


Artigo

## Análise do Desempenho do Modelo WRF num Episódio de Vento Intenso e Persistente num Grande Reservatório Tropical

Cláudio C. Pellegrini<sup>1</sup> , Caio C.S. Araujo<sup>1</sup>, André Reis<sup>2</sup>, Felipe M. Pimenta<sup>3</sup>,  
Arcilan T. Assireu<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Universidade Federal de São João del-Rei, São João del Rei, MG, Brasil.*

<sup>2</sup>*Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, MG, Brasil.*

<sup>3</sup>*Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, SC, Brasil.*

Recebido em: 7 de Maio de 2018 - Aceito em: 2 de Agosto de 2018

### Resumo

O presente estudo apresenta uma aplicação do modelo de mesoescala WRF à simulação de um episódio de vento intenso e persistente que ocorre com frequência irregular no reservatório de Guapé, MG. Tal evento altera a rotina da população na região, fazendo com que, por exemplo, a embarcação que faz a travessia entre as cidades de Guapé e Capitólio interrompa o serviço. Durante um destes episódios, ocorrido em 22 de setembro de 2016, foram realizadas medidas utilizando um LIDAR Zephir ZP300 e uma torre anemométrica, e estes dados foram posteriormente utilizados para validar as simulações. Para a avaliação dos resultados, foram comparadas pressão, temperatura, umidade e velocidade do vento simuladas e observadas. A análise dos perfis verticais de velocidade simulados sugere a presença de um jato de baixos níveis, posicionado em torno de 500 m acima da superfície, gerado por um gradiente de temperatura pós-frontal, cuja parte inferior teria sido acelerada pelo relevo e pela variação de rugosidade superficial terra-água. Mais estudos encontram-se atualmente em andamento para que se possa sugerir à população e às autoridades locais algum tipo de ação preventiva.

**Palavras-chave:** jatos de baixos níveis, reservatórios de centrais hidroelétricas, relevo complexo, modelo WRF.

## Analysis of the performance of the WRF model in an inert and persistent wind episode in a large tropical reservoir

### Abstract

This study presents an application of the WRF mesoscale model to the simulation of an intense and persistent wind episode that occurs with irregular frequency in the Guapé reservoir, MG. Such an event changes the routine of the residents, forcing for example, the ferryboat between the cities of Guapé and Capitólio to interrupt the service. During one of these episodes, occurred on September 22<sup>th</sup>, 2016, measurements were made using LIDAR Zephir ZP300 and an anemometric tower, and these data were later used to validate the simulations. For the evaluation of the results, simulated and observed pressure, temperature, humidity and wind velocity were compared. The analysis of the simulated vertical velocity profiles suggests the presence of a low level jet, positioned around 500 m above the surface, generated by a post-frontal temperature gradient, whose lower part would have been accelerated by the topography and by the variation of the surface roughness following the land-water interface. More studies are currently under way to suggest to the population and local authorities some kind of preventive action.

**Keywords:** low level jets, reservoirs of hydroelectric power stations, complex terrain, WRF model.

## 1 Introdução

A camada limite planetária (CLP) sobre sistemas terrestres apresenta diferenças marcantes quando comparado àquela influenciada por extensos sistemas aquáticos (Lange *et al.*, 2004). A teoria de Monin-Obukhov, desenvolvida e testada para condições terrestres, vem sendo aplicada também em oceano aberto (Edson e Fairall, 1998, Baas *et al.*, 2015; Holtslag *et al.*, 2015, Archer *et al.*, 2016, Holtslag *et al.*, 2017). Contudo, sua aplicabilidade próxima à interface água-terra, como ocorre em regiões costeiras ou continentais influenciadas por extensos sistemas aquáticos, ainda é pouco investigada, a despeito de haver indícios de que a descontinuidade água-terra influencia o escoamento em distâncias de até 200 km (Källstrand *et al.*, 2000 e Frank *et al.*, 2001). A mudança abrupta de rugosidade e de balanço de energia em superfície são os responsáveis por estas influências. Deste modo, se desejarmos aproveitar de forma eficiente o potencial eólico disponível em tais regiões, estudos mais abrangentes sobre como a descontinuidade água-terra influencia o escoamento serão necessários.

A aplicação de modelos meteorológicos de mesoescala tem contribuído significativamente para a avaliação do potencial eólico. A vantagem destes modelos recai sobre sua comprovada habilidade em simular, com razoável acurácia, importantes propriedades atmosféricas como o balanço de energia e a estabilidade (Brower *et al.*, 2004, Carvalho *et al.*, 2012a,b, 2013; Santos-Alamillos *et al.*, 2013). Entretanto, o uso de qualquer modelo atmosférico de mesoescala requer uma apropriada validação a fim de quantificar a mencionada acurácia e as limitações do modelo. Nestes modelos a estratificação vertical é inerentemente incluída e diferentes esquemas da CLP influenciam nas incertezas do vento simulado (Muñoz-Esparza *et al.*, 2011). Por exemplo, algumas parametrizações da CLP funcionam melhor em condições de estratificação neutra e instável, outras em condições estáveis, e outras ainda em todos os casos (Krogsgaeter, 2011). É também sabido que o desempenho dos esquemas de CLP nos modelos de mesoescala é altamente dependente da região, da variável meteorológica avaliada e da temporalidade, de modo que não há ainda consenso quanto à melhor configuração (Garcia-Diez *et al.*, 2012).

O modelo Weather Research and Forecasting - WRF (Skamarock *et al.*, 2008) vem sendo amplamente empregado para estudos acerca do potencial eólico. Por exemplo, Nawri *et al.* (2014), utilizando resolução horizontal de 3 km, em região costeira, encontraram uma boa concordância entre os resultados do modelo e de observações, mas indicaram algumas limitações para os valores médios de longo prazo. Li *et al.* (2014) aplicaram o WRF na região costeira de Liaoning, China, com resolução horizontal de 1 km e compararam os resultados com valores medidos por uma torre anemométrica. Os autores

mostraram que o WRF tende a superestimar os valores simulados da velocidade em relação aos observados. Shimada e Oshawa (2011) investigaram o desempenho do WRF na previsão de ventos *offshore*. Eles encontraram um viés de 15,3% nas simulações em comparação com as observações. As parametrizações físicas mais comumente utilizadas por estes autores foram a camada limite pelo esquema YSU (Hong *et al.*, 2006) e a camada superficial pelo esquema MM5 similarity (Grell *et al.* 1994).

Carvalho *et al.* (2012a) usaram o WRF com diferentes condições iniciais e de contorno para estimar o potencial eólico em Portugal. Os resultados foram comparados a dados observados e foi verificado que as condições iniciais e de contorno utilizadas possibilitaram resultados realistas do regime de vento local. Na sequência, Carvalho *et al.* (2012b) testaram várias parametrizações para CLP, focando os estudos em um setor da Península Ibérica promissora para o aproveitamento eólico *offshore*. Os resultados apontaram um bom desempenho do modelo quando comparado a medidas, em especial usando os esquemas de parametrização MM5-YSU. Banks *et al.* (2016) testaram oito diferentes esquemas de CLP e compararam seus resultados com dados observados em superfície, indicando sob quais condições o modelo apresentou melhor desempenho. Os autores notaram que as simulações apresentam resultados drasticamente diferentes conforme o esquema de CLP utilizado, a variável analisada e as condições sinópticas, concluindo que não há apenas um esquema indicado para todas as situações. Silva e Fisch (2014), por sua vez, avaliaram a capacidade do WRF em prever o vento na região do Centro de Lançamento de Alcântara, MA, comparando os resultados simulados com dois conjuntos de dados de radiossondagens representativos das estações seca e chuvosa. Os autores concluíram que, dentre os quatro esquemas de parametrizações físicas de CLP testadas, os que melhor se adequaram às características regionais foram ACM2 para a estação seca e MYNN2,5 para a estação chuvosa, embora as diferenças entre os quatro fossem pequenas.

