

Revista Brasileira de Geografia Física



ISSN:1984-2295

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

A influência da topografia da região sul de Minas Gerais nas variáveis atmosféricas simuladas com o RegCM4

Débora Martins de Oliveira¹, Michelle Simões Reboita², Rosmeri Porfírio da Rocha³

¹ Bacharel em Ciências Atmosféricas e Mestranda em Meio Ambiente e Recursos Hídricos, Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá. Email: deboramartins.atm@gmail.com (autor correspondente). ² Profa. Dra. em Meteorologia do Instituto de Recursos Naturais, Universidade de Federal de Itajubá. Email: reboita@gmail.com. ³ Profa. Dra. em Meteorologia da Universidade de São Paulo. Email: rosmerir@model.iag.usp.br

Artigo recebido em 14/10/2017 e aceito em 20/04/2018.

RESUMO

A região sul do estado de Minas Gerais (RSMG) possui topografia acidentada tendo como destaque a Serra da Mantiqueira. Devido a essa característica peculiar, em geral, os modelos climáticos com resoluções horizontais grosseiras não conseguem representar adequadamente o clima da região. A fim de identificar o impacto da topografia da RSMG na temperatura do ar, precipitação e circulação atmosférica, foram realizados dois experimentos numéricos, em alta resolução (12 km), com o *Regional Climate Model – version* 4 (RegCM4): um denominado de controle (CTRL) e outro em que a topografia foi removida (STOPO). O período das simulações foi de novembro de 2008 a fevereiro de 2009. A temperatura do ar simulada no experimento CTRL foi validada através de comparação com a *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), enquanto que a precipitação com as estimativas do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Ambas as variáveis simuladas também foram comparadas com dados medidos em estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Entre os resultados têm-se que a ausência da topografia conduz a maiores temperaturas médias mensais e acumulados de precipitação, bem como a desconfiguração da circulação de brisa de vale e montanha sobre a RSMG.

Palavras-chave: Sul de Minas Gerais. Topografia. Modelo Climático.

Topography influence of the Southern Region of Minas Gerais State on the atmospheric variables simulated by RegCM4

ABSTRACT

The Southern Region of the Minas Gerais State (RSMG) has rugged topography, such as the Serra da Mantiqueira. Due to this peculiar feature, in general, climate models with coarse horizontal resolutions may not represent adequately the climate of this region. To identify impacts of RSMG topography on air temperature, precipitation and atmospheric circulation, two high resolution (12 km) numerical experiments were performed using the Regional Climate Model - version 4 (RegCM4): a control simulation (CTRL) and a second one with removed topography (STOPO). The simulation period was from November 2008 to February 2009. Simulated air temperature fields from CTRL were validated against Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), and rainfall against Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ground estimates. Simulated variables were also compared with data from conventional meteorological stations of the National Institute of Meteorology (INMET). Among the results we highlight that average monthly temperatures and precipitation increase, and the circulations of valley and mountain breeze are obliterated with suppressed topography. Keywords: Southern Minas Gerais. Topography. Climate Model.

Introdução

A região sul do estado de Minas Gerais (RSMG) é caracterizada por relevo acidentado, onde se destaca a Serra da Mantiqueira. Segundo o Comitê das Bacias Hidrográficas da Serra da Mantiqueira (CBH-SM, 2015), 10% dessa cadeia montanhosa localiza-se no estado do Rio de Janeiro, 30% em São Paulo e 60% em Minas Gerais. O ponto culminante da Serra da

Mantiqueira é o Pico da Pedra da Mina, com 2.798 metros de altitude, na divisa dos estados de Minas Gerais e São Paulo.

O clima da RSMG é do tipo monção, quente e chuvoso no verão e mais ameno e seco no inverno (Reboita et al., 2010b; Reboita et al., 2014). No verão, o ar quente e úmido é transportado para essa região pelos ventos do setor

oeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e pelo jato de baixos níveis a leste dos Andes (JBN). Esse último transporta ar quente e úmido de origem tropical para os subtrópicos. A interação do escoamento propiciado pelo ASAS e pelo JBN com a convecção local são fatores que podem contribuir para a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é caracterizada por uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste/sudeste, que se estende da bacia Amazônica, passa pelo sudeste do Brasil e alcança o oceano Atlântico Sul (Kousky, 1988). A ZCAS também é influenciada por sistemas frontais que se deslocam de altas para baixas latitudes sobre a América do Sul e oceano Atlântico Sul e que se tornam semi-estacionários ao interagir com ela.

Cardozo et al. (2015) analisaram os sistemas frontais que atingem a América do Sul. Com relação ao Brasil, todas as cidades estudadas mostraram maior ocorrência desses sistemas no inverno e menor no verão. Já Silva et al. (2014), que estudaram somente a RSMG, obtiveram uma média anual de 27 frentes frias nessa região.

No inverno, com a redução das temperaturas, enfraquecimento dos sistemas de monção e a expansão do ASAS para oeste, atingindo a região sudeste do Brasil, o clima da RSMG torna-se seco (Reboita et al., 2014).

A topografia acidentada de uma região afeta a temperatura do ar, umidade e direção e intensidade dos ventos. Áreas com maior elevação possuem temperaturas mais baixas do que aquelas mais próximas ao nível médio do mar (Reboita et al., 2015). A presença de vales e montanhas contribui para o desenvolvimento de circulações de mesoescala, tais como as brisas de vale e de montanha (Souza et al., 2011). Durante o dia, o ar sobre a face das montanhas que estão voltadas para o sol aquece mais rapidamente do que o ar sobre o vale. Nesse caso, surge um gradiente de pressão que aponta do vale para a montanha e origina as chamadas brisas de vale. À noite, o ar da montanha se resfria mais rapidamente do que o ar sobre o vale. Dessa forma, o escoamento se dirigirá da montanha para o vale gerando brisas de montanha (Reboita, et al., 2014). A brisa de vale cria condições propícias para a formação de nuvens e precipitação nas encostas das montanhas.

O efeito da topografia no clima tem sido estudado através de modelagem numérica. Cannon et al. (2017) simularam a topografia asiática sem e com suavização. No primeiro caso foi considerada a resolução horizontal de 6,67 km no *Weather Research and Forecasting* (WRF) *model*. Já no segundo, foi utilizada a resolução de 1,85°x1,25°. No experimento em que a topografia é suavizada,

há redução de 9% do total de precipitação no domínio estudado e de 28% nas regiões mais elevadas, devido à redução dos movimentos ascendentes nas encostas das montanhas. Na América do Sul, estudos como os de Gandu e Geisler (1991), Reboita (2008), Reboita et al. (2012a) e Junquas et al. (2015) mostram que a ausência da Cordilheira dos Andes afeta a intensidade do JBN que se torna mais fraco.

