

UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS
E SANEAMENTO

MAHELVSON BAZILIO CHAVES

**Simulação hidrometeorológica em bacia semiárida/tropical
através de um modelo atmosférico-hidrológico acoplado**

Maceió

2015

MAHELVSON BAZILIO CHAVES

**Simulação hidrometeorológica em bacia semiárida/tropical
através de um modelo atmosférico-hidrológico acoplado**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento, Centro de Tecnologia da Universidade Federal de Alagoas, como requisito para obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Ruberto Fragoso
Jr.

Maceió
2015



Universidade Federal de Alagoas – UFAL
Centro de Tecnologia – CTEC
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamentos – PPGRHS

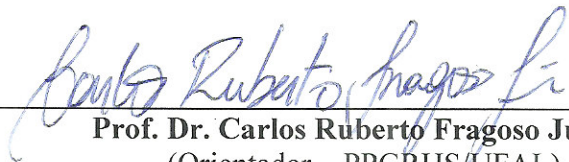


**SIMULAÇÃO HIDROMETEOROLÓGICA EM BACIA
SEMIÁRIDA/TROPICAL ATRAVÉS DE UM MODELO ATMOSFÉRICO-
HIDROLÓGICO ACOPLADO**

MAHELVSON BAZÍLIO CHAVES

Dissertação submetida à banca examinadora do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento da Universidade Federal de Alagoas e aprovada no dia 29 de abril do ano de 2015.

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Carlos Ruberto Fragoso Júnior
(Orientador – PPGRHS/UFAL)



Prof. Dr. Marllus Ferreira Passos das Neves
(PPGRHS/UFAL)



Prof. Dr. Benedito Cláudio da Silva
(UNIFEI)

RESUMO

A simulação matemática da atmosfera através de modelos climáticos regionais (MCR) frequentemente confronta a necessidade de representar uma vasta gama de processos com a acurácia das estimativas dos fluxos de água e energia. Em escala de bacias hidrográficas, em geral menores que o domínio de simulação regional, as simulações e previsões do tempo podem ser prejudicadas pela negligência de processos hidrológicos que influenciam a dinâmica atmosférica, em especial a de precipitação. Neste estudo, investigou-se o efeito da substituição de um modelo de superfície de base semiempírica por um modelo hidrológico de melhor base física e previamente calibrado. Esta abordagem afetou diretamente a umidade do solo e evapotranspiração e conseqüentemente as estimativas de precipitação na escala de bacia hidrográfica. Foram estudados os impactos desta abordagem em um evento frontal e um convectivo em escala horária, confrontando os resultados do MCR original e em acoplamento com dados de pluviômetros e imagens de satélite. O estudo mostrou que na escala observada, a incorporação do modelo hidrológico com o balanço hídrico previamente calibrado leva a melhores estimativas de precipitação no espaço e no tempo. No evento frontal, a abordagem resultou em um melhor posicionamento das nuvens de precipitação, mas não alterou sua magnitude. No evento convectivo, a abordagem proposta melhorou a sincronia e a magnitude dos processos, corroborando também com o referencial teórico da dinâmica de chuvas da região de transição entre o semiárido e litoral tropical.

Palavras-chave: acoplamento bidirecional, modelo hidrológico, modelo atmosférico.

ABSTRACT

The mathematical atmospheric modeling through regional climate models (RCM) usually have to manage the necessity of representation for a wide range of process versus the precision of water and energy fluxes simulations. In a basin scale, usually smaller than regional simulation domains, the weather forecasts might be damaged by neglect of hydrologic process that weights the atmospheric dynamic, especially the precipitation process. In this study, the replacement of a semi empirical land-surface model for a calibrated hydrological was investigated. This approach affected the soil moisture and evapotranspiration directly and improved some model estimations at basin scale. Two case studies were proposed to check the hydrologic process influence on cold fronts and convective events, comparing the model outputs with rainfall gauging stations and satellite images. The results showed that, on this specific scale, previous water balance calibration leads to a better representation of rainfall estimates in space and time. The cold front was showed with a better spatial accordance in the two-way coupled model than the original RCM, but the event magnitude was not different. On the convective event, the two-way coupling approach showed improvements on event timing and magnitude, according also with the theoretical reference about rainfall dynamics on the region.

Key-word: two-way coupled model, hydrologic model, atmospheric model.

AGRADECIMENTOS

À minha família, e em especial aos meus pais, pelo carinho, amor, dedicação e suporte de sempre, e sem dúvida inigualável.

Ao meu orientador, Prof. Carlos Ruberto, pela orientação, diversas oportunidades e apostas sobre o meu desenvolvimento acadêmico ao longo do mestrado.

À minha companheira Luanna Rocha, paciente, amiga, cuidadosa, alguém que tenho o privilégio de ter como inspiração.

Ao Fábio Pereira e a Prof. Cíntia Uvo pelo suporte e orientação no período valiosíssimo em Lund. Desse mesmo período, agradeço aos intensos dias de convívio e diversão com os amigos do Möllevångsvägen 6C: Sofia Neves, Valentina Siino, Clemêncio, Estevão, Solange e Tainara.

Aos meus amigos do PPGRHS, Dênis, Altair, Danilo, Juliana, Thiago Zé, que contribuíram diariamente de forma direta e indireta para a conclusão do trabalho. Entre eles, Aline pelo carinho especial e disponibilidade em ajudar em tudo; Almir, pela amizade, discussões e parceria permanente; Helen por pensar em todos como família e sempre organizar bons momentos de descontração fora da UFAL; Gláucia por ser nossa porta-voz, estimuladora e das melhores ouvintes.

Aos professores do PPGRHS, em especial ao Christopher e Marllus, pela proximidade, brincadeiras, "rachas", compromisso e disposição em compartilhar.

Ao amigo Mário André, pela ajuda fundamental com Linux, programação e o trabalho "braçal" que envolveu esta dissertação.

Ao amigo Vinícius Pinho, pelas discussões sobre meteorologia que ajudaram na condução trabalho.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
2	MATERIAIS E MÉTODOS	11
2.1	Área de estudo	11
2.2	Descrição dos Modelos Matemáticos	12
2.3	Estratégia de acoplamento e compatibilidade.....	15
2.4	Experimentos de simulação	16
3	RESULTADOS	18
3.1	Calibração e validação do modelo hidrológico.....	18
3.2	Estudo de caso de uma frente fria	19
3.3	Estudo de caso de precipitação em eventos convectivos	23
4	DISCUSSÃO.....	25
4.1	Capacidade do acoplamento e limitações	25
4.2	Simulação de frente fria.....	26
4.3	Simulação de convecção	27
5	CONCLUSÕES.....	29
	REFERÊNCIAS	30

1 INTRODUÇÃO

O ciclo da água é um fenômeno global que incorpora uma variedade de processos entre a superfície, subsuperfície e atmosfera, ocorrendo de forma interligada nestes compartimentos, comportando-se também como o principal componente do sistema climático (RUSSEL; MILLER, 1990). Entretanto, dada a complexidade das interações de massa e energia, muitos destes fluxos são simplificados em detrimento da necessidade de representar uma maior quantidade de processos (LATIF *et al.*, 1988).

Os modelos climáticos regionais (MCR) são ferramentas importantes para a modelagem da circulação atmosférica sob forçantes globais, mas apresentam limitações em escala de bacia hidrográfica uma vez que tais modelos representam processos de superfície como a umidade do solo e as trocas de água entre vegetação e atmosfera de forma simplificada, através de relações estatísticas, médias ou parametrizações (MOTE; O'NEILL, 2000), e também por desprezarem processos horizontais como propagação do escoamento superficial (MÖLDERS; RAAB, 1997). Estes processos, que ocorrem numa escala geralmente inferior a uma célula do modelo, e por isso não podem ser resolvidos explicitamente, podem afetar processos de grande escala, como algumas formas de trocas de massa e energia. Ao usar tais simplificações, algumas simulações apresentam, por exemplo, erros sistemáticos no início de períodos secos de verão (devido a parametrização de convecção) ou superestimativas de precipitação ao longo do ano, exceto no verão, como mostrado em Hagemann *et al.* (2004) ao simular o clima em duas importantes regiões da Europa através de quatro diferentes MCR. Neste mesmo estudo, Hagemann *et al.* (2004) mostram que a pequena "memória" de calor e umidade do solo provavelmente são as causas destas deficiências durante a mudança de estações. Adicionalmente, dada à heterogeneidade espacial das características da superfície do solo, o uso de distribuições de probabilidade ou parâmetros médios, pode não refletir características regionais, podendo ser a causa de erros na simulação dos processos de superfície, que são relevantes na formação de chuvas, especialmente no verão, quando processos de grande escala cessam (VIDALE *et al.*, 2003).