Outra vertente dos estudos recentes sobre potencial eólico próximo às descontinuidades água-terra tem estudado o comportamento da baixa atmosfera em reservatórios de grandes centrais hidrelétricas. Assireu *et al.* (2011) coletaram e analisaram dados meteorológicos e topográficos de oito reservatórios brasileiros para avaliar seu potencial eólico, compreender a influência do relevo e explorar a complementaridade sazonal entre as fontes eólica e hidroelétrica. Uma sequência de trabalhos posteriores investigou a capacidade do WRF em modelar o comportamento da atmosfera nestas regiões: Assireu *et al.* (2013), Pellegrini *et al.* (2015, 2017), Araujo *et al.* (2017), Geraldo *et al.* (2017). Em particular, o último trabalho tentou modelar eventos severos ocorridos no reservatório da central hidroelétrica de Itumbiara. Este tipo de simulação é um campo ainda pouco estudado devido à complexa

interação entre tempo severo, relevo e mudança de propriedades superficiais característica da descontinuidade terra-água.

Estudos numéricos têm mostrado também que o contraste térmico gerado pela heterogeneidade da superfície é um dos principais mecanismos capazes de gerar jatos de baixos níveis (JBN) (Wu e Raman, 1997). A formação dos JBN pode decorrer de uma diversidade de razões: (a) passagem de frentes; (b) efeito baroclínico causado por sistemas de escala sinóptica ou por inclinação da superfície; (c) aceleração advectiva; (d) oscilação inercial; (e) canalização ou bloqueio topográfico; (f) brisas marítima ou vale-montanha. Os JBN geralmente tem início à noite, sendo neste caso denominados jatos noturnos mas, conforme sua causa e detalhes da topografia local, eles podem ter início em outros horários, apresentar dois picos por dia e até mesmo durar mais de um dia.

Na região do lago de FURNAS a ocorrência de acidentes aéreos e náuticos relacionados a eventos severos tem sido relatada com frequência. Em abril de 2016, a queda de um monomotor durante uma tentativa de pouso na água promoveu a morte de duas pessoas próximo a Guapé (Silva, 2016). No ano de 2017 quatro acidentes foram registrados, sendo dois aéreos e dois náuticos. A queda de um helicóptero em Capitólio, MG, em janeiro 2017, logo após a decolagem pode ter ocorrido, segundo a reportagem do jornal Estado de Minas, devido a um fenômeno conhecido como “vento de cauda”. Na aeronave havia quatro pessoas que sofreram ferimentos leves (do Vale, 2017). A queda de um *paraglider* motorizado no Lago de FURNAS, no município de Fama, MG, ocorrido em abril de 2017, deixou o piloto gravemente ferido (EPTV, 2017). Em junho, a morte de dois irmãos foi noticiada no mesmo município. Após terem saído para pescar, na manhã do dia vinte e cinco, eles desapareceram e seus corpos somente foram encontrados quatro dias depois (Silva, 2017). No dia sete de setembro de 2017, uma escuna com vinte pessoas naufragou na região dos cânions, entre os municípios de Capitólio e São João Batista do Glória, MG (Moreira, 2017).

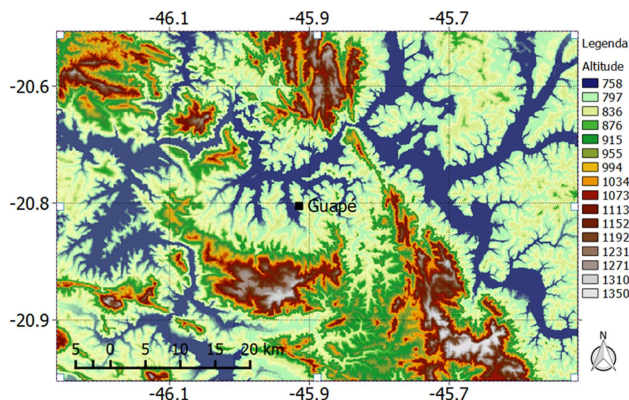
Em setembro de 2016 uma equipe de pesquisadores e alunos da UNIFEI, UFSC e INPE, foi surpreendida por um vento intenso que resultou numa condição da superfície do lago de alto risco à navegação. A equipe, que desenvolvia trabalho de campo relacionado a um projeto científico foi forçada a passar a noite numa ilha à espera de condições seguras para retornar à base. O foco do presente estudo é justamente a aplicação do WRF à simulação deste evento, caracterizado por uma intensificação persistente do vento. Sabe-se que esse tipo de evento ocorre com frequência irregular no reservatório de Guapé, MG, alterando inteiramente a rotina e as atividades das pessoas que vivem próximas ao lago e o utilizam para diversas finalidades. Relatos indicam que, em condições de ventos fortes, ondas intensas são geradas no lago, fazendo com que,

por exemplo, a embarcação que faz a travessia entre as cidades de Guapé e Capitólio interrompa a prestação de serviço. No referido evento, ocorrido entre aproximadamente 20:00 HL do dia 21 de setembro de 2016 e 17:00 HL do dia 22 de setembro de 2016, foram realizadas medidas com um LIDAR modelo Zephir ZP300 que perfilou o vento até 200 m acima da superfície e com um anemômetro instalado em uma torre localizada à margem do reservatório. Os dados foram utilizados para avaliar o desempenho do WRF. Os resultados obtidos da simulação sugerem a presença de um JBN posicionado em torno de 500 m acima da superfície.

## 2 Região de Estudo e Dados Observados

A simulação foi realizada no domínio do Reservatório Hidrelétrico de FURNAS, localizado no interior do estado de Minas Gerais, no curso médio do rio Grande, entre os municípios de São José da Barra e São João Batista do Glória. A represa cobre uma superfície de 1.440 km<sup>2</sup>; com a cota máxima de 762 m em relação ao nível do mar e abrange 34 municípios. O lago é formado por dois braços: um a leste e outro a sul da barragem. Do lado leste, o principal rio que deságua no lago é o Rio Grande. Do lado sul, a represa é formada da junção dos rios Verde, Sapucaí e Machado, além de muitos ribeirões e córregos. As características do relevo podem ser vistas na Fig. 1.

Para validação dos resultados simulados foram utilizados dados de um LIDAR, que realizou medidas de velocidade do vento nos níveis de 10, 20, 38, 59, 79, 99, 139, 159, 179 e 199 m e medidas de temperatura, umidade e pressão a 2 m, entre os dias 20 e 22 de setembro, em intervalos de 18 segundos. A intensidade do vento também foi medida em uma torre localizada à margem do reservatório, em intervalos de 10 minutos, utilizando um anemômetro de hélice da *Young Instruments*, instalado a 3 m de altura. Detalhes da coleta de dados podem ser encontrados em Assireu *et al.* (2018). Para a comparação com a simulação



**Figura 1** - Mapa digital do terreno, apresentando ao centro o braço do reservatório próximo a cidade de Guapé, onde foram realizadas as observações.

foram utilizados os dados de temperatura, umidade, intensidade do vento e pressão conforme [Tabela 1](#). Ao longo da campanha observacional, o LIDAR e a torre foram posicionados em pontos distintos e, devido a inevitáveis questões logísticas, ficaram a 4,7 km de distância um do outro. Por este motivo, para efeitos de validação, foram gerados resultados de velocidade do vento simulado para ambos os locais.