Segundo Johson et al. (1995), o relevo exerce um importante papel sobre a distribuição espacial da precipitação alterando os padrões existentes. Nesse contexto, Grimm et al. (2007) realizaram experimentos na América do Sul diminuindo a umidade do solo desse continente e reduzindo a topografia a 100 metros de altura somente no sudeste do Brasil. Comparando os experimentos em que a umidade do solo é diminuida e considerando uma situação com topografia e outra em que essa é reduzida a 100 m, o experimento em que a topografia é suavizada mostra entre São Paulo e Minas Gerais desvio positivo de precipitação. Os autores mencionam que isso está associado aos ventos de leste/sudeste mais intensos do oceano para o continente no nível de 850 hPa, uma vez que surge uma anomalia anticiclônica entre as costas sul e sudeste do Brasil.

Junquas et al. (2015) também avaliaram o impacto da topografia da América do Sul na circulação atmosférica e precipitação. Esses autores ora suprimiram o Planalto Brasileiro, ora os Andes. Foi observado que ambas as estruturas topográficas exercem um controle sobre a posição e intensidade da ZCAS, através das alterações obtidas nos jatos de baixos níveis e no ramo costeiro do ASAS, o que afeta a precipitação. A remoção do Planalto Brasileiro, da mesma forma que em Grimm et al. (2007), implica na ocorrência de uma anomalia anticiclônica entre as costas sul e sudeste do Brasil que propicia ventos de leste e sudeste mais intensos sobre a RSMG. Ainda no estudo de Junquas et al. (2015) é mostrado convergência do fluxo de umidade integrado na vertical sobre a RSMG (~22°S), quando o experimento sem o planalto é comparado com o controle.

Considerando uma escala mais regional, Campos et al. (2016) realizaram um estudo de caso, entre os dias 16 e 22 de agosto de 2010, das circulações locais induzidas pela topografia no Vale do Paraíba e na Serra da Mantiqueira, através de uma simulação com o modelo WRF. A circulação de brisa foi bem representada pelo modelo sendo evidente em perfis verticais de algumas variáveis atmosféricas. O escoamento ora ascendente e ora descendente nas regiões montanhosas indicou a mudança do sentido da

circulação nas horas do dia com gradientes térmicos mais intensos. Já Pereira e Reboita (2016) estudaram o impacto da topografia do nordeste do Brasil em algumas variáveis atmosféricas através de dois experimentos numéricos com o *Regional Climate Model version* 4 (RegCM4). Num experimento foi mantida a topografia e em outro foi considerada uma superfície ao nível médio do mar. Foi mostrado que a Serra da Borborema não é a responsável pela escassez hídrica no Sertão Nordestino, fato que se deve à circulação atmosférica de grande escala.

Devido às características peculiares da topografia da RSMG, em geral, os modelos climáticos com resoluções horizontais grosseiras não conseguem representar adequadamente o seu clima. Portanto, esse estudo tem como objetivo realizar duas simulações climáticas, em alta resolução (12 km), com o RegCM4 para verificar tanto a performance do modelo em simular as variáveis atmosféricas na RSMG quanto para verificar o impacto da remoção da topografia nas variáveis temperatura do ar, precipitação e na circulação atmosférica.

Material e Métodos

RegCM4

Os Modelos Climáticos Regionais (MCRs) (Dickinson et al., 1989; Giorgi e Mearns, 1999) surgiram no início da década de 1990 na tentativa de melhorar a representação dos processos climáticos locais e regionais. Um desses modelos utilizado grandemente em estudos na América do Sul é o RegCM (Seth e Rojas, 2003; Fernandez et al., 2006; Seth et al., 2007; Rauscher et al., 2007; da Rocha et al., 2009; Reboita et al., 2012b; Krüger et al., 2012; Solman et al., 2013; da Rocha et al., 2014; Reboita et al., 2016; Llopart et al., 2017).

No presente estudo é utilizada a verão 4 do RegCM (RegCM4). A descrição completa desse modelo é apresentada em Giorgi et al. (2012).

Característica das Simulações

Para as simulações, as condições iniciais e de fronteira fornecidas ao RegCM4 foram provenientes da reanálise do *National Center for Environmental Prediction* - NCEP2 (Kanamitsu et al., 2002) com resolução horizontal de 2,5° x 2,5° de latitude por longitude e resolução temporal de 6 horas. Para a temperatura da superfície do mar, utilizou-se o *Optimum Interpolation* (OI) *Sea Surface Temperature* SST-V2 (Reynolds et al., 2002) que é proveniente da *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA). Os dados de superfície foram obtidos do modelo global de elevação digital (DEM) (GTOPO30) com um

espaçamento de grade horizontal de 30 segundos de arco (aproximadamente 1 km). O GTOPO30 foi desenvolvido pelo *United States Geological Survey* (USGS; Loveland et al., 2000).

Foram realizadas duas simulações: uma controle (CTRL) e outra em que a topografia foi removida (STOPO). Nessas, foram utilizadas resolução horizontal de 12 km e vertical de 18 níveis em coordenadas sigma-pressão. O domínio das simulações é apresentado na Figura 1, que inclui a região sudeste do Brasil e parte do oceano Atlântico Sul.

O período das simulações foi de novembro de 2008 a fevereiro de 2009. Entretanto, para as análises, o mês de novembro foi excluido, pois foi considerado como período de *spin-up*, que é para ajuste do ciclo hidrológico (Giorgi e Means, 1999). Escolheu-se o verão de 2008/2009 como período de estudo, por esse não ter apresentado caracteríticas muito anômalas, comparado a outros anos.

É importante salientar que para a realização da simulação STOPO seria importante a utilização de condições de fronteira geradas com uma situação também sem topografia. Entretanto, como não se tinham esses dados (e, por isso, foi usada a reanálise do NCEP), considera-se que o presente estudo inclua uma pequena incerteza devido às condições de fronteira utilizadas.

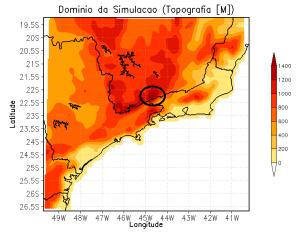


Figura 1 – Domínio da simulação e topografia da região (metros). O círculo em preto mostra a localização dos pontos mais altos da Serra da Mantiqueira.

Os experimentos foram executados com o esquema de parametrização superfície-atmosfera *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS; Dickinson et al., 1993), camada limite planetária de Holtslag (Holtslag et al., 1990) e convecção *cumulus* de Emanuel no oceano e Grell com fechamento Fritsch-Chappell no continente. Nos dois experimentos realizados as especificações do

modelo são iguais, exceto pelo experimento controle (CTRL) incluir a topografia e o outro considerar toda a superfície ao nível médio do mar; esse experimento sem topografia foi denomidado de STOPO. Através da comparação entre ambos os experimentos tem-se como objetivo identificar a influência da topografia nas variáveis atmosféricas.