Neste sentido, a tendência é o desenvolvimento ou incorporação de modelos hidrológicos (boa base física dos processos de superfície) aos MCR (em geral de base semiempírica dos processos de superfície), permitindo uma melhor descrição dos fenômenos envolvidos e um ajuste mais fino às características regionais, proporcionado pelo processo de calibração e validação, como mostram os estudos descritos a seguir. Seuffert *et al.* (2002)

acoplaram um modelo hidrológico calibrado para uma bacia de médio porte a um modelo MCR para verificar a influência da bacia nos fluxos de energia e água na circulação atmosférica regional, durante eventos de frontais e convectivos. Rasmussen *et al.* (2012), realizaram uma avaliação que mostrou um bom desempenho em um modelo atmosférico-hidrológico acoplado na simulação de calor latente, sensível e umidade do solo para prever a performance computacional e matemática para simulações hidroclimáticas (longo prazo), utilizando dados de campo na escolha dos parâmetros do modelo hidrológico a serem calibrados. Pereira (2013), de forma semelhante, utilizou um modelo atmosférico-hidrológico acoplado para verificar o efeito de mudanças de uso e cobertura do solo no clima local, tirando proveito da base física aprimorada do modelo hidrológico para incorporar a resposta das modificações na superfície na atmosfera de forma mais realista. Anyah *et al.* (2008), mostraram como a melhoria proposta por um modelo atmosférico-hidrológico acoplado para simulação do nível estático dos aquíferos interage com modificações na umidade do solo, resultando em melhores estimativas de precipitação em regiões áridas norte americanas.

Além de possibilitar melhorias nas estimativas dos fluxos de massa e energia, a abordagem proposta por modelos atmosférico-hidrológicos acoplados permite validar a simulação atmosférica através da verificação da vazão em alguns poucos postos fluviométricos, substituindo a necessidade de dispor de uma rede com várias estações pluviométricas compatível com a resolução do modelo atmosférico (BENNOIT *et al.*, 2000). Entretanto, a incorporação dos modelos hidrológicos nos MCR, independentemente do propósito, enfrenta limitações e incertezas inerentes às características de cada modelo (e.g. discretização temporal e espacial e custo computacional, de acordo com Mölders e Rüaak, 2002) e aos dados de entrada.

Desta forma, este trabalho teve como objetivo avaliar o efeito do aprimoramento da base física de um MCR na simulação de eventos de precipitação em escala regional, através do acoplamento de um modelo hidrológico ao MCR de forma bidirecional. Foi admitido como hipótese científica que o uso de um modelo hidrológico físico traz melhorias em relação ao modelo parametrizado de superfície original do MCR, e que a calibração prévia do modelo hidrológico também permite melhores simulações da magnitude dos fluxos de água entre atmosfera e superfície. Para isto, a variável evapotranspiração foi calculada através do método de Penman-Monteith dentro do modelo hidrológico utilizando apenas estimativas do MCR (velocidade do vento, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, insolação e temperatura do ar), e posteriormente empregada no lugar da estimativa original do MCR em seu modelo de superfície. As estimativas de precipitação foram utilizadas para detectar a influência do

acoplamento na simulação hidrometeorológica regional em eventos de convecção e sistema frontal.

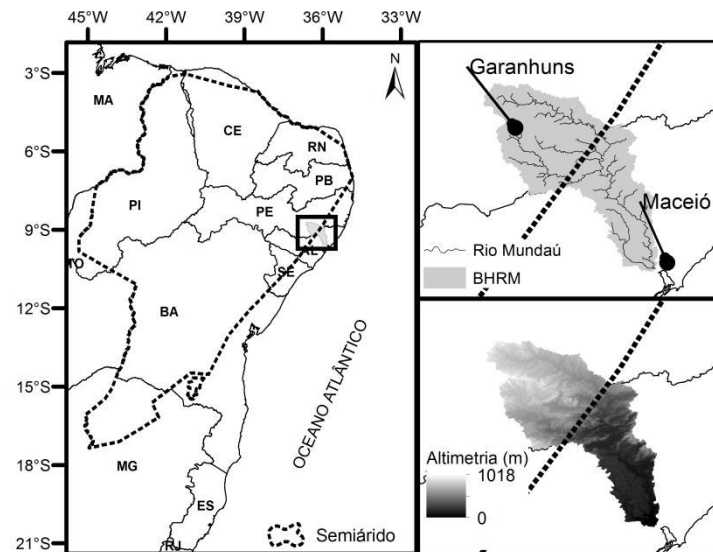
2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Área de estudo

O rio Mundaú percorre 30 municípios dos estados de Pernambuco (PE) e Alagoas (AL) e sua bacia de mesmo nome (BHRM) possui uma área de 4.126 km², onde 2.155 km² estão sob domínio do estado de Pernambuco e os 1.971 km² restantes, pertencentes ao estado de Alagoas. A divisão entre os estados é aproximadamente a divisão entre o semiárido e o litoral nordestino (ver Figura 1). A bacia do rio Mundaú é um importante sistema para gestão social e ambiental, fonte de água para irrigação e abastecimento humano (OLIVEIRA; KJERFVE, 1993) e cenário de, no mínimo, quatro grandes cheias nos últimos 30 anos (1988, 1990, 2000 e 2010; Fragoso Jr. *et al.*, 2010).

A vazão média na seção do rio Mundaú monitorada pela Agência Nacional de Águas (ANA) mais próxima à foz é de 34,1 m³/s. A precipitação média anual na bacia varia de 1.300 a 1.800 mm, com período chuvoso entre março e junho, conhecido como quadra chuvosa. Os mecanismos envolvidos na formação de chuvas são de características de macroescala, mesoescala e microescala. Em macroescala, atuam os sistemas frontais e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na mesoescala, atuam perturbações ondulatórias no campo de ventos alísios, complexos convectivos e brisas marinhas e terrestres. Por fim, os mecanismos de microescala, que são formados por pequenas células convectivas e orografia. Os mecanismos de macroescala são responsáveis por maior parte da precipitação observada na região, seguidos pelos mecanismos de mesoescala e microescala (MOLION; BERNARDO, 2002).

Figura 1 - Localização da bacia do rio Mundaú. A divisão entre PE e AL coincide com a divisão entre semiárido e litoral tropical. A climatologia das regiões semiárida e litorânea tropical foi representada de forma pontual pelas estações meteorológicas Garanhuns e Maceió, respectivamente.



Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

2.2 Descrição dos Modelos Matemáticos

Neste trabalho foi utilizado um acoplamento bidirecional entre o Modelo Hidrológico de Grandes Bacias (MGB) e o *Brazilian Development on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS). As estimativas de precipitação, temperatura, umidade do ar, pressão, velocidade dos ventos e insolação do BRAMS foram utilizadas como dados de entrada do MGB enquanto que a evapotranspiração estimada pelo MGB foi fornecida ao BRAMS. A troca de informações entre os modelos se deu durante o processo de simulação dos eventos hidrometeorológicos de forma integrada e acoplada. A metodologia de acoplamento e os modelos utilizados são descritos a seguir. Detalhes do acoplamento entre os modelos MGB e BRAMS também podem ser encontrados em Pereira *et al.* (2013).

O MGB foi desenvolvido no Instituto de Pesquisas Hidráulicas e foi apresentado pela primeira vez em Collischonn (2001). A primeira versão do MGB, usando discretização espacial do domínio através de células regulares, se mostrou eficaz para aplicações em bacias de diversos tamanhos, sobretudo para áreas superiores a 10.000 km² (COLLISCHONN, 2001; SILVA, 2005). O modelo mostrou também uma boa representação dos processos hidrológicos em bacias de médio porte, entre 2.000 e 10.000 km², como em Gama *et al.* (2011) e Chaves *et al.* (2014), dependendo da frequência do registro da chuva (i.e. horária ou diária) e do tempo

de concentração da bacia. O módulo de balanço da água no solo foi baseado na geração de escoamento superficial por excesso da capacidade de armazenamento, sendo simplificado pela consideração de uma relação estatística entre a umidade do solo e a fração de área de solo saturada; o módulo de evapotranspiração foi desenvolvido de acordo com o método de Penman - Monteith, descrito em Shuttleworth (1993) e Wigmosta *et al.* (1994) (ver Equação 1)

$$E = \left(\frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{e_s - e_p}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (1)$$

onde: E (m/s) é a taxa de evapotranspiração da água, λ (MJ/kg) é o calor latente de vaporização dado por $\lambda = 2,501 - 0,002361 \cdot T$, T (K) é a temperatura; Δ (kPa/°C) é a taxa de variação da pressão de saturação de vapor; R_L (MJ.m²/s) é a radiação líquida da superfície dada por $R_L = S_{sup} \cdot (1 - \alpha)$; S_{sup} (MJ.m²/s) é a radiação incidente de onda curta; α é o albedo; G (MJ.m²/s) é o fluxo de energia para o solo dada por $G = 0,38 \cdot (T_d - T_{-3dias})$; ρ_a (kg/m³) é a massa específica do ar; ρ_w (kg/m³) é a massa específica da água; c_p (J/kg/K) é o calor específico do ar; e_s (kPa) é a pressão de vapor; e_p (kPa) é a pressão de saturação de vapor; r_s (s/m) é a resistência superficial da vegetação, e r_a (s/m) é a resistência aerodinâmica da vegetação.