As especificações do anemômetro utilizado neste trabalho são mostradas na [Tabela 2](#). As principais incertezas associadas ao LIDAR são mostradas na [Tabela 3](#).

Como o primeiro nível amostrado pelo LIDAR encontrava-se a 10 m acima da superfície e o primeiro nível vertical no qual o WRF fornece a velocidade do vento simulado encontra-se à mesma altura, a comparação entre os valores medidos e simulados neste caso pôde ser feita sem aproximações. Por outro lado, as medidas obtidas com o anemômetro sônico foram realizadas a 3 m acima da lâmina d'água, de modo que elas tiveram que ser extrapoladas para 10 m para compará-las com os resultados da simulação. Para isso utilizou-se a Lei Logarítmica para a velocidade em terreno plano como aproximação:

$$u = u_r \frac{\ln(z/z_0)}{\ln(z_r/z_0)} \quad (1)$$

em que  $z_r$  é a altura de referência, 3 m no caso,  $u_r$  é a velocidade de referência nesta altura,  $z$  e  $u$  são, respectivamente, a altura e a velocidade para a qual a medida está sendo extrapolada e  $z_0$  é a altura de rugosidade típica do terreno. Foi usado o valor  $z_0 = 0,10$  m obtido de [Tong \(2010\)](#) que reflete um terreno com predominância de baixa vegetação e a existência ocasional de grandes obstáculos, característico do terreno no entorno à margem. Não foi possível utilizar os dados do LIDAR para obter uma estimativa da altura de rugosidade a ser usada na Eq. (1), devido à distância existente entre o LIDAR e a torre. Em virtude do relevo complexo e da variação de cobertura vegetal tal valor não seria representativo da rugosidade no entorno da torre.

O período selecionado para a simulação compreende um caso de persistência de vento intenso e unidirecional observado na região do reservatório próximo a cidade de Guapé, MG. A [Fig. 2](#) mostra valores de velocidade e direção do vento medidos simultaneamente pelo LIDAR e pelo anemômetro.

A análise sinótica do período mostrou que no dia 20/09 foi observado na região a passagem de uma frente fria associada a um centro de baixa pressão localizado no

**Tabela 1** - Dados observados utilizados na validação da simulação.

	Temperatura	Umidade	Vento	Pressão
LIDAR	X	X	X	X
Anemômetro sônico			X	

**Tabela 2** - Especificações do anemômetro utilizado.

	Young 3D 8100
Tipo	Anemômetro ultrasônico
Intervalo de veloc. do vento	0 a 40 m/s
Resolução da intensidade	0,01 m/s
Intervalo da direção do vento	0 a 359 graus
Resolução da direção	0,1 graus
Peso	1,7 kg

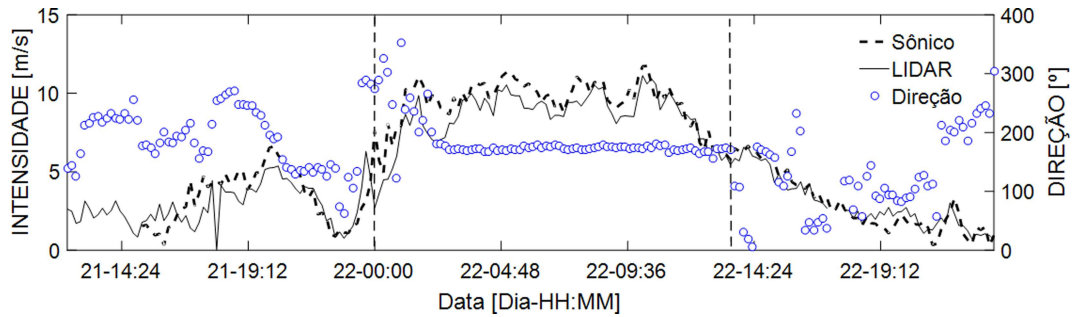
Atlântico, em 33 S, 32 O. Entre os dias 21 e 22, quando foram observados os ventos intensos, a carta sinótica de superfície ([Fig. 3a](#)) mostrou a atuação de uma alta pós-frontal com centro também sobre o oceano, em 35 S, 40 O. Na [Fig. 3a](#), as linhas vermelhas tracejadas representam a espessura entre 1000 e 500 mb maior do que 540 decâmetros (dam) e as linhas azuis tracejadas representam a espessura entre 1000 e 500 mb menor ou igual a 540 dam. A carta de 850 mb ([Fig. 3b](#)) também mostra a atuação do anticiclone e ventos de leste acima de 20 nós (10,3 m/s) na região. Na [Fig. 3b](#) as barbelas em azul representam a velocidade do vento em nós; as linhas em laranja cheias e com setas representam as linhas de corrente do escoamento; as linhas amarelas cheias representam a altura geopotencial em dam; as linhas pretas cheias representam a isoterma de zero grau centígrado e as linhas pretas tracejadas representam as isotermas de +2 e -2 graus centígrados. A carta de 500 mb ([Fig. 3c](#)) mostra uma circulação anticiclônica centrada no oeste do Paraná. Na [Fig. 3c](#) as linhas brancas cheias representam a altura geopotencial; as linhas azuis cheias e com setas representam as linhas de corrente; as áreas preenchidas representam a intensidade do vento em m/s e as linhas laranja tracejadas representam as isotermas. A leste, no oceano, nota-se um amplo cavado e o Jato Subtropical, também observado na carta de 250 mb ([Fig. 3d](#)). Na [Fig. 3d](#) as linhas brancas contínuas representam a altura geopotencial em dam, as linhas azuis cheias e com setas representam as linhas de corrente, as áreas preenchidas representam a intensidade do vento em m/s, as linhas vermelhas tracejadas indicam a posição do jato subtropical, as linhas laranja pontilhadas indicam o jato polar norte e, finalmente, a linha branca tracejada indica o jato polar sul.

### 3 Metodologia

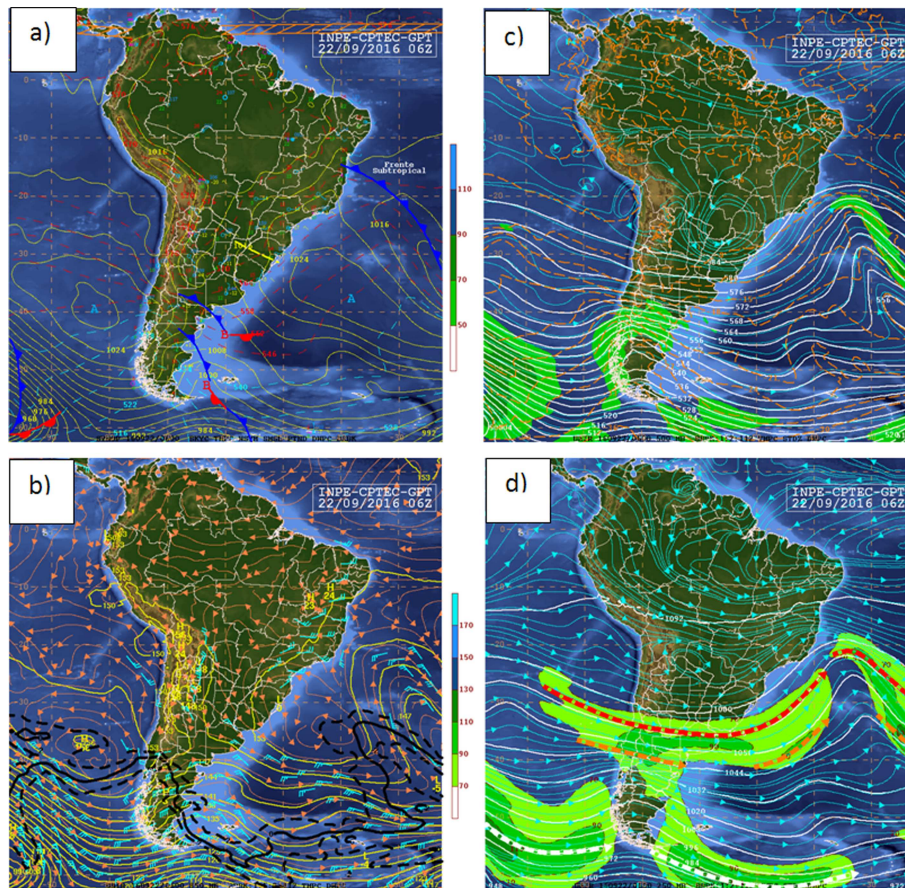
Todas as simulações foram realizadas usando a versão 3.5 do modelo de mesoescala WRF. Este modelo