Uma vez realizada as simulações, essas foram validadas. A temperatura do ar a 2 metros de altura simulada foi comparada com a da reanálise do NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (Saha et al., 2010) que possui resolução horizontal de 0,5° x 0,5° de latitude por longitude. Para tal comparação, a simulação foi interpolada para a mesma grade da reanálise. Para validação da precipitação utilizou-se as estimativas precipitação a cada 3 horas do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (produto 3B42) do GFSC/NASA3, que possui resolução horizontal de 0,25° (Huffman et al., 2007). As simulações da precipitação foram interpoladas para a mesma grade do TRMM. A precipitação e a temperatura do ar também foram comparadas com dados medidos em estações meteorológicas Nacional convencionais do Instituto Meteorologia (INMET) e disponíveis no Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP). Foram utilizadas as estações de Lavras-MG, Lambari-MG, São Lourenço-MG, Campos do Jordão-SP, Mirante Santana-SP, Taubaté-SP, Resende-RJ, Rio de Janeiro-RJ. A Figura 2 e Tabela 1 mostram a localização de cada estação meteorológica.

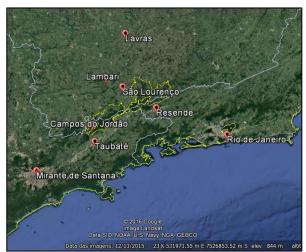


Figura 2 – Localização das estações meteorológicas convencionais do INMET utilizadas no estudo.

A etapa seguinte foi comparar as simulações CTRL e STOPO. Por último, foi elaborado o gráfico do perfil do movimento vertical considerando a latitude de 22,8°S, que

atravessa exatamente os pontos mais altos da Serra da Mantiqueira destacados na Figura 1.

Tabela 1 – Estações convencionais do INMET utilizadas para comparação com as simulações.

(21,75°S; 45°W)
(21,94°S; 45,31°W)
(22,1°S; 45,01°W)
(22,75°S; 45,6°W)
(23,5°S; 46,61°W)
(23,03°S; 45,55°W)
(22.45°S; 44,44°W)
(22,89°S; 43,18°W)

Resultados

Temperatura do Ar e Precipitação

A Figura 3 mostra a média da temperatura do ar a 2 metros de altura no período de dezembro a fevereiro (DJF) da reanálise CFSR, das simulações e a diferença das simulações em relação à reanálise. Também é apresentada a diferença entre os experimentos STOPO e CTRL. Na reanálise CFSR, considerando todo o domínio da Figura 3, a variação espacial da temperatura do ar é de 19° a 26° C, sendo que a região com menor temperatura se localiza nos locais com maior altitude, isto é, na Serra da Mantiqueira (19°C). O experimento CTRL (Figura 3c) simulou o padrão espacial da temperatura do ar similar ao da reanálise, porém com pequenas diferenças nos valores. Este subestima a temperatura do ar em cerca de 0,5°C sobre o oceano; já sobre a RSMG há diferenças variando entre ±0,25°C (Figura 3d). Como a topografia é melhor representada no RegCM4, devido à alta resolução da simulação (12 km) comparada à da reanálise (~50 km), pode ser que as diferenças encontradas na simulação não sejam erros e, sim, uma melhor resposta da temperatura do ar no experimento CTRL à influência da elevação. Isso será verificado na sequência através de comparação da simulação com dados de estações meteorológicas. Quando o experimento STOPO (Figura 3e) é comparado com a reanálise, as temperaturas simuladas são mais elevadas sobre o continente (chegando a 3°C na Serra da Mantiqueira) e menores do que as da reanálise sobre o oceano.

A diferença entre STOPO e CTRL (Figura 3b) indica que numa situação sem topografia, a temperatura do ar seria mais elevada do que na presença dessa, mas que o oceano poderia ficar cerca de 1º C mais frio. Na RSMG foram obtidas

diferenças de até 7° C entre as simulações nas regiões com picos topográficos. Para o aumento da temperatura no STOPO tem-se explicação física, isto é, com a remoção da topografia não há mais o resfriamento associado com a altitude (Ynoue et al., 2017). Pereira e Reboita (2016) realizaram um

experimento numérico similar, mas para a região nordeste do Brasil. Retirando a topografia local, a temperatura aumenta em cerca de 3 a 5° C no sertão nordestino e a umidade específica aumenta cerca de 1 a 2 g/kg no centro da região nordeste.

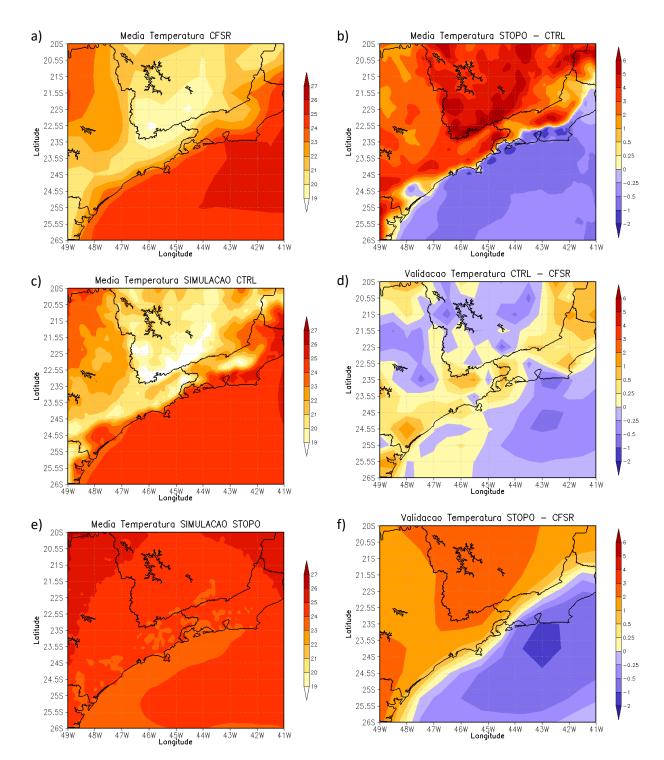


Figura 3 – (a) Média da temperatura do ar a 2 metros de altura na reanálise CFSR [°C],

- (b) diferença da média de temperatura da simulação STOPO CRTL [°C],
- (c) média de temperatura da simulação CRTL [°C],
- (d) diferença da média da temperatura da simulação CRTL CFSR [°C],
- (e) média de temperatura da simulação STOPO [°C] e
- (f) diferença da média da temperatura da simulação STOPO CRSF [°C].

