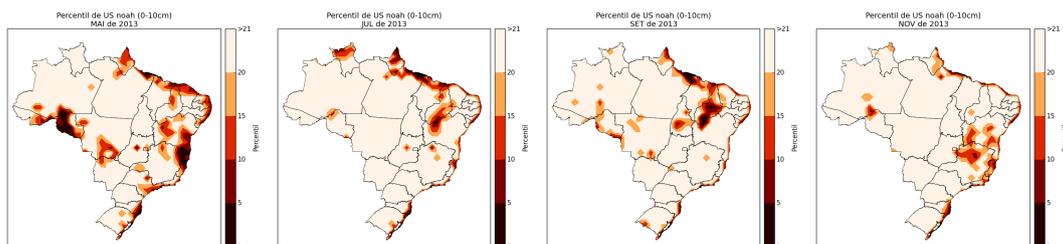


Figura 5.14 - Percentil seco de umidade do solo do modelo Noah camada 1 (0-10cm) de (a) Janeiro de 2012 a (l) Março de 2013 com intervalo de 2 meses.

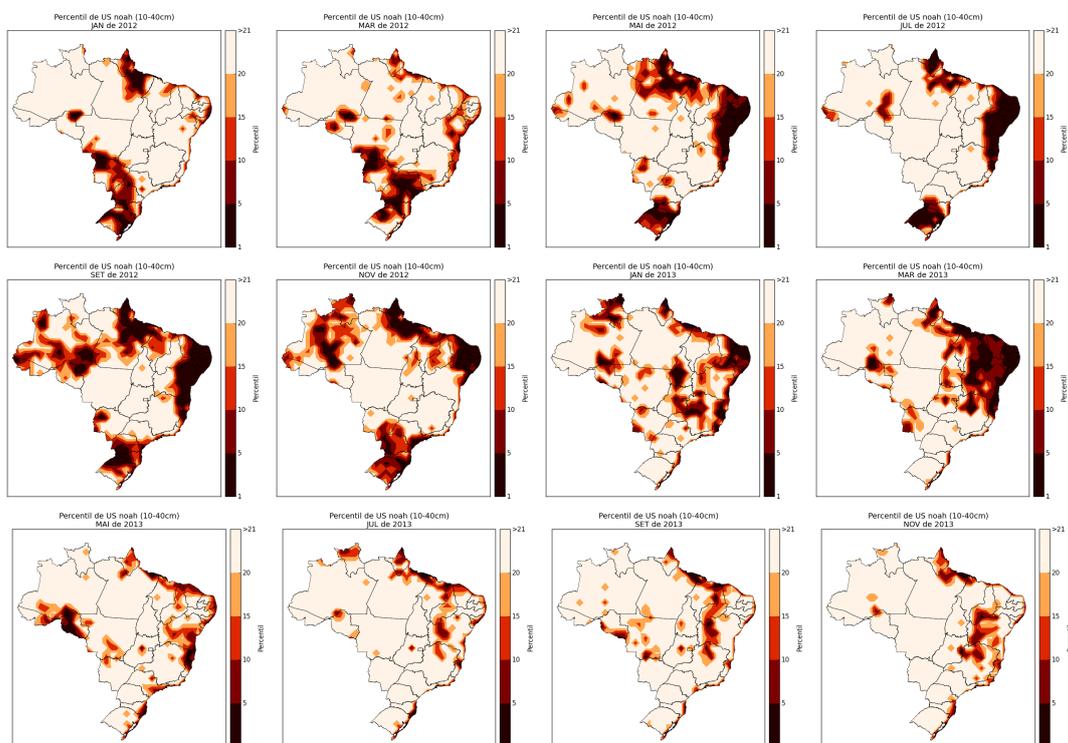


Figura 5.15 - Percentil seco de umidade do solo do modelo Noah camada 2 (10-40cm) de (a) Janeiro de 2012 a (l) Março de 2013 com intervalo de 2 meses.

5.2.2 MCGA-CPTEC

O modelo global do CPTEC (T062L28) que utiliza o modelo de superfície SSIB para resolver as componentes de superfície, possui 3 camadas do solo de espessura variável, a camada superficial utilizada para comparação com os dados de satélite possui espessura de 2 cm, com exceção da Groenlândia onde a espessura é de 1 metro. Esta etapa de análise visa identificar os padrões de comportamento da componente de

superfície, representada pelo modelo SSiB, no sistema acoplado do MCGA-CPTEC

No primeiro evento em análise o modelo teve dificuldade em manter a continuidade do período seco, como pode ser acompanhado na Fig. 5.16. Entre abril e junho de 1998 o modelo detecta região seca no nordeste, porém indica percentil abaixo de 20 para a região sul e norte do país, onde não havia indicativo pelos dados observados. Nos próximos meses passa a encontrar em vários locais do país áreas de seca não observadas. A partir de outubro até dezembro o modelo melhora a condição na região sul e nordeste, mas coloca área muito seca no estado do Amazonas. Durante o ano de 1999 o modelo se aproxima mais do observado na região sudeste e centro-oeste, mas ainda apresenta problemas em diversas regiões do país.

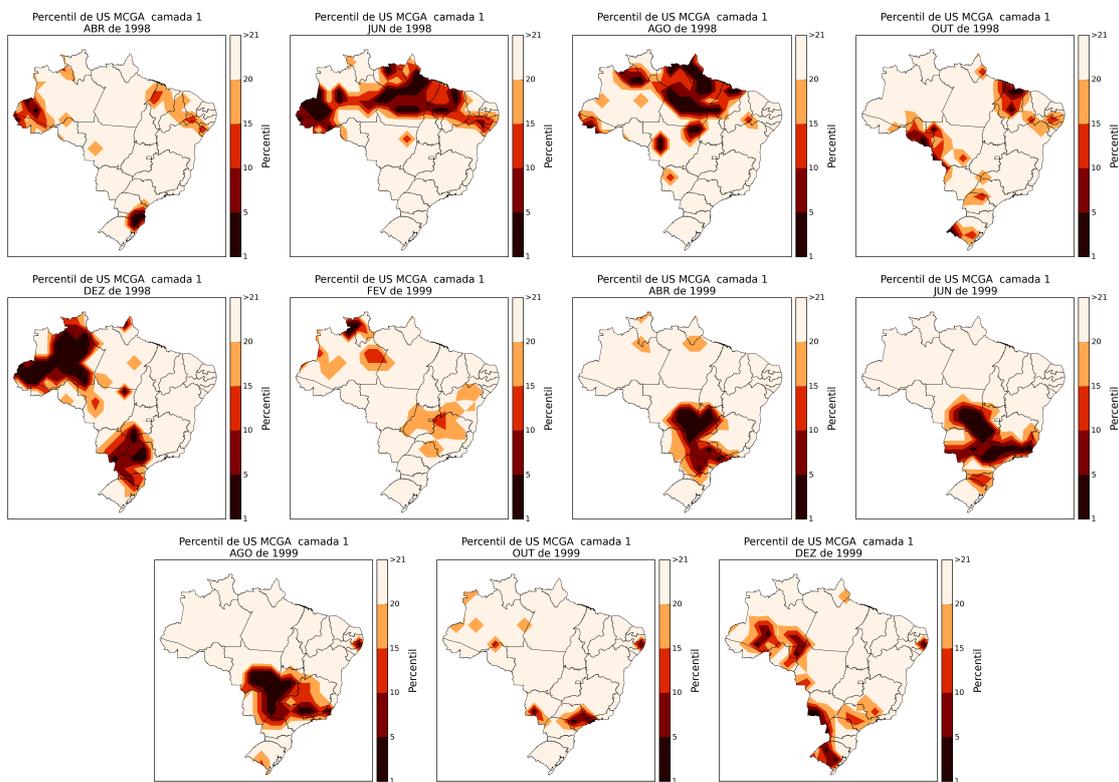


Figura 5.16 - Percentil de umidade do solo de Abril de 1998 a Dezembro de 1999 (a cada 2 meses).

O MCGA no caso de seca de 2007 (Fig. 5.17) identifica a faixa de percentil abaixo de 20 entre os meses de abril e junho de 2007, também apontada pelo GLDAS, já no mês de julho restringe a concordância a divisa oeste do Brasil. Posteriormente volta a indicar área de seca no nordeste em agosto e aumentado a área afetada no

mês de setembro, assim como os demais indicadores apresentados anteriormente. O MCGA mantém a indicação de baixo percentil de umidade para outubro no nordeste e no mês de dezembro atinge parte as regiões centro-oeste e sudeste. Neste caso há dificuldade do MCGA de manter a continuidade do evento de seca observado e identificado pelo sistema GLDAS.

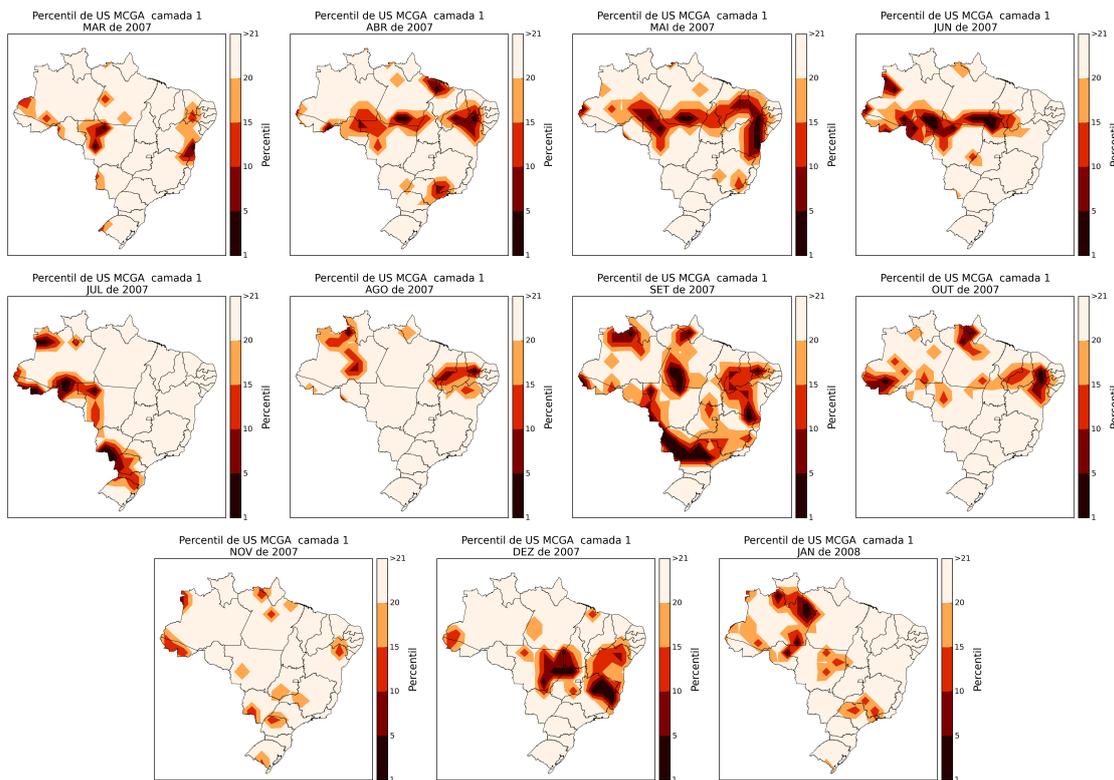


Figura 5.17 - Percentil de umidade do solo de Março de 2007 a Janeiro de 2008.

Durante a seca de 2012–2013 (Fig. 5.18), o MCGA detectou o evento para a região nordeste no ano de 2012, porém apresentou baixos valores de US, não observados, principalmente na região sudeste nos meses de julho e agosto. De janeiro a abril de 2013 na região nordeste apresenta seca intensa nas observações, já o MCGA só apresenta baixos valores de percentil em maio e persiste indicando seca na parte leste da região até dezembro de 2013 e não identifica a área seca nos demais estados do nordeste. O modelo também apresenta valores excessivamente secos no estado do Rio Grande do Sul entre maio e julho.

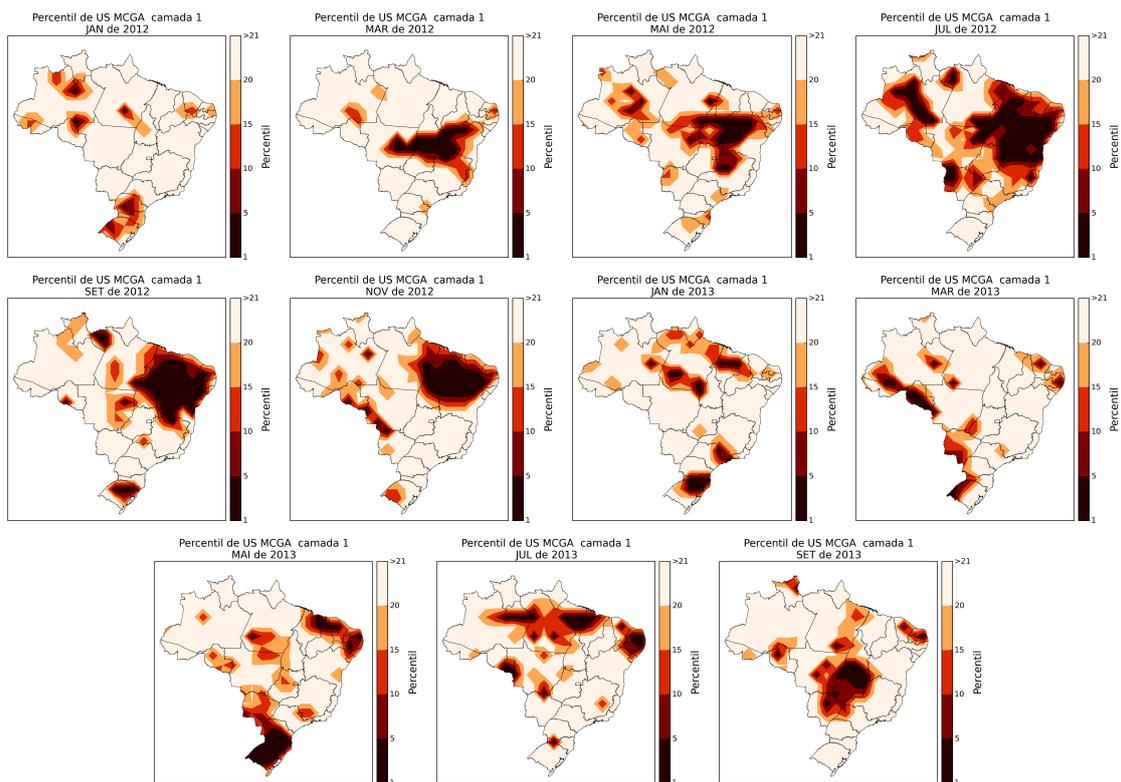


Figura 5.18 - Percentil de umidade do solo de Janeiro de 2012 a Setembro de 2013 (com intervalo de 2 meses).