**Tabela 3** - Incertezas associadas ao LIDAR modelo Zephyr ZP 300.

Tipo de incerteza	Valor
Erro na estimativa do retorno do espectro Doppler	0,2%
Turbulência do vento dentro do volume de controle	5,0%
Incerteza na posição e alcance de medição	0,4%



**Figura 2** - Intensidade do vento medida pelo LIDAR e pelo anemômetro sônico (posições indicadas na Figura 12) durante o período de simulação. Direção medida pelo anemômetro sônico.



**Figura 3** - Carta sinótica, dia 22/09/2016 as 06Z. a) Carta de superfície; b) carta de 850 mb; c) carta de 500 mb; d) carta de 250 mb.

encontra-se atualmente em sua versão 3.9, mas a versão 3.5 não está fora de uso, possuindo ainda suporte oferecido pela *Mesoscale and Microscale Meteorology Division* do NCAR.

Para simular o evento, o modelo foi integrado por um período de 48 h, com início às 21:00 HL do dia 20/09/2016 e término às 21:00 HL do dia 22/09/2016. As doze primeiras horas de simulação foram consideradas tempo de ajuste do modelo e descartadas. Este período é maior do que o necessário para as ondas sonoras atravessarem o domínio maior, ajustando

o vento ao terreno. Como, porém, havia indícios de convecção profunda durante o evento, o referido período de doze horas mostrou-se necessário, como sugerido por Wang et al. (2017). Além disso, a integração foi encerrada cinco horas após o término do evento. Deste modo, a rodada do modelo cobriu com folga temporal para ambos os lados o período do evento, por um lado evitando problemas de acomodação (*spin up*) e por outro impedindo que o evento deixasse de ser capturado, em caso de atraso na simulação em representar o fenômeno.

Escolheu-se uma configuração de três domínios quadrados, aninhados e centralizados, para detalhar a região alvo do problema, conforme Fig. 4, com comunicação bidirecional de dados entre eles. O centro das grades foi posicionado sobre a torre anemométrica, localizada em 20°44'26,07" S; 45°57'27,03" O, para minimizar erros de interpolação na comparação dos resultados.

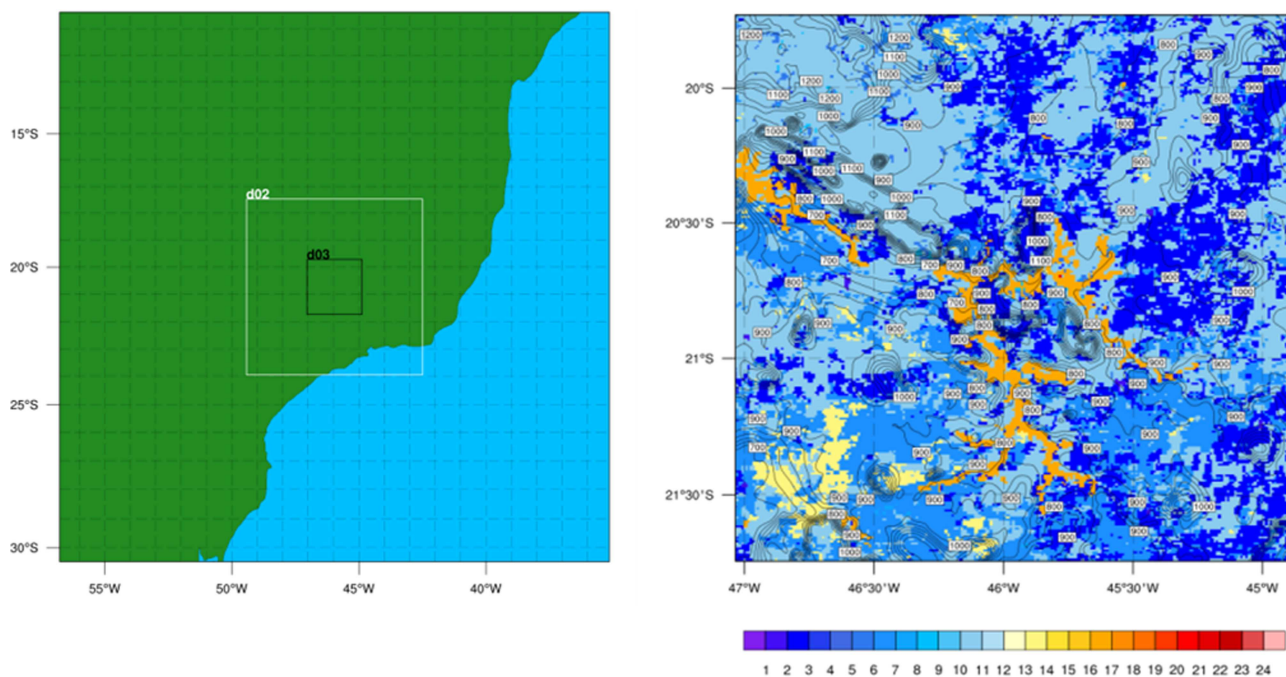
A resolução da grade menor, 900 m, (d03, Fig. 4) foi escolhida de forma a coincidir com a resolução máxima dos dados geográficos estáticos utilizados (USGS, com resolução de 30"). Estes dados fornecem os valores de todas as propriedades superficiais, inclusive  $z_0$ , de todas as células de grade nos três domínios. Para aumentar progressivamente o tamanho das grades aninhadas, foi usada uma relação de 5:1 entre a resolução dos domínios, resultando em resoluções de 4,5 e 22,5 km nas grades intermediária (d02) e maior (d01), respectivamente.

Todas as simulações foram inicializadas com os dados FNL de reanálise do modelo global GFS do NCEP, com resolução espacial de 1° (aprox. 108 km) e temporal de seis horas. Esses dados também foram utilizados como condição de contorno durante a integração, como usual. A adequação dos dados estáticos do USGS e de reanálise do FNL para as grades escolhidas neste estudo foi feita de forma automática pelo mecanismo padrão do WRF. Primeiramente, o módulo conhecido como *geogrid* lê as definições do usuário e os dados estáticos, cria os domínios especificados e interpola os dados estáticos para eles. Posteriormente, o módulo *metgrid* interpola os campos meteorológicos extraídos dos dados FNL (pelo módulo

*ungrib*, no formato GriB ou GriB2) para os domínios criados pelo *geogrid*. Os detalhes matemáticos das interpolações usados no processo podem ser encontrados no manual avançado do WRF (Skamarock *et al.*, 2008).