Na Figura 4 tem-se a média da precipitação, em mm/dia, no período de DJF calculada com as estimativas do TRMM e com as duas simulações. Além disso, são apresentadas as diferenças dos experimentos numéricos em relação ao TRMM e a diferença STOPO em relação ao CTRL. O TRMM (Figura 4a) mostra uma variação espacial da precipitação de 9 a 12 mm/dia no estado e Minas Gerais e parte do Rio de Janeiro e uma média menor aos arredores destes. O experimento CTRL, assim como o TRMM, mostra maiores valores de precipitação sobre Minas Gerais e menores sobre o oceano Atlântico Sul. Porém, essa simulação subestima a precipitação no sul de Minas Gerais (de 2 a 3,0 mm/dia), nordeste de São Paulo, parte do Rio de Janeiro e oceano Atlântico, chegando a cerca de 6 mm/dia próximo ao litoral de São Paulo. Com relação ao STOPO (Figura 4e, 4f), esse, comparado ao TRMM, superestima a precipitação no norte do domínio e numa faixa que se estende do norte do domínio, passando pelo Rio de Janeiro e chegando ao oceano Atlântico. Esse padrão também é obtido quando calculada a diferença STOPO-CTRL (Figura 4b) e sugere que na ausência de topografia, a ZCAS esteja mais fortalecida, uma vez que os maiores valores de precipitação ocorrem justamente na posição desse sistema atmosférico. Tal resultado será novamente abordado na seção circulação atmosférica.

Os experimentos numéricos também foram validados através de comparação com dados medidos em estações meteorológicas do INMET e dados pontuais da reanálise do CFSR (Figura 2, Tabela 1). As Tabelas 2 e 3 mostram as médias da temperatura do ar e da precipitação acumulada, respectivamente, em cada mês do verão. O experimento CRTL subestimou a temperatura média mensal (em geral, 2° C) na maioria das cidades, em relação as estações do INMET, e o erro foi menor em relação aos dados de reanálise, exceto para Taubaté que o modelo concordou mais com os dados medidos.

Para a cidade de Campos do Jordão, foram simuladas temperaturas mais altas do que o observado. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2016), a cidade de Campos do Jordão é a mais alta do Brasil, localizada na Serra da Mantiqueira, com 1628 metros de altitude, o que colabora para que ela seja a mais fria do país. Como, em geral, o CTRL foi mais frio do que as observações, mas similar em valores à reanálise CFSR, isso indica que tal reanálise também é mais fria na RSMG (Figura 3a).

Também são mostradas as diferenças do experimento STOPO em relação ao registrado nas estações do INMET e dos dados pontuais da reanálise. Em todas as cidades, as temperaturas simuladas são maiores do que as das estações e as da reanálise, em cerca de 3°C, mostrando que na ausência de topografia a temperatura é mais elevada.

Com relação ao total mensal de precipitação (Tabela 3), de forma geral, há superestimativas pelas duas simulações em relação ao medido nas estações do INMET; ainda ressaltase que, a simulação STOPO apresenta valores superior ao da simulação CRTL. muito Comparando a simulação CRTL com os dados pontuais de reanálise, o erro percentual é relativamente que menor. Para o mês de dezembro, a simulação CRTL teve melhor resultado na cidade de Lambari, pois a superestimativa foi de apenas 4,6% do total observado da precipitação, em relação a reanálise, o melhor resultado foi na cidade de Campos do Jordão, que teve superestimativa de apenas 0,8%. Já a maior diferença entre modelo e estação ocorreu na cidade do Rio de Janeiro onde a superestimativa foi 82,6%, enquanto entre modelo e reanálise foi 32,3% em São Lourenço. Considerando o STOPO, a maior diferença em relação ao INMET também ocorreu na cidade do Rio de Janeiro, pois a superestimativa foi de 577,7%, significando que o medido foi 130,7 mm e o simulado 885,7 mm, já a reanálise apresentou um valor de 226,2 mm, resultando em um erro percentual de 291,5%.

Em janeiro, a simulação CRTL. comparado as estações do INMET, subestimou a precipitação em três cidades: São Paulo, Resende e Rio de Janeiro e superestimou nas outras. Comparando CRTL com reanálise, a simulação subestimou a precipitação em: Lavras, São Paulo e Rio de Janeiro. Em relação à simulação STOPO a maior diferença foi na cidade de Taubaté com uma superestimativa de 192,7% entre modelo e estação e 129,3% entre modelo e reanálise. No mês de fevereiro, a simulação CRTL, em relação as estações, teve superestivativas em quatro cidades e subestimativas também em quatro cidades; e em relação a reanálise teve superestimativas em apenas três cidades. A simulação STOPO em fevereiro superestimou a precipitação em todas as cidades, exceto em Resende.

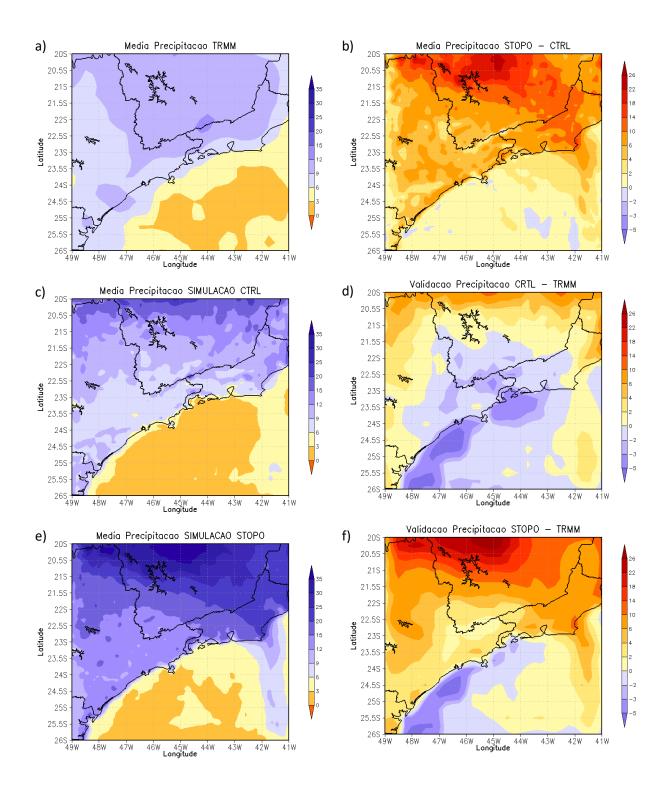


Figura 4 – (a) Média da precipitação do TRMM [mm/dia],

- (b) diferença da média de precipitação da simulação STOPO CRTL [mm/dia],
- (c) média de precipitação da simulação CRTL [mm/dia],
- (d) diferença da média da precipitação da simulação CRTL TRMM [mm/dia],
- (e) média de precipitação da simulação STOPO [mm/dia] e
- (f) diferença da média da precipitação da simulação STOPO TRMM [mm/dia].

