



Sensibilidade do Modelo WRF a Escolha de Parametrizações para Simulações no Estado do Rio Grande do Sul no Ano de 2014

WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization for Simulations Over State of Rio Grande do Sul in 2014

Ricardo Antonio Mollmann Junior¹; Gabriel Bonow Münchow¹;
Rita de Cássia Marquês Alves¹ & Osvaldo Luiz Leal de Moraes²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Av. Bento Gonçalves, 9500 - Campus do Vale - Setor 5m - 91501-970 Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil

²Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais, Estrada Doutor Altino Bondesan, 500 - Distrito Eugênio de Melo, São José dos Campos - São Paulo, Brasil
E-mails: mollmannr@gmail.com; gabrielbmw@gmail.com; rita.cma@terra.com.br; osvaldo.moraes@cemaden.gov.br

Recebido em: 10/05/2018 Aprovado em: 17/10/2018

DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2018_3_580_591

Resumo

Neste estudo foi realizado um teste de sensibilidade a partir da mudança das parametrizações nas simulações do modelo de mesoescala Weather Research and Forecast nas estações do ano do verão e inverno de 2014 sobre o Estado do Rio Grande do Sul. Para este propósito, foram configuradas seis simulações experimentais com diferentes combinações de parametrizações, sendo alternadas em relação a complexidade para o tratamento de suas físicas de cumulus, microfísica de nuvens e radiação solar, e subdivididos em dois grupos, dos quais diferem com relação as parametrizações de Camada Limite Planetária (CLP) – os esquemas Yonsei University (YSU) e Mellor-Yamada-Janjic (MYJ). Foram avaliadas as variáveis meteorológicas velocidade do vento a 10m e temperatura do ar a 2m simuladas pelo modelo, e comparadas a partir do cálculo estatísticos dos erros sistemático (bias) e total (RMSE), com dados históricos de estações meteorológicas do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Os resultados mostraram que o modelo foi sensível à alteração dos esquemas físicos tanto nas análises horárias quanto nas sazonais. Sendo observadas sensibilidades com relação a complexidade dos esquemas, mas principalmente a partir da alteração dos esquemas de CLP. Os experimentos (EXP) configurados com o esquema YSU mostraram na média bias positivo (quente) durante as duas estações do ano, enquanto os EXP com o MYJ tiveram na média bias negativo (frio) no verão e positivo (quente) no inverno. Nos cálculos dos erros sistemáticos da velocidade do vento houve superestimativas em todos os EXP, porém com maior acúmulo durante o período noturno. Considerando os resultados dos índices, foi verificado que a combinação entre as físicas mais complexas convectivas e radiativas somado ao esquema de CLP com fechamento não-local, YSU representou melhor o estado atmosférico do Rio Grande do Sul durante o verão e o inverno de 2014.

Palavras-chave: WRF; modelagem numérica; parametrização; Camada Limite Planetária

Abstract

In this study, a sensitivity test was performed, based on the change of parameterizations in the simulations of the mesoscale model Weather Research and Forecast in the 2014 summer and winter of on the State of Rio Grande do Sul. For this purpose, six experiments were configured with different combinations of parameterizations, alternating with complexity for the treatment of cumulus physics, cloud microphysics and solar radiation, and subdivided into two groups, which differ in relation to the Planetary Boundary Layer (PBL) parameterization – the Yonsei University (YSU) and Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) schemes. The meteorological variables wind speed at 10m and air temperature at 2m were simulated and compared from the systematic errors (bias) and total errors (RMSE) calculation, with historical data from meteorological stations of the Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) of the Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). The results showed that the model was sensitive to the alteration of the physical schemes in both the hourly and seasonal analyzes. Sensitivities were observed regarding the complexity of the schemes, but mainly from the change in CLP schemes. Experiments (EXP) with the YSU scheme showed a positive (hot) mean bias during the two seasons of the year, while the MYJ experiments had negative bias (cold) in summer and positive (warm) bias in winter. In the calculations of the systematic errors of the wind speed there were overestimations in all the experiments, but with greater accumulation during the nocturnal period. Considering the results of the indices, it was verified that the combination between the more complex convective and radiative physics added to the CLP scheme with nonlocal closure YSU, represented better the atmospheric state in Rio Grande do Sul state during summer and winter of 2014.

Keywords: WRF; numerical modelling; parameterization; planetary boundary layer

1 Introdução

O modelo atmosférico *Weather Research and Forecast* (WRF) é um sistema de modelagem numérica do tempo para mesoescala. Pode ser utilizado tanto em sistemas operacionais de previsão do tempo quanto para aplicação em estudos atmosféricos. A pluralidade das aplicações é possível devido a presença de múltiplas opções físicas (parametrizações) e dinâmicas do WRF, sendo possível utilizar o modelo para simulações em diferentes localidades geográficas e configurações de escala. Dessa forma, a escolha dos melhores conjuntos de opções físicas para a região e período considerado, tornam-se uma importante etapa em simulações numéricas do tempo (Mohan & Bhati, 2011).

Atualmente, os modelos atmosféricos de previsão numérica do tempo operam variando sua resolução horizontal de 1 a 100 km (Cuchiara *et al.*, 2014). Entretanto, a resolução espacial de 1 km não é suficiente para a resolver de forma explícita todos os processos físicos nas mesmas escalas dos movimentos atmosféricos, dos quais os efeitos devem estar inclusos nos modelos numéricos para uma previsão confiável. Dentre os processos físicos parametrizados estão os movimentos turbulentos, os quais são tratados em escala de sub-grade e alteram a mistura turbulenta, afetando, assim, o estado da Camada Limite Planetária (CLP). As parametrizações de CLP são responsáveis por representar os impactos dos movimentos turbulentos em escala de sub-grade, resolvidos em escala de grade mais grossa, tal como para a temperatura potencial, razão de mistura do vapor d'água e o vento (Cuchiara *et al.*, 2014).

Diversas pesquisas avaliaram e vêm avaliando, em distintas regiões do globo, a sensibilidade das variáveis em superfície a partir da alteração das parametrizações do modelo WRF. Estes estudos, muitas vezes são a primeira etapa de uma determinada aplicação, seja para a implementação do modelo de forma operacional, seja para início de estudos de caso com simulação numérica de fenômenos ou condições atmosféricas. Como desenvolvido por Ruiz *et al.* (2010), em que avaliaram as saídas do modelo na América do Sul (AS), mais especificamente no Nordeste da Argentina, Uruguai, Sul e Centro-oeste do Brasil, Paraguai e uma pequena área da Bolívia.