Chegou-se, desta forma, a uma configuração com 101 x 101 pontos de grade no d01, 161 x 161 no d02 e 251 x 251 no d03, com dimensões resultantes de 2.273, 725 e 226 km, respectivamente. Com isso, acredita-se ter definido um domínio d01 capaz de capturar por completo os sistemas sinóticos atuantes na região e grande o suficiente para que os pulsos inseridos pelas bordas no momento da atualização pelos dados do modelo GFS a cada seis horas sejam amortecidos até atingir as fronteiras dos domínios d02 e d03, respeitando as premissas estabelecidas por Wang (2012). Também observando estas premissas, garantimos que nenhum local relevante da simulação estivesse situado a menos de dez pontos de grade da borda do d03 e que nenhuma grande cadeia montanhosa fosse atravessada pelas fronteiras dos domínios. Passos de tempo de 120, 24 e 4,8 segundos foram usados nos domínios d01, d02 e d03, respectivamente, respeitando a mesma relação de 5:1 entre a resolução dos domínios, conforme exigência operacional do WRF.

Uma resolução vertical de 47 níveis, satisfatória na experiência dos autores com tempo severo, e atendendo às recomendações de Wang, Dudhia e Chen (2017), foi utilizada em todas as grades aninhadas. Geraldo *et al.* (2017) realizaram testes usando 31, 45 e 65 níveis em um estudo numérico no reservatório de Itumbiara, divisa dos estados de Minas Gerais e Goiás, e verificaram que as rodadas



**Figura 4** - Aninhamento dos domínios simulados (esq.). Relevo e uso do solo no domínio menor segundo classificação de 24 tipos do USGS (dir.). Reservatório de Guapé em laranja.

com 31 níveis mostravam-se relativamente pobre em detalhes dinâmicos, enquanto as de 65 níveis não apresentavam ganho significativo em relação ao uso de 45 níveis. Sendo assim, o presente estudo utilizou os mesmos 45 níveis verticais usados por [Geraldo et al. \(2017\)](#), acrescentando mais dois, especificamente localizados a 10 e 120 m, com vistas ao cálculo do número de Richardson nesta camada através dos resultados simulados. Os 45 níveis verticais foram distribuídos de forma não linear, com alta concentração próximo à superfície e ao topo, segundo uma distribuição tangente hiperbólica.

Por padrão do WRF, todos os domínios aninhados tem base na superfície, definida pela coordenada vertical  $\eta = 1$ , e “topo” na isóbara de 50 mb, definido pela coordenada vertical  $\eta = 0$  (localizado acima dos 15.500 m na atmosfera padrão ISA). A coordenada  $\eta$  do WRF acompanha o terreno e é definida por

$$\eta = \frac{P - P_{top}}{P_s - P_{top}} \quad (2)$$

em que  $P$  é componente hidrostática das pressões envolvidas,  $P_s$  é a pressão à superfície e  $P_{top}$  é a pressão no topo da atmosfera.

As parametrizações físicas usadas no estudo foram as mesmas em todos os domínios, exceto em um caso no d02 e no d03, onde não foram usadas parametrizações de nuvens cúmulos, conforme sugestão do manual do WRF. Os esquemas adotados, cuja aplicabilidade está bem documentada no manual do WRF, têm sido encontrados em estudos semelhantes na literatura.

Diversos trabalhos apresentam estudos de sensibilidade do WRF às parametrizações físicas de CLP em regiões não influenciadas pela interface água-terra (por exemplo, [Zhang and Zheng, 2007](#); [Borge et al., 2008](#); [Han et al., 2008](#); [Li e Pu, 2008](#); [Hu et al., 2010](#); [Ma et al., 2011](#); [Cheng et al., 2012](#); [Osuri et al., 2012](#); [Xie et al., 2012](#); [Garcia-Díez et al., 2013](#); [Hu et al., 2013](#)). Poucos trabalhos, contudo, apresentam resultados para regiões de transição terra-água ([Salvador et al., 2016](#)). No Brasil, dentre os trabalhos precursores na investigação da capacidade do WRF em modelar o comportamento da atmosfera nestas regiões, podem ser citados [Assireu et al. \(2013\)](#), [Pellegrini et al. \(2015, 2017\)](#), [Araujo et al. \(2017\)](#) e [Geraldo et al. \(2017\)](#).

No presente trabalho foram utilizados os esquemas de Purdue (Lin, 2002) para a parametrização da microfísica de nuvens, RRTM ([Mlawer et al., 1997](#)) para a radiação de onda longa, Dudhia ([Dudhia, 1989](#)) para a radiação de onda curta, Eta Similarity ([Janjic, 1996, 2002](#)) para a camada superficial, MYJ ([Mellor, Yamada, 1982](#)) para camada limite, Noah LSM ([Chen e Dudhia, 2001](#)) para a modelagem da interação solo-superfície e Betts-Miller-Janjic ([Janjic, 1994, 2000](#)) para nuvens cúmulos apenas no domínio d01.

Este conjunto de parametrizações não é por inteiro o padrão do WRF: apenas as parametrizações de radiação de onda curta e longa e o modelo de solo-superfície o são. A parametrização da microfísica de nuvens foi escolhida por ser a mais sofisticada dentre aquelas adequadas à alta resolução, conforme manual do WRF. As parametrizações de camada limite, de camada superficial e de nuvens cúmulos foram escolhidas por serem os esquemas operacionais usados no modelo ETA, bastante robustos e confiáveis, portanto. Certamente, esta escolha do conjunto de parametrizações possui um componente subjetivo, uma vez que não há um esquema apropriado a todas as situações (por ex. [Cohen et al., 2015](#), em relação a esquemas de camada limite).

Para obter detalhes do evento, saídas de resultados simulados foram geradas a cada 10 minutos, ou seja, a cada 125 passos de tempo do domínio d03. Para a verificação dos resultados, foram gerados gráficos e obtidas métricas estatísticas, comparando valores simulados e observados da temperatura, umidade e velocidade do vento. A origem dos dados observados é apresentada na [Tabela 1](#). Foram calculadas as métricas a seguir.

O desvio padrão ( $s$ ), dado por

$$s_s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S})^2}{n-1}} \quad \text{e} \quad (3)$$

$$s_o = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{n-1}}$$

em que  $S$  e  $O$  são, respectivamente, dados simulados e dados observados, a barra indica média e  $n$  reflete o número total de dados utilizados. O erro médio ( $ME$ ), dado por

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i) \quad (4)$$

e o erro médio quadrático ( $MSE$ ) e sua raiz ( $RMSE$ ), dados por:

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n} \quad (5)$$

e

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{n}} \quad (6)$$

O coeficiente de correlação de Pearson ( $R$ ), calculado por

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{s})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{s})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}} \quad (7)$$

e, finalmente, o índice de concordância de Willmott ( $d$ ), dado por

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|S_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (8)$$

A eficiência do modelo foi avaliada utilizando o critério do cálculo do *skill* conforme a metodologia apresentada por Pielke (2002). Neste caso, o desvio padrão da série observada e da série simulada devem ser aproximadamente iguais, isto é,  $s_o \cong s_s$  e a raiz do erro médio quadrático deve ser menor do que o desvio padrão da observação, ou seja,  $RMSE < s_o$ . Finalmente, a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio médio,  $RMSE_{UB}$ , deve também ser menor do que o desvio padrão da observação, isto é,  $RMSE_{UB} < s_o$ , sendo o  $RMSE_{UB}$  definido por

$$RMSE_{UB} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(s_i - \bar{s}) - (o_i - \bar{o})]^2} \quad (9)$$

## 4 Resultados e Discussão

Os resultados a seguir serão apresentados em duas etapas. Na primeira, algumas variáveis meteorológicas serão usadas para avaliar o desempenho do WRF, comparando dados observados com resultados simulados no mesmo ponto. Após esta validação, resultados da simulação serão utilizados, na tentativa de compreender melhor o fenômeno.