TABELA 2 – Média de temperatura do ar (°C) nas estações meteorológicas do INMET e da reanálise CFSR; e comparação com as simulações CRTL e STOPO em dezembro, janeiro e feveiro. O Erro% indica o erro percentual da simulação em relação aos dados do INMET(CFSR). Cálculo: ((simulação/INMET(CFSR))*100)-100.

*Os locais não preenchidos da tabela são devido a dados faltantes das estações meteorológicas.

MÉDIA MENSAL DA TEMPERATURA DO AR (°C)

	DEZEMBRO								JANEIRO					FEVEREIRO						
	INMET	CFSR	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%	INMET	CFSR	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%	INMET	CFSR	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%		
Lavras (MG)	21,49	19,30	19,22	-10,6 (-0,4)	23,70	10,3 (22,8)	22,21	19,45	19,89	-10,4 (2,3)	24,72	11,3 (27,1)	23,28	19,88	20,35	-12,6 (2,4)	25,00	7,4 (25,8)		
Lambari (MG)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	=	-		
São Lourenço (MG)	20,86	18,50	19,27	-7,6 (4,2)	23,82	14,2 (22,8)	21,13	18,93	19,70	-6,8 (4,1)	24,83	17,5 (31,2)	22,03	19,32	20,34	-7,7 (5,3)	25,15	14,2 (30,2)		
Campos Jordão (SP)	-	-	-	-	-	-	16,56	18,81	18,11	9,4 (-3,7)	24,16	45,9 (28,4)	17,92	19,60	19,19	7,1 (-2,1)	24,54	36,9 (25,2)		
Mirante Santana (SP)	21,25	19,23	19,99	-5,9 (4,0)	24,00	12,9 (24,8)	22,40	20,41	20,29	-9,4 (-0,6)	24,34	8,7 (19,3)	23,72	21,46	21,64	-8,8 (0,8)	25,65	8,1 (19,5)		
Taubaté (SP)	22,06	18,22	20,71	-6,1 (13,7)	23,51	6,6 (29,0)	23,03	19,22	21,65	-6,0 (12,6)	24,36	5,8 (26,7)	24,02	20,03	22,66	-5,7 (13,1)	24,75	3,0 (23,6)		
Resende (RJ)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Rio de Janeiro (RJ)	25,66	23,82	23,70	-7,6 (-0,5)	23,35	-9,0 (-2,0)	27,52	26,05	25,14	-8,6 (-3,5)	24,54	-10,8 (-5,8)	28,91	26,68	25,70	-11,1 (-3,7)	24,76	-14,4 (-7,2)		

TABELA 3 – Total mensal de precipitação (mm) nas estações meteorológicas do INMET e da estimativa de precipitação do TRMM; e comparação com as simulações CRTL e STOPO em dezembro, janeiro e feveiro. O Erro% indica o erro percentual da simulação em relação aos dados do INMET(TRMM). Cálculo: ((simulação/INMET(TRMM))*100)-100.

TOTAL MENSAL DE PRECIPITAÇÃO (mm)

	DEZEMBRO									JANEIRO					FEVEREIRO				
	INMET	TRMM	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%	INMET	TRMM	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%	INMET	TRMM	CRTL	Erro%	STOPO	Erro%	
Lavras (MG)	419,4	394,6	476,1	13,5 (20,6)	638,3	52,2 (61,7)	320,5	343,7	332,8	3,8 (-3,2)	691,6	115,8 (101,2)	181,7	240,9	130,8	-28,0 (-45,7)	376,6	107,3 (56,3)	
Lambari (MG)	261,0	358,0	273,0	4,6 (-23,7)	584,7	124,0 (63,3)	308,4	314,8	440,2	42,8 (39,8)	614,3	99,2 (95,1)	296,0	257,6	346,7	17,1 (34,6)	356,0	20,3 (38,2)	
São Lourenço (MG)	229,9	307,5	406,9	77,0 (32,3)	630,9	174,5 (105,2)	277,2	303,0	360,4	30,0 (18,9)	674,9	143,5 (122,8)	270,0	287,2	315,8	17,0 (10,0)	388,5	43,9 (35,3)	
Campos Jordão (SP)	264,0	316,6	319,1	20,9 (0,8)	485,2	83,8 (53,3)	315,4	317,5	385,1	22,1 (21,3)	713,4	126,2 (124,7)	341,9	298,3	302,2	-11,6 (1,3)	431,3	26,2 (44,6)	
Mirante Santana (SP)	220,2	267,2	253,4	15,1 (-5,2)	587,1	166,6 (119,7)	351,8	334,6	263,5	-25,1 (-21,2)	629,5	78,9 (88,1)	200,2	246,2	223,5	11,7 (-9,2)	371,4	85,5 (50,8)	
Taubaté (SP)	297,0	287,6	323,7	9,0 (12,6)	326,9	10,1 (13,6)	226,1	288,6	360,0	59,2 (24,7)	661,7	192,7 (129,3)	339,9	264,2	229,7	-32,4 (-13,1)	423,9	24,7 (60,5)	
Resende (RJ)	213,6	409,0	367,2	71,9 (-10,2)	622,5	191,5 (52,2)	334,2	324,7	325,8	-2,5 (0,3)	641,6	92,0 (97,6)	358,0	368,1	167,3	-53,3 (-54,5)	322,3	-10,0 (-12,5)	
Rio de Janeiro (RJ)	130,7	226,2	238,7	82,6 (5,5)	885,7	577,7 (291,5)	211,2	201,5	162,0	-23,3 (-19,6)	332,3	57,4 (64,9)	76,9	133,9	109,0	41,8 (-18,5)	198,5	158,1 (48,2)	

Circulação Atmosférica em 900 e 850 hPa

Para o entendimento da ocorrência de maiores volumes de precipitação no STOPO comparado ao CTRL (Figura 4), foram construídos campos médios da direção e intensidade do vento e divergência de massa em 850 hPa (Figura 5a-b) e da direção e intensidade do vento e umidade relativa em 900 hPa (Figura 5c-d) nos meses de verão às 18 Z (Figura 5). A circulação em 850 hPa pode mostrar a assinatura do jato de baixos níveis enquanto a em 900 hPa, os ventos do setor oeste do ASAS atuando na região em estudo.

Em 900 hPa (Figura 5c-d), o STOPO simulou em todo o domínio maior quantidade de umidade relativa e ventos com direção diferente do CTRL em alguns setores. Entre 43° -41° W há ventos com circulação anticiclônica no STOPO; já no CTRL isso só ocorre no nordeste do domínio. Portanto, sugere-se que no STOPO (Figura 5d) os ventos do setor oeste do ASAS possam transportar mais facilmente a umidade do oceano para o continente contribuindo para a precipitação. Embora o domínio utilizado nas simulações do presente estudo seja menor do que o de Grimm et al. (2007) e Junquas et al. (2015), os resultados concordam com o destes autores que ressaltam a maior atuação dos ventos do setor oeste do ASAS sobre o sudeste do Brasil quando a topografia deste é suprimida.