Os autores identificaram que os erros nas simulações dos ventos em superfície diminuíram a intensidade dos jatos de baixos níveis, reduzindo a advecção de calor e umidade, resultando em subestimação da simulação das chuvas no sudeste da AS. O estudo de Efstathiou *et al.* (2013) investigou a sensibilidade das parametrizações de CLP com fechamento não local YSU e com fechamento local MYJ, do WRF durante um período convectivo com diferentes esquemas de microfísica de nuvens. E constataram que o esquema MYJ produziu mistura vertical insuficiente, o que ocasionou no confinamento da umidade nos níveis mais baixos do modelo, diminuindo assim a precipitação superficial, comparado com a simulação configurada com o esquema YSU. Mohan & Bhati (2011), ao avaliarem variáveis em superfície e perfil vertical de simulações do modelo WRF utilizando diferentes parametrizações, observaram melhor desempenho na simulação da temperatura e umidade relativa do ar quando utilizados os esquemas de CLP *Asymmetric Convective Model* (ACM) e de LSM Pleim–Xiu, enquanto que para a representação da direção e velocidade do vento a simulação com o esquema de CLP de Yonsei University (YSU) mostrou o melhor resultado. Os autores ainda comentaram que a seleção dos esquemas de Camada Superficial (CS), LSM e CLP, causam maiores impactos nas simulações dos vento, temperatura e umidade relativa que as parametrizações de microfísica e de cumulus. Shrivastava *et al.* (2014), testaram diferentes combinações entre os esquemas de LSM, CLP e CS para simulações da altura da camada de mistura no sudoeste da Índia. Os autores constataram que o melhor desempenho para simulação da velocidade e direção dos ventos foi encontrado com a combinação dos esquemas de CLP Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) com os esquemas de CS baseados na teoria da similaridade de Monin-Obukhov e de LSM Noah LSM, enquanto para simulação da temperatura. Os autores também apontaram que estudos sobre a escolha adequada de esquemas de parametrização em um local de usina de energia são importantes quando um modelo de previsão do tempo é acoplado a um modelo de qualidade do ar para estudos de dispersão atmosférica. Cuchiara *et al.* (2014), utilizaram o pacote acoplamento químico WRF/Chem, para estudo das concentrações de ozônio próximo a superfície em Houston-EUA e constataram

que o esquema de CLP YSU mostrou o melhor desempenho para a simulação da mistura vertical dos percussores do O₃. Este resultado foi similar ao observado por Yerramilli *et al.* (2010), que sugerem, para a Região Central da Costa do Golfo, a utilização dos esquemas de YSU para CLP e do Noah para LSM por apresentarem os melhores resultados na simulação de variáveis meteorológicas e de espécies químicas.

Portanto, neste estudo objetivou-se analisar a sensibilidade de diferentes combinações de parametrizações disponíveis no modelo WRF, versão 3.7, na representação das variáveis temperatura do ar e velocidade do vento, no verão e inverno de 2014 no Estado do Rio Grande do Sul (RS), abordando principalmente os esquemas de CLP.

2 Materiais e Métodos

2.1 Configuração do Modelo

Os domínios de simulação foram configurados com um aninhamento de duas grades no formato *two-way* mostrados na Figura 1. O Domínio 1 foi configurado com espaçamento de grade de 15 km, compreendendo a Região Sul do Brasil, Uruguai, sul do Paraguai, Nordeste da Argentina e Oceano Atlântico. Já o Domínio 2 apresenta espaçamento de grade de 5 km sobre a região do Estado do Rio Grande do Sul e Uruguai. Ambos os domínios foram configurados com 30 níveis verticais. Os resultados levados em consideração neste estudo foram extraídos apenas do Domínio 2, assim o Domínio 1 serviu apenas como condição inicial e de contorno para o de maior resolução.

O estudo foi realizado nos meses de dezembro de 2013 e janeiro e fevereiro de 2014, representando o período do **verão**; e nos meses junho, julho e agosto compreendendo o inverno de 2014.

Com o intuito de especificar quais as parametrizações físicas presentes no modelo WRF melhor representam as condições atmosféricas do Estado do RS durante o ano de 2014, foram realizados seis experimentos configurados com diferentes esquemas. Os experimentos foram combinados conforme sua complexidade física e divididos em dois conjuntos: o grupo A, composto pelos experimentos 1,

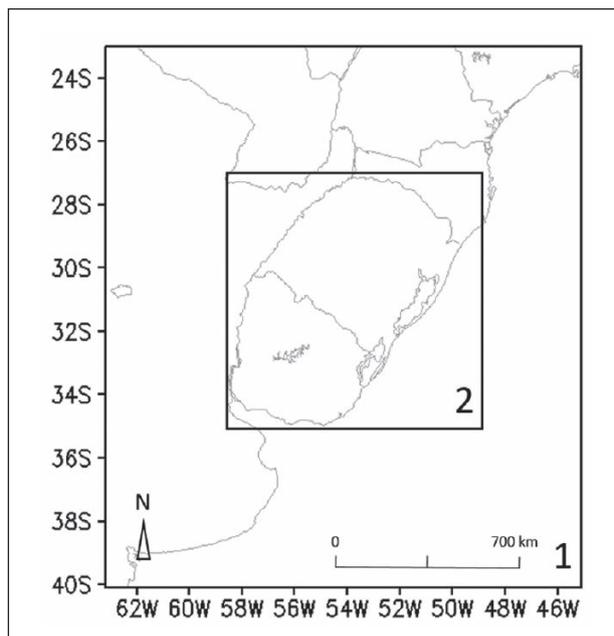


Figura 1 Domínios de simulação configurados para os experimentos

2 e 3, de maneira que a complexidade dos processos físicos aumentam do 1 para o 3; e o grupo B, composto pelos experimentos 4, 5 e 6 também configurados gradativamente de acordo com a complexidade. Entretanto, os Grupos A e B diferiram em relação as abordagens de fechamento dos esquemas de CLP.

Em esquemas de fechamento local (Grupo B), somente os níveis verticais que estão diretamente adjacente a um dado ponto afetam diretamente os parâmetros neste determinado ponto. Por outro lado em esquemas de fechamento não-local (Grupo A), múltiplos níveis verticais (dentro da CLP), podem ser usados para determinar as variáveis em um determinado ponto. As discriminações das combinações de parametrizações e as principais características de cada uma são mostradas nas Tabela 2 e Tabela 3, respectivamente.

Para as condições iniciais foram utilizados os dados NCEP *Final Analysis* (FNL) (*National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/National Oceanic Atmospheric Administration*, 2000), que possuem resolução espacial de 1° x 1° lat/lon, aproximadamente 111 km, e temporal de 6 horas.