### 4.1. Validação do modelo

A Tabela 4 apresenta os índices estatísticos comparando resultados simulados e observados. Para os dados do LIDAR, as métricas foram calculadas considerando dados com início às 03:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016. Para o anemômetro sônico foi considerando o período com início às 13:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016.

Pela análise dos indicadores estatísticos, bem como das Figs. 5, 6 e 7 a 10, verifica-se que o modelo tende a subestimar a temperatura e superestimar a umidade

Tabela 4 - Resultados estatísticos.

	$S_{LIDAR}$	$S_{sonico}$	$s_s$	ME	MSE	RMSE	$R$	$d$	$RMSE_{UB}$
Temperatura (°C)	4,54	–	3,64	-2,25	8,63	2,94	0,92	0,88	1,86
Umidade relativa (%)	13,22	–	16,61	13,13	213,46	14,61	0,93	0,81	6,54
Veloc. vento LIDAR a 10 m (m/s)	3,04	–	3,14	0,17	5,21	2,28	0,75	0,85	1,58
Veloc. vento sônico (m/s)	–	3,39	2,82	0,60	3,01	1,74	0,87	0,92	1,60
Pressão (mb)	1,70	–	1,61	3,27	11,02	3,32	0,92	0,44	0,57

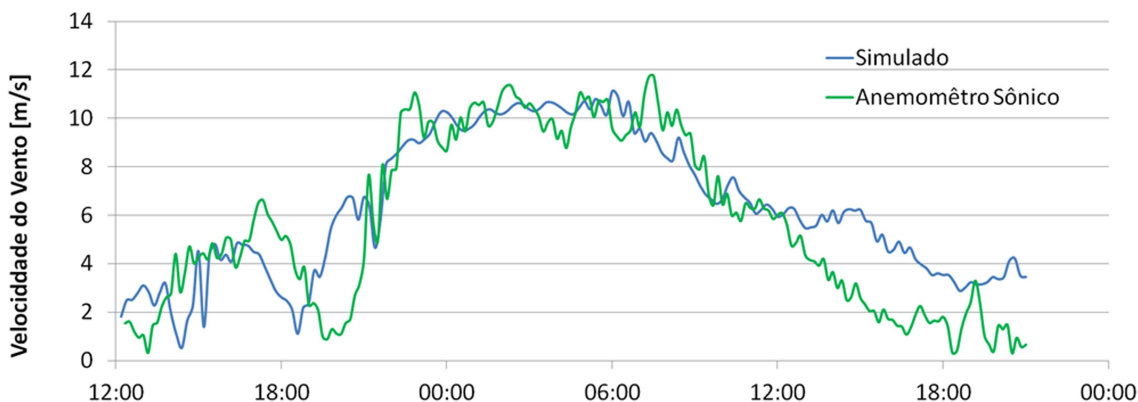


Figura 5 - Série temporal de velocidade do vento a 10 m. Dados do anemômetro sônico e resultados da simulação para a posição do anemômetro. Os valores medidos foram extrapolados para 10 m. Início às 13:00 HL do dia 21/09/2016 e fim às 20:30 HL do dia 22/09/2016.



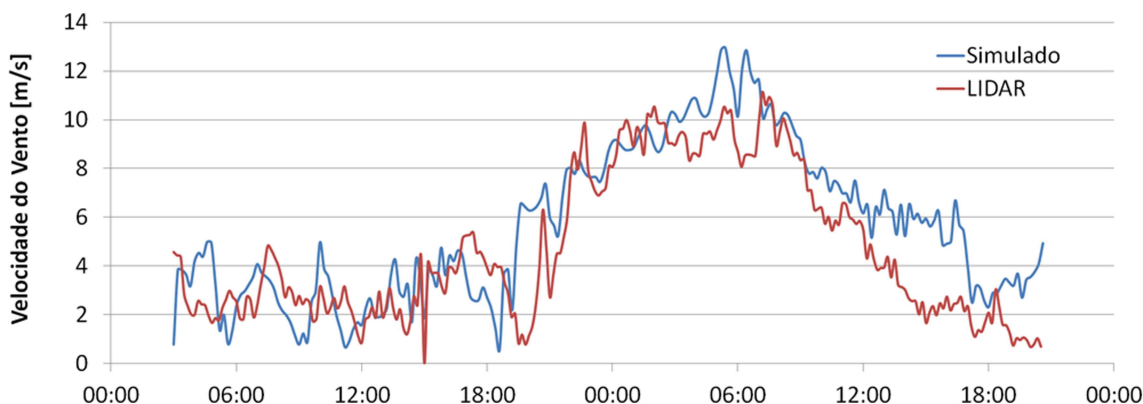
relativa do ar, intensidade do vento e pressão. Lembrando que o LIDAR e o anemômetro sônico foram posicionados em pontos distintos, percebe-se nas Figs. 5 e 6 que os resultados da simulação diferem entre si, mostrando a influencia do relevo. A posição relativa entre os pontos de coleta de dados (e de simulação) serão posteriormente mostrados na Fig. 12. Os resultados estatísticos mostram um coeficiente de correlação de Pearson igual ou superior a 0,75, valor considerado forte por Hopkins (2000). Verifica-se também um índice de concordância próximo à unidade (igual ou superior a 0,81) para todas as variáveis, exceto para a pressão. Neste caso, o valor baixo calculado ( $d = 0,44$ ) deve-se à pouca variabilidade em torno da média presente no denominador da eq. (7) e sugerida pelos desvios padrão de 1,70 e 1,61. O critério de *skill*,  $RMSE < s_o$ , foi cumprido na comparação de temperatura e de velocidade do vento, mas não na de pressão e umidade relativa. Em relação ao critério  $s_o \cong s_s$ , a diferença para a temperatura, a umidade relativa e velocidade (do anemômetro sônico) ficou em torno de 20%.