A versão do modelo utilizada é a de discretização em células regulares, que podem ser dimensionadas a critério do usuário. Cada uma destas células pode conter diversos tipos de uso e cobertura do solo, definidos com base no conceito de Unidades de Resposta Hidrológica (URH), descrito por Kouwen *et al.* (1993). A versão mais recente do MGB discretiza a rede de drenagem através do critério de minibacias, entretanto, na escala estudada, apresenta as mesmas incertezas da versão de células regulares (CHAVES *et al.*, 2014) e a desvantagem de necessitar de interpolações e outros procedimentos para compatibilização com o modelo atmosférico, também de células regulares (MÖLDERS; RÜAAK, 2002).

O MGB foi calibrado no período de 1990 a 2005 e validado no período de 2006 a 2010. No processo de calibração e validação foram utilizados 100 pluviômetros operados pela Agência Nacional de Águas (ANA) e do Instituto de Tecnologia de Pernambuco (ITEP), com frequência de registros diária e disponibilidade temporal de dados variável em cada posto. As vazões estimadas pelo modelo MGB foram comparadas em cinco estações fluviométricas operadas pela ANA, são elas: Santana do Mundaú (cód. 39700000), São José da Laje (cód.

39720000), União dos Palmares (cód. 39740000), Murici-Ponte (cód. 39760000) e Fazenda Boa Fortuna (cód. 39770000). Para o processo de calibração e validação foram consideradas duas funções objetivo conhecidas como coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) e erro médio de volume (EMV), estimados através d

$$\mathbf{NS} = \mathbf{1} - \frac{\sum(\mathbf{Q}_{\text{obs}} - \mathbf{Q}_{\text{sim}})^2}{\sum(\mathbf{Q}_{\text{obs}} - \bar{\mathbf{Q}}_{\text{obs}})^2} \quad (2)$$

$$\mathbf{EMV} = \frac{\sum(\mathbf{Q}_{\text{obs}} - \mathbf{Q}_{\text{sim}})}{\sum \mathbf{Q}_{\text{obs}}} \quad (3)$$

Os dados climatológicos foram obtidos nas estações meteorológicas Garanhuns (EMG, cód. 81998) e Maceió (EMM, cód. 81955), disponibilizados pelo INMET (ver Figura 1). Na definição das URH da bacia do rio Mundaú foram utilizados o mapa digital de solos oriundo do Projeto Radambrasil (escala 1:5.000.000) publicado pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), e o mapa de vegetação do Projeto Radambrasil, distribuído pela *U.S. Geological Survey EROS Data Center* (escala 1:5.000.000).

O modelo BRAMS versão 4.2, é baseado no *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) (WALKO *et al.*, 2000) versão 6. O BRAMS é parte do sistema operacional de previsão do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), integrante do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). O RAMS é um modelo numérico projetado para simular circulações atmosféricas em diversas escalas. O modelo resolve as equações completas de fluídos compressíveis não hidrostáticos na forma descrita Tripoli e Cotton (1982) e é capaz de realizar um aninhamento de diversas grades, o que permite as equações do modelo serem desenvolvidas simultaneamente em qualquer número de iterações bi-direcionais, o que melhora sua resolução espacial. O BRAMS também possui um conjunto de parametrizações e equações no estado da arte da simulação de processos físicos com nas trocas de ar na superfície, turbulência, convecção, radiação e microfísica de nuvens. Também estão disponíveis uma versão da aproximação de *cumulus* rasos baseados no fluxo de massa e inicialização diária de umidade do solo. Neste estudo foi adotada a parametrização convectiva de Grell *et al.* (1991), por esta ter apresentado em testes preliminares uma transição mais suave em relação as condições de contorno (reanálises) de simulação para a região utilizada. Entre outras vantagens, o uso de dados de instituições brasileiras ou resultantes de estudos específicos para região amazônica adaptaram o modelo para a realidade brasileira (FREITAS *et al.*, 2009).

As trocas de água, momento e energia entre superfície e atmosfera são simuladas pelo *Land Ecosystem Atmosphere Feedback Model* (LEAF), que representa tais processos em

múltiplas camadas de solo, incluindo os efeitos de congelamento e descongelamento do solo, cobertura de neve, vegetação e dossel (LEE; PIELKE, 1992). Para representar os fluxos de vapor na camada de superfície, o LEAF-3 faz uso do modelo paramétrico desenvolvido por Louis (1979). Semelhante a qualquer outro traçador de gás, como o ozônio (O_3), e o dióxido de carbono (CO_2), seu esquema de parametrização estima os fluxos de vapor de água usando as funções do perfil de Businger (BUSINGER *et al.*, 1971). Uma vez computado, os fluxos de água e vapor são interpretado pelo BRAMS como a camada mais baixa da atmosfera.

Para inicialização do modelo atmosférico e a caracterização do terreno, diversos dados do ano 2010 foram coletados do CPTEC e do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Entre eles incluem-se: séries temporais de reanálise de temperatura do ar (temp), umidade relativa (rh), altura geopotencial (hgt) e vento zonal (uwnd) e meridional (vwnd) do NCEP. E para caracterização da superfície, foram coletados mapas de NDVI (mensais) (*Normalized Difference Vegetation Index*), temperatura do oceano e umidade do solo (semanais), e mapas topográficos e de uso e cobertura do solo.

2.3 Estratégia de acoplamento e compatibilidade

A parcela de vapor de água (evapotranspiração) estimada pelo MGB para cada célula de discretização foi calculada com base na temperatura do ar, pressão atmosférica, umidade relativa do ar, insolação e velocidade do vento, providas pelo BRAMS. A precipitação diária do BRAMS também foi utilizada como dado de entrada no MGB, onde as parcelas interceptadas e que atingem o solo sem acarretar em escoamento ficam disponíveis para a evapotranspiração estimada por Penman - Monteith. No passo de tempo seguinte, a evapotranspiração calculada pelo MGB foi incorporada como a água entre dossel e atmosfera, dentro do modelo LEAF-3, modelo de superfície originalmente usado no BRAMS. O fluxo bidirecional das variáveis entre o MGB e o BRAMS ocorrem em diferentes intervalos de tempo. O MGB foi empregado como uma sub-rotina do BRAMS e executado a cada 24 horas de simulação do BRAMS, que foi executado com intervalo de tempo de 5 segundos. Ao término de 24 horas de simulação, a precipitação acumulada diária do BRAMS foi utilizada como dado de entrada do MGB e em seguida os valores de evapotranspiração diária foram estimados. Como o intervalo de tempo de execução do BRAMS é inferior ao intervalo e tempo do MGB, a evapotranspiração foi estimada na forma de uma média para todos os intervalos de tempo ao ser fornecida ao BRAMS. As variáveis necessárias para o cálculo da

evapotranspiração provenientes do BRAMS foram estimadas de forma semelhante (médias ou totais diários).

Para evitar procedimentos de *upscaling* e *downscaling*, a metodologia empregada utilizou a mesma dimensão de células em ambos os modelos (5x5 km). As células são compatibilizadas em um centroide comum, o que garante uma boa aproximação entre as demais células. Entretanto, caso uma determinada célula não esteja numa mesma coordenada em ambos os modelos, um algoritmo específico busca a célula do MGB mais próxima para a troca de variáveis.

2.4 Experimentos de simulação

Para avaliar a influência do acoplamento entre os modelos atmosférico e hidrológico nas estimativas de precipitação, dois estudos de casos distintos foram definidos. Nos dois casos o modelo BRAMS sem acoplamento (*ctrl*) e a versão acoplada ao MGB (*acop*) foram iniciados com dez dias (recomendado por Bennoit *et al.*, 2000) de dados de reanálise do NCEP a cada seis horas para as variáveis meteorológicas (temp, rh, hgt, uwnd, vwnd) e, apenas na versão acoplada, um dia de umidade do solo para o MGB estimado com dados de precipitação observados.