A cerca de 23° S e 45° W, no Vale do Paraíba e arredores, a umidade relativa no CTRL (Figura 5c) é menor na região do vale e mais acentuada na região de topografia elevada bem como os ventos são mais fracos no vale e, embora desorganizados, já há setores com ventos indo do vale para as encostas das montanhas. Isso está relacionado com a brisa de vale que começa a se tornar predominante no período da tarde (já que a figura se refere ao horário das 18Z). Com a remoção da topografia (Figura 5d) não há suporte para a circulação de brisa e, portanto, isso não aparece no STOPO. Outra característica do STOPO é a ocorrência de ventos mais intensos no centro do domínio que se dirigem de Minas Gerais para São Paulo.

Em 850 hPa, os ventos no STOPO (Figura 5b) são de noroeste sugerindo que sejam provenientes do interior do continente e, consequentemente, podem estar associados com o jato de baixos níveis a leste dos Andes e que transporta calor e umidade dos trópicos para maiores latitudes. Já no CTRL esse padrão não ocorre e há ventos de norte no setor oeste do domínio e de nordeste entre o centro e o leste do domínio, a norte de 22,5° S. No STOPO há uma grande área no norte do domínio com convergência

de massa o que não é simulado no CTRL, portanto, outro mecanismo que pode estar contribuindo para a ascensão do ar e para a formação de nuvens no STOPO.

De forma resumida, a maior ocorrência de precipitação STOPO pode estar associada com o escoamento do oceano para o continente em 900 hPa e com o escoamento do interior do continente para o sul de Minas Gerais em 850 hPa e com a região de maior convergência de massa em 850 hPa presente no norte do domínio. Esses mecanismos são importantes também para o descritos estabelecimento da ZCAS. Entretanto, devido ao tamanho reduzido do domínio em estudo não é possível afirmar que a ZCAS seja intensificada no caso da inexistência de topografia no sudeste do Brasil. Além disso, Junquas et al. (2015) mencionam que na ausência do Planalto Brasileiro, a ZCAS se desloca para sudoeste, contribuindo para menos precipitação em São Paulo e RSMG. Mas, por outro lado, a precipitação nesses locais é elevada devido à convergência de jatos em baixos níveis no interior do continente com os ventos do setor oeste do ASAS.

Movimento Vertical

Foi calculada a velocidade do movimento vertical (ômega) em cada mês do verão 2008/2009, mas por brevidade aqui só é mostrada a média do mês de dezembro (Figura 6). Para cada mês, foi elaborado o perfil da velocidade vertical média nos horários sinóticos 00, 06, 12 e 18 Z para os experimentos CRTL e STOPO.

O campo de velocidade vertical (Pa/s) apresenta valores positivos (em tons de vermelho nas figuras) para os movimentos descendentes na atmosfera e valores negativos (azuis) para os movimentos ascendentes. Com isso, é possível identificar as regiões propícias ao desenvolvimento de circulações de mesoescala na região de topografia acidentada.

No mês de dezembro, há movimento descendente na encosta das montanhas bem pronunciado às 06Z (Figura 6c). Nos horários 00 Z e 12 Z (Figura 6d-e) também se observa movimento descendente, mas com menor intensidade do que às 06 Z. Às 18 Z (Figura 6g), o movimento dominante na encosta é ascendente. Essa inversão de movimento descendente para ascendente é uma provável configuração da brisa de montanha e de vale, respectivamente.

Os meses de janeiro e fevereiro apresentam resultados similares aos descritos em dezembro, com movimentos descendentes na encosta das montanhas, principalmente nos horários 00, 06 e 12

Z. Já no horário das 18 Z, os movimentos predominantes são ascendentes.

As análises realizadas indicam que os movimentos descendentes ocorrem às 00, 06 e 12 Z, que são horários noturnos e do início da manhã (21, 03 e 09 horas local), o que condiz com o horário propício às brisas de montanha (ar descendo a encosta). Vale ressaltar que o horário com maior movimento descendente é às 06 Z que caracteriza o horário da madrugada, quando o resfriamento da superfície é intenso. O horário sinótico das 18 Z (que representa 15 horas local) é o horário de intenso aquecimento do ar das encostas, o que favorece o escoamento do vale para encostas das montanhas (movimentos ascendentes), ou seja, a brisa de vale.

As brisas de vale e de montanha são componentes de um padrão de vento diurno; o estabelecimento desses sistemas é caracterizado por mudanças nos campos de temperatura, umidade e vento. Reboita et al. (2012a) fizeram um estudo para caracterizar a ocorrência de brisa de vale e montanha na cidade de Itajubá (MG) e os

resultados mostraram que a brisa de montanha é mais duradoura. Fato que provavelmente está associado à influência do efeito térmico da cidade nos gradientes horizontais de temperatura entre a região montanhosa e o centro urbano.

Removendo a topografia no experimento STOPO (Figuras 6-8 b, d, f), nota-se uma descaracterização da circulação de brisa de vale e de montanha quando comparado ao experimento CTRL (Figuras 6-8 a, c, e). Entretanto, no STOPO o sinal das circulações de brisa não desaparece totalmente, pois como mencionado metodologia, o RegCM4 foi dirigido por condições de fronteira que guardam o impacto da topografia e, isso, pode causar uma certa influência na simulação. No horário das 06 Z (Figura 6d) fica evidente o enfraquecimento do movimento descendente em baixos níveis, e em altos níveis há apenas movimentos ascendentes. Às 12 Z (Figura 6f) não são simulados movimentos descendentes quando a topografia é retirada.

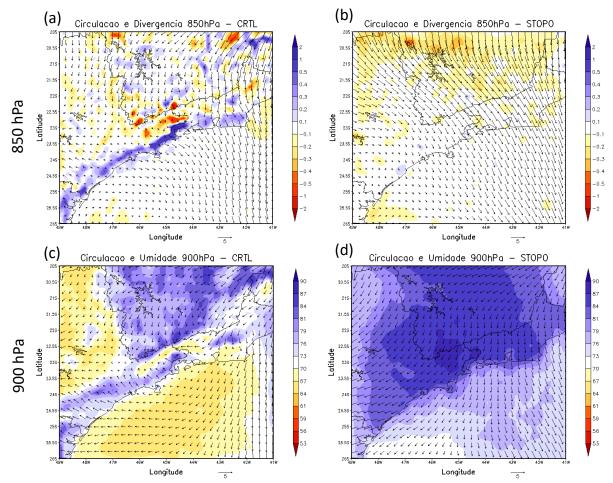


Figura 5 - (a) e (b) Direção e intensidade dos ventos (m/s, setas) e divergência de massa (x 10⁻⁵) em 850 hPa onde cores em azul correspondem à divergência e as cores em vermelho, à convergência; (c) e (d) direção e intensidade dos ventos (m/s, setas) e umidade relativa (%, cores) em 900 hPa. Todos os painéis se referem ao valor médio do verão 2008/2009 às 18 Z. O lado esquerdo corresponde ao experimento CTRL e o da direita, ao STOPO.