No período analisado, o vento acelerou de 0,9 m/s, próximo às 15:00 HL do dia 21/09/2016, até um pico de quase 12,0 m/s, próximo às 08:00 HL do dia 22/09/2016

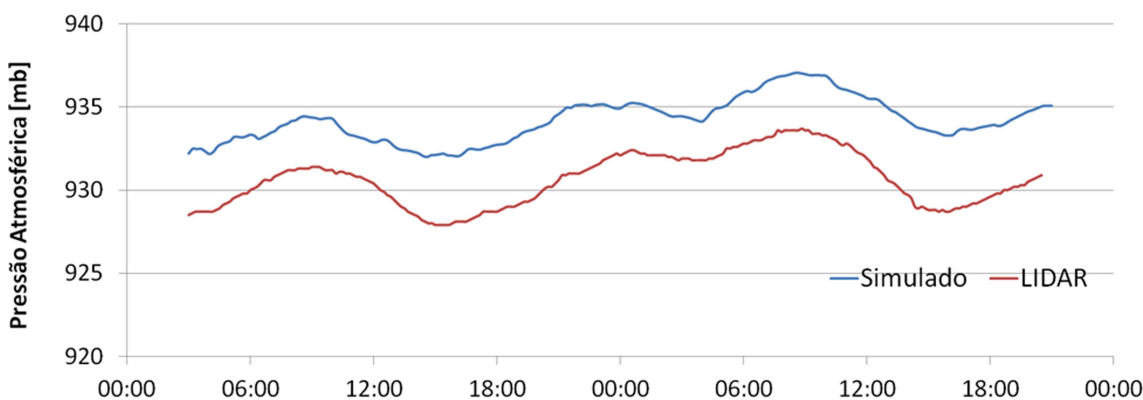
(Figs. 5 e 6). O vento permaneceu no patamar de 10 m/s entre 23:00 HL do dia 21 e 09:00 HL do dia 22 aproximadamente, seguindo-se um declínio um pouco menos rápido que o aumento do dia anterior, atingindo valores abaixo de 2,0 m/s a partir das 15:00 HL do mesmo dia. O patamar descrito foi precedido de um pico menos duradouro, ocorrido entre 12:00 HL e 19:00 HL do dia 21, com pico de 6,6 m/s próximo às 18:00 HL do dia 21.

As Figs. 5 e 6 também apresentam os resultados simulados. Percebe-se a capacidade do WRF em reproduzir qualitativa e quantitativamente o vento intenso registrado. O evento é relativamente bem capturado no domínio temporal, porém observa-se que por volta das 19:00 HL do dia 21, o modelo está adiantado com relação às observações, enquanto um atraso na redução da velocidade do vento é percebida no dia 22 por volta das 13:00 HL.

Durante o período considerado, a pressão observada exibiu um comportamento que parece ser a variação diária normal (Fig. 7). Um mínimo na pressão, ocorrido às 15:00 HL do dia 21, precedeu o início do evento. O segundo pico na pressão observada, localizado próximo às 09:00 HL do dia 22, marca o início do declínio do evento. A pressão simulada reflete qualitativamente muito bem o



**Figura 6** - Série temporal de velocidade do vento a 10 m. Dados do LIDAR e resultados da simulação para a posição do LIDAR. Início às 03:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016.



**Figura 7** - Série temporal de pressão à superfície. Dados do LIDAR e resultados da simulação. Início às 03:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016.

comportamento observado, mas é superestimada quantitativamente por um valor em torno de 4 mb durante todo o período.

A temperatura observada a 2 m mostrou um aumento de aproximadamente 8 °C entre 09:00 HL e 16:00 HL do dia 21, no período que precedeu a perturbação (Fig. 8). Seguiu-se um período de queda praticamente linear, cujo mínimo, 16 °C as 09:00 HL do dia 22, precedeu o início da redução do vento em duas horas aproximadamente. Seguiu-se um novo aumento e nova redução, com pico em torno das 17:00 HL do dia 22. Tudo indica, portanto, tratar-se também da variação diária normal, com a alta amplitude térmica característica desta época do ano em Minas Gerais. A temperatura simulada reflete qualitativamente bem o comportamento observado. Quantitativamente, há uma defasagem temporal da previsão, que captura o primeiro pico de temperatura um pouco mais tarde. Além disso, a temperatura é subestimada pelo modelo na maior parte do período, especialmente nos picos registrados.

A umidade relativa observada mostrou-se praticamente um espelho da temperatura (Fig. 9) durante o

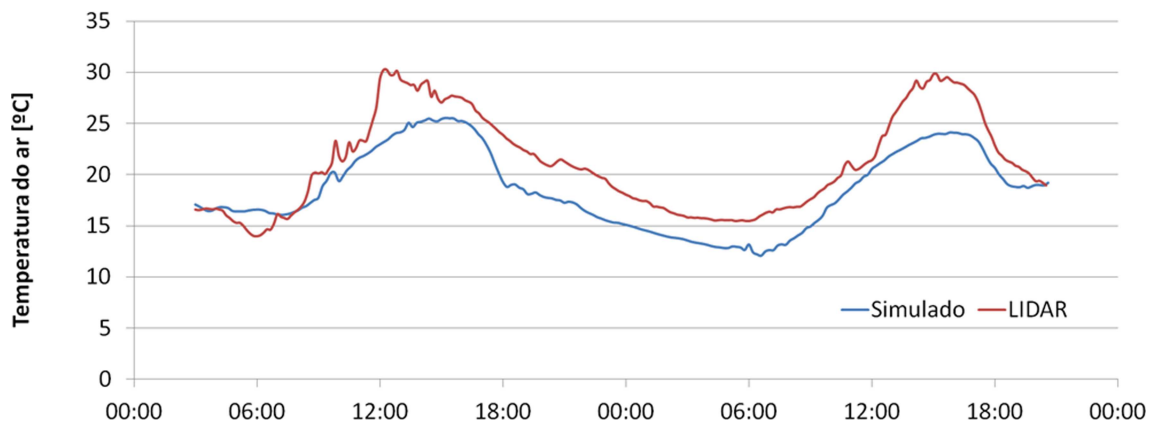
período, sugerindo que não ocorreu a entrada de uma nova massa de ar com características distintas, porém uniformes, de temperatura, pressão e umidade, em relação à massa de ar presente na região. A umidade simulada também reflete qualitativamente muito bem o comportamento observado, com uma diferença em torno de 10% entre dados observados e a simulação.

A Fig. 10 mostra perfis verticais de velocidade do vento observados pelo LIDAR e simulados para a mesma posição no dia 22, em três horários distintos. As diferenças entre simulação e observação não ultrapassam 1,5 m/s, com o modelo por vezes superestimando e por vezes subestimando as medidas. Tanto a simulação quanto o LIDAR mostram que no período considerado as velocidades em todos os níveis estão aumentando com o tempo.

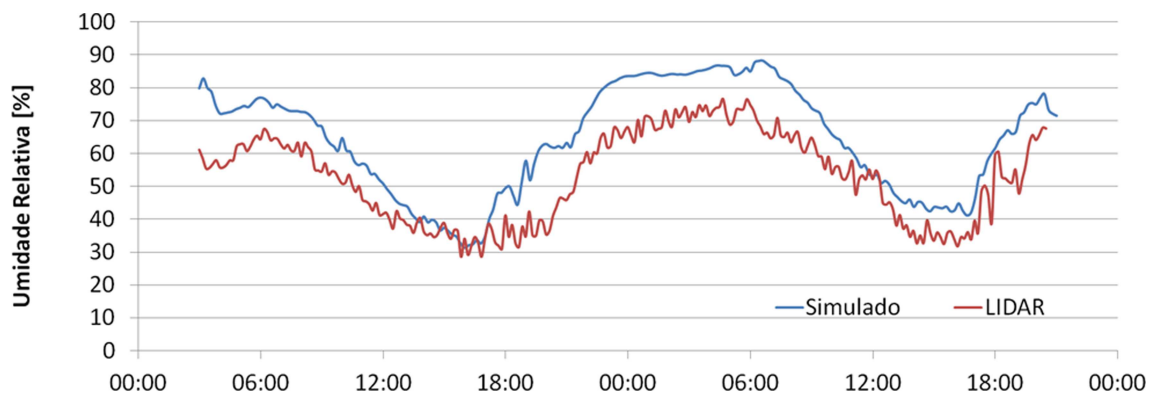
#### 4.2. Análise dos resultados simulados

Nesta seção, os resultados das simulações realizadas com o WRF, conforme descrito, foram usados para investigar o fenômeno em detalhes.