O estudo de caso 1 avaliou o impacto do uso BRAMS acoplado ao MGB na simulação de um evento de frente fria ocorrido no dia 08/04/2010. Tal evento também foi simulado usando o modelo BRAMS não acoplado. Neste dia, a massa de ar frio atingiu a costa da Bahia e Sergipe por volta das 0800 UTC. Vestígios desta frente causaram as primeiras chuvas na estação Maceió às 1700 UTC (0,4 mm/hora) e na estação Garanhuns às 1900 UTC (51,8 mm/hora) do mesmo dia, e seu desenvolvimento permanece até as últimas horas do dia 09/04/2010. O volume precipitado entre as 1600 e 1700 UTC estimados em *acop* e *ctrl* foram comparados em relação ao seu padrão espacial com imagens de previsão do tempo realizadas pelo *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES) 12. Estas imagens foram realçadas usando um algoritmo hidroestimador (Vicente, 1998) e são disponibilizadas no site do CPTEC. Para efeito de comparação, admitiu-se que as nuvens de precipitação não se deslocam entre as células (5 x 5 km) do modelo num intervalo menor que uma hora, de acordo com proposto para avaliação de campos de precipitação instantâneos (O'SULLIVAN *et al.*, 1988).

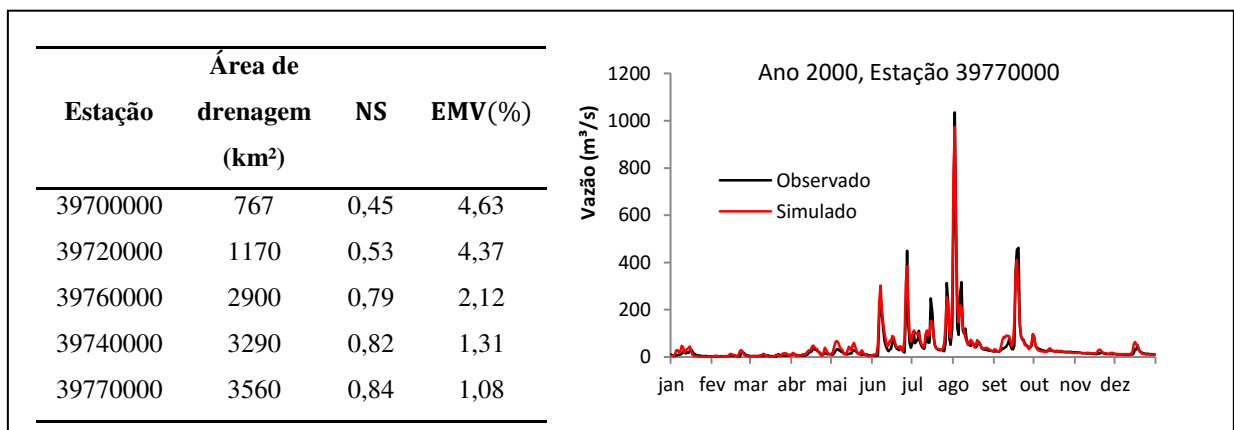
O estudo de caso 2 foi proposto para investigar a influência do modelo hidrológico em eventos que sofrem forte influência da umidade do solo, comparando os resultados do modelo *acop* em relação ao *ctrl*, na simulação de eventos predominantemente convectivos na região climática do litoral e do semiárido, dada a dependência deste evento da umidade disponível em baixos níveis para a ocorrência de chuva (ALFIERI *et al.*, 2008). Na identificação dos eventos convectivos foram utilizados a série de precipitação observada (*obs*) na EMM e EMG em escala horária, já que estes eventos têm curta duração, entre 0,5 e 1 hora, (BARRY; CHORLEY, 2013). Adicionalmente, é importante considerar que a EMM é representativa para a climatologia do litoral e a EMG é representativa para a climatologia do semiárido. Os eventos de precipitação acima de 8 mm/hora foram considerados como provavelmente convectivos (MORAES *et al.*, 2004) o que foi confirmado ou rejeitado de acordo com observações de imagens do satélite GOES. De acordo com Song *et al.* (2004), o brilho das nuvens das imagens GOES no canal visível podem, entre outras coisas, indicar baixas temperaturas no topo de nuvens, espessura ou a presença de água, bem como a formação de nuvens *cumulus*, características da maioria das frentes frias, ou seja, a ausência destas formações também sugere a predominância de eventos convectivos no intervalo de tempo. A influência do modelo *acop* foi verificado nas células mais próximas às estações meteorológicas mencionadas em forma de série temporal. Com estes critérios foram selecionados dois eventos distintos para comparação com eventos de simulação. O período de simulação selecionado para a região do litoral foi o período entre 08 e 19/03/2010 onde há a ocorrência de forte convecção, por março ser o mês de maior temperatura e maior total mensal de precipitação, o que garante maior certeza na escolha dos eventos de natureza convectiva (MOLION; BERNARDO, 2002).

3 RESULTADOS

3.1 Calibração e validação do modelo hidrológico

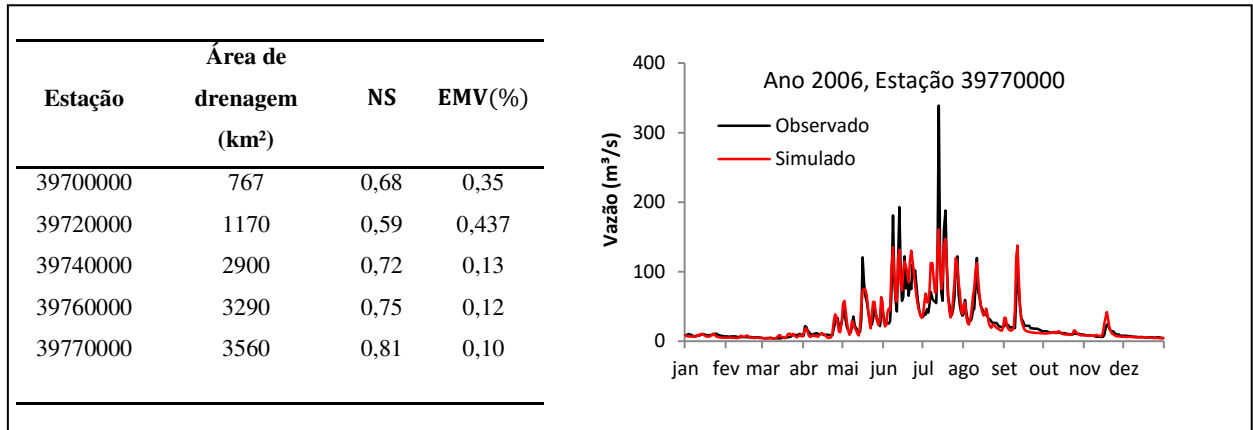
O desempenho do modelo hidrológico para as diferentes estações fluviométricas no período de calibração e validação pode ser observado na Figura 2 e Figura 3 respectivamente. Em geral, é possível notar que os indicadores de desempenho melhoram à medida que a área de drenagem aumenta.

Figura 2 - Avaliação do período de calibração (1990-2005) do modelo hidrológico. O hidrograma refere-se apenas ao ano 2000 para facilitar a visualização, enquanto a tabela apresenta os valores de NS e EMV para todo o período.



Fonte: Elaborado pelo autor (2015)

Figura 3- Avaliação do período de validação (2006-2010) do modelo hidrológico. O hidrograma refere-se apenas ao ano 2006 para facilitar a visualização, enquanto a tabela apresenta os valores de NS e EMV para todo o período.