As simulações foram configuradas para gerarem saídas a cada 6 horas, coincidindo com os horários

Opção Física	Experimentos					
	Grupo A			Grupo B		
	1	2	3	4	5	6
Microfísica	WSM3 Hong <i>et al.</i> , 2004	WSM5 Hong <i>et al.</i> , 2004	GCE Tao <i>et al.</i> , 2003	WSM3 Hong <i>et al.</i> , 2004	WSM5 Hong <i>et al.</i> , 2004	GCE Tao <i>et al.</i> , 2003
Radiação Onda Longa	RRTM Iacono <i>et al.</i> , 1998	CAM Collins <i>et al.</i> , 2004	Goddard Shi <i>et al.</i> 2010, 2014; Ma <i>et al.</i> 2012	RRTM Iacono <i>et al.</i> , 1998	CAM Collins <i>et al.</i> , 2004	Goddard Shi <i>et al.</i> 2010, 2014; Ma <i>et al.</i> 2012
Radiação Onda Curta			RRTMG Iacono <i>et al.</i> , 2003; 2000			RRTMG Iacono <i>et al.</i> , 2003; 2000
Camada Superficial	MM5 Dyer e Hicks, 1970; Paulson, 1970; Zhang & Anthes, 1982			ETA Monin & Obukhov, 1954; Janjic, 1994, 1996, 2002; Zilitinkevich, 1995		
CLP	YSU Hong & Pan, 1996			MYJ Mellor e Yamada, 1982, Janjic, 1990, 1996, 2002		
Cumulus	KF Kain e Fritsch, 1990, 1993	BMJ Janjic, 1994, 2000	Grell 3D Grell & Devenyi, (2002)	KF Kain e Fritsch, 1990, 1993	BMJ Janjic, 1994, 2000	Grell 3D Grell & Devenyi, (2002)
LSM	NOAH Land Surface Model					
Observações: WSM3 - WRF Single-Moment de 3 classes de hidrometeoros ; WSM5 - WRF Single-Moment com 5 classes de hidrometeoros; GCE - Goddard Cumulus Ensemble; RRTM – Modelo de transferência radiativa Rapid Radiative Transfer Model; CAM - NCAR Community Atmospheric Model; Goddard Shortwave; RRTMG - Rapid radiative transfer model para general circulation model; MM5 - Teoria da Similaridade MM5; ETA - Teoria da Similaridade ETA; YSU - Yonsei University; MYJ - Mellor-Yamada-Janjic; KF - Kain-Fritsch; BMJ - Betts-Miller-Janjic Grell 3D - Grell 3D Ensemble Scheme.						

Tabela 2 Combinações das opções físicas escolhidas em cada experimento do estudo.

dos bancos de dados meteorológicos disponibilizados pelo Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). O BDMEP inclui dados meteorológicos diários em forma digital de séries históricas de várias estações meteorológicas convencionais da rede do INMET, de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Meteorológica Mundial. As estações selecionadas nas análises dos dados estão distribuídas pelo RS (Figura 2). Das variáveis meteorológicas disponibilizadas, foram consideradas a temperatura do ar a 2 metros (T2m) e a velocidade do vento a 10 metros (V10m). A direção do vento não foi considerada para este estudo devido ser uma variável na qual sua avaliação é feita de forma subjetiva, e neste trabalho visou obter os resultados de maneira objetiva.

2.2 Avaliação Estatística

As avaliações dos resultados dos EXPs foram realizadas através de análise objetiva, utilizando duas métricas escalares de precisão de previsão para predições contínuas de uso comum (Wilks, 2006). Neste trabalho serão utilizados o Erro sistemático (bias) (Equação 1) e o Erro Absoluto (Raiz do Erro Quadrático Médio - RMSE) (Equação 2), dados por:

Onde i é o índice para o número de hora analisada, N é o número total de períodos analisados, p e o representam a previsão e a observação para cada uma das variáveis analisadas, respectivamente. O RMSE indica a magnitude dos erros de previsão em relação aos dados observados, onde os menores valores de RMSE indicam menor quantidade de erros previstos pelo modelo. O bias demonstra o grau de

Física	Esquema	Resumo
Microfísica	WSM3 - WRF Single-Moment 3-class	O WSM3 é um esquema simples e eficiente para processos com presença gelo e neve, adequado para o tamanho de grade em mesoescala. Prediz 3 categorias de hidrometeoros: vapor d'água, chuva e pequenos cristais de gelo.
	WSM5 - WRF Single-Moment 5-class	O WSM5 classes é uma versão mais sofisticada da três classePrediz 5 categorias de hidrometeoros: vapor d'água, vapor-nuvem, nuvemgelo, chuva e neve.
	GCE - Goddard Cumulus Ensemble	Um modelo em resolução de nuvens multidimensional dinâmico/microfísico e não-hidroestático. Realiza a reapresentação explícita de chuva "quente" e processos de microfísica de gelo com sua complexa interação com os processos de transferência radioativa infravermelha e solar, com os processos de superfície.
Radiação	RRTM - Rapid Radiative Transfer Model	O RRTM usa a técnica de correlação k e aplica coeficientes de absorção derivados do LBLRTM (Line-By-Line Radiative Transfer Model) para produzir as distribuições k necessárias (Mlawer et al., 1997). As características relevantes incluem o uso dos maiores absorvedores e importantes espécies de gases traços e modelo contínuo de vapor d'água.
	CAM - NCAR Community Atmospheric Model	O CAM faz tratamento das equações de transferência radiativo utilizando o método de absorvidade/emissividade. Esta parametrização avalia os fluxos de onda-longa e onda-curta e as razões de aquecimento por sobreposição aleatória, máxima sobreposição, ou combinação arbitrária da sobreposição máxima e da aleatória (Collins et al., 2004).
	Goddard Shortwave	O pacote de radiação Goddard inclui: código de radiação de ondas curtas otimizado para a velocidade computacional ignorando o regime de sobreposição nuvem utilizado no modelo global; Efeito direto de aerossol em radiação onda-longa e de onda-curta contabilizado a partir da concentração de aerossóis em massa GOCART; Rotinas físicas de radiação unidimensionais.
	RRTMG - Rapid radiative transfer model para general circulation model	Assim como RRTM, o RRTMG é baseado na técnica de correlação da distribuição k proposta por Mlawer et al. (1997), porém com objetivo de fornecer um modelo de transferência radiativa para pesquisa em Modelos de circulação global (Iacono et al., 2003; Iacono et al., 2000).
Camada Superficial	MM5 - Teoria da Similaridade do modelo MM5	Este esquema utiliza as funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para realizar uma análise dos coeficientes de troca de calor, mistura e momentum na superfície. A velocidade de fricção seguindo Beljaars (1994) é usada para aumentar os fluxos de calor e mistura na superfície. Este esquema de camada superficial deve ser configurado para rodar junto com esquemas de camada limite planetária de MRF ou YSU (Skamarock et al., 2008).
	ETA - Teoria da Similaridade do modelo ETA	O esquema de camada superficial ETA (Janjic, 1996; 2002) é baseado na teoria da similaridade (Monin & Obukhov, 1954). O esquema inclui parametrizações de uma subcamada viscosa. Sobre superfície d'água, a subcamada viscosa é parametrizada explicitamente segundo Janjic (1994). Sobre o solo, os efeitos da subcamada viscosa são considerados através da altura de rugosidade para temperatura e umidade proposta por Zilitinkevich (1995). Este esquema de camada superficial deve ser executado juntamente com o esquema de CLP MYJ (Skamarock et al., 2008).
Camada Limite Planetária	YSU - Yonsei University	Esquema de primeira ordem não-local. O YSU utiliza termos contragradientes para representar os fluxos devido aos gradientes não locais. Os termos contragradientes empregam os fluxos de calor e mistura para condições instáveis. O entranhamento é resolvido explicitamente proporcional ao fluxo de fluabilidade proveniente de estudos com modelos de grandes turbilhões.
	MYJ - Mellor-Yamada-Janjic	Esquema de Fechamento de ordem 1.5 com mistura vertical local e equação prognóstica da Energia Cinética Turbulenta (ECT).
Cumulus	KF - Kain-Fritsch	Esquema de sub-grade de convecção profunda e rasa usando uma abordagem de fluxo de massa com downdrats e CAPE (Convective Available Potential Energy)
	BMJ - Betts-Miller-Janjic	É um esquema de ajuste, onde a temperatura potencial e a umidade específica em uma coluna de nuvem precipitante são equilibradas para perfis de referência.
	Grell 3D - Grell 3D Ensemble Scheme.	O Grell 3D divide as parametrizações em controle dinâmico e feedback (Grell & Devenyi, 2002). O controle dinâmico governa os efeitos de convecção pelo ambiente e a parametrização de feedback determina o ajuste do ambiente pela convecção.
LSM	NOAH Land Surface Model	Esquema com quatro camadas para temperatura e umidade do solo.