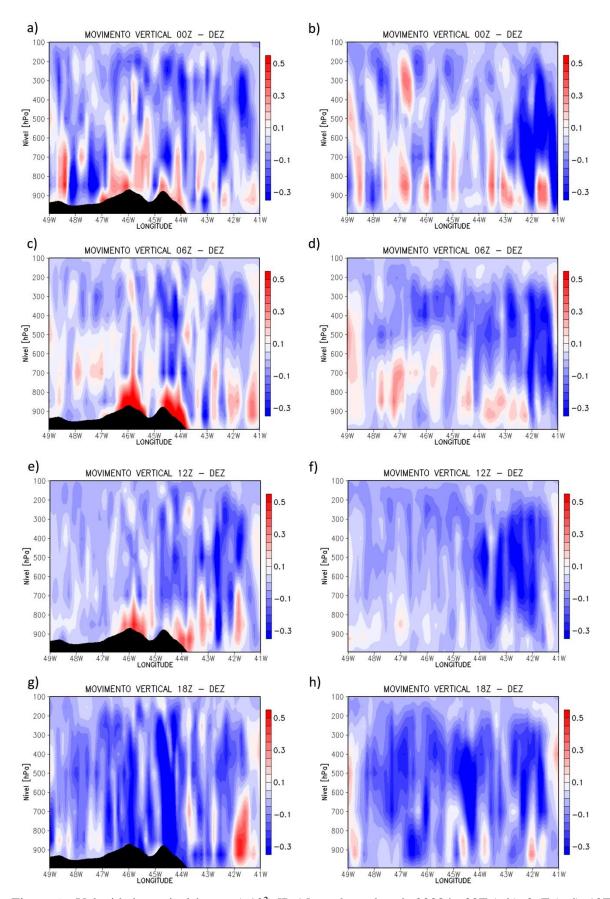


Figura 6 – Velocidade vertical ômega (x10²) [Pa/s] em dezembro de 2008 às 00Z (a,b), 06Z (c,d), 12Z (e,f) e 18Z (g,h) nos experimentos CTRL (coluna da esquerda) e STOPO (coluna da direita).

Conclusões

Este estudo teve como objetivo analisar a influência da topografia na temperatura do ar, precipitação e circulação local da RSMG. Para tanto, foram realizadas duas simulações com o modelo regional RegCM4, em alta resolução (12 km). Uma simulação foi a controle (CTRL) e outra suprimindo a topografia (STOPO).

O desempenho do modelo RegCM4 em simular a temperatura do ar e a precipitação foi analisado a partir da comparação com a reanálise CFSR, com as estimativas de precipitação do TRMM e com dados de estações meteorológicas do INMET. Com relação à temperatura do ar, o experimento CRTL representou bem o padrão espacial dessa variável mas subestimou em até 1º C a temperatura sobre a região da Serra da Mantiqueira quando comparado com a reanálise CFSR. Entretanto, quando o experimento CTRL é comparado com dados do INMET verifica-se que a simulação, no geral, subestima a temperatura do ar na RSMG, exceto para Campos do Jordão. O experimento CTRL, assim como o TRMM, mostra maiores valores de precipitação sobre Minas Gerais e menores sobre o oceano Atlântico Sul. A simulação CTRL representou bem o padrão espacial de distribuição de precipitação, em relação as estimativas do TRMM, apenas subestima a precipitação (de 2 a 3,0 mm/dia), no sul de Minas Gerais, nordeste de São Paulo e parte do Rio de Janeiro.

Comparando os experimentos CRTL e STOPO, a temperatura do ar na RSMG no STOPO aumenta em cerca de 3°C; já nas regiões de picos elevados esse valor chega a 7°C. Isso se deve ao fato de que quando se retira a topografia, não há mais o resfriamento com a altitude como na simulação CRTL.

Se suprimir a topografia, o STOPO se torna mais chuvoso em cerca de 5 a 10 mm/dia. Com a retirada da topografia, acreditava-se, inicialmente, que a precipitação poderia reduzir devido à ausência de circulações de brisa, mas isso não ocorreu. Da mesma forma que nos estudos de Grimm et al. (2007) e Junquas et al. (2015), o aumento da precipitação no STOPO está associado com o jato de baixos níveis do interior do continente e com o transporte de umidade do oceano Atlântico pelo setor oeste do ASAS para a RSMG.

Esse estudo também mostrou a configuração de brisa vale e montanha através de perfis verticais da variável ômega. Foram elaborados perfis para cada horário sinótico considerando os valores médios de cada mês do

verão separadamente. O escoamento da montanha em direção ao vale é registrado às 00, 06 e 12 Z, que são horários noturnos e do início da manhã, quando o ar nas encostas das montanhas está relativamente mais frio do que o ar no vale adjacente. Já os movimentos ascendentes são bem caracterizados às 18 Z, quando o ar nas encostas das montanhas é mais quente do o ar no vale adjacente. Esses resultados indicam que a brisa de montanha é mais duradoura que a de vale. Quando a topografia foi removida na simulação, a circulação de brisa enfraquece, mas não desaparece totalmente, por influência das condições de fronteira que foram aninhadas ao modelo regional.

Por fim, ressalta-se que o RegCM4 é hábil em representar as variáveis atmosféricas no sudeste do Brasil e que a ausência de topografia causa aumento da temperatura do ar e precipitação na RSMG.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao NCEP, ECMWF e TRMM pela disponibilização dos dados, ao ICTP pelo modelo RegCM e ao CNPq, CAPES e FAPEMIG pelo apoio financeiro.

Referências

Campos, B., Reboita, M., Carvalho, V., Dias, C., 2016. Circulações Locais Induzidas pela Topografia no Vale do Paraíba e na Serra da Mantiqueira: um estudo de caso para o período entre os dias 16 e 22 de agosto de 2010. Revista Brasileira de Geografia Física 9, 753-765.

Cannon, F., Carvalho, L. M. V., Jones, C., Norris, J., Bookhagen, B., Kiladis, G. N., 2017. Effects of topographic smoothing on the simulation of winter precipitation in High Mountain Asia. Journal of Geophysical Research Atmosphere, 122, 1456-1474.