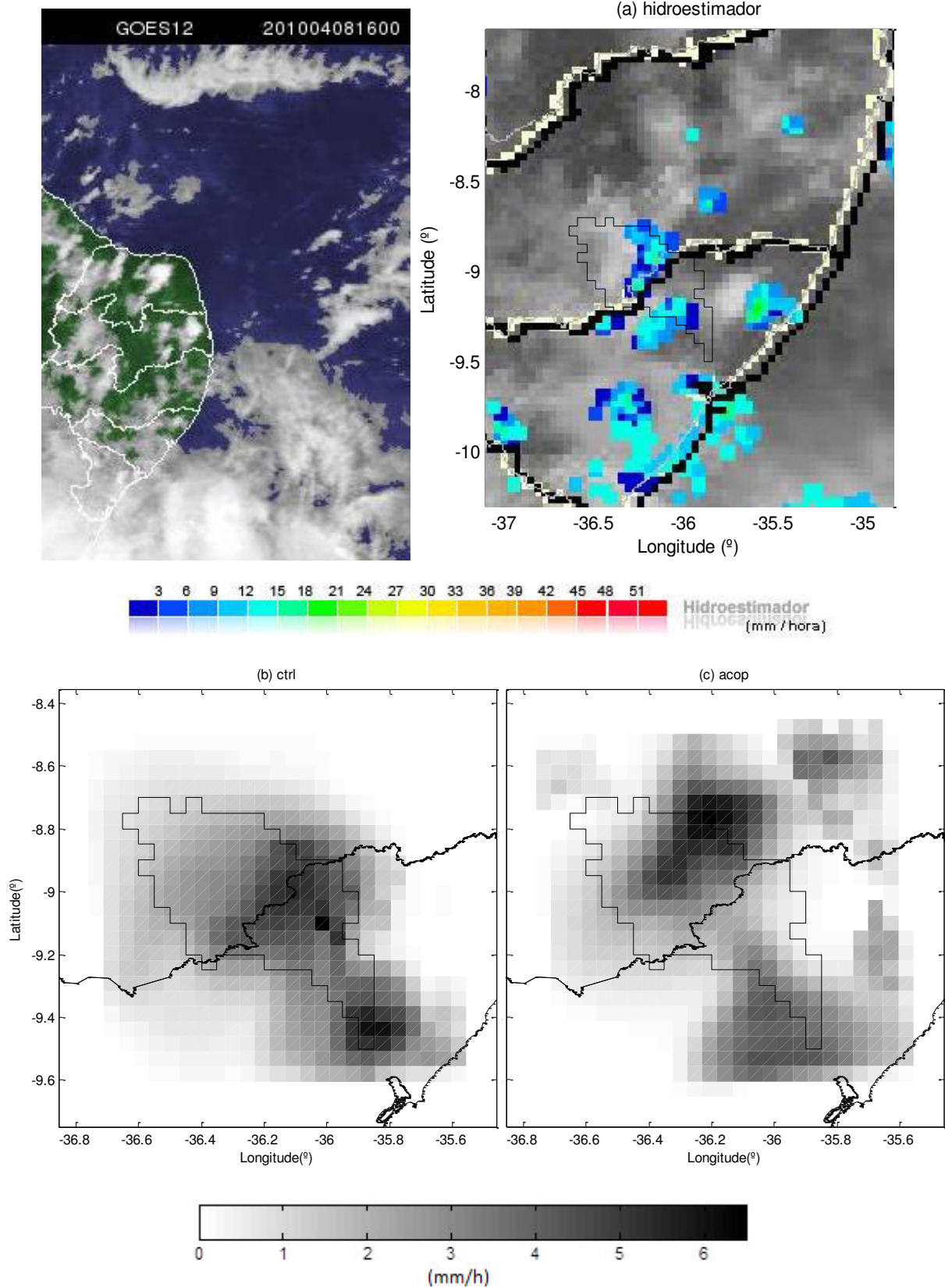


Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

3.2 Estudo de caso de uma frente fria

Na Figura 4 são apresentados a imagem do GOES 12 e do hidroestimador de 1600 UTC (a), a precipitação acumulada estimada entre 1600-1700 UTC, no dia 08/04/2010, pelos modelos *ctrl* (b) e *acop* (c). É possível observar as bordas da frente fria, na porção mais ao sul da imagem GOES, onde pequenas células de precipitação se distribuem entre Alagoas, Pernambuco e pelo Oceano Atlântico. A faixa de valores estimados não foi diferente entre as simulações *ctrl* e *acop*, variando de 0 a 6,5 mm e apresentam magnitude bastante semelhante ao proposto pelo hidroestimador, em especial sobre a BHRM. A diferença mais importante do modelo *acopl* em relação ao modelo *ctrl* foi na representação espacial das nuvens de precipitação. A nuvem de precipitação mais ao norte estimada pelos modelos apresenta magnitude semelhante, mas o modelo *acop* posicionou as nuvens em melhor concordância com o hidroestimador. Na nuvem de precipitação estimada mais ao sul, percebe-se maior diferença tanto na magnitude quanto na posição dos dois modelos comparados as observações de satélite. Houve uma redução dos valores máximos de precipitação de 6,5 mm do modelo *ctrl* para aproximadamente 4 mm no modelo *acop*, entretanto, na região próxima a EMM, os valores mostram-se mais próximos aos 0,4 mm observados às 1700 UTC.

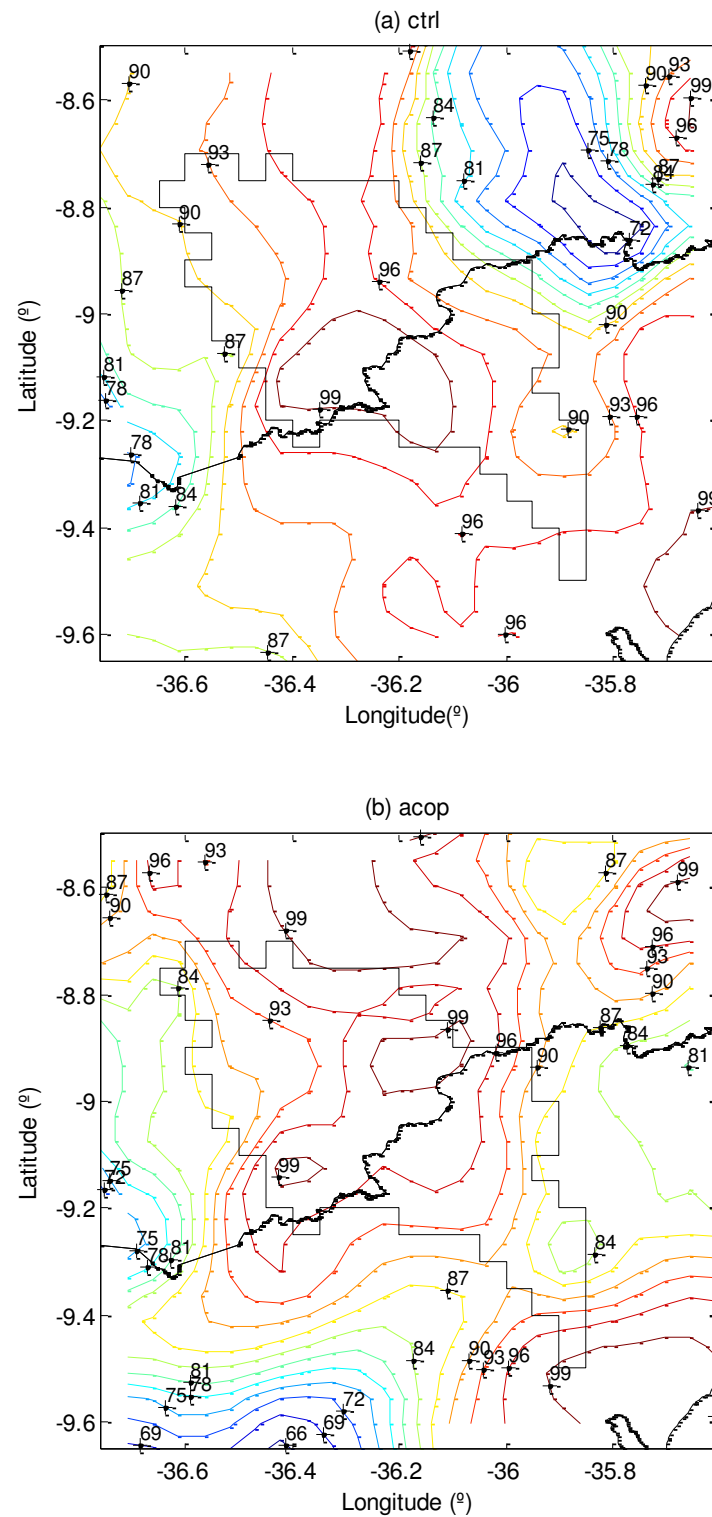
**Figura 4 - Estimativas de precipitação do hidroestimador do CPTEC (a), ctrl (b) e acop (c).
para 1600 UTC do dia 08/04/2010.**



Fonte: Elaborado pelo autor (2015). Imagens de satélite e hidroestimador do CPTEC/INPE (2015).

A investigação das variáveis de saída do MCR (e.g. direção do vento, pressão atmosférica, saldo de radiação, temperatura do ar) mostrou que a umidade relativa do ar na superfície é fortemente influenciada pelo acoplamento do modelo hidrológico. Na Figura 5 são apresentados os resultados das simulações para às 1600 UTC do dia 08/04/2010. É possível identificar que para o evento analisado, ambos os experimentos estimaram os maiores valores de umidade na região da BHRM. Adicionalmente, nota-se que *acop* e *ctrl* estimaram a precipitação em concordância com o posicionamento das isolinhas de umidade relativa, especialmente na nuvem mais ao norte. No modo *ctrl* vemos que a formação da frente fria foi delimitada por fortes gradientes de umidade relativa na região nordeste, enquanto que o modelo *acop* apresentou padrão semelhante na região sudoeste.

Figura 5 - Umidade relativa do ar (%) estimada pelo modelo *ctrl* (a) e pelo modelo *acop* (b) às 1600 UTC do dia 08/04/2010 na superfície do solo.