A segunda camada do modelo SSiB, conhecida como zona de raízes, possui espessura variando de 0.17 a 1.48 metros, e a terceira camada chamada de zona de drenagem, têm espessura de 0.4 a 2 metros. As figuras de percentil destas camadas não são apresentadas por elas não apontarem regiões com limiares de seca condizentes as observadas.

5.3 Assimilação de Umidade do solo

O propósito desta análise é avaliar a performance do sistema de assimilação de umidade do solo implementado no modelo global do CPTEC. Os resultados estão divididos em duas partes. Na primeira parte será avaliada a consistência do sistema de assimilação implementado como forma de validação enquanto na segunda parte os resultados serão comparados com uma referência independente para verificar como a ingestão dos dados de umidade do solo derivados de satélite impactam os estados de superfície além dos campos de precipitação.

5.3.1 Pré-processamento dos dados de satélite

A assimilação de dados é utilizada na correção de erros aleatórios, considerando a inexistência de erros sistemáticos (viés). As fontes de erros sistemáticos podem ser várias, indo desde erro no próprio instrumento até erros no modelo de recuperação, no caso de dados de satélites. Portanto, visando minimizar os erros sistemáticos, foi aplicada a correção por meio da combinação da função de distribuição acumulada, que resultou em uma série mais consistente com a climatologia do modelo. Na figura 5.19 pode-se observar a distribuição do histograma para a série gerada pelo modelo (topo), satélite (meio) e após a correção viés (inferior), que evidencia a aproximação do dado do satélite ao dado do modelo após a aplicação da correção de viés.

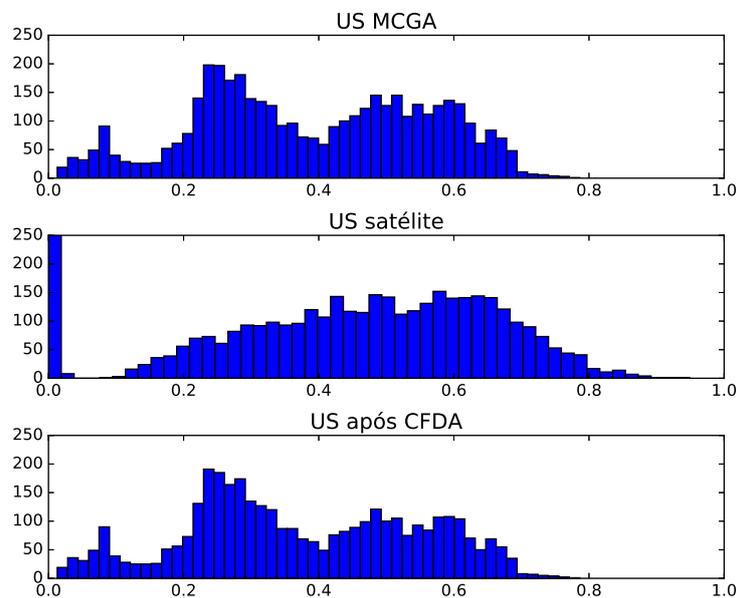


Figura 5.19 - Histograma de frequência de US derivada de: modelo(topo), satélite(meio) e após correção de viés(inferior)

5.3.2 Validação do sistema de assimilação de dados de umidade do solo

Como forma de validação da eficiência do sistema de assimilação foram analisadas as diferenças entre a previsão de curto prazo gerada pelo modelo global, utilizada como *background* a ser corrigido e os dados de satélite a serem assimilados, comumente chamado de O-F (observação menos *first guess*). Da mesma forma será comparada análise gerada pelo sistema de assimilação contra as observações de satélite. O objetivo desta análise serve a dois propósitos: segundo a equação de análise (Equação

4.4) espera-se que o sistema de assimilação efetivamente resulte em uma análise que se aproxime das observações empregadas e que os seus valores (e conseqüentemente os erros relativos às observações) sejam menores dos que os erros provenientes do *background*. Assim, espera-se que O-A possua sistematicamente valores menores do que O-F, demonstrando então que o sistema de assimilação implementado está fornecendo os resultados esperados. As variações nas diferenças entre O-A e O-F ao longo dos vários ciclos de assimilação depende entre outros fatores do peso dado às inovações, representado na Equação 4.4 pelo parâmetro K . O mesmo representa a ponderação entre os erros do modelo e os erros de observação o que resulta no valor do peso dado às correções do *background*. Algumas metodologias como métodos variacionais somente variam o parâmetro K de acordo com os pesos das observações uma vez que os erros do modelo são prescritos de acordo com estatísticas construídas durante um período anterior. Outros métodos como o filtro de Kalman, calculam sequencialmente o peso atribuído ao modelo além de considerar os pesos provenientes das observações. Mais detalhes sobre a determinação dos erros do modelo e das observações para cada método pode ser encontrado em Kalnay (2003).

Dentro do escopo desta dissertação, a metodologia proposta tem como base uma variação do *nudging*, conforme descrito na seção 4.5 onde o peso K é o resultado da combinação dos erros do modelo e erros das observações calculados durante um período anterior (climatologia), representando assim o erro típico combinado. Brocca et al. (2010) e Dharssi et al. (2011) encontraram que o valor de 0.2 para aplicações em assimilação de umidade do solo captura razoavelmente bem as estatísticas conjuntas dos erros das observações e do modelo. Portanto, espera-se que as correções médias aplicadas aos campos de umidade do solo do modelo se aproximem de 20% dos valores das inovações (diferenças entre as observações de satélite e o *background* do modelo). Como a assimilação de dados resulta na correção dos erros randômicos e não nos erros sistemáticos do modelo, quando estimada a média global (viés), o que se verifica são pequenas melhorias como mostrado na Figura 5.20, de O-A (linha azul) com relação a O-F (linha vermelha). As correções do sistema de assimilação podem ser melhor verificadas utilizando o desvio padrão (DP). Esses resultados podem ser ilustrados pela Figura 5.20 à direita, onde são apresentados o DP global de O-A (curva azul) e de O-F (curva vermelha) durante o período de estudo. Assim verifica-se que os erros do modelo relativos às observações de satélite são reduzidos globalmente como esperado e descrito acima. Também verifica-se uma variabilidade sazonal que pode ser atribuída às flutuações interanuais da precipitação global durante o período estudado.

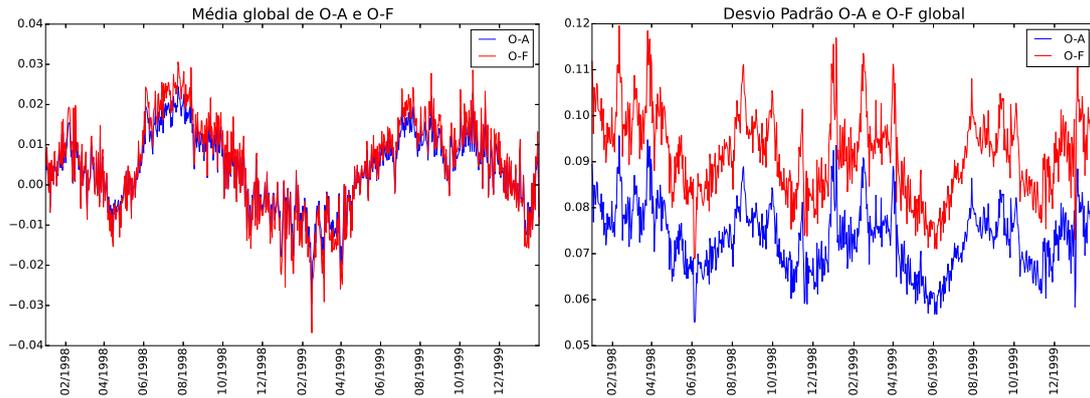


Figura 5.20 - Média Global de O-A(linha azul) e O-F(linha vermelha) e Desvio Padrão Global de O-A(linha azul) e O-F(linha vermelha)

5.3.3 Análise da distribuição espacial e temporal dos incrementos de análise

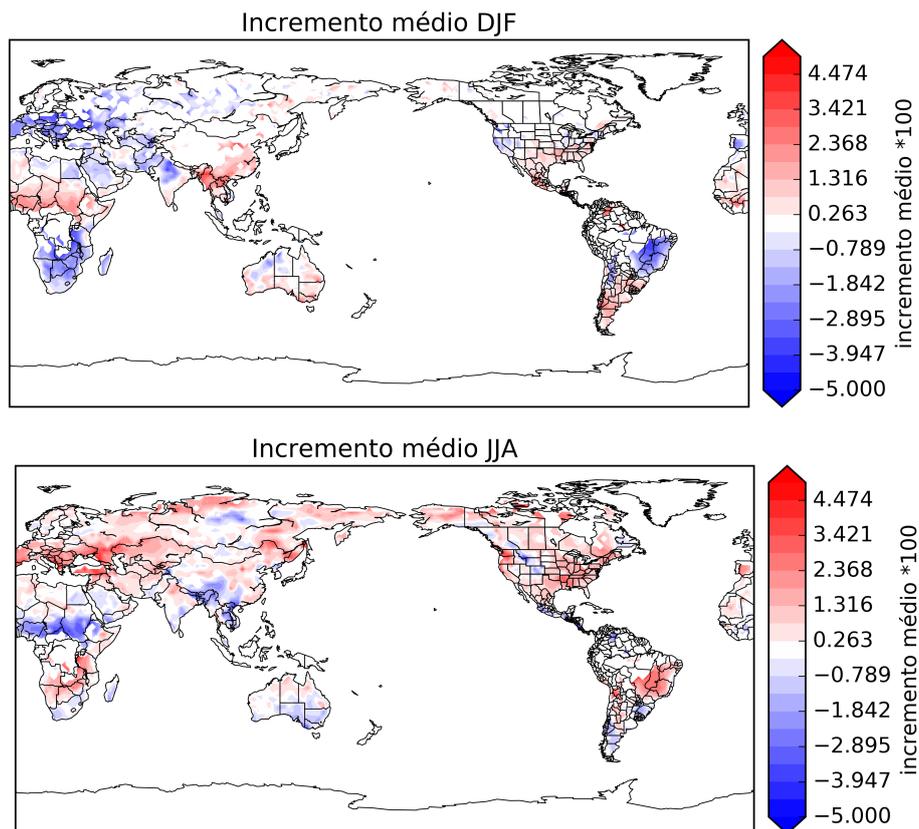
A avaliação da distribuição espacial dos incrementos de análise tem objetivo de identificar as regiões do globo onde os dados assimilados produziram maior impacto na assimilação de dados e sua relação com região ou período do ano. Para isso, foram produzidos mapas espaciais dos incrementos de análise médios sobre todo o período de experimento e também para todos os verões e invernos austrais durante o período de estudo. A umidade do solo sofre influência de fenômenos de escala sazonal como ITCZ, regimes de neve ou solo congelado, por isto é importante analisar inverno e verão separadamente. Para isso foram calculadas as média dos incrementos de análise para os meses de Junho, Julho e Agosto (JJA, inverno austral) e Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF, verão austral) como mostrado na Figura 5.21. Os incrementos médios variam de $-0.05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ a $0.044 \text{ m}^3/\text{m}^3$ que representa a correção média aplicada durante o período de estudo para uma dada região.

Durante o verão austral (painel superior), verifica-se que houve uma remoção sistemática de umidade do solo por parte do sistema de assimilação nas regiões representadas pela cor azul, em particular no sul do NE e SE do Brasil onde existem os máximos de chuva e sistemas persistentes como ZCAS, sul da África e na faixa sul da Europa, estendendo-se até o NO da Índia. Por outro lado, as regiões com sinal mais acentuado associadas ao aumento de umidade por parte do sistema de assimilação (cores vermelhas) são as áreas desérticas da África e parte da porção norte da savana, SE da China, Tailândia e Mianmar. Estas últimas correspondem as grandes regiões de plantação de arroz do sul da Ásia onde existem extensas áreas

de irrigação que podem ser detectadas por satélite.