Tabela 3 Descrição das principais características dos esquemas de parametrização utilizado neste estudo.

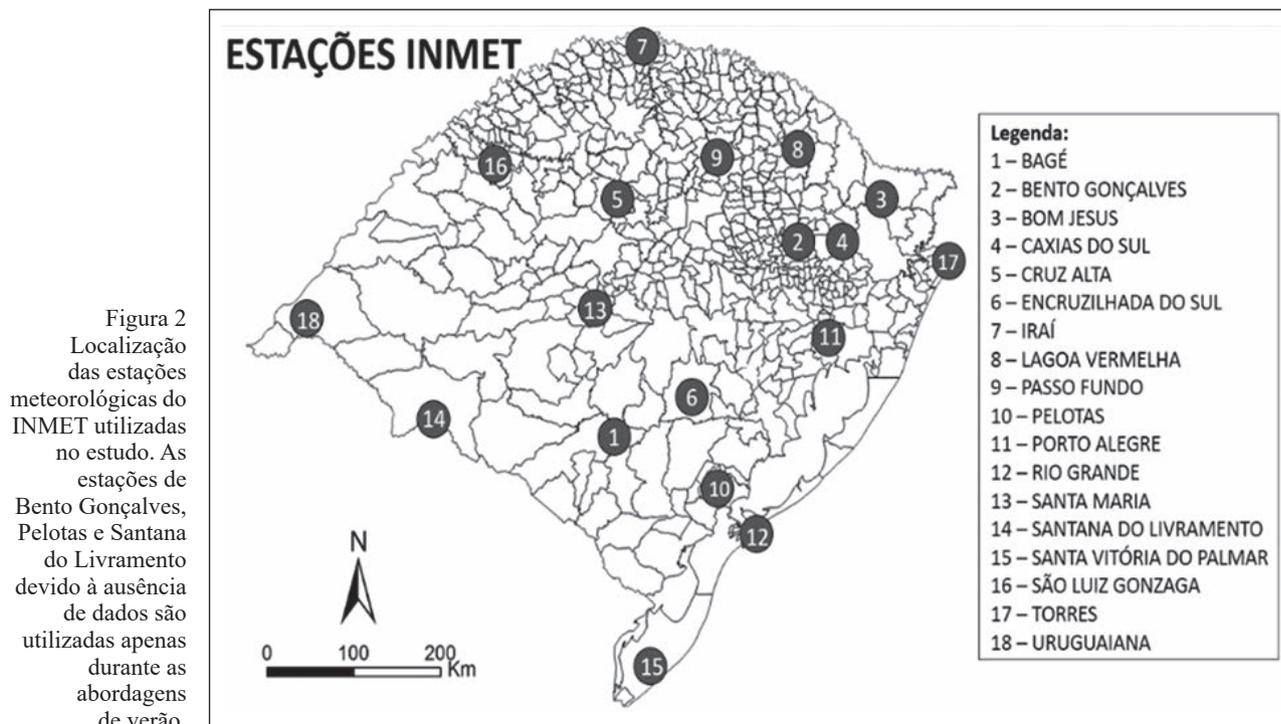


Figura 2
 Localização das estações meteorológicas do INMET utilizadas no estudo. As estações de Bento Gonçalves, Pelotas e Santana do Livramento devido à ausência de dados são utilizadas apenas durante as abordagens de verão.

subestimação e superestimação das previsões em relação a observação (Wilks, 2006).

Os resultados foram discutidos a partir da análise dos cálculos dos índices estatísticos (bias e RMSE) abordados de forma temporal às 00Z, 12Z e 18Z (21, 09 e 15 hora local, respectivamente) e de forma sazonal, no verão e no inverno, dando ênfase principalmente nas discussões as parametrizações de CLP e qual opção gera o melhor desempenho.

3 Resultados

3.1 Análise dos Erros

Sistemáticos e Total nas Simulações da T2m

A Figura 3A mostra os erros sistemáticos da T2m nas duas estações do ano de 2014 nos horários das 00Z, 12Z e 18Z. De acordo com os resultados, as simulações da T2m foram sensíveis tanto à mudança das parametrizações superficiais (LSM, CS e CLP) quanto às que representam a convecção (microfísica e cumulus). Os EXP do grupo A, com esquema de CLP YSU e fechamento não-local, mostraram a tendência a superestimar a T2m durante as simulações, porém reduziram o valor do bias conforme a complexidade das parametrizações convectivas e radiação. Estas

superestimativas podem ser em função da tendência do aumento na temperatura próxima à superfície que as simulações com parametrização de CLP YSU mostram,

$$bias = \frac{\sum(p_i - o_i)}{N} \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(p_i - o_i)^2}{N}} \quad (2)$$

tal resultado corroborou com os encontrados por Ruiz *et al.* (2010). Os EXPs do grupo B não apresentaram o mesmo padrão entre si nas estimativas da T2m. Os EXPs 4 e 5 subestimaram os valores enquanto o EXP 6 superestimou. Porém os EXPs grupo B mostraram menores erros sistemáticos com relação aos do grupo A, especialmente no EXP 5, cujos resultados apresentaram tendência próxima a zero. No grupo A os EXPs indicaram menores valores de bias no período noturno, às 00Z, com exceção do EXP 2, onde os valores de bias foram próximos em todos os horários analisados. Porém nos EXPs do grupo B, os menores valores de bias foram observados nos horários diurnos, às 12Z e 18Z. Este resultado indicou que as rodadas configuradas com o esquema MYJ (grupo B) simulam temperaturas menores no período diurno comparado ao esquema YSU. Estas observações se confirmam

as encontradas por García-Díez *et al.* (2013), no qual foi verificado que o esquema YSU comumente simula temperaturas mais quentes que o MYJ tanto para o dia quanto para noite.