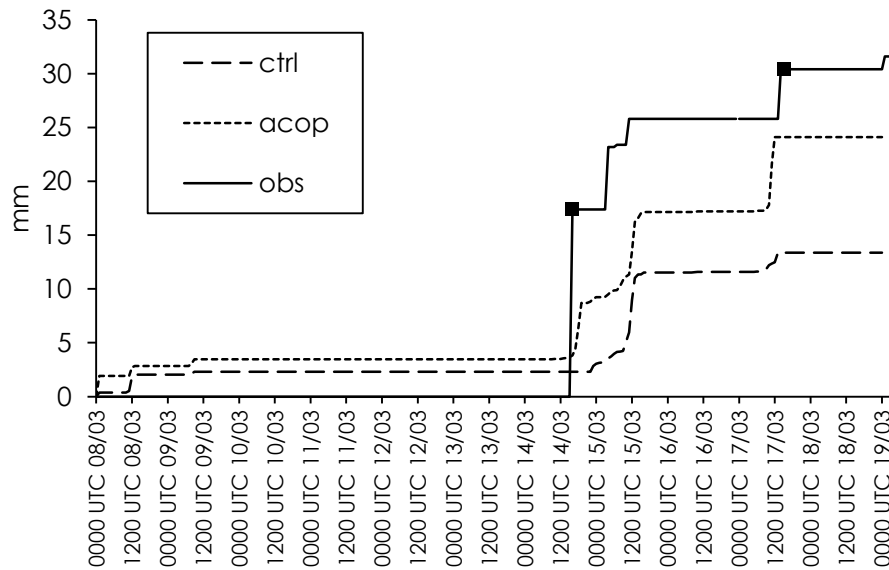


Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

3.3 Estudo de caso de precipitação em eventos convectivos

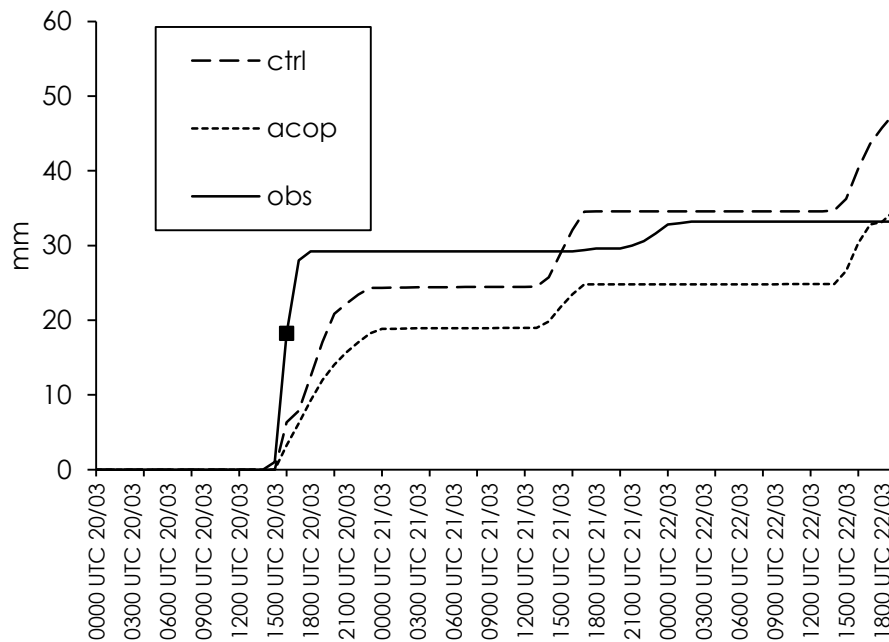
As estimativas de precipitação referentes ao estudo de caso dos eventos convectivos sobre a região litorânea e semiárida são apresentadas nas Figura 6 e Figura 7, respectivamente. Nas estimativas de precipitação sobre a região litorânea, os modelos *ctrl* e *acop* estimaram volumes precipitados que não foram registrados na EMM entre 08/03 e 14/03. Nesta estação, o primeiro registro de chuva registrado foi às 1900 UTC, de 17,4 mm, classificado como convectivo. Nota-se que o primeiro evento foi capturado pelo modelo *acop*, entretanto a estimativa apresentou uma defasagem de aproximadamente 2 horas e volume de 5 mm. Este mesmo evento não foi capturado pelo modelo *ctrl*, o que gerou uma diferença de 15 mm na precipitação acumulada entre *obs* e *ctrl* até sete horas depois, quando foi registrado uma precipitação de aproximadamente 1 mm na EMM. No segundo evento convectivo selecionado para a mesma região, o modelo *acop* estimou cerca de 3 mm e o modelo *ctrl* cerca de 1,5 mm, confrontando com os 5 mm observados. Os demais eventos foram sempre corretamente estimados quanto ao momento de ocorrência. O modelo *acop* superestimou a magnitude de chuva observada na maioria das vezes, enquanto que o modelo *ctrl* esse padrão foi variável. Ao término do período de simulação, o total observado foi de 31,8 mm, contra 24,1 mm do modelo *acop* e 13,4 mm pelo modelo *ctrl*. No estudo de eventos convectivos na região semiárida, os modelos *ctrl* e *acop* tiveram padrão bastante semelhante na ocorrência dos eventos, diferenciando-se na intensidade da precipitação estimada. No evento convectivo observado em 1600 UTC do dia 20/03, os modelos *ctrl* e *acop* estimaram precipitação de 3,7 e 3,3 mm, respectivamente, e, deste intervalo de tempo em diante. O modelo *ctrl* sempre apresentou maiores estimativas em relação ao modelo *acop*, em média 0,25 mm e no máximo 2 mm superiores, ocorrido 3 horas após o evento convectivo observado. O total precipitado estimado no fim da simulação foi de 45,8 mm no modelo *ctrl* e 33,2 mm no modelo *acop*, enquanto que o total precipitado em *obs* no período foi de 33,2 mm, indicando boa correspondência com a estimativa realizada pelo modelo *acop* em maiores intervalos de simulação.

Figura 6 - Precipitação acumulada simulada durante 0000 UTC 08/03/2010 e 0000 UTC 19/03/2010 na célula de grade mais próxima a EMM, representativa da região do litoral. Os marcadores destacados indicam a ocorrência de eventos predominantemente convectivos sobre a região de interesse.



Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

Figura 7 - Precipitação acumulada estimada durante 0000 UTC 20/03/2010 e 2300 UTC 22/03/2010 na célula de grade mais próxima a EMG, representativa da região do semiárido. O marcador destacado indica a ocorrência de evento predominantemente convectivo sobre a região de interesse.



Fonte: Elaborado pelo autor (2015).

4 DISCUSSÃO

4.1 Capacidade do acoplamento e limitações

A descrição física dos processos hidrológicos na bacia hidrográfica proporcionada pelo acoplamento entre os modelos MGB e BRAMS levou a uma melhor representação da distribuição espacial e temporal da chuva na bacia do rio Mundaú em escala horária. Boa parte das diferenças obtidas entre as simulações do modelo *acop* e *ctrl* nos intervalos de tempo horário se dão pela dependência do microclima (e.g. precipitação, nebulosidade) ao comportamento variação de umidade do solo e conseqüentemente evapotranspiração (MÖLDERS; RAABE, 1996), processos melhorados com o acoplamento bidirecional e calibração do modelo hidrológico. Logo, dada à escala dos eventos convectivos, estes são mais susceptíveis que as frentes frias aos efeitos das mudanças propostas pelo modelo acoplado. Entretanto, as frentes que cruzam regiões tropicais semiáridas têm seu comportamento mais sensível ao intenso fluxo de energia com a superfície (e.g. calor latente) que em outras regiões, já que estes fluxos provocam mudanças bruscas na umidade do ar de natureza convectiva (BERINGER; TAPPER, 2000).

Com a necessidade de adequação de escalas temporais e espaciais e da base física e teórica dos modelos, surgem limitações que influenciam diretamente na acurácia dos resultados. Entre as principais limitações, encontra-se a necessidade do modelo hidrológico trabalhar com variáveis de entrada em escala diária (entre outros motivos, pela rede de monitoramento nacional distribuir informações neste intervalo de tempo). O uso da equação de Penman-Monteith com base em informações representativas para o mesmo intervalo de tempo do MCR (5s neste estudo) é possível (KATERJI; RANA, 2006) e recomendável para o avanço do desenvolvimento do modelo acoplado de forma bidirecional, mas necessita de maior aprofundamento quando a estabilidade e convergência numérica. Uma outra limitação está associada à comparação das estimativas do modelo com imagens de satélite de intervalo de 1 h, pois como já apresentado, considerou-se que as nuvens de precipitação não se movem dentro da célula de 5x5 km no intervalo de 1 h, mas estima-se que o tempo provável de queda da precipitação estimada por satélite ocorra entre 5 e 8 minutos, de acordo com Jakob e Klein (2000).