O painel intermediário apresenta os incrementos médios para o inverno austral, com predominância de aumento de umidade do solo, afetando praticamente todo Hemisfério Norte que nestes meses tem o aumento de precipitação e o solo não está coberto por neve ou congelado, o sul da África e o Brasil nas regiões SE,NE e CO que durante esse período que corresponde a redução de chuvas nessas regiões. Já na região norte da savana Africana e no sul da Ásia tem-se retirada de umidade do solo pela assimilação de dados.

De uma maneira geral, a média durante todo período de experimento (painel inferior) resulta em acréscimo de umidade no sul da América do Sul, NO e E da Ásia, NO da África e praticamente toda área da América do Norte. Por outro lado, há retirada de US na faixa leste da África, norte da Europa e regiões do sul da Ásia.



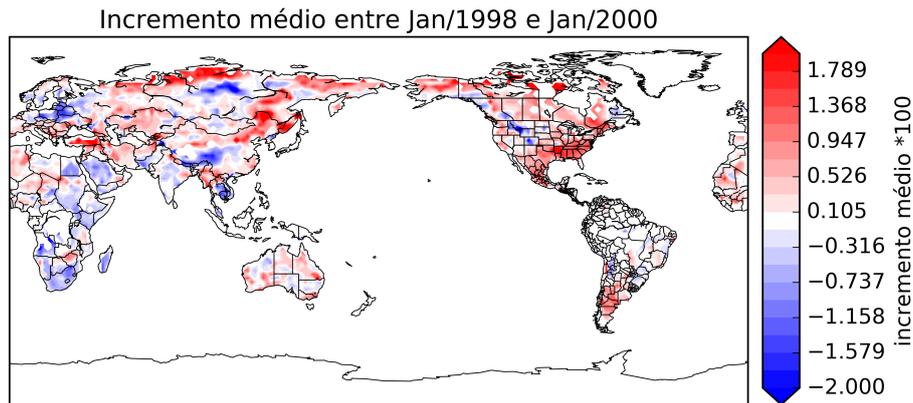


Figura 5.21 - Média temporal do incremento entre Jan/1998 e Jan/2000, Média do incremento nos meses de DJF (verão austral) e Média do incremento nos meses de JJA (inverno austral)

Do ponto de vista da variabilidade temporal do incremento, a Figura 5.22 apresenta as variações da média e desvio padrão global. Percebe-se que há uma intensa variabilidade sazonal, que pode ser explicada pelo regime de precipitação e pela maior disponibilidade de dados no verão do HN. Com relação a média do incremento, há uma pequena redução da variabilidade com o decorrer da simulação, isto era esperado pelo fato de que o modelo deve ir se ajustando gradativamente aos dados que estão sendo incorporados, necessitando cada vez correções menores. Por este mesmo motivo, o desvio padrão também deve ser menor a medida que o modelo vai se ajustando, visto que a dispersão da diferença entre o dado de satélite e o *background* vai sendo reduzida, como está ocorrendo segundo a tendência apresentada na figura.

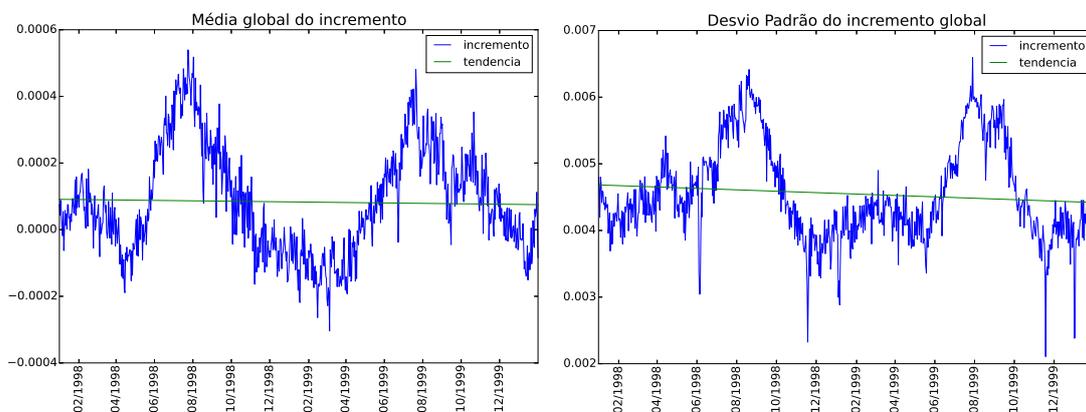


Figura 5.22 - Média Global do incremento e Desvio Padrão Global do do incremento de análise

5.3.4 Impacto da assimilação de dados de umidade do solo

Estudos anteriores indicam regiões preferenciais de acoplamento entre superfície-atmosfera, que normalmente são regiões de transição entre climas secos e úmidos (KOSTER et al., 2006). Além disso, como foi conduzido pelo experimento GLACE cada modelo possui um grau de acoplamento diferente entre a superfície-atmosfera (SENEVIRATNE et al., 2006), isto implica que a assimilação de dados produz impactos diferentes de acordo com cada modelo. Ao utilizar dado de satélite para a AD deve-se levar em consideração que a camada observada por satélite possui espessura fina, portanto as alterações serão empregadas somente na primeira camada do modelo. Esta camada do modelo realiza trocas com as camadas inferiores e tem interação direta com a atmosfera, portanto a variabilidade da umidade do solo nesta camada dependerá também da qualidade das forçantes atmosféricas, principalmente precipitação e radiação.

Na figura 5.23 tem-se a sequência evolutiva da diferença percentual entre o experimento com assimilação e sem assimilação, foi utilizado o mês de janeiro de 1998, 1999 e 2000 para acompanhar como a AD que foi realizada de forma continua se diferiu do experimento CTRL no decorrer da simulação. Inicialmente a variação é menor, em torno de 30%, após um ano de simulação as diferenças aumentam em praticamente todas as regiões, chegando a pontos com 100% de alteração e por fim após 2 anos de simulação matem o padrão de divergência entre os experimentos, através da intensificação dos máximos e mínimos. As regiões preferenciais de alteração foram sul e norte da África, Europa e sul da Ásia onde o experimento AD apresentou maiores valores de umidade do solo (cor vermelha), já áreas com redução da umidade do solo (cor azul) possuem menor intensidade e estão localizadas no sul da América do Sul, sul dos Estados Unidos e região central da Ásia.

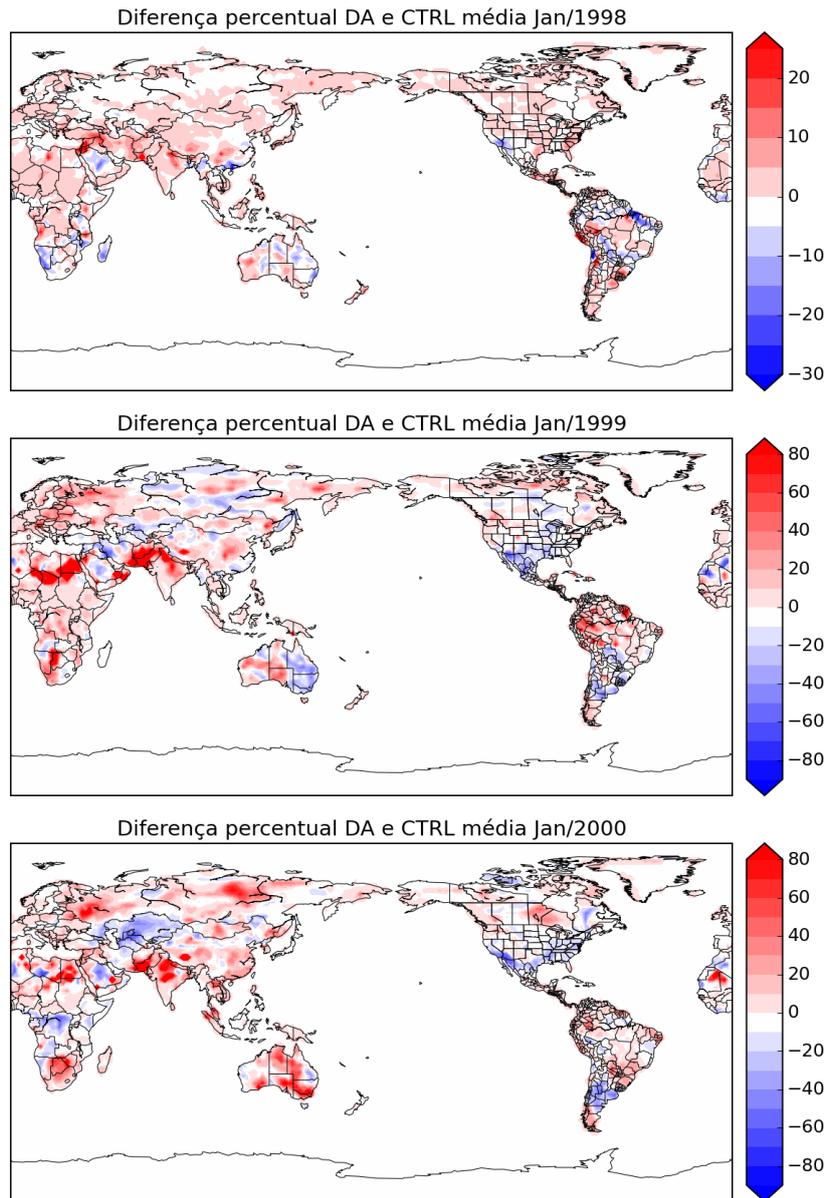


Figura 5.23 - Diferença percentual entre AD e CTRL média em: Jan/1998 (painel inferior), Jan/1999 (painel intermediario), Jan/2000(painel inferior).

Visto que precipitação é uma variável diretamente afetada pelas alterações de umidade do solo, a figura 5.24 apresenta os campos de precipitação para as simulações AD e CTRL nos mesmos meses apresentados acima. Diferente da umidade do solo, que é uma variável contínua, a precipitação não apresenta uma diferença linear entre os experimentos. No painel superior que representa o acumulado do primeiro mês de simulação, já são encontradas algumas diferenças em relação ao posicionamento dos sistemas, como por exemplo na região das Zona de Convergência do Atlântico

Sul (ZCAS) e variação de intensidade da ZCIT na região do Oceano Pacífico. Para janeiro do ano seguinte, o experimento com assimilação aumenta a precipitação na costa oeste da América do Norte, tem redução na Oceania, tem alteração no posicionamento do máximo de na região do Pacífico Sul e também desloca para leste a área de chuva na ZCIT na região do Pacífico. Estes padrões de alterações no posicionamento dos acumulados são mantidos em Jan/2000 e também há aumento da precipitação no Brasil na faixa que se estende desde a região norte até a região sul.

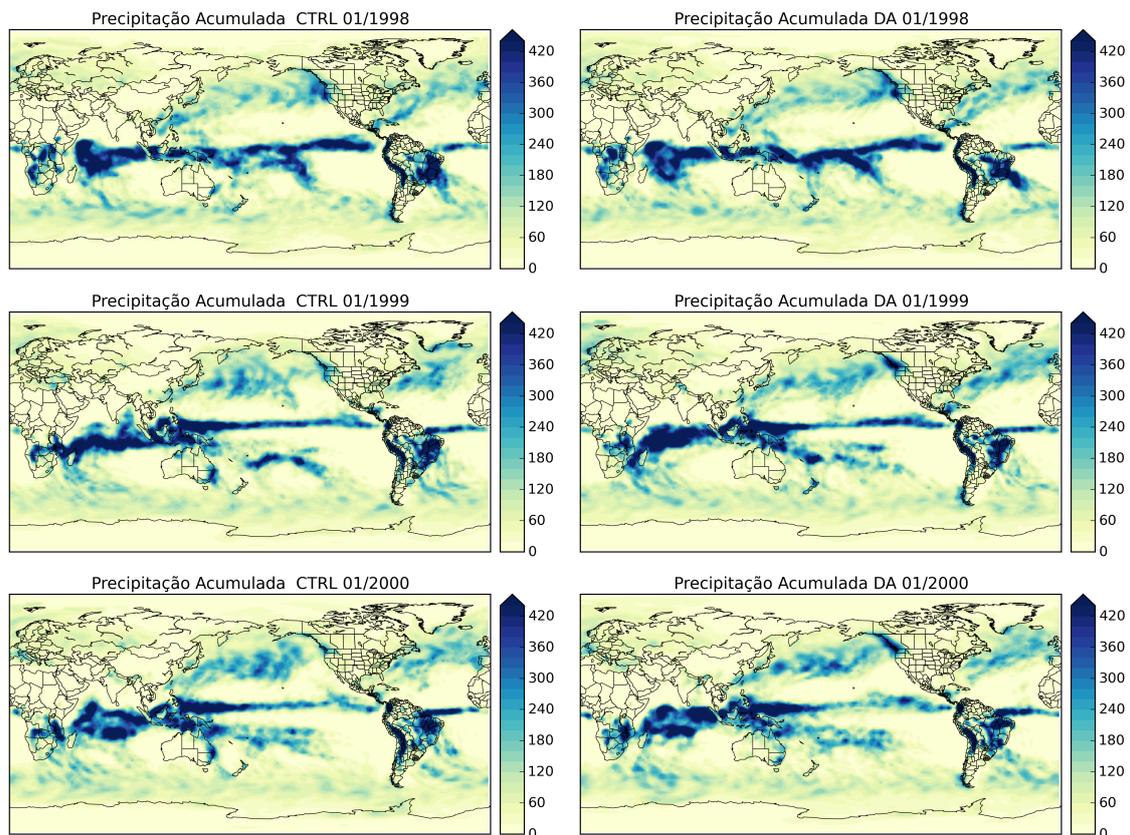


Figura 5.24 - Distribuição da precipitação acumulada do CTRL e AD em: Jan/1998 (painel inferior), Jan/1999 (painel intermediario), Jan/2000(painel inferior).