Na Figura 3B foram mostrados o RMSE da T2m dos EXPs. Os maiores valores de RMSE são observados às 18Z em todos EXPs. Nos horários das 00Z e 12Z, os resultados foram semelhantes em cada EXP. O EXP 3 do grupo A e o 5 e 6 do grupo B apresentaram os menores RMSE para os 3 horários. O melhor desempenho do experimento 5 na representação da T2m coincide com os resultados mostrados em Ruiz *et al.* (2010), que também identificaram efeitos positivos quando utilizaram as combinações das opções físicas de CLP e cumulus, MYJ e BMJ, respectivamente para a região sul da América do Sul a qual inclui o RS.

Na avaliação dos valores de bias para T2m nas duas estações ano de 2014 (Figura 4A), o modelo também mostrou sensibilidade sazonal, tanto aos esquemas mais próximos à superfície quanto à complexidade das opções convectivas e de radiação. Nos EXPs do grupo A T2m apresentou valores superestimados, tanto no verão quanto no inverno, enquanto nos EXPs do grupo B os valores de T2m apresentam tendência inversa em cada uma das estações. Este resultado de inversão entre os EXPs

no verão e no inverno, observado principalmente nos EXPs 4 e 5 demonstram a sobreposição dos valores positivos e negativos o que acarretou nos valores próximos a 0, mostrados na Figura 3A.

A existência de bias frios na estação quente produzida pelos EXPs do grupo B, também foi relatada por García-Díez *et al.* (2013) e pode não estar atrelada unicamente a parametrização MYJ. Uma vez que os esquemas de fechamento local como o MYJ produzem uma mistura insuficiente na CLP, e uma mistura vertical mais fraca transfere menos calor da superfície para camadas mais altas durante o dia, o resultado seria uma produção de condições de superfície diurnas mais quentes (Hu *et al.* 2010), o que não ocorre nem nos resultados das análises horárias (Figura 3A) nem nas análises sazonais (Figura 4A). Com relação ao RMSE sazonal, os EXPs 3 do grupo A e 5 e grupo B, mostraram os menores índices para o inverno, de 2,53°C e 2,54°C, respectivamente.

Nos valores de RMSE na Figura 3B, observa-se que no período de verão, todos EXPs apresentaram erros maiores que no inverno, sendo no verão entre 3,6°C e 3,9°C e no inverno entre 2,5°C e 2,9°C. A justificativa para este substancial acúmulo de erros pôde ser identificada observando individualmente os erros absolutos calculados para cada estação

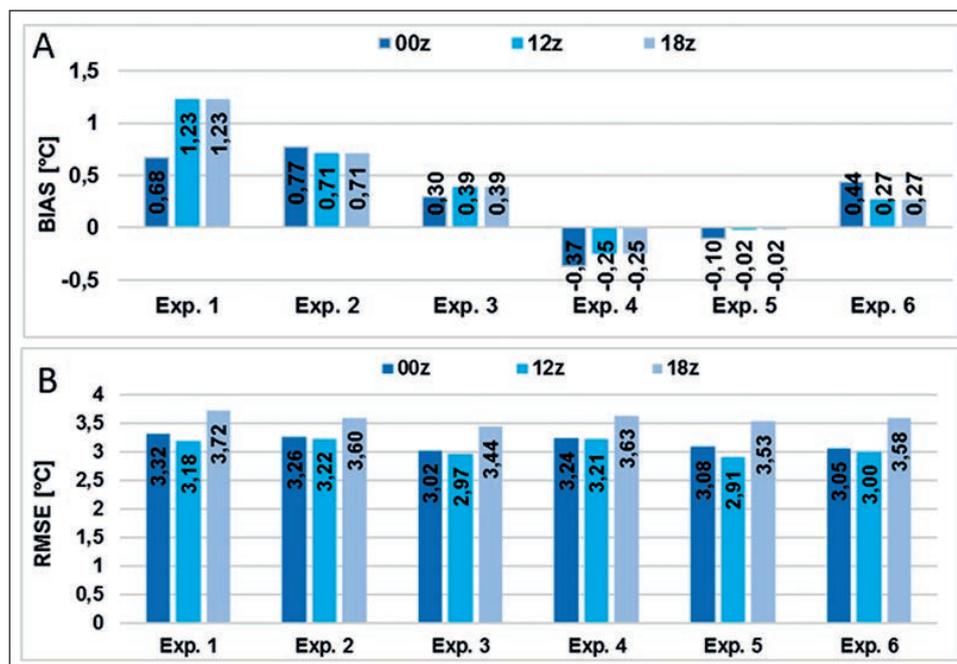


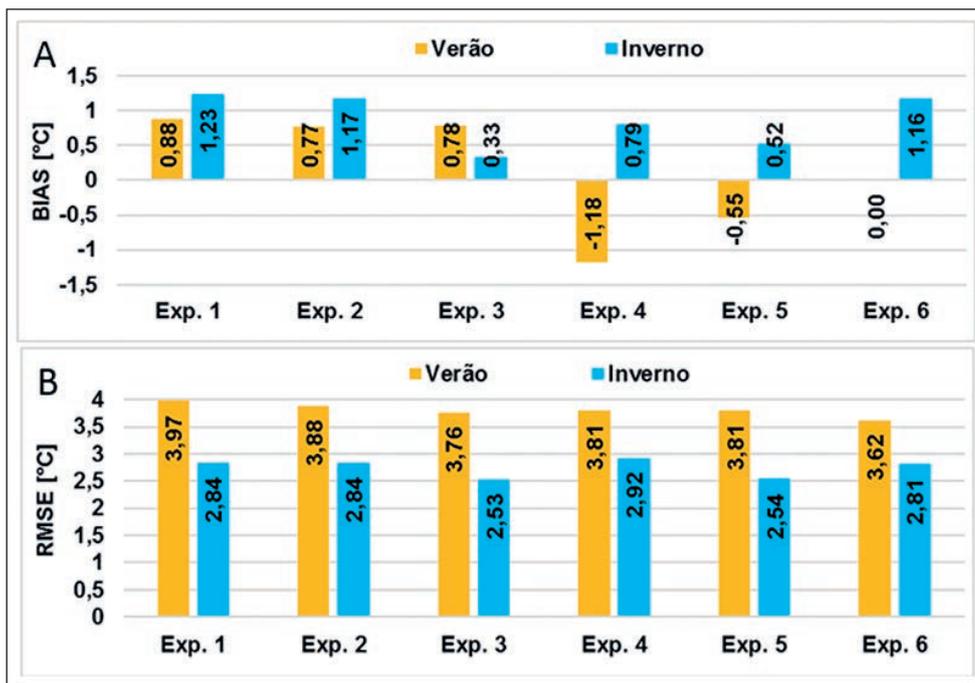
Figura 3 A. Erros sistemáticos (bias) e B Erros totais (RMSE) da temperatura à 2 m, calculados com os dados dos EXPs e os dados das estações INMET nos horários das 00Z, 12Z e 18Z para o verão e inverno de 2014.