Cardozo, A. B., Custódio, I. S., Reboita, M. S., Garcia, S. R., 2015. Climatologia de Frentes Frias na América do Sul e sua Relação com o Modo Anular Sul. Revista Brasileira de Climatologia 17, 9-29.

CBH – SM. Comitê das Bacias Hidrográficas da Serra da Mantiqueira, 2015. Serra da Mantiqueira. Disponível em: http://www.comitesm.sp.gov.br/serramantiquei ra.php/. Acesso em: 30 maio 2017.

da Rocha, R. P., Morales, C. A., Cuadra, S. V., Ambrizzi, T., 2009. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over

- South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. Journal of Geophysical Research 114, D10108.
- da Rocha, R. P., Reboita, M. S., Dutra, L. M. M., Llopart, M. P., Coppola, E.,2014. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. Climatic Change125,95-109.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., Bates, G. T., 1989. A regional climate model for the 522 western United States. Climatic Change 15. 383–422.
- Dickinson, R., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P., 1993. Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. University Corporation for Atmospheric Research.
- Fernandez, J. P. R., Franchito, S. H., Rao, V. B., 2006. Simulation of summer circulation over South America by two regional climate models. Part I. Mean climatology. Theor Appl Climatol 86, 247–260.
- Gandu, A. W., Geisler, J. E., 1991. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. J. Atmos. Sci. 48, 1822–1836.
- Giorgi, F., Mearns, L., 1999. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. J Geophys Res 104, 6335–6352.
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey, A. S, Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan, L. C., Brankovic, C., 2012. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. Clim Res 52, 7–29.
- Grimm, M. A., 2007. Connection between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil. American Meteorological Society 20, 5929-5945.
- Holtslag, A. A. M., Bruijn, E. I. F. D., Pan, H. L. 1990. A High Resolution Air Mass

- Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting. Monthly Weather Review 118, 1561-1575.
- Huffman, G., Bolvin, D., Nelkin, E., Wolff, D., Adler, R., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K., Stocker. E., 2007. "The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales." Journal of Hydrometeorology 8, 38–55.
- Johnson, G.L., C.L Hanson., 1995. Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over a mountainous watershed. J. Appl. Meteor 34, 68-87.
- Junquas, C., Li, L., Vera, C. S., Le Treut, H., Takahashi, K., 2015. Influence of South America orography on summer time precipitation in Southeastern South America. Clim Dyn. 46, 3941–3963.
- Kanamitsu, M., Ekisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.–K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., and Potter, G. L., 2002. NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), B. Amer. Meteorol. Soc.83, 1631–1643.
- Kousky, V. E., 1988. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. Revista Brasileira de Meteorologia 3, 217-231.
- Krüger, F., Da Rocha, R., Reboita, M., Ambrizzi, T., 2012. RegCM3 nested in HadAM3 scenarios A2 and B2: projected changes in extratropical cyclogenesis, temperature and precipitation over the South Atlantic Ocean. Climatic Change 113, 599–621.
- Llopart, M., Da Rocha, R. P., Reboita, M. S., Cuadra, S., 2017. Sensitivity of simulated South America climate to the land surface schemes in RegCM4. Climate Dynamics 48, 1-12.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown J. F., Ohlen. D. O., Zhu, J., Yang, L., Merchant, J. W., 2000. Development of a global land cover characteristics database and IGB6 DISCover from the 1 km AVHRR data. Int. J. Remote Sensing 21, 1303–1330.
- Pereira, H., Reboita, M. S., 2016. The influence of topography in the atmospheric circulation over the northeastern Brazil simulated with RegCM4. Anais 7^a Conferência Sul em

- Modelagem Computacional. Rio Grande, RS, Brasil
- Rauscher, S. A., Seth, A., Liebmann, B., Qian, J. H., Camargo, S. J., 2007. Regional climate model–simulated timing and character of seasonal rains in South America. Monthly Weather Review 135, 2642–2657.
- Reboita, M. S., 2008. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese (Doutorado). São Paulo, IAG-USP.
- Reboita, M. S., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Sugahara S., 2010a. South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). Climate Dynamics 35, 1331-1347.
- Reboita, M. S., Gan, M. A., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., 2010b. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. Revista Brasileira de Meteorologia 25, 185-204.
- Reboita, M. S., Krusche, N., Ambrizzi, T., Rocha, R. P., 2012a. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. Terra E Didática 8, 34-50.
- Reboita, M. S., Rocha, R. P., And Ambrizzi, T., 2012b. Dynamic and climatological features of cyclonic developments over Southwestern South Atlantic Ocean. Horizons in Earth Science Research 6, 135–160.
- Reboita, M. S., Assireu, A., Silva, L. C., Rios, N., 2014. Evidências de Circulação de Brisa Vale-Montanha na Serra da Mantiqueira: Cidade de Itajubá, MG. Ciência e Natura 36, 61-71.
- Reboita, M. S., Rodrigues, M., Silva, L. F., Alves, M. A., 2015. Aspectos climáticos do estado de Minas Gerais. Revista Brasileira de Climatologia 17, 209-229.
- Reboita, M. S., Dutra, L. M. M., Dias, C, G, 2016. Diurnal cycle of precipitation simulated by RegCM4 over South America: present and future scenarios. Climate Research 70, 39-55.

- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., Wang, W., 2002. An improved in situ and satellite SST analysis. J. Climate 15, 1609–1625.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. and Liu, H., 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society 91, 1015-1057.
- Seth, A., Rojas, M., 2003. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for tropical South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. J Climate 16, 2437-2453.
- Seth, A., Rauscher, S. A., Carmago, S. J., Qian, J. H., Pal, J. S., 2007. RegCM3 regional climatologies using reanalysis and ECHAM global model driving fields. Climate Dyn. 28, 461–480.
- Silva, L. J., Reboita, M. S., Da Rocha, R. P., 2014. Relação da Passagem de Frentes Frias na Região Sul de Minas Gerais (RSMG) com a Precipitação e Eventos de Geada. Revista Brasileira de Climatologia 14, 229-246.
- Solman, S. A., Sanchez, E., Samuelsson, P., da Rocha, R. P., Li, L., Marengo, J., Pessacg, N. L., Remedio, A. R. C., Chou, S. C., Berbery, H., Le Treut, H., de Castro, M., Jacob, D., 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. Clim Dyn 41, 1139–1157.
- Souza, L. R., Amanajás, J. C., Silva, A. P. N., Braga, C. C., Correia, M. F., 2011. Determinação de padrões espaço-temporal e regiões homogêneas de precipitação pluvial no estado de Minas Gerais. Engenharia Ambiental, Espírito Santo do Pinhal 8, 265-280.
- Ynoue, R. Y., Reboita, M. S., Ambrizzi, T., Silva, G. A. M., 2017. Meteorologia: noções básicas, 1 ed. Oficina de Textos, São Paulo.