5.3.5 Impacto da assimilação nas camadas inferiores do solo

A realização de assimilação na primeira camada do solo, parte do pressuposto que ao corrigir sistematicamente a umidade do solo na camada superficial, gradualmente as camadas inferiores seriam corrigidas. Neste sentido, a figura 5.25 mostra a variação da média global de umidade do solo entre o experimento AD e CTRL em todas as camadas do solo do modelo SSiB, a variável indica a quantidade do espaço poroso

ocupado por água (varia de 0-1), com unidade dada em m^3/m^3 . Este resultado indica que a primeira camada, a qual está sendo realizada a assimilação, apresenta a maior variabilidade. Logo em seguida, a segunda camada, chamada de zona de raízes e que possui espessura 0.17 à 1.48 metros, acompanha as variações da camada superficial porém com menor intensidade. Já a terceira camada do solo, chamada como zona de drenagem, que tem espessura variando de 0.3 à 2 metros, apresenta resposta mais lenta as variações das demais e também menor variabilidade em com relação as alterações pela assimilação. A figura também mostra que as variações entre AD e CTRL aumentam com o decorrer do tempo.

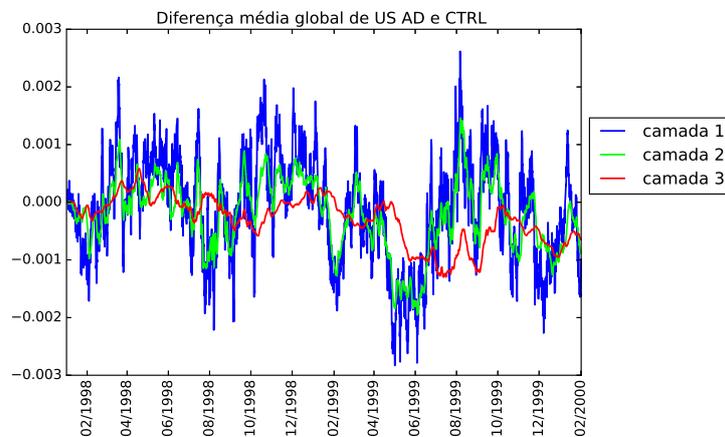


Figura 5.25 - Propagação média global da assimilação nas camadas do solo.

5.3.6 Performance da assimilação de dados de umidade do solo

Nesta seção será avaliada como a assimilação de dados afetou os campos de umidade do solo, utilizando como referência o GLDAS, assim como para identificação dos eventos de secas, o modelo de superfície adotado será o modelo Noah. Para facilitar a análise e apresentação dos resultados foram feitas as médias para os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF) e para os meses de Junho, Julho e Agosto (JJA) representando as estações de verão e inverno, respectivamente. Como os modelos de superfície utilizados pelo GLDAS e o MCGA são diferentes, foi necessário primeiro rescalar o conteúdo de umidade do solo na coluna (profundidade do solo) para que as comparações fossem equivalentes. Foi utilizada para ambos os conjuntos de dados a coluna de conteúdo de umidade do solo com profundidade de até 0.5 metros. Isto se deve ao fato da profundidade do solo ser variável no MCGA, dependendo das características geológicas e de vegetação nas diferentes regiões do Globo, variando

de 0.6 metros à 2 metros.

Assim, a Figura 5.26 mostra para os meses de DJF o padrão de umidade do solo na coluna de 0.5 metros para o GLDAS e o para o experimento de controle (CTRL) do MCGA. Lembrando que durante estes meses, grandes áreas do Hemisfério Norte (HN) estão cobertas por gelo e neve, significando em muitos casos a situação de solo congelado, o que evita a infiltração de precipitação e disponibilização de água para evapotranspiração. Estas áreas com cobertura de gelo e neve são o norte da Europa, norte da Ásia, Canadá, porções do norte dos Estados Unidos e Groelândia. Para estas regiões, com exceção da Groelândia verifica-se que o GLDAS apresenta maior conteúdo de umidade do solo quando comparado com o CTRL. Isso pode se dar devido a dois fatores: 1) O SSIb possui deficiências em simular a dinâmica da umidade do solo na presença de neve, gelo ou solo congelado e portanto ainda mantém processos como escoamento, evapotranspiração e infiltração em atividade durante o inverno do HN; 2) os padrões de precipitação (em alguns casos neve) do MCGA diferem do observado, não representando corretamente o acúmulo de neve durante o inverno boreal ou a precipitação anterior (e conseqüente armazenamento de água no solo antes do inverno). Estes dois fatores exigem maior investigação.

Ainda para os meses de DJF verifica-se semelhança entre os campos de umidade do solo nas regiões de temperaturas mais amenas como América do Sul, sudoeste da China, região costeira do noroeste dos Estados Unidos e Canadá, nordeste dos Estados Unidos e África tropical onde o CTRL apresenta valores maiores de umidade do solo. Já nas regiões desérticas como o Saara e Oriente Médio o CTRL apresenta valores bem mais secos quando comparado com o GLDAS. O mesmo ocorre com o sul da Ásia (Nepal e Índia) onde o CTRL apresenta o estado do solo bem mais seco. Sobre a América do Sul em particular, ambos representam os efeitos da precipitação organizada durante os meses de verão (por exemplo ZCAS) onde o CTRL estende este padrão também para parte do nordeste brasileiro. De uma maneira geral, o CTRL tende a intensificar os extremos, tanto seco quanto úmidos dos padrões apresentados, ou seja, regiões secas são mais secas do que a referência enquanto regiões úmidas são mais úmidas que a referência.

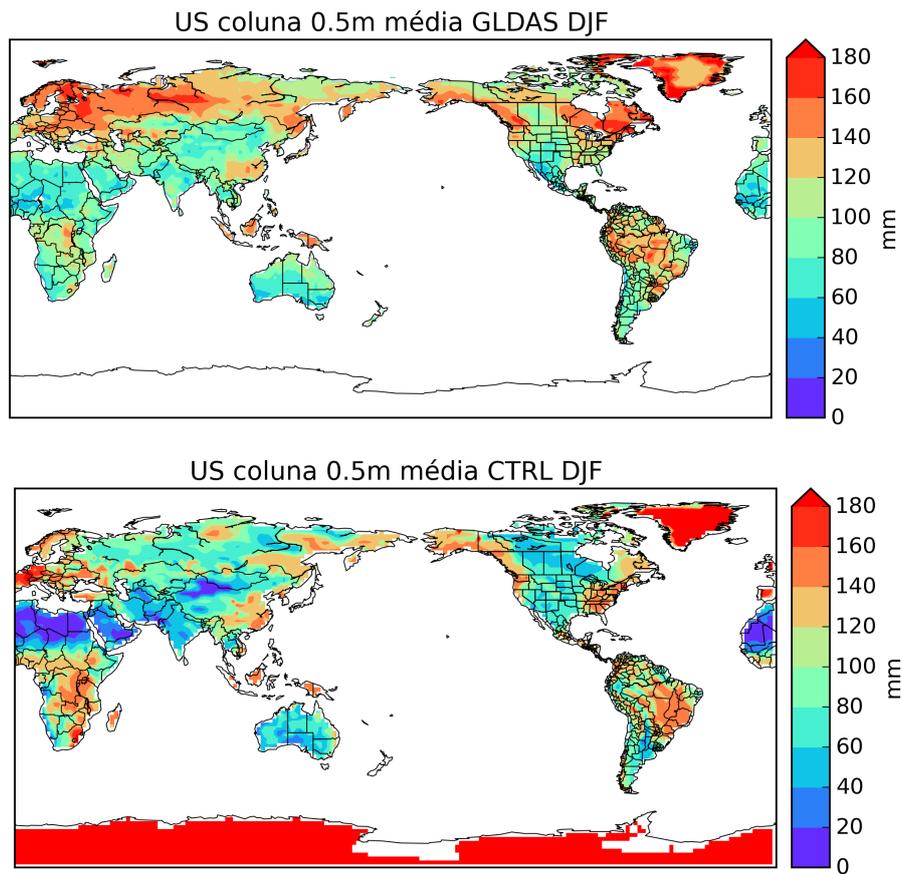


Figura 5.26 - Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e CTRL médio em DJF.

Durante os meses de JJA, referentes ao inverno austral e verão boreal, verifica-se (Figura 5.27) o mesmo comportamento do CTRL com relação aos campos de umidade de solo estimados pelo GLDAS: apesar de coincidentes as áreas mais úmidas e mais secas, o CTRL tende a amplificar os extremos tanto nas regiões secas quanto nas úmidas. Enquanto o CTRL possui um contraste maior entre as regiões úmidas e secas, o GLDAS tende a suavizar os valores de umidade do solo, caracterizando assim uma baixa amplitude global desta variável. As regiões com maiores valores de US mais evidentes são o noroeste e nordeste dos Estados Unidos, sudeste da China, nordeste da Ásia e partes da Europa, sul do Brasil e leste da Argentina e as regiões ao longo da ZCIT como norte da América do Sul, região tropical da África como Sahel, Indonésia e Malásia. As regiões mais secas encontram-se ao longo do deserto do Saara, Oriente Médio, Paquistão e noroeste da China assim como Austrália e regiões centrais dos Estados Unidos.

Analisando a umidade do solo como uma variável climática, percebe-se que tanto nos

meses de verão e inverno austral (DJF e JJA, respectivamente) as regiões de maior ou menor conteúdo de água no solo concordam com o regime global de precipitação. Porém, existe também a forçante antropogênica devido à forte atividade agrícola em algumas regiões como sudeste da China ou sul do Brasil onde existem grandes áreas de cultivo irrigado ou alagado, como o arroz. Este sinal se encontra presente em ambas bases de dados como mostrado nas Figuras 5.26 e Figura 5.27.

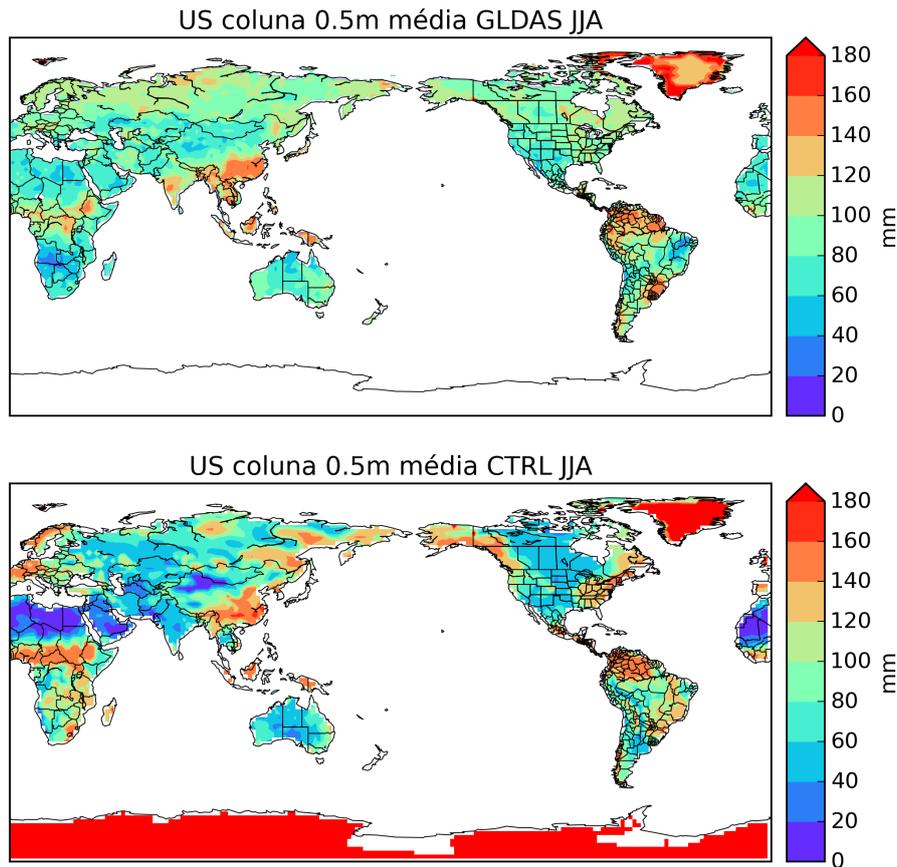


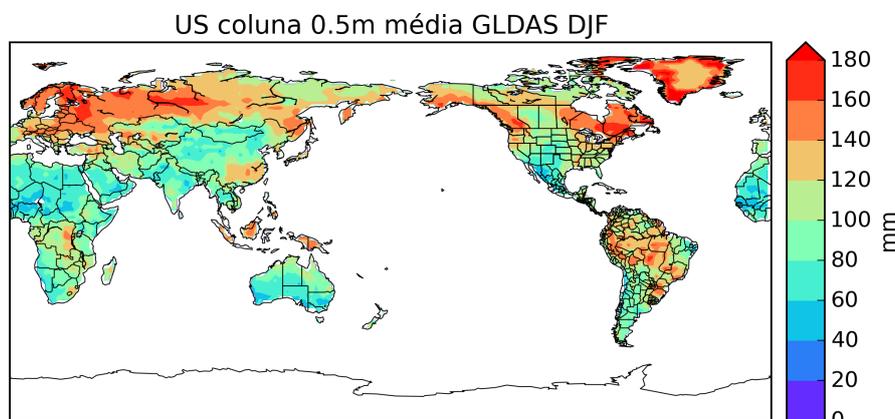
Figura 5.27 - Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e CTRL médio JJA

Uma vez contextualizados os padrões espaciais do conteúdo de umidade do solo na coluna de 0.5 m sobre todo o Globo, procura-se analisar o impacto da assimilação de US estimada por satélite, persistida entre Janeiro de 1998 e Janeiro de 2000. A seguir é apresentada uma comparação dos mesmos campos do GLDAS porém contra o experimento de AD para os meses de verão e inverno austral. Importante lembrar que apesar de 2 anos de experimentos, os valores de US provenientes de satélite representam apenas os primeiros 5 cm de profundidade e portanto espera-se que a

influência de sua assimilação contribua de forma gradativa na mudança de toda a coluna de solo, que varia no MCGA do CPTEC de 0.6 m à 2.0 m de profundidade.