(não mostrado). Foi verificado que os índices das simulações da T2m nas estações de Bagé, Cruz Alta, Pelotas e principalmente Uruguaiana, os valores foram computados acima de 4°C, principalmente às 18Z, corroborando, para elevação dos resultados. Este substancial acúmulo de erros das simulações pode ser devido a resolução dos dados de entrada meteorológico e/ou contorno do modelo. Entretanto, o valor do erro total de 3,97°C encontrado pelo o EXP 1, foi próximo ao resultado de RMSE de 4,088 °C encontrado por Ghimire *et al.* (2016), que testou a sensibilidade da T2m simulada pelo WRF, com resolução de grade de 5 km e dado de entrada meteorológico FNL. Ainda, Ruiz *et al.* (2010) calcularam para o verão da região da AMS um RMSE de ~2,7°C na combinação entre os esquemas MYJ (CLP) e BMJ (cumulus) equivalente neste estudo ao Experimento 2, e aproximadamente 3°C na combinação entre os esquemas YSU (CLP) e KF (cumulus) equivalente ao experimento 1. Para o inverno, os EXPs 3 do grupo A e 5 e grupo B mostraram os menores índices de erros absolutos, de 2,53°C e 2,54°C, respectivamente. O resultado do EXP 3 com a opção física YSU foi similar ao encontrado por Gilliam & Pleim (2010) e De Meij *et al.* (2009), no qual o primeiro estudo encontrou RMSE de 2,33°C para T2m durante o inverno, e no segundo ficaram entre 2°C e 4,4°C.

3.2 Análise dos Erros Sistemáticos e Total nas Simulações da V10m

Nas Figura 5A e 5B são mostrados os índices bias e RMSE, respectivamente, calculados para a V10m nos horários das 00Z, 12Z e 18Z nas duas estações do ano. De acordo com a Figura 5A, observa-se que a simulação da V10m foi sensível à mudança das parametrizações, sendo mais evidentes com a alteração nos esquemas de CLP, ou seja, entre os grupos A e B. Todos os experimentos mostraram tendência a superestimar a variável durante os três períodos de análise, com os maiores erros nos cálculos do viés às 00Z, sendo os calculados pelos Experimentos 3 (1,08 m/s), 5 (1,09 m/s) e 2 (1,10 m/s). Este desempenho pode ser justificado pelas complexidades dos modelos de mesoescala em representar as condições atmosféricas durante o período noturno (Santos *et al.*, 2007; Nappo & Johansson, 1998). Uma vez que a presença dos jatos de baixos níveis sob o topo da camada limite noturna contribui para a representação de excessivo transporte descendente de *momentum* o que pode ocasionar a superestimação da representação dos ventos (Lee *et al.* 2011). Nos demais horários, os EXPs dos grupos A e B demonstraram bias inferiores às 18Z em relação às 12Z, sendo que os EXPs do grupo A ainda demonstraram melhor desempenho em relação ao B. Na Figura 5B, os valores de RMSE para a V10m, demonstraram que os EXPs do grupo A desempenharam melhores resultados devido a menor

Figura 4 A Erros sistemáticos (bias); B. Erros totais (RMSE) da temperatura à 2 m, calculados entre os dados do modelo e os dados das estações INMET para as estações do ano verão e inverno de 2014.



quantidade de erros em todos os horários de análise, embora estas diferenças estejam na ordem de décimos.

Nas Figuras 6A e 6B são mostrados os valores dos índices bias e RMSE, respectivamente, calculados para a V10m sazonalmente. Ao analisar o bias (Figura 6A), novamente foram observados os menores valores de erros sistemáticos nos EXPs do grupo A. No EXP 3 foi observado o menor valor de bias para o verão (0,79 m/s) e o terceiro menor para o inverno (0,80 m/s). Na Figura 6B, nos índices RMSE sazonal, foram confirmados os melhores desempenhos dos EXPs do grupo A, com pequenas diferenças entre os EXPs que o

compõe. O EXP 3 teve o RMSE calculado para o verão de 2,08 e de 1,88 para o inverno, enquanto os EXP 2 e EXP 1 mostraram índices de 2,16 e 2,12 no verão e 1,82 e 1,85 inverno, respectivamente. Assim como para o bias, os resultados do RMSE dos EXPs do grupo A foram menores do que os do grupo B, inclusive para o inverno. Estes resultados não são comuns, pois foi esperado um desempenho negativo para simulações com parametrizações de CLP com fechamento local, uma vez que são os mais apropriados para a simulação de condições de estabilidade atmosférica estável, situação esta mais comum no inverno (Carvalho *et al.* 2014).

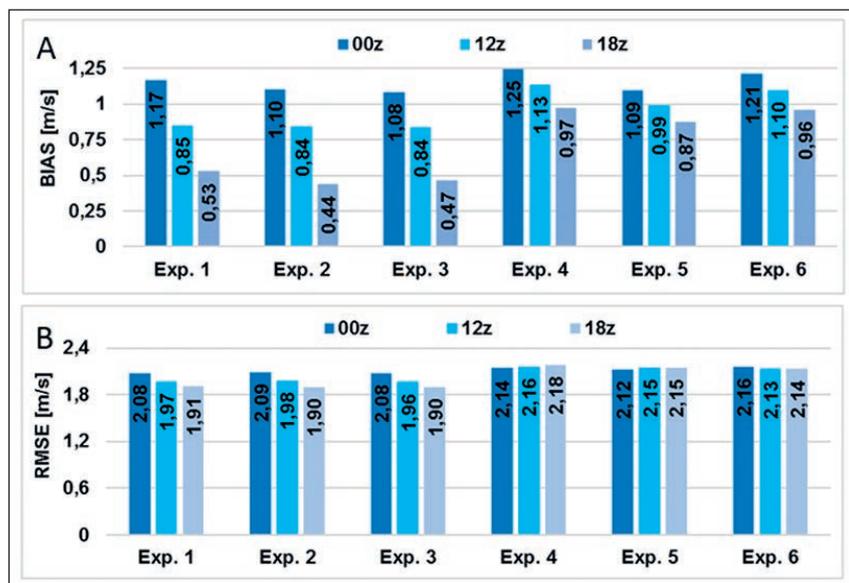


Figura 5 A. Erros sistemáticos (bias); B. Erros totais (RMSE) da velocidade do vento a 10m, calculados entre os dados do modelo e os dados das estações INMET nos horários das 00Z, 12Z e 18Z para as estações do ano verão e inverno de 2014.