4.2 Simulação hidrológica

A melhoria dos valores das funções objetivo relacionados ao aumento da área de drenagem é explicada pela velocidade dos processos hidrológicos. Com o aumento da área de drenagem, há também o aumento do tempo de concentração, o que permite superar a limitação da modelagem hidrológica utilizando dados observados com discretização temporal de um dia. Com isso, verificando os postos de maior tempo de concentração, nota-se que as funções objetivo indicam um bom ajuste tanto no período de calibração quanto de validação. (NETO *et al.*, 2008). Para a aplicação do modelo em acoplamento bidirecional, a limitação do tempo de concentração para as células mais a montante (menor tempo de concentração) não é um ponto negativo para uma boa estimativa de balanço hídrico, já que a deficiência é atrelada aos processos de propagação de vazão, e não afetam o total evapotranspirado estimado pelo método de Penman - Monteith.

4.3 Simulação de frente fria

Frentes frias são caracterizadas por mudanças bruscas de temperatura, ponto de orvalho, direção do vento, umidade do ar e pressão (AHRENS, 2007). A concordância entre o padrão espacial de precipitação do hidroestimador foi obtido devido às mudanças na umidade do ar provocadas pelo acoplamento do modelo hidrológico ao MCR, sugerindo que o modelo *acop* alcançou valores mais realistas de evapotranspiração na cabeceira da bacia, levemente mais ao norte em relação ao estimado originalmente no modelo *ctrl* que representa de forma simplificada os processos hidrológicos de superfície. A magnitude e distribuição espaço-temporal da umidade do ar são fatores determinantes na ocorrência das precipitações de frentes frias devido à desestabilização da massa de ar quente e úmido que ascende ao encontrar a massa de ar fria e seca (JONES *et al.*, 2010; BARRY; CHORLEY, 2013). Adicionalmente, a simulação destas frentes mostra-se como bastante dependente da umidade relativa do ar nos mais baixos níveis (< 100 hPa), visto que a diferença entre os valores estimados diminui com a proximidade da camada limite atmosférica superior, corroborando assim com o trabalho de Mölders e Rühaak (2002).

4.4 Simulação de convecção

Nos experimentos de simulação de eventos convectivos, em geral, o modelo *acop* apresentou estimativas de precipitação superiores em relação ao modelo *ctrl* na região litorânea e estimativas de precipitação inferiores em relação ao modelo *ctrl* na região semiárida. Uma das possibilidades disponíveis pelo acoplamento bidirecional é a calibração do modelo hidrológico de forma que favoreça a evapotranspiração ou armazenamento (e infiltração), podendo proporcionar melhores estimativas de precipitação nestes eventos, e que pode ser explorada em estudos posteriores. A alteração do balanço hídrico proposta pelo modelo hidrológico que substituiu o modelo parametrizado original do LEAF-3 de estimativa de evapotranspiração tende a superestimar o fenômeno durante a noite e subestimá-lo durante o dia. Isso ocorre devido à abordagem utilizar valores médios da evapotranspiração calculada em todos os intervalos de tempo, desconsiderando a variação provocada pela quantidade de horas de sol. Esta consideração provavelmente é a responsável pelo incremento na frequência de ocorrência nas precipitações de baixíssima intensidade, conhecido como *drizzle*, recorrentes em MCR em momentos anteriores a eventos convectivos intensos (SUN *et al.*, 2005), o que promove maiores estimativas de precipitação no modelo *acop* em relação ao modelo *ctrl*, em especial durante os dias 08 e 14/03. O "gatilho" de acionamento de eventos convectivos é dependente da massa de água disponível para condensação numa coluna vertical do modelo, sendo assim, quanto mais vapor disponível, maior será a instabilidade da nuvem, favorecendo a precipitação (GRELL *et al.*, 1991; YAVICHAN *et al.*, 2010). Apesar da pequena magnitude o *drizzle* em simulações de longo prazo pode ser responsável por 12 a 14% do total de precipitação estimada em um MCR (DAI, 2001). Entre os dias 14 a 19/03, as curvas que descrevem o desenvolvimento da precipitação da região litorânea apresentaram diferenças significativas em relação à intensidade, duração e descrição dos fenômenos envolvidos. O primeiro evento convectivo é capturado no modelo *acop* com aproximadamente metade da magnitude em relação ao modelo *obs*, mas com início no mesmo intervalo de tempo. Isto sugere que o balanço hídrico promovido pelo MGB foi suficiente para manter o solo úmido e retirar parte desta umidade para formação de convecção, mesmo com os baixos valores de precipitação dos dias anteriores, sugerindo uma boa memória da umidade no módulo de superfície alterado. O fim do evento convectivo ocorre também bastante sincronizado com os modelos *acop* e *obs*, enquanto que não se percebe nenhuma variação significativa na magnitude da precipitação no modelo *ctrl*. O evento de precipitação seguinte (entre 15 e 16/03) ocorre devido a processos de macroescala (ZCIT), os quais foram

considerados como pouco susceptíveis ao acoplamento, portanto não discutidos aqui. No segundo evento convectivo, novamente a umidade do solo antecedente provavelmente incrementa as estimativas de precipitação do modelo *acop* em relação ao modelo *ctrl*, promovendo um valor de grande magnitude em curto intervalo de tempo, característico de chuvas convectivas. Já a região semiárida coincide com regiões de cabeceira da bacia, onde as células de discretização do modelo hidrológico sofrem menor influência da propagação do escoamento de células a montante e que naturalmente recebem menor precipitação. Isto sugere que a abordagem usada no modelo *acop* estima valores de vapor de água inferiores ao modelo *ctrl*, interferindo na quantidade disponível para a conversão em precipitação convectiva. O desenvolvimento da precipitação nos modelos *ctrl* e *acop* ao longo do evento convectivo do período de 20 a 22/03 mostrou-se bastante semelhante, diferindo apenas na magnitude, dada a defasagem vertical de suas curvas. As diferenças devido ao efeito *drizzle* foram ausentes no período de início da simulação. O efeito de um MCR estimando mais precipitação devido ao aumento da umidade do solo também foi relatado por Schär *et al.* (1999) e Seuffert *et al.* (2002), o qual teve papel fundamental no incremento da precipitação a variação de evapotranspiração.

5 CONCLUSÕES

A abordagem de simulação de precipitação em um modelo atmosférico-hidrológico acoplado mostrou que a hidrologia de uma bacia de porte médio, em uma região de transição entre o semiárido e o litoral, pode afetar a distribuição espacial e temporal da precipitação em escala horária.

Na simulação da frente fria, o acoplamento resultou em uma estimativa de posicionamento e umidade do ar que corroboraram com o exibido na precipitação estimada por satélite em escala horária. Sua influência nos eventos convectivos incrementou a magnitude de um evento não observado na região, mas a alteração da evapotranspiração do módulo de superfície original do MCR pelo modelo hidrológico resultou em melhores representações do momento de ocorrência (sincronia) e magnitude de eventos deste tipo quando o acoplamento é utilizado junto da parametrização do tipo Grell. O efeito *drizzle* foi mais frequente, e teve magnitude incrementada nos experimentos avaliados, sugerindo cautela ao observar dados nesta escala temporal e análises de viés em futuros estudos.

O acoplamento de modelo hidrológico a um modelo atmosférico mostrou-se uma prática promissora, cujo incremento no realismo das simulações dos fluxos de água tende a ocorrer com o aumento da escala da bacia e em regiões tropicais, com fortes efeitos de convecção no regime de chuvas. Em trabalhos futuros, recomenda-se a melhor compatibilização entre os intervalos de tempo entre os modelos e o acoplamento da umidade do solo estimada pelo modelo hidrológico.

REFERÊNCIAS

- AHRENS, C. D. **Meteorology today: An introduction to weather, climate, and the environment.** Thomson Brooks / Cole (2007).
- ALFIERI, L.; CLAPS, P.; D'ODORICO, P.; LAIO, F.; OVER, T. M. (2008). **An Analysis of the Soil Moisture Feedback on Convective and Stratiform Precipitation.** Journal of Hydrometeorology, 9(2), 280–291. doi:10.1175/2007JHM863.1
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima.** Bookman. Porto Alegre, 2013.
- BENOIT, R.; PELLERIN, P.; KOUWEN, N.; RITCHIE, H.; DONALDSON, N.; JOE, P.; SOULIS, E. D. (2000). **Toward the use of coupled atmospheric and hydrologic models at regional scale.** Monthly Weather Review, v. 128, p. 1681 – 1706.
- BERINGER, J.; TAPPER, N. J. (2000). **The influence of subtropical cold fronts on the surface energy balance of a semi-arid site.** Journal of Arid Environments, v. 44, p. 437 - 450.
- BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F. (1971) **Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 28 p. 181 – 189.
- CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E CLIMA DO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (CPTEC/INPE). **Acervo de Imagens**, 2015. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>>. Acesso em: abril de 2015.
- CHAVES, M. B.; FREIRE, P. A. F. F.; FRAGOSO JR., C. R. F.; DA SILVA JR., R. S. **A previsão de vazão em curto prazo na bacia do rio Mundaú através do acoplamento unidirecional entre modelos.** Em: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2014. Bento Gonçalves (Rio Grande do Sul). Anais ... Bento Gonçalves (Rio Grande do Sul): XX SBRH, 2014.
- COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias.** Instituto de Pesquisas Hidráulicas - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 270. 2001. Tese

submetida ao Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental para obtenção do título de Doutor em Engenharia.