Para ambas as Figuras 5.28 e Figura 5.29 onde os painéis superiores representam a US retratada pelo GLDAS para os meses de DJF e JJA respectivamente e os painéis inferiores para os resultados da AD de US de satélite para DJF e JJA respectivamente. Como esperado, devido a contribuição gradual a partir da camada superior de 5 cm, verifica-se visualmente mudanças sutis no padrão de US em algumas regiões do globo nos meses de DJF, como Brasil central, nordeste dos Estados Unidos, sudeste da China e oriente médio. Também na divisa sul entre Índia e Paquistão. Houve um aumento considerável entre a umidade do solo no experimento CTRL e AD sobre a região da Ucrânia na Europa Oriental que necessita maior investigação. Durante os meses de JJA houveram também mudanças sutis entre o CTRL e AD, e em apenas algumas regiões do Globo quando feita uma análise subjetiva dos padrões espaciais de US. Porém, em ambas as estações do ano, verifica-se que onde houveram as mudanças, os campos de AD diminuíram os extremos (úmidos e secos), indicando uma tendência na direção dos padrões observados pelo GLDAS.

Assim conclui-se que as análises subjetivas espaciais dos padrões de US globais são de extrema importância para verificar a consistência dos campos tanto da referência (GLDAS) quanto do MCGA (CTRL e AD). Verifica-se que além da influência do regime de precipitação global para ambas as estações (inverno e verão austral) também todas as bases de dados identificam regiões de alto conteúdo de US o que pode estar associado à forte atividade agrícola (em especial irrigada), como sudeste da China e sul do Brasil.



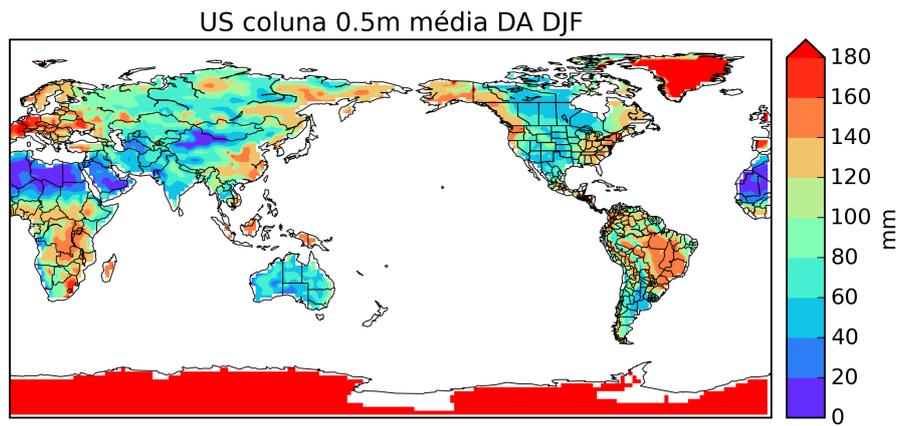


Figura 5.28 - Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e AD médio em DJF.

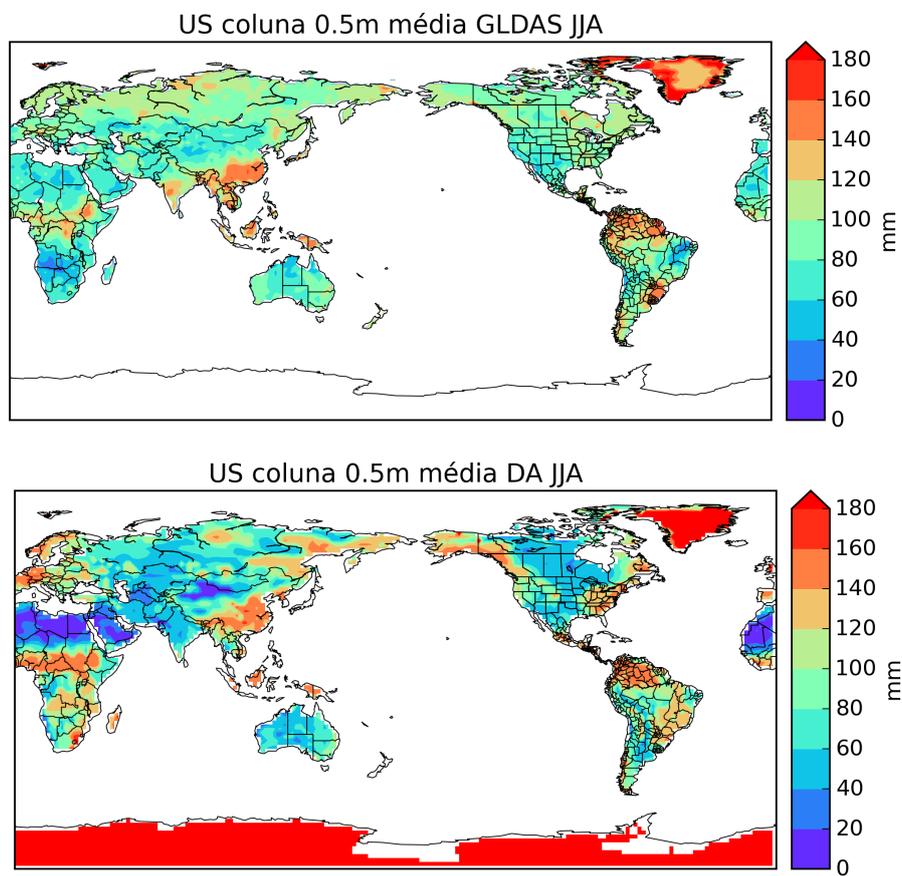


Figura 5.29 - Distribuição de umidade do solo para o GLDAS e AD médio em JJA.

Para uma análise mais objetiva do impacto da assimilação de dados de satélite relativo a uma referência independente (GLDAS) foi utilizada a métrica da diferença

percentual do erro, como mostrado na Equação 4.11. Essa diferença representa a porcentagem pela qual a magnitude dos erros da AD superestima ou subestima os erros do CTRL relativo à referência GLDAS como mostrado na Figura 5.30. Regiões com valores positivos (vermelho) representam uma melhora ou diminuição dos erros após AD enquanto valores negativos (azul) representam uma piora do sistema onde os erros de AD cresceram relativo aos erros do CTRL. Como nas análises anteriores foram selecionados os meses de DJF e JJA que correspondem aos períodos de verão e inverno austral respectivamente como mostrado na Figura 5.30.

Para os meses de inverno austral, verifica-se que na maioria das regiões ao redor do Globo houveram impactos positivos da AD de umidade do solo estimada por satélite, com valores entre 20% e 30%, com exceção da região Amazônica onde houveram ganhos na ordem de 50%. As regiões com degradação das estimativas de US relativas ao GLDAS são a parte central do nordeste brasileiro, norte da Argentina, leste da Austrália e regiões centrais da África além de uma extensa área no sul dos Estados Unidos. Também verificam-se regiões de pouca extensão no norte da Índia e centro-leste da China com alguns pontos próximos de 50% de degradação. Como verificado anteriormente, o MCGA apresentou dificuldades em representar corretamente as regiões de alta latitude no HN durante o inverno, porém a introdução de AD de satélite indica que melhora no conteúdo de água do solo para estas regiões, compensando a possível deficiência do SSiB. Também houveram melhorias nas regiões mais áridas como partes da Austrália e deserto do Saara mas também nos trópicos, em particular na região Amazônica onde os campos médios indicavam que o CTRL subestima a US quando comparado com o GLDAS.

Para os meses de verão austral, houve grande variabilidade no ganho sobre a Ásia e a África, porém as áreas de ganho positivo nestes continentes predominaram, com valores até 50% como no norte da Rússia. Também houveram ganhos significativos em toda a Europa com valores em torno de 60% nos países do norte assim como na Austrália central, oeste dos Estados Unidos e predominância sobre a América do Sul. Algumas áreas de degradação causada pela AD neste último continente incluem o estado do Tocantins e Guianas, porém considerados como pontos isolados. Apesar da predominância de ganho na América do Norte, houveram regiões no leste canadense com valores de degradação de até 60% que devem ser melhor investigados.

Apesar da grande variabilidade espacial entre valores positivos e negativos em algumas regiões, houve um ganho positivo relativo ao GLDAS para ambos períodos de inverno e verão austral quando incluída a assimilação de dados de US provenientes

de satélite no MCGA do CPTEC. Fatores como topografia, regime de precipitação e uso da terra devem ser considerados em mais detalhes em trabalhos futuros para auxiliar na interpretação dos resultados. Mesmo assim, neste trabalho foi possível identificar algumas regiões com características únicas com potencial de influenciar o regime de umidade do solo como áreas agrícolas intensas do sul do Brasil e sudeste da China.

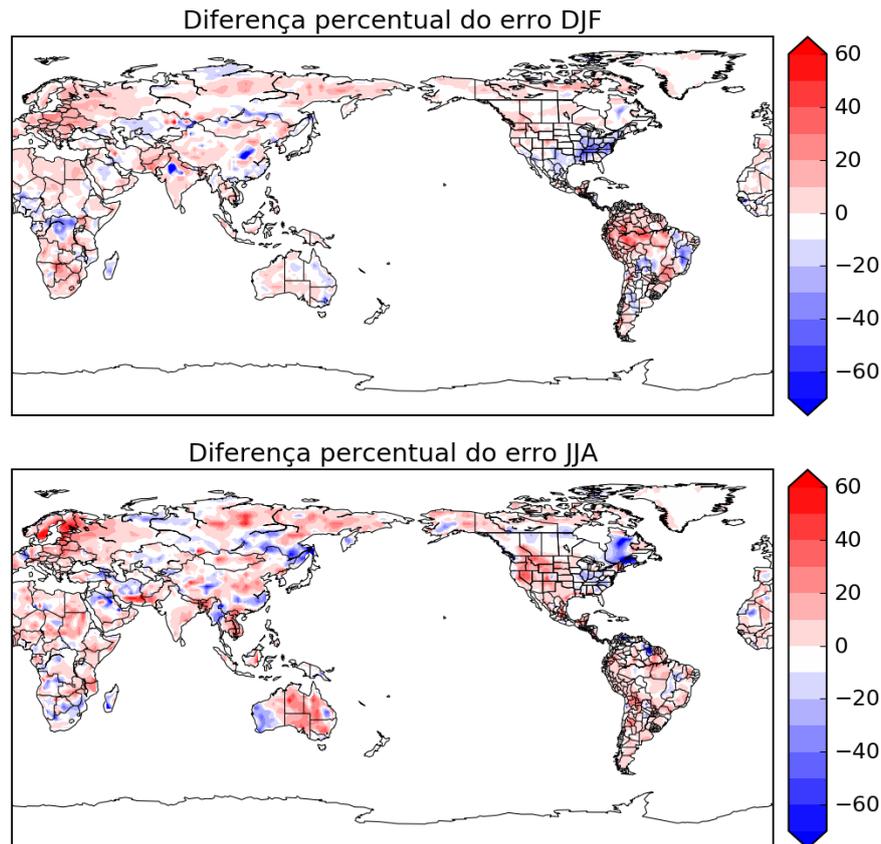


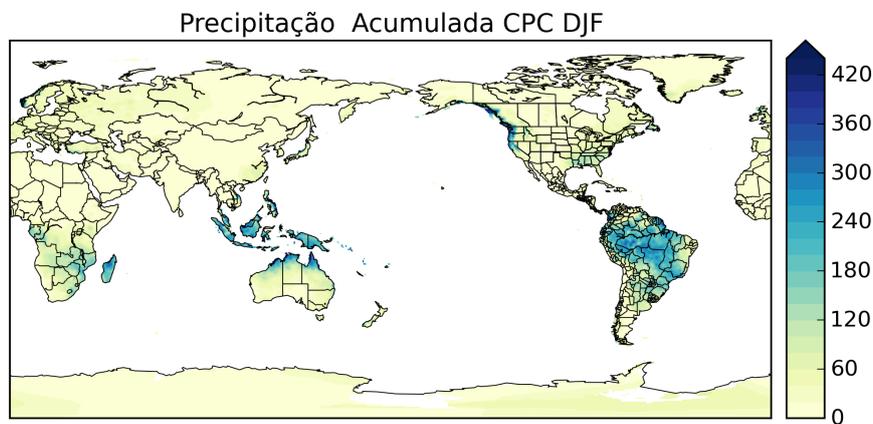
Figura 5.30 - Diferença percentual do erro para DJF e JJA.

5.3.7 Impacto na precipitação

Nesta seção será avaliado o impacto da AD de umidade do solo na camada superficial na distribuição da precipitação, comparando com os dados do CPC, o qual reúne dados de estações de superfície em torno de todo Globo. Analogamente aos resultados apresentados na seção anterior, as análises serão realizadas nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF) e Junho, Julho e Agosto (JJA).