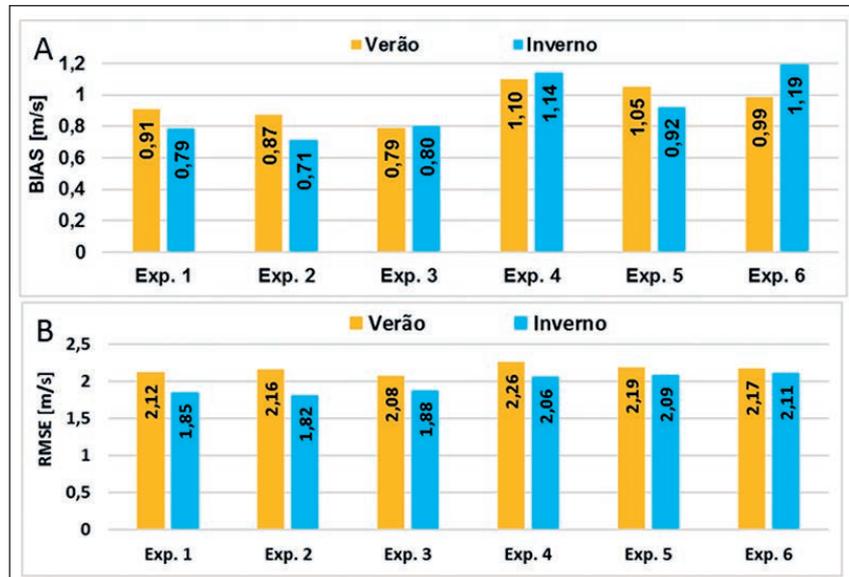


Figura 6 A. Erros sistemáticos (bias); B. Erros totais (RMSE) da velocidade do vento a 10m, calculados entre os dados do modelo e os dados das estações INMET para as estações do ano verão e inverno de 2014.

4 Conclusões

Este trabalho foi conduzido com o principal propósito de analisar a sensibilidade de conjuntos de opções físicas do modelo WRF na simulação das variáveis temperatura a 2m e velocidade do vento a 10m, tendo foco principal nas parametrizações de CLP, e assim selecionar a melhor configuração do modelo para simulação do estado do Rio Grande do Sul.

Foi observado que as representações do modelo são sensíveis à mudança das combinações de parametrizações tanto em análises de forma horária quanto sazonal. A partir dos resultados das análises horárias foi constatado que as simulações configuradas com o esquema de CLP YSU possuem tendência a superestimar a temperatura do ar (bias quente), principalmente durante os períodos do dia com maior aquecimento, considerados neste estudo (12Z e 18Z). Porém, conforme a complexidade das parametrizações, com exceção das de CLP, a superestimativa tende a diminuir. Para os EXPs configurados com o esquema MYJ foram observadas tendências de subestimar a temperatura do ar (bias frio) com os índices negativos próximo a zero, com exceção do EXP 6, indicando que a combinação de esquemas com maior complexidade que compuseram este experimento, tenderam a elevar a temperatura próximo da superfície. Este resultado demonstra que parametrizações com físicas mais complexas podem contribuir para o aumento da mistura vertical mesmo em esquema de fechamento local, resultando em maior aquecimento da camada com relação aos experimentos com físicas convectiva e radiação mais simples.

Na avaliação sazonal, foi identificado que os EXPs configurados com a parametrização MYJ subestimaram a T2m no verão. O entranhamento vertical devido a mistura local desenvolvido por esquemas de fechamento como o MYJ provocou a redução da temperatura. Estes resultados não eram esperados, pois para este tipo de esquema existe a expectativa de temperaturas superiores às simuladas por esquemas de fechamento não-local (Hu *et al.* 2010). Todavia, conforme o aumento da complexidade nas opções físicas do modelo, o índice bias apresentou uma redução no valor, com exceção das simulações para inverno nos EXPs do grupo B. Isto pode confirmar

que o modelo pode simular diferentes condições atmosféricas para um mesmo período, conforme a escolha das opções. As tendências de subestimativas no verão e superestimativas no inverno observado nos EXPs do grupo B, contribuíram para anulação dos valores positivos e negativos do bias observado nas análises horárias.

As análises de V10m mostraram que as simulações do modelo foram sensíveis principalmente a alteração das parametrizações de CLP. O modelo tendeu a superestimar a V10m em todas as três horas de análise e nas duas estações do ano, com os EXPs configurados com o esquema de CLP YSU. Isto resultou menores valores para o bias do que nos EXPs configurados com o MYJ. Erros nas simulações dos ventos próximo a superfície podem ter múltiplas fontes, desde as discrepâncias na modelagem atmosférica a nível de mesoescala até a representação incorreta do terreno local e da altura de rugosidade. Isto pode levar a uma falsa representação da complexidade do terreno, devido a uma resolução grosseira do dado topográfico inserido no modelo, associado a resolução do modelo atmosférico, há uma suavização da topografia real e de sua complexidade.

Considerando todos os resultados, a combinação configurada no EXP 3 demonstrou ser a melhor combinação de parametrizações para a simulação das variáveis V10m e T2m, tanto nas considerações de forma horária quanto sazonal. Portanto, o EXP definido neste estudo com a combinação entre as físicas com maior grau de complexidade convectiva (GCE e Grell 3D) e radiativa (Goddard e CAM) junto ao esquema de CLP com fechamento não-local, YSU, apresentou o melhor resultado para simulação da temperatura do ar e da velocidade do vento próximo a superfície no RS durante o verão e o inverno de 2014.

5 Referências

- BDMEP - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>. Acesso em: outubro de 2016.
- Beljaars, A.C.M. 1994: The parameterization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 255–270.
- Carvalho, D.; Rocha, A.; Gómez-Gesteira, M. & Silva Santos, C. 2014. Sensitivity of the WRF model wind simulation and wind energy production estimates to planetary bou-