DAI, A. (2001). **Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations**. *Journal of Climate*, 14, 1092–1111

FRAGOSO JR., C. R.; PEDROSA, V. A.; SOUZA, V. C. B. **Reflexões sobre a Cheia de Junho de 2010 nas Bacias do Rio Mundaú e Paraíba**. Em: X SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 2010, Fortaleza (Ceará). Anais ... Fortaleza (Ceará): X SRHN, 2010.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, FAZENDA, A.; PANETTA, J. (2009). **The coupled aerosol and tracer transport model to the Brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (catt-brams) part 1: Model description and evaluation**. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 9 p. 2843–2861.

GAMA, W. M. **Impacto das mudanças climáticas na resposta hidrológica da bacia-hidrográfica do rio Paraíba do Meio (AL/PE)**. Centro de Tecnologia - Universidade Federal de Alagoas, Maceió, p. 74. 2011. Dissertação submetida ao Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento para obtenção do título de Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento.

GRELL, G. A., KUO, Y. H., PASCH, R. (1991). **Semi-prognostic tests of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes**, *Monthly Weather Review*, v. 119, p. 5–31.

JAKOB, C.; KLEIN, S. A. (2000). **A parameterization of the effects of cloud and precipitation overlap for use in general-circulation models**. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* v. 126, p. 2525–2544.

JONES, R. H.; WESTRA, S. S.; SHARMA, A., (2010). **Observed relationships between extreme sub daily precipitation, surface temperature, and relative humidity**. *Geophysical Research Letters*, v. 37, L22805. doi:10.1029/2010GL045081

KATERJI, N., & RANA, G., (2006). **Modelling evapotranspiration of six irrigated crops under Mediterranean climate conditions**. *Agricultural and Forest Meteorology*, 138(1-4), 142–155. doi:10.1016/j.agrformet.2006.04.006

KOUWEN, N.; PIETRONIRO, A.; HARRINGTON, R. A., (1993). **Grouping Response Units for Distributed Hydrologic Modelling**, *Journal of Water Resources Management and Planning*. v. 119; n. 3; p. 289-305.

LATIF, M., BIERCAMP, J. YON STORCH, H., (1988). **The response of a coupled ocean-atmosphere general circulation model to wind bursts**. *Journal of Atmospheric Science*, v. 45, p. 964-979.

LEE, T. J.; PIELKE, R. A. (1992). **Estimating the soil surface specific humidity**. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 31 p. 480 – 484.

LOUIS, J. F. (1979). **A parametric model of vertical eddy fluxes in atmosphere**. *Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht. Noruega, v. 17, p. 187 - 202.

MARENGO, J. A., MILLER, J. R., RUSSELL, G. L., ROSENZWEIG, C. E., & ABRAMOPOULOS, F. (1994). **Calculations of river-runoff in the GISS GGM: impact of a new land-surface parameterization and runoff routing model on the hydrology of the Amazon River**. *Climate Dynamics*, 10(6-7), 349–361. doi:10.1007/BF00228032

MILLER, J. R.; RUSSEL, G. L.; CALIRI, G. (1994). **Continental-scale river flow in climate models**. *Journal of Climate*, v. 7. p. 914 – 929.

MÖLDERS, N. & RÜHAAK, W. (2002). **On the impact of explicitly predicted runoff on simulated atmospheric response to small-scale land-use changes – an integrated modeling approach**. *Atmospheric Research*, v. 63, p. 3 – 38.

MÖLDERS, N., & RAABE, A. (1996). **Numerical Investigations on the Influence of Subgrid-Scale Surface Heterogeneity on Evapotranspiration and Cloud Processes**. *Journal of Applied Meteorology*. doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0782:NIOTIO>2.0.CO;2

MÖLDERS, N., & RAABE, A. (1997). **Testing the effect of a two-way-coupling of a meteorological and a hydrologic model on the predicted local weather**. *Atmospheric Research*, v. 45, p. 81–107.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O., (2002). **Uma Revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste brasileiro**, Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET), v.17, n. 01.

MORAES, M. C.; TENÓRIO, R. C.; CERQUEIRA, R. C. M. (2004). **Análise de eventos de chuva na região leste do nordeste do Brasil durante janeiro de 2004 utilizando dados disdrométricos e informações de radar e satélite**. XIII Congresso Brasileiros de Meteorologia, Fortaleza (Ceará). Anais... Fortaleza (Ceará). XIII CBMET.

MOTE, P.; O'NEIL, A. (2000). **Numerical modeling of the global atmosphere in the climate system**. Kluwer Academic Publishers, Noruega.

NETO, A. R., SILVA, R. C. V., COLLISCHONN, W., & TUCCI, C. E. M. (2008). **Simulação na Bacia Amazônica com Dados Limitados : Rio Madeira**, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 13, p. 47–58.

O'SULLIVAN, F., WASH, C. H., STEWART, M. & MOTELL, C. E. (1988) **Rain estimation from infrared and visible GOES satellite data**. Technical Report No. 142, October, Washington DC, US.

OLIVEIRA, A.; KJERFVE, B., (1993). **Environmental responses of a tropical coastal lagoon system to hydrological variability: Mundaú-Manguaba, Brazil**. Estuarine, Coastal and Shelf Science. v. 37, p. 575-591.

PEREIRA, F. F. (2013). **The interplay between atmosphere hydrology and land use by environmental modelling**. Lund University. PhD thesis.

RASMUSSEN, S. H., BUTTS, M. B., LERER, S. M., & REFSGAARD, J. C. (2012). **Parameterization and scaling of the land surface model for use in a coupled climate-hydrological model**. Journal of Hydrology, v. 426-427, p. 63–78. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.01.014

RUSSEL, G. L., MILLER, J. R. (1990). **Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model**. Journal of Hydrology, v. 117, p. 241-254.

SAUSEN, R.; SCHUBERT, S.; DIIMENIL, L. (1994). **A model of river runoff for use in coupled atmosphere-ocean models**. Journal of Hydrology, v. 155, p. 337–352.

SCHÄR, C., LÜTHI, D., BEYERLE, U., & HEISE, E. (1999). **The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model.** *Journal of Climate*, 12(2-3), 722–741. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0722:TSPFAP>2.0.CO;2

SEUFERT, G.; GROSS, T; SIMMER, C. (2002). **The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrology model.** *Journal of Hydrometeorology*, v.3, p. 505 - 523.

SHUTTLEWORTH, W. J. **Evaporation** Em: MAIDMENT, D. R. *Handbook of hydrology.* McGraw-Hill New York. 1993.

SILVA, B. C. **Previsão hidroclimática de vazão para a bacia do rio São Francisco.** Instituto de Pesquisas Hidráulicas - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, p. 270. 2005. Tese submetida ao Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental para obtenção do título de Doutor em Engenharia.

SONG, X., ZHAO, Y. & LIU, Z. (2004). **Cloud detection and analysis of MODIS image.** In: *Proceedings of the Geosciences and Remote Sensing Symposium*, September 20–24th, Anchorage, US.

SUN, Y., SOLOMON, S., DAI, A., & PORTMANN, R. W. (2006). **How often does it rain?** *Journal of Climate*, v. 19(6), p. 916–934. doi:10.1175/JCLI3672.1

TRIPOLI, G.; COTTON, W. (1982). **The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments,** *J. Res. Atmos.*, v. 16, p. 185-219.

VICENTE, G. A. (1998). **The operational GOES infrared rainfall estimation technique.** *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(9), p. 1883-1898.

WALKO, R. L., BAND, L. E., BARON, J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE, R. A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C. J. & VIDALE, P. L. (2000). **Coupled atmosphere biophysics-hydrology models for environmental modeling.** *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, p. 931–944.

WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. (1994). **A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain**. *Water Resources Research* Vol. 30 No. 6 pp. 1665-1679.

YAVINCHAN, S., EXELL, R. H. B., & SUKAWAT, D. (2010). **Exploratory Case Studies Evaluating Convective Parameterization Schemes for Model Predictions of Heavy Rainfall in Thailand**. *Journal of Sustainable Energy and Environment*, 1, p. 21–30.