Durante os meses de DJF os acumulados de precipitação se concentram no Hemisfério Sul, por se tratarem dos meses de verão nessa região, como pode ser verificado na Figura 5.31 onde são apresentados os campos médios de precipitação acumulada das observações, experimento controle e experimento com AD. Percebe-se que o CTRL tende a superestimar a precipitação sobre a maior parte das regiões do Brasil, principalmente nas regiões nordeste e sudeste, também na região da Cordilheira dos Andes, Sul da África e costa leste da Austrália. Por outro lado, de forma menos significativa subestima os valores de acumulados de precipitação na costa oeste dos Estados Unidos e Canadá e região das Filipinas, Malásia e Indonésia.

No mesmo período, na simulação com alteração de umidade do solo, há diminuição do acumulado de chuva sobre o Brasil, mais efetivamente na região nordeste, o que também é observado na costa leste da Austrália, sul da África e região dos Andes. Mesmo com baixos valores de precipitação no noroeste e sudeste da Ásia, a AD também reduz os valores em relação ao CTRL. Por fim, aumento de precipitação é encontrado na costa oeste dos Estados Unidos e Canadá. Em ambos os casos o MCGA representou o padrão de precipitação identificado pelas observações *in situ*, porém a simulação com assimilação de dados reduz as diferenças com relação aos dados do CPC.



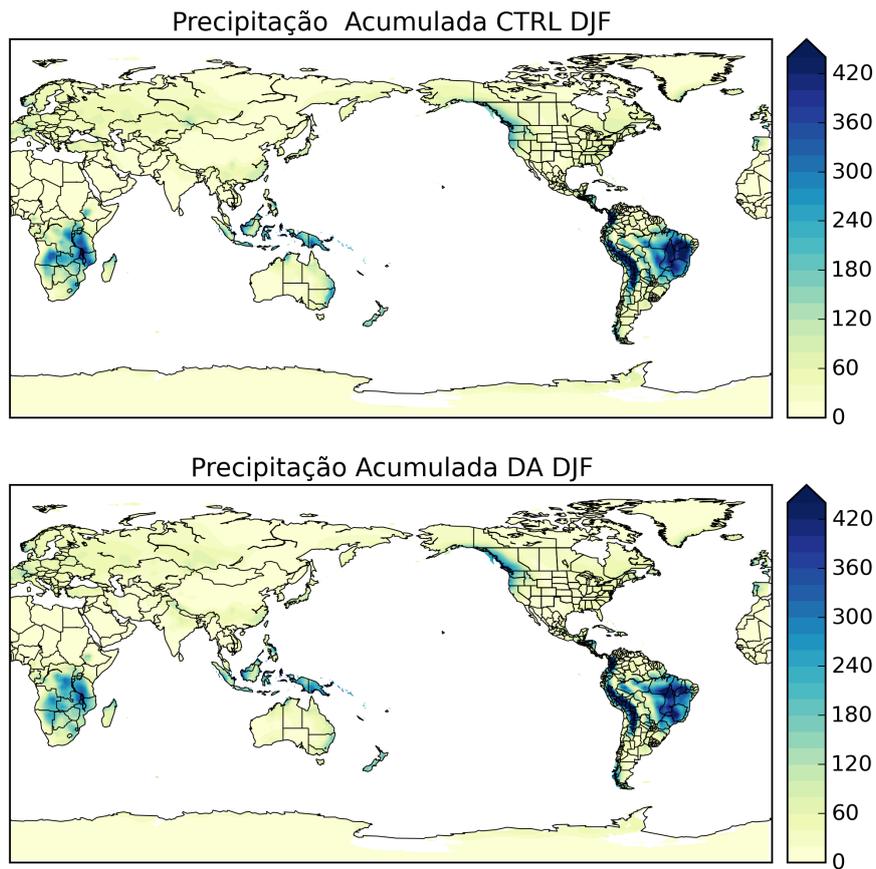


Figura 5.31 - Distribuição média da precipitação acumulada nos meses de DJF por: Observações, CTRL e AD.

No período de inverno austral (JJA), a ITCZ se situa mais a norte, concentrando a região mais intensa de chuvas logo acima do Equador, assim como observado e também identificado pelo MCGA (Fig. 5.32). Nestes meses o CTRL superestimou a chuva no norte da América do Sul, Chile, América Central, faixa central da África, sul e leste da Ásia, região das Filipinas, Malásia e Indonésia, costa oeste do Alaska e Canadá e costa oeste dos Estados Unidos. As áreas de subestimativa são encontradas no sul do Brasil, região central dos Estados Unidos, Europa e noroeste da Ásia. Ao submeter o MCGA a assimilação de dados, o padrão de precipitação permanece, porém as regiões onde o CTRL superestimava o acumulado de precipitação é reduzido, porém nas regiões onde o CTRL subestimava a assimilação não provocou alterações. De modo geral, o MCGA reproduziu em média o padrão de precipitação observado e obteve valores mais adequados a partir da correção de umidade do solo.

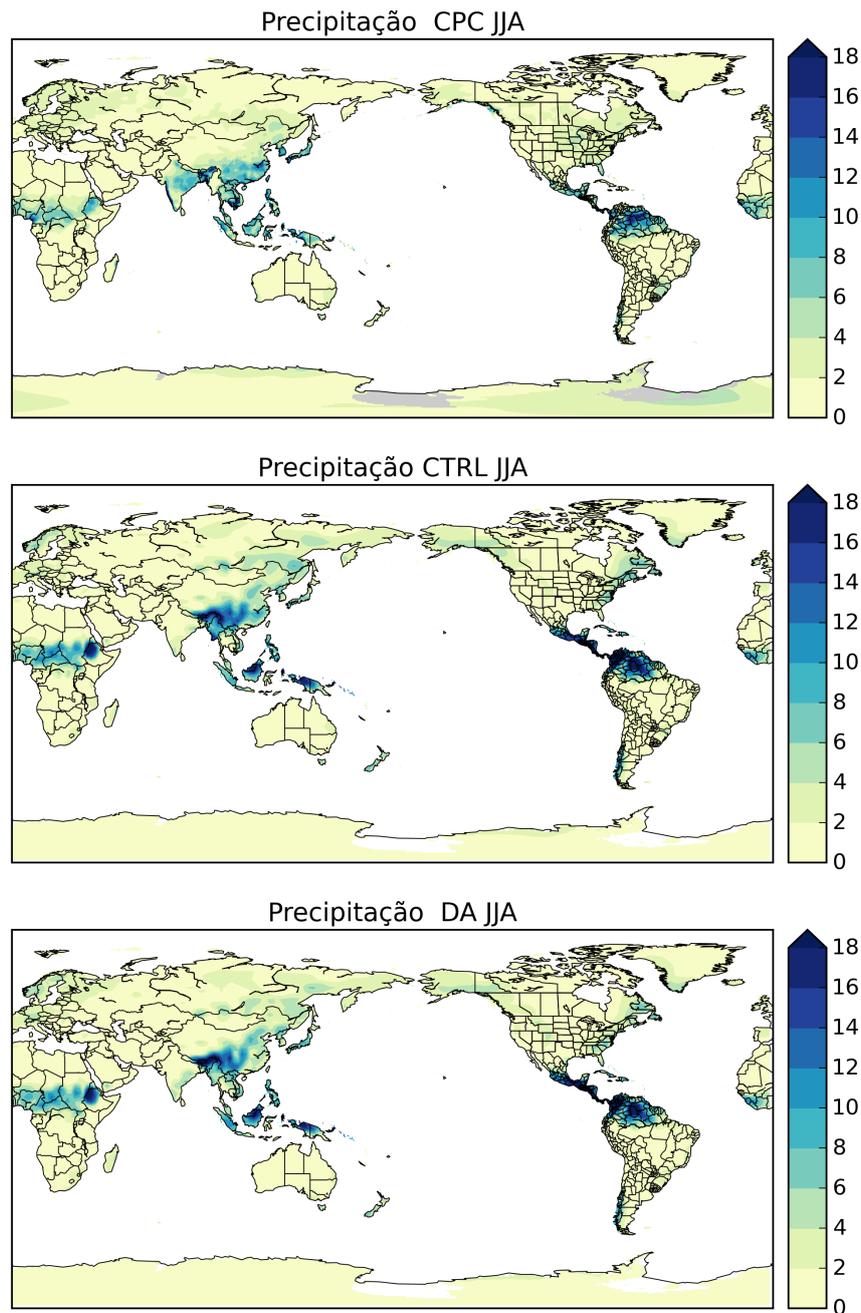


Figura 5.32 - Distribuição média da precipitação acumulada nos meses de JJA por: Observações, CTRL e AD.

Como uma forma de averiguar o grau de acerto de cada experimento, utilizou a diferença percentual do erro entre AD e CTRL para o campo de precipitação, como ilustrado pela Figura 5.33 para os meses de DJF e JJA. No período de verão austral, foi encontrado ganho na simulação da precipitação em praticamente toda a América do Sul, sul dos Estados Unidos, Alaska, costa leste da África, Austrália, região

central e leste da Ásia, atingindo ganho superior a 60% em algumas regiões. Porém valores de perda superiores a 60% também foram encontrados na região central da África, Índia, Paquistão, Nepal e sudoeste da China e perda em torno de 30% foram registradas na costa oeste do Canadá, norte dos Estados Unidos e noroeste da Rússia. De modo geral, para os meses de DJF os erros associados a simulação com assimilação de US foram predominantemente menores do que o CTRL.

Para os meses de JJA, a assimilação de dados impactou em ganho na precipitação no Brasil da região nordeste até o Estado de Minas Gerais e divisa oeste do país, região leste e norte do Canadá, norte da Austrália, Arabia Saudita, Irã, Iraque, Líbia e Níger, África do Sul e região central da África, além da preeminência na Ásia e Europa. Por outro lado, perdas intensas foram encontradas na região norte e centro-oeste do Brasil, sul da América do Sul, região centro-oeste e leste dos Estados Unidos, sul da Austrália, norte da África, na faixa entre Moçambique e Angola e algumas áreas no norte da Rússia.

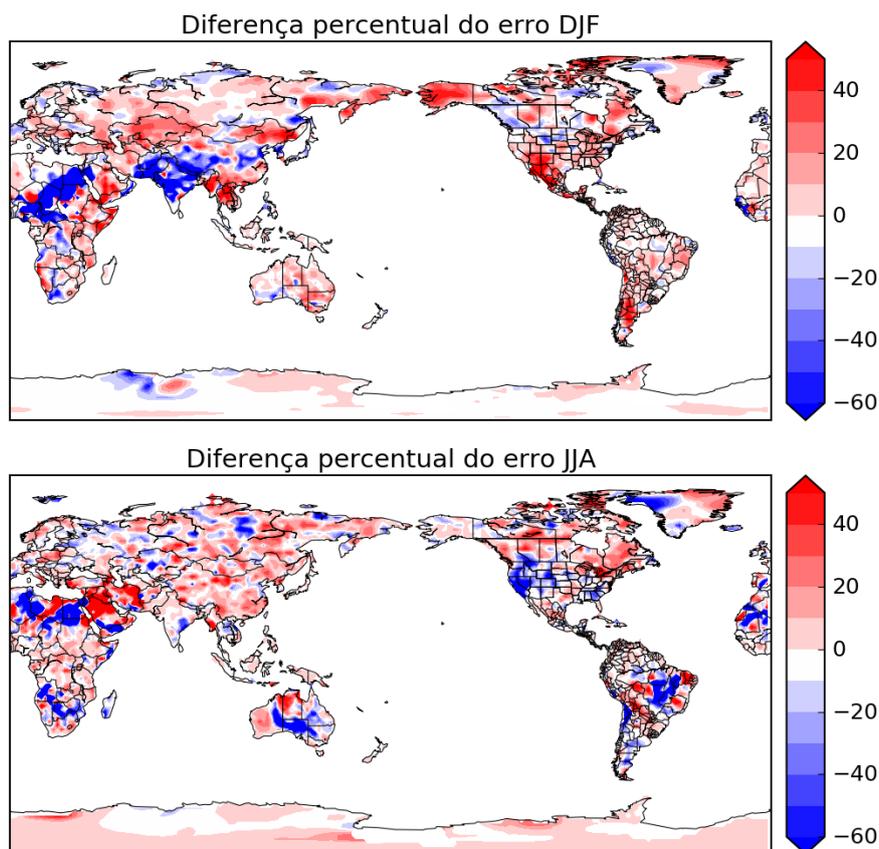


Figura 5.33 - Diferença percentual do erro de precipitação para DJF e JJA.

Muito embora exista grande variabilidade dos erros, em ambas estações foram impactadas positivamente em amplas regiões do globo, mesmo que a alteração de umidade do solo tenha sido relativamente pequena e o tempo de simulação curto, a utilização de assimilação de dados de satélites mostrou-se útil no ganho de precipitação em diversas regiões do Globo.