- ndary layer parameterizations for onshore and offshore areas in the Iberian Peninsula. *Applied Energy*, 135: 234–246.
- Collins, W.D.; Rasch, P.J.; Boville, B.A.; Hack, J. J.; McCaa, J.R.; Williamson, D.L.; Kiehl, J. T. & Briegleb, B. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0), NCAR Tech. Note NCAR/TN-464+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colorado-EUA, 226 p.
- Cuchiara, G.C.; Li, X.; Carvalho, J. & Rappenglück B. 2014. Intercomparison of planetary boundary layer parameterization and its impacts on surface ozone concentration in the WRF/Chem model for a case study in Houston/Texas, *Atmospheric Environment*, 96: 175-185.
- De Meij, A.; Gizella, A.; Cuvelier, C.; Thunis, P.; Bessagnet, B.; Vinuesa, J. F.; Minut, L. & Kelder, H. M. 2009. The impact of MM5 and WRF meteorology over complex terrain on CHIMERE model calculations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9: 6611–6632
- Dyer, A. J. & Hicks, B. B. 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 96, 715–721.
- Efstathiou, G. A.; Zoumakis, N.M.; Melas, D.; Lolis, C.J. & Kassomenos, P. 2013. Sensitivity of WRF to boundary layer parameterizations in simulating a heavy rainfall event using different microphysical schemes. Effect on large-scale processes. *Atmospheric Research*, 132–133: 125-143.
- García-Diez, M.; Fernández, J.; Fita, L. & Yagüe, C. 2013. Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139: 501–514.
- Gilliam, R. C. & Pleim, J. E. 2010. Performance Assessment of New Land Surface and Planetary Boundary Layer Physics in the WRF-ARW. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49: 760-776.
- Ghimire, S.; Puppala, S.P.; Panday, A.K.; Cristofanelli, P. & Bonasoni, P. 2016. WRF model evaluation over Hindu-Kush Himalaya region. 17th WRF Users Workshop. Boulder, Colorado/EUA. June 27-July 1 2016.
- Grell, G.A. & Devenyi, D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geoph. Res. Let.* 29, n° 14.
- Hong, S-Y & Pan, H-L. 1996. Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Monthly Weather Review*, 124: 2322-2339.
- Hong, S.-Y.; Dudhia, J. & Chen, S.-H. 2004. A Revised approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon. Wea. Rev.* 132, 103–120.
- Hu, X.-M.; Nielsen-Gammon, J. W. & Zhang, F. 2010. Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model, *Journal of applied meteorology and Climatology*, 49: 1831-1849.
- Iacono, M.J.; Mlawer, E.J.; Clough, S.A. & Morcrette, J. 1998. Effects of a Validated Longwave Radiation Model, RRTM, on GCM Simulations. ARM-CONF-1998, Tucson, Arizona, p. 343-347.
- Iacono, M.J.; Mlawer, E.J.; Clough, S.A. & Morcrette, J. 2000. Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3, *J. Geophys. Res.*, 105: 14873-14890.
- Iacono, M.J.; Delamere, J. S.; Mlawer, E. J. & Clough, S. A. 2003. Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR Community Climate Model (CCM3) using modeled and observed HIRS radiances, *J. Geophys. Res.*, 108(D2): 4037.
- Janjic, Z. I. 1990. The step-mountain coordinate: physical package, *Mon. Wea. Rev.*, 118: 1429–1443.
- Janjic, Z.I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sub-layer and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 927–945.
- Janjic, Z. I. 1996. The surface layer in the NCEP Eta Model, Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Norfolk, VA, 19–23 August; *Amer. Meteor. Soc.*, p. 354–355.
- Janjic, Z. I. 2000. Comments on “Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models”, *J. Atmos. Sci.*, 57: 3686.
- Janjic, Z. I. 2002. Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, NCEP Office Note, 437, 61 p.
- Kain, J. S. & Fritsch, J. M. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 47: 2784–2802.
- Kain, J. S. & Fritsch, J. M., 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In: EMANUEL, K.A. & RAYMOND, D.J. (eds.). The representation of cumulus convection in numerical models., *Amer. Meteor. Soc.*, 246 p.
- Lee, S.-H.; Kim, S.-W.; Angevine, W. M.; Bianco, L.; McKeen, S. A.; Senff, C. J.; Trainer, M.; Tucker, S. C. & Zamora, A. 2011. Evaluation of urban surface parameterizations in the WRF model using measurements during the Texas Air Quality Study 2006 field campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, 11: 2127–2143
- Ma, P.-L.; Zhang, K.; Shi J.-J.; Matsui, T. & Arking, A. 2012. Direct Radiative Effect of Mineral Dust on the Development of African Easterly Wave in Late Summer, 2003–2007, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51: 2090–2104.
- Mellor, G.L. & Yamada, T. 1982. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(4): 851-875.
- Mlawer, E.J.; Taubman, S.J.; Brown, P.D.; Iacono, M.J. & Clough, S.A. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14): 16663–16682.
- Mohan, M. & Bhati, S. 2011. Analysis of WRF model performance over subtropical region of Delhi, India. *Advances in Meteorology*, 2011, 13 p.
- Monin, A. S. & Obukhov, A. M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151:163–187.
- Nappo, C. & Johansson, P. E. 1998. Summary report of the long-range international workshop on turbulence and diffusion in the stable planetary boundary layer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79: 1401-1405.
- National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/National Oceanic Atmospheric Administration. 2000. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, Colo. (Updated daily).

- Paulson, C. A. 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, 9: 857–861.
- Ruiz, J. J.; Saulo, C. & Nogués-Paegle, J. 2010. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. *Monthly Weather Review*, 138: 3342-3355.
- Santos, R. M. N.; Fisch, G.; Dolman, A. J.; Waterloo, M. 2007. Modelagem da camada limite noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 22(3): 387-407.
- Shi, J. J.; Matsui, T.; Tao, W.-K.; Peters-Lidard, C.; Chin, M.; Tan, Q. & Kemp E. 2014. Implementation of an Aerosol-Cloud Microphysics-Radiation Coupling into the NASA Unified WRF: Simulation Results for the 6-7 August 2006 AMMA Special Observing Period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Volume 140, Issue 684 October 2014 Part A, p. 2158–2175.
- Shi, J. J.; Tao, W.-K.; Matsui, T.; Hou, A.; Lang, S.; Peters-Lidard, C.; Jackson, G.; Cifelli, R.; Rutledge, S. & Petersen, W. 2010. Microphysical Properties of the January 20-22 2007 Snow Events over Canada: Comparison with in-situ and Satellite Observations, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49: 2246–2266.
- Shrivastava, R.; Dash, S. K.; Oza, R. B. & Sharma, D. N. 2014. Evaluation of Parameterization Schemes in the WRF Model for Estimation of Mixing Height. *International Journal of Atmospheric Sciences*, 2014, 9 p.
- Skamarock, W. C.; Klemp, J. B.; Dudhia, J.; Gill, D. O.; Barker, D. M.; Duda, M. G.; Huang, X.-Y.; Wang, W. & Powers, J. G. 2008. A description of the Advanced Research WRF Version 3. National Center for Atmospheric Research (NCAR) TECHNICAL NOTE. Boulder, Colorado - EUA, 125 p.
- Tao, W.-K.; Simpson, J.; Baker, D.; Braun, S.; Chou, M.-D.; Ferrier, B.; Johnson, D.; Khain, A.; Lang, S.; Lynn, B.; Shie, C.-L.; Starr, D.; Sui, C.-H.; Wang, Y. & Wetzell, P. 2003. Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteorol Atmos Phys.*, 82: 97–137.
- Webb, E. K. 1970. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 67–90.
- Wilks, D. S. 2006. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 2nd ed. San Diego: Academic Press, 629p.
- Zhang, D.-L. & Anthes, R. A. 1982. A high-resolution model of the planetary boundary layer sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1594–1609.
- Zilitinkevich, S. 1995. Non-local turbulent transport pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. In: Power, H.; Moussiopoulos, N. & Brebbia, C.A. (eds.). *Air Pollution III, Air pollution theory and simulation*. Computational Mechanics Publ. Southampton, Boston, 1: 53-60.
- Yerramilli, A.; Challa, V.S.; Dodla, V.B.R.; Dasari, H.P.; Young, J.H.; Patrick, C.; Baham, J. M.; Hughes, R. L.; Hardy, M. G. & Swanier, S. J. 2010. Simulation of Surface Ozone Pollution in the Central Gulf Coast Region Using WRF/Chem Model: Sensitivity to PBL and Land Surface Physics. *Advances in Meteorology*, 2010, 24 p.