6 CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo verificar o impacto da assimilação de dados de umidade do solo, utilizando o método *nudging* no modelo de superfície SSiB acoplado ao MCGA do CPTEC/INPE. A verificação desta metodologia foi feita por meio de eventos de seca que atingiram o Brasil nos anos de 1998/1999, 2007 e 2012/2013. Primeiramente foi avaliado a capacidade de detecção dos eventos selecionados por meio da US derivada de satélite, visto que o dado de satélite equivale a apenas aproximadamente 5 cm da camada do solo. Logo, foi realizada a avaliação do desempenho do modelo MCGA na identificação dos casos, esses resultados foram confrontados com as saídas do modelo de superfície NOAH, produzidas pelo GLDAS que pode ser considerado um sistema de referência. Dada a situação atual do modelo MCGA, foi realizada a assimilação de dados de umidade do solo no período de Janeiro de 1998 a Janeiro de 2000 e investigado o impacto na própria umidade do solo, através do O-A, O-F e distribuição espacial e temporal do incremento de análise, bem como o grau de proximidade com os resultados fornecidos pelo GLDAS. Também foi verificado o impacto da assimilação de dados de umidade do solo, que foi realizada de forma ininterrupta, nos padrões de precipitação do verão e inverno austral.

O satélite mostrou-se uma ferramenta valiosa na identificação dos eventos de seca, fornecendo a informação do ponto de vista hidrológico. Durante todos os eventos o percentil de umidade do solo abaixo de 20, que é considerado o limiar para seca, foi condizente com o SPI de 3 meses e a anomalia média de precipitação das áreas detectadas pelo limiar seco de SPI. Em alguns casos o PCTL20 persistiu por um período de tempo maior do que o SPI, isto porque a precipitação trata-se de uma variável discreta e a umidade do solo é uma variável contínua, ou seja, a umidade do solo depende de eventos passados, portanto ao passar por um forte estresse hídrico não necessariamente o solo irá responder de forma imediata, o que demonstra que do ponto de vista hidrológico a seca ainda está ocorrendo mesmo com a ocorrência de chuva.

Quanto a identificação das secas pelos modelos, o MCGA-SSiB sem assimilação de dados não foi capaz de identificar o eventos de forma contínua, somente em alguns meses que os resultados foram semelhantes as regiões identificadas pelo SPI e PCTL20 do satélite. Por outro lado, o modelo NOAH mostrou que é possível encontrar o sinal de seca através de simulação numérica, durante todos os casos o modelo NOAH acompanhou os resultados das observações, além disso utilizando o modelo tem-se a possibilidade de avaliar a propagação do sinal de déficit sobre toda

a camada do solo. Os resultados encontrados indicam que a segunda camada do solo é rapidamente afetada em situações de seca, conseqüentemente a disponibilidade de água para as plantas fica limitada, demais variáveis do ciclo hidrológico e o processo de retroalimentação entre umidade do solo e precipitação serão também afetados.

Visto que o MCGA do CPTEC possui deficiência na simulação de umidade do solo, comprovada por meio da identificação das regiões afetadas por seca, foi implementado o método de assimilação de dados *nudging* no sistema acoplado MCGA-SSiB e incorporados dados de umidade do solo derivados de satélites na camada superficial do solo, de modo que as análises produzidas pelo SSiB fossem mais consistentes com o observado. Por se tratar de uma metodologia nova implementada no MCGA-SSiB do CPTEC, parte deste trabalho foi dedicado à validação da mesma através de métricas associadas aos desvios da análise e *background* do modelo (conhecidos como O-A e O-F). Foi demonstrado que as análises representam uma melhoria com relação ao *background* quando comparados O-A e O-F.

Também mostrou-se através da distribuição espacial dos incrementos de análise, que as regiões onde houve a necessidade maior de correções sistemáticas do modelo pelo sistema de AD, tanto na remoção ou adição de umidade do solo, foram o NE e SE do Brasil, sul da América do Sul, sul dos Estados Unidos, N e NE da Ásia, e algumas porções do sul da Ásia, África tropical e Austrália. Não obstante outras regiões sofrerem algum tipo de influência do sistema de AD porém, em uma menor intensidade. A avaliação espacial mostrou um padrão sazonal bem definido, dado que o sinal do incremento se inverte conforme a estação no ano na maioria das regiões acima citadas. Este padrão também foi percebido na análise temporal do incremento médio global, que além disso indicou que existe uma tendência de correções cada vez menores ao longo da simulação.

A camada superficial tem o papel da interface entre solo e atmosfera, funcionando como agente regulador da partição entre a água da chuva infiltrada ou escoada ou, mesmo na quantidade de umidade disponível para evaporação. Porém devido a sua profundidade de poucos centímetros (2 cm) em comparação com o restante da coluna de solo (até 2m de profundidade), variações em seu conteúdo de água tem um impacto muito pequeno na escala temporal de curto prazo. Este estudo trabalhou com a hipótese de que correções baseadas em observações de satélite, aplicadas sistematicamente na camada superficial se propagam de forma gradativa para os níveis mais profundos e conseqüentemente trazendo o estado de toda coluna para uma solução mais realística. Como esperado, verificou-se que as camadas mais

profundas percebem a influência das mudanças nos níveis superiores, apresentando resposta mais lenta quanto mais profunda for a camada.

Ao comparar as alterações ao longo da simulação, verificou-se na umidade do solo nos primeiros 50 cm de profundidade do solo que gradativamente as soluções entre o experimento sem AD e com AD divergem, começando com diferença de até 30% no primeiro mês de simulação e após 2 anos de simulação chegando a ter pontos com 100% de diferença, mostrando que a AD está propagando o efeito em toda a coluna do solo. Esta etapa também mostrou que as regiões como sul da América do sul, sul dos Estados Unidos, sul da Ásia, Europa, Austrália e norte da África divergiram mais rapidamente e apresentaram os maiores valores de diferença percentual, essa sensibilidade a variação de umidade do solo pode ocorrer devido ao tipo de solo, profundidade total da coluna de solo, tipo de vegetação e grau de acoplamento com a atmosfera. Na precipitação o efeito da AD também é percebido mas por ser uma variável discreta não se tem esse aumento gradual nas diferenças, neste caso há alteração nos valores acumulados de precipitação e também de localização, o que sugere que os sistemas precipitantes estão sendo alterados através da correção da umidade do solo e enfatizando a importância do acoplamento entre superfície e atmosfera.

Desta forma, após validado o método de AD e verificadas as regiões de maior influência, foi analisada a propagação da influência da AD aplicada à camada superficial, nas camadas de solo mais profundas. Para esta análise o conteúdo de água no solo relativos a coluna de 0.5 metros geradas no experimento sem assimilação (CTRL) e com assimilação foram comparados com um conjunto de dados independente (GLDAS). Foi identificado problema de representação da umidade do solo em áreas cobertas por neve ou solo congelado no Hemisfério Norte no MCGA. Também verificou-se que apesar de todas as séries representarem de forma condizente os padrões de umidade do solo global, o CTRL tende a intensificar os extremos de umidade e que a AD aplicada na camada superficial fez com que a coluna de água se aproximasse do GLDAS, tanto no verão quanto no inverno austral. Quando utilizado o GLDAS como referência para determinação da relação dos erros do CTRL e AD, os resultados mostraram que apesar de esperados pequenos impactos, houveram mudanças significativas em algumas regiões do Globo, com impacto positivo chegando a 50% na Amazônia e de 40% na Europa e norte da Ásia dependendo da estação do ano. As melhorias estão associadas em sua maioria às melhorias nas análises com exceção alguns pontos onde houve degradação do resultado, como na costa leste dos Estados Unidos onde houve degradação de até 60%.

A partir destes resultados, concluí-se que dois anos é um período longo o suficiente para que todas as camadas de solo sofram impactos referentes à AD de satélite. Este resultado é muito importante uma vez que processos como a transpiração das plantas depende de camadas subsuperficiais de onde a água é extraída e disponibilizada para a atmosfera através da rede de raízes. Também do ponto de vista hidrológico, o escoamento sub-superficial tem influência para vazão de rios passando também a ter impacto.

Quando analisada a precipitação, foi diagnosticado que apesar do MCGA reproduzir os padrões médios sazonais, em geral há superestima os valores acumulados. Estas regiões de máximos acumulados são suavizadas quando o MCGA é submetido a AD. Já os erros associados a precipitação nos meses de DJF em maioria foram menores para a simulação com AD, porém para os meses de JJA os erros apresentam maior variabilidade e mais regiões com degradação da precipitação são encontradas.

Portanto, dentro dos objetivos traçados para este trabalho conclui-se que a umidade do solo possui impacto significativo no sistema acoplado MCGA-SSiB, visto que assimilação de dados de satélite provoca alterações em toda a coluna de água do solo e que essas modificações foram importantes nas trocas do sistema superfície-atmosfera, influenciando na precipitação. De modo geral, houveram ganhos ao utilizar a AD aproximando os campos de umidade do solo ao sistema de referência GLDAS e os campos de precipitação com as observações *in situ*. Isto sugere que as regiões de secas podem estar melhor representadas, visto que o MCGA submetido a assimilação se encontra com estado mais próximo das variáveis que identificaram a ocorrência destes eventos, porém para verificação deste resultado é necessário período mais longo de simulação, para que haja significância estatística para recalcular os percentis.

6.1 Sugestão de trabalhos futuros

A partir da realização desta pesquisa, são apresentados a seguir alguns pontos que necessitam ser investigados futuramente:

- Investigar os padrões de precipitação no período de inverno no Hemisfério Norte produzidos pelo MCGA e a dinâmica de superfície associada a este período;
- Avaliar os motivos associados a degradação dos resultados obtidos com assimilação de umidade do solo em algumas áreas do globo;
- Utilizar outros valores de K na equação da análise;

- Verificar o impacto da assimilação de dados de umidade do solo nos fluxos de superfície e nas variáveis atmosféricas em baixos níveis e implicações das parametrizações de camada limite planetária;
- Aplicar a metodologia em período mais longo de simulação afim de obter maior impacto na coluna de água do solo;
- Examinar a integração de metodologias de assimilação de dados de satélite com a assimilação de dados aplicadas a toda coluna do solo, como por exemplo a interpolação ótima. O método de assimilação interpolação ótima que se baseia em dados de umidade do solo estimados pela temperatura e umidade próximas a superfície. Esta metodologia já foi implementada e avaliada isoladamente no MCGA-CPTEC ([MATTOS, 2016](#)).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREADIS, K. M.; CLARK, E. A.; WOOD, A. W.; HAMLET, A. F.; LETTENMAIER, D. P. Twentieth-century drought in the conterminous united states. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 6, p. 985–1001, 2005. 20, 35
- BOLTEN, J. D.; CROW, W. T.; ZHAN, X.; JACKSON, T. J.; REYNOLDS, C. A. Evaluating the utility of remotely sensed soil moisture retrievals for operational agricultural drought monitoring. **Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of, IEEE**, v. 3, n. 1, p. 57–66, 2010. 3
- BONATTI, J. P. Modelo de circulacao geral atmosferico do cptec. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, on line, n. Especial 10 anos, 1996. ISSN 0103-0019. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/05.31.13.35>>. 24
- BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; WAGNER, W.; NAEIMI, V.; BARTALIS, Z.; HASENAUER, S. Improving runoff prediction through the assimilation of the ascat soil moisture product. **Hydrology and Earth System Sciences**, Copernicus GmbH, v. 14, n. 10, p. 1881–1893, 2010. 28, 50
- CANDIDO, L.; GAN, M.; MANZI, A. oCiMAR. Sensibilidade da zona de convergência do atlântico sul (zcas) à condição hídrica do solo: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 387–397, 2006. 2, 15
- CAVALCANTI, I. F.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C. et al. Global climatological features in a simulation using the cptec-cola agcm. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002. 24
- CHAHINE, M. T. The hydrological cycle and its influence on climate. **Nature**, v. 359, n. 6394, p. 373–380, 1992. 7
- CHOUDHURY, B. J.; SCHMUGGE, T. J.; CHANG, A.; NEWTON, R. W. Effect of surface roughness on the microwave Emission from soils. **Journal of Geophysical Research**, v. 84, n. 9, 1979. 3, 11
- COSGROVE, B. A.; LOHMANN, D.; MITCHELL, K. E.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J. C.; ROBOCK, A.; MARSHALL, C.; SHEFFIELD, J.; DUAN, Q. et al. Real-time and retrospective forcing in the north american land

data assimilation system (nldas) project. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 108, n. D22, 2003. 12

COUNCIL, N. R. **Global change in the geosphere-biosphere**: initial priorities for an igbp. Washington: National Academy Press, 1986. U.S. committee for an international geosphere-biosphere program commission on physical sciences, mathematics and resource. 1, 7

DAVIES, R.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. et al. A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 92, n. D1, p. 1009–1016, 1987. 25

DELWORTH, T.; MANABE, S. The influence of soil wetness on near-surface atmospheric variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1447–1462, 1989. 14

DHARSSI, I.; BOVIS, K. J.; MACPHERSON, B.; JONES, C. P. Operational assimilation of ASCAT surface soil wetness at the Met Office. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 8, p. 2729–2746, ago. 2011. ISSN 1607-7938. Disponível em: <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/2729/2011/>>. 19, 28, 50

DRAPER, C.; REICHLER, R.; LANNON, G. D.; LIU, Q. Assimilation of passive and active microwave soil moisture retrievals. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 39, n. 4, 2012. 3, 17

DRUSCH, M. Initializing numerical weather prediction models with satellite-derived surface soil moisture: Data assimilation experiments with ECMWF's Integrated Forecast System and the TMI soil moisture data set. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. D3, p. D03102, fev. 2007. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD007478>>. 18, 28

DRUSCH, M.; WOOD, E.; GAO, H. Observation operators for the direct assimilation of trmm microwave imager retrieved soil moisture. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 32, n. 15, 2005. 29

ELTAHIR, E. a. B. A Soil Moisture-Rainfall Feedback Mechanism: 1. Theory and observations. **Water Resources Research**, v. 34, n. 4, p. 765–776, abr. 1998. ISSN 00431397. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97WR03499>>. xv, 1, 7, 8, 9

ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I.; CASTELLI, F. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, v. 184, p. 3–17, 1996. 9

GAO, H.; WOOD, E. F.; DRUSCH, M.; MCCABE, M. F. Copula-Derived Observation Operators for Assimilating TMI and AMSR-E Retrieved Soil Moisture into Land Surface Models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 413–429, jun. 2007. ISSN 1525-755X. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM570.1>. 16

GONCALVES, L. D.; SHUTTLEWORTH, W. J.; BURKE, E. J.; HOUSER, P.; TOLL, D. L.; RODELL, M.; ARSENAULT, K. Toward a south america land data assimilation system: Aspects of land surface model spin-up using the simplified simple biosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 111, n. D17, 2006. 12

GONCALVES, L. de; SHUTTLEWORTH, W. J.; CHOU, S. C.; XUE, Y.; HOUSER, P. R.; TOLL, D. L.; MARENGO, J.; RODELL, M. Impact of different initial soil moisture fields on eta model weather forecasts for south america. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 111, n. D17, 2006. 2, 15

GONCALVES, L. G. G. de; BORAK, J. S.; COSTA, M. H.; SALESKA, S. R.; BAKER, I.; RESTREPO-COUBE, N.; MUZA, M. N.; POULTER, B.; VERBEECK, H.; FISHER, J. B. et al. Overview of the large-scale biosphere–atmosphere experiment in amazonia data model intercomparison project (lba-dmip). **Agricultural and Forest meteorology**, Elsevier, v. 182, p. 111–127, 2013. 12

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 29, n. 14, p. 38–1, 2002. 25

GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; DELSOLE, T. Land surface impacts on subseasonal and seasonal predictability. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 38, n. 24, 2011. 16

GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; KOSTER, R. D.; SUD, Y.; BONAN, G.; OLESON, K. W.; CHAN, E.; VERSEGHY, D.; COX, P.; GORDON, C. et al. Glace: the global land-atmosphere coupling experiment. part ii: analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 4, p. 611–625, 2006. 15, 16

- HOUSER, P. R.; LANNOY, G. J. D.; WALKER, J. P. Land surface data assimilation. In: LAHOZ W.; KHATATTOV, B. M. R. (Ed.). **Data Assimilation**. The Netherlands: Springer, 2010. p. 549–597. 16
- JR, R. R. H. A review of twentieth-century drought indices used in the united states. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 8, p. 1149–1165, 2002. 19
- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge: Cambridge university press, 2003. 28, 50
- KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; HEISER, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **Journal of hydrometeorology**, v. 1, n. 1, p. 26–46, 2000. 1, 15
- KOSTER, R. D.; SUD, Y.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; BONAN, G.; OLESON, K. W.; CHAN, E.; VERSEGHY, D.; COX, P.; DAVIES, H. et al. Glace: the global land-atmosphere coupling experiment. part i: overview. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 4, p. 590–610, 2006. xv, 13, 14, 54
- KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 309 p. Doutorado em Meteorologia. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42>>. 24, 25, 27
- KUMAR, S. V.; REICHLE, R. H.; HARRISON, K. W.; PETERS-LIDARD, C. D.; YATHEENDRADAS, S.; SANTANELLO, J. A. A comparison of methods for a priori bias correction in soil moisture data assimilation. **Water Resources Research**, Wiley Online Library, v. 48, n. 3, 2012. 18
- LIU, Y. Y.; PARINUSSA, R.; DORIGO, W. A.; JEU, R. A. D.; WAGNER, W.; DIJK, A. V.; MCCABE, M. F.; EVANS, J. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. **Hydrology and Earth System Sciences**, Copernicus GmbH, v. 15, n. 2, p. 425–436, 2011. 23
- MACIEL, A. P. d. R. **Avaliação do novo modelo global do CPTEC/INPE na previsão numérica de tempo de fenômenos tropicais**. 111 p. Mestrado em Meteorologia. Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009-03-30 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.23.18.09>>. 24

MATTOS, J. G. Z. d. **A análise do acoplamento de processos de superfície continental e atmosfera e o impacto da assimilação de dados no modelo global do CPTEC-INPE**. 226 p. Doutorado em Meteorologia. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016-02-29 2016. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.03.12.33>>. 75

MCKEE, T. B.; DOESKEN, N. J.; KLEIST, J. et al. The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: CONFERENCE ON APPLIED CLIMATOLOGY., 1993, Anaheim, CA. **Proceedings**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1993. p. 179–183. 20

MCNAB, A. L.; KARL, T. R. Climate and drought. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, Wiley Online Library, v. 70, n. 40, p. 873–883, 1989. 9

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of geophysics and space physics**, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982. 25

MINTZ, Y.; SERAFINI, Y. A global monthly climatology of soil moisture and water balance. **Climate Dynamics**, Springer, v. 8, n. 1, p. 13–27, 1992. 27

MISHRA, A. K.; SINGH, V. P. A review of drought concepts. **Journal of Hydrology**, Elsevier, v. 391, n. 1, p. 202–216, 2010. 19

MITCHELL, K. E.; LOHMANN, D.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J. C.; ROBOCK, A.; COSGROVE, B. A.; SHEFFIELD, J.; DUAN, Q.; LUO, L. et al. The multi-institution north american land data assimilation system (nldas): Utilizing multiple gcp products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 109, n. D7, 2004. 12

MO, T.; CHOUDHURY, B.; SCHMUGGE, T.; WANG, J.; JACKSON, T. A model for microwave emission from vegetation-covered fields. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, Wiley Online Library, v. 87, n. C13, p. 11229–11237, 1982. 3, 11

MONACELLI, G.; GALLUCCIO, M.; ABBAFATI, M. **Drought assessment and forecasting**. Pruhonice, Czech Republic: World Meteorological Organization, 5 2005. 19

NAVON, I. M. Data assimilation for numerical weather prediction: a review. In: PARK, S. K.; XU, L. (Ed.). **Data assimilation for atmospheric, oceanic and hydrologic applications**. Berlin: Springer, 2009. p. 21–65. 28

NJOKU, E. G.; ENTEKHABI, D. Passive microwave remote sensing of soil moisture. **Journal of Hydrology**, v. 184, p. 101–129, out. 1996. ISSN 00221694. Disponível em:

<<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169495029702>>. 3, 11

OWE, M.; GRIEND, A. Van de; JEU, R.; VRIES, J.; SEYHAN, E.; ENGMAN, E. Estimating soil moisture from satellite microwave observations: Past and ongoing projects, and relevance to gcip. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 104, n. D16, p. 19735–19742, 1999. 11

PAL, J. S.; ELTAHIR, E. A. Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1227–1242, 2001. 1

PIELKE, R. A.; LISTON, G. E.; EASTMAN, J. L.; LU, L.; COUGHENOUR, M. Seasonal weather prediction as an initial value problem. **Journal of geophysical research**, v. 104, n. D16, p. 19463–19479, 1999. 1, 2

REICHLE, R. H.; KOSTER, R. D. Bias reduction in short records of satellite soil moisture. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 31, n. 19, 2004. xv, 18, 29, 30

REICHLE, R. H.; KOSTER, R. D.; DONG, J.; BERG, A. A. Global soil moisture from satellite observations, land surface models, and ground data: Implications for data assimilation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 430–442, 2004. 17, 29

REICHLE, R. H.; KOSTER, R. D.; LIU, P.; MAHANAMA, S. P.; NJOKU, E. G.; OWE, M. Comparison and assimilation of global soil moisture retrievals from the advanced microwave scanning radiometer for the earth observing system (amsr-e) and the scanning multichannel microwave radiometer (smmr). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 112, n. D9, 2007. 3

REICHLE, R. H.; MCLAUGHLIN, D. B.; ENTEKHABI, D. Hydrologic data assimilation with the ensemble kalman filter. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 1, p. 103–114, 2002. 17

- REICHLE, R. H.; WALKER, J. P.; KOSTER, R. D.; HOUSER, P. R. Extended versus ensemble kalman filtering for land data assimilation. **Journal of hydrometeorology**, v. 3, n. 6, p. 728–740, 2002. 17
- RODELL, M.; HOUSER, P.; BERG, A.; FAMIGLIETTI, J. Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 2, p. 146–155, 2005. 2
- RODELL, M.; HOUSER, P.; JAMBOR, U. e. a.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADAKOVICH, J.; BOSILOVICH, M. et al. The global land data assimilation system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. 12
- SAHOO, A. K.; LANNOY, G. J. D.; REICHLE, R. H.; HOUSER, P. R. Assimilation and downscaling of satellite observed soil moisture over the little river experimental watershed in georgia, usa. **Advances in water resources**, Elsevier, v. 52, p. 19–33, 2013. 18
- SAPUCCI, L. F.; BASTARZ, C. F.; CERQUEIRA, F. S.; AVANCO, L. A.; HERDIES, D. L. Impacto de perfis de rádio ocultação gns na qualidade das previsões de tempo do cptec/inpe / impact of gns radio occultation profiles on the quality of the cptec/inpe weather forecasts. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 4, p. 551–567, 2014. ISSN 0102-7786. Acesso em: 10 janeiro 2016. 32
- SCIPAL, K.; DRUSCH, M.; WAGNER, W. Assimilation of a ers scatterometer derived soil moisture index in the ecmwf numerical weather prediction system. **Advances in water resources**, Elsevier, v. 31, n. 8, p. 1101–1112, 2008. 3, 19, 28, 30
- SELLERS, P.; RANDALL, D.; COLLATZ, G.; BERRY, J.; FIELD, C.; DAZLICH, D.; ZHANG, C.; COLLELO, G.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (sib2) for atmospheric gcms. part i: Model formulation. **Journal of climate**, v. 9, n. 4, p. 676–705, 1996. 26
- SENEVIRATNE, S. I.; KOSTER, R. D.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C.-H.; OLESON, K. W. et al. Soil moisture memory in agcm simulations: Analysis of global land-atmosphere coupling experiment (glace) data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 5, p. 1090–1112, 2006. 14, 54

SESTINI, M. F.; REIMER, e. d. S.; VALERIANO, D. d. M.; ALVALÁ, R. C. d. S.; MELLO, E. M. K.; CHAN, C. S.; NOBRE, C. A. Mapa de cobertura da terra da amazônia legal para uso em modelos meteorológicos. In: EPIPHANIO, J. C. N.; FONSECA, L. M. G. (Ed.). **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2003. p. 2901 – 2906. ISBN 85-17-00017-X. Disponível em:

<<http://urlib.net/ltid.inpe.br/sbsr/2002/11.22.20.34>>. Acesso em: 09 nov. 2015. 27

SHEFFIELD, J.; ANDREADIS, K.; WOOD, E.; LETTENMAIER, D. Global and continental drought in the second half of the twentieth century: severity-area-duration analysis and temporal variability of large-scale events.

Journal of Climate, Anaheim, California, v. 22, n. 8, p. 1962–1981, 2009. 20, 35

SMALL, E. E.; KURC, S. **The influence of soil moisture on the surface energy balance in semiarid environments**. Las Cruces, New Mexico: New Mexico Water Resources Research Institute, New Mexico State University, 2001. xv, 8, 9

SMITH, K. A.; MULLINS, C. E. **Soil and environmental analysis: physical methods, revised, and expanded**. New York: Marcel Dekker, Inc, 2000. 10

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ecmwf model. In: ECMWF WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE MODELS, Shinfield Park, Reading. **Proceedings**. Shinfield Park: ECMWF, 1983. p. 297–316. 25

ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. **Microwave remote sensing active and passive-volume I: microwave remote sensing fundamentals and radiometry**. Norwood, MA: Addison-Wesley Publishing CompanyAdvanced Book Program/World Science Division, 1981. 10

ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. **Microwave remote sensing active and passive-volume II: radar remote sensing and surface scattering and emission theory**. Norwood, MA: Addison-Wesley Publishing CompanyAdvanced Book Program/World Science Division, 1982. 11

WALKER, J. P.; HOUSER, P. R. A methodology for initializing soil moisture in a global climate model: Assimilation of near-surface soil moisture observations.

Journal of Geophysical Research, v. 106, n. D11, p. 11761–11774, jun. 2001.

ISSN 01480227. Disponível em:

<<http://doi.wiley.com/10.1029/2001JD900149>>. 16

- WANG, A.; LETTENMAIER, D. P.; SHEFFIELD, J. Soil moisture drought in china, 1950-2006. **Journal of Climate**, v. 24, n. 13, p. 3257–3271, 2011. 20, 35
- WANG, J. R.; SCHMUGGE, T. J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, IEEE, n. 4, p. 288–295, 1980. 3
- WOODHOUSE, C. A.; OVERPECK, J. T. 2000 years of drought variability in the central united states. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 12, p. 2693–2714, 1998. 19
- XUE, Y.; SELLERS, P.; KINTER, J.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345–364, 1991. 25
- XUE, Y.; ZENG, F. J.; Adam Schlosser, C. SSiB and its sensitivity to soil propertiesâa case study using HAPEX-Mobilhy data. **Global and Planetary Change**, v. 13, p. 183–194, jun. 1996. ISSN 09218181. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0921818195000453>>. 27
- ZAITCHIK, B. F.; RODELL, M.; OLIVERA, F. Evaluation of the global land data assimilation system using global river discharge data and a source-to-sink routing scheme. **Water Resources Research**, Wiley Online Library, v. 46, n. 6, 2010. 32