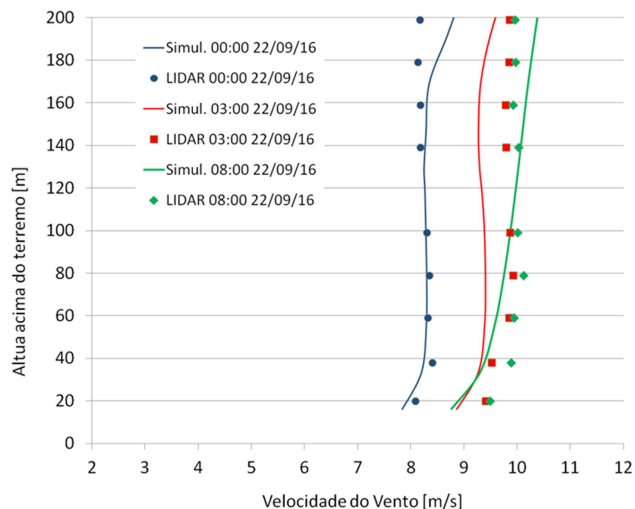
Primeiramente, perfis verticais de magnitude da velocidade simulada do vento foram traçados para alguns



**Figura 8** - Série temporal de temperatura à 2 m. Dados do LIDAR e resultados da simulação. Início às 03:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016.



**Figura 9** - Série temporal de umidade relativa à 2 m. Dados do LIDAR e resultados da simulação. Início às 03:00 HL do dia 21/09/2016 e término às 20:30 HL do dia 22/09/2016.



**Figura 10** - Perfis verticais de velocidade do vento observados pelo LIDAR e simulados. Dia 22/09/2016.

locais escolhidos, mostrados na Fig. 11 com círculos vermelhos, na tentativa de entender as variações horizontais sofridas pelo vento até chegar ao local do experimento. O horário escolhido foi as 02:00 HL, aproximadamente no meio do período de ocorrência de velocidades do vento superiores a 8 m/s. O critério para escolher os locais de estudo foi o de seguir as linhas de corrente que passam pelo sistema flutuante de medidas ancorado no lago, no sentido para montante. Para isso, distribuições horizontais do campo de velocidades e das linhas de corrente associadas (Fig. 12) foram obtidas para várias alturas acima do

solo. O retângulo branco no *zoom* da Fig. 12 (direita) mostra aproximadamente a mesma área coberta pela Fig. 11. O reservatório é indicado pela linha contínua, preta e grossa.

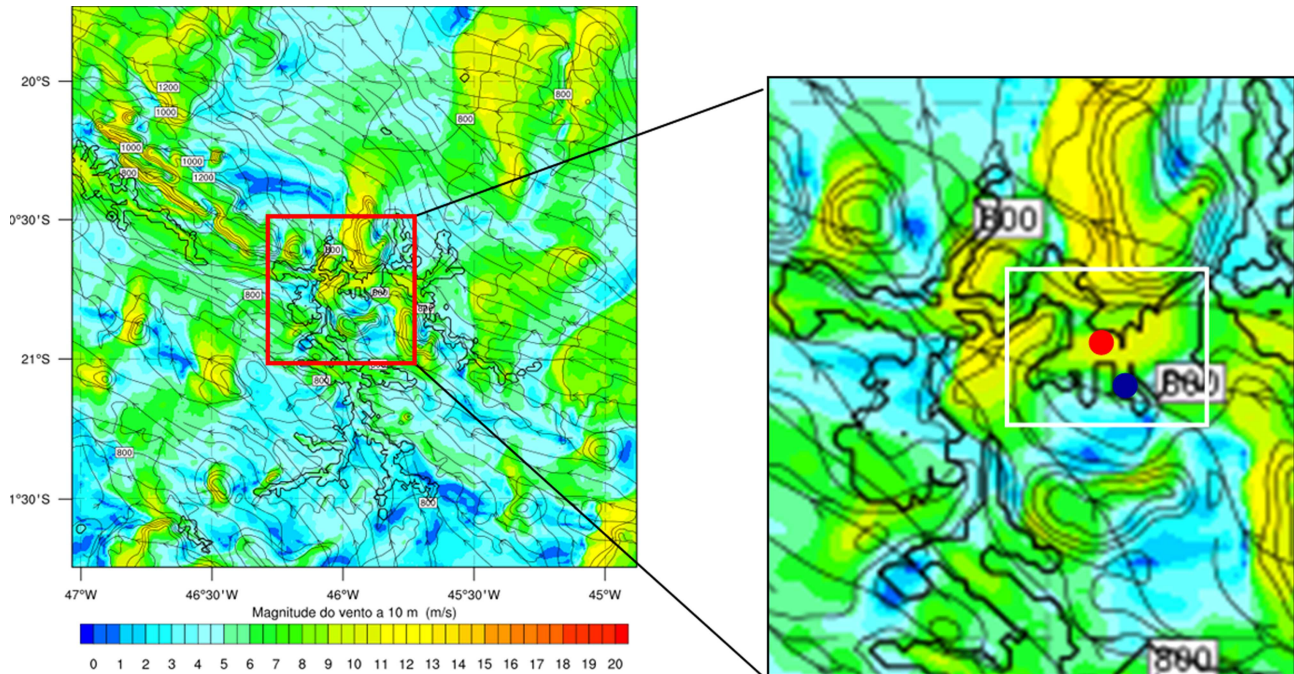
Percebeu-se que o sentido predominante do vento sobre a torre anemométrica (DADOS na Fig. 11 e círculo vermelho na Fig. 12) as 02:00 HL era entre S e SE e decidiu-se, portanto, investigar as distribuições verticais de magnitude do vento ao longo dos braços do reservatório localizados nestas direções. O braço nordeste também foi investigado, na tentativa de compreender o comportamento do vento na direção transversal às linhas de corrente. Desta forma, foram definidos 9 locais de estudo dos resultados simulados: o ponto de coleta de dados onde foram realizadas as medidas com o anemômetro sônico (DADOS), 3 pontos no braço sul do reservatório (S1, S2, S3), 3 pontos no braço sudeste (SE1, SE2, SE3) e 2 pontos no braço nordeste (NE1 e NE2), todos referenciados na Fig. 9, sendo o ponto SE3 situado em terra.

A análise dos perfis, Fig. 13, sugerem a presença de um JBN, posicionado em torno de 500 m acima da superfície, o que coincide com a altura média dos JBN observados na região do lago de Itaipu por Stivari e Oliveira (2000) e do aeroporto Internacional Salgado Filho em Porto Alegre por Correa et al. (2002). Wei et al. (2013) apresenta uma interessante revisão geral sobre o fenômeno e uma análise de características do JBN na região (plana e costeira) do delta do Rio Yangtze, na China.

Percebe-se também que a parte mais próxima a superfície (até ~400 m) é modificada pelo relevo, pela



**Figura 11** - Locais escolhidos para análise dos perfis verticais de magnitude do vento.



**Figura 12** - Linhas de corrente (linha contínua, preta e com setas), relevo (linha contínua, preta) e distribuição horizontal de magnitude da velocidade do vento a 10 m para o d03 as 02:00 HL do dia 22/09/2016. O reservatório é indicado pela linha contínua, preta e grossa. Os pontos indicam os locais de medida: anemômetro sônico (vermelho) e LIDAR (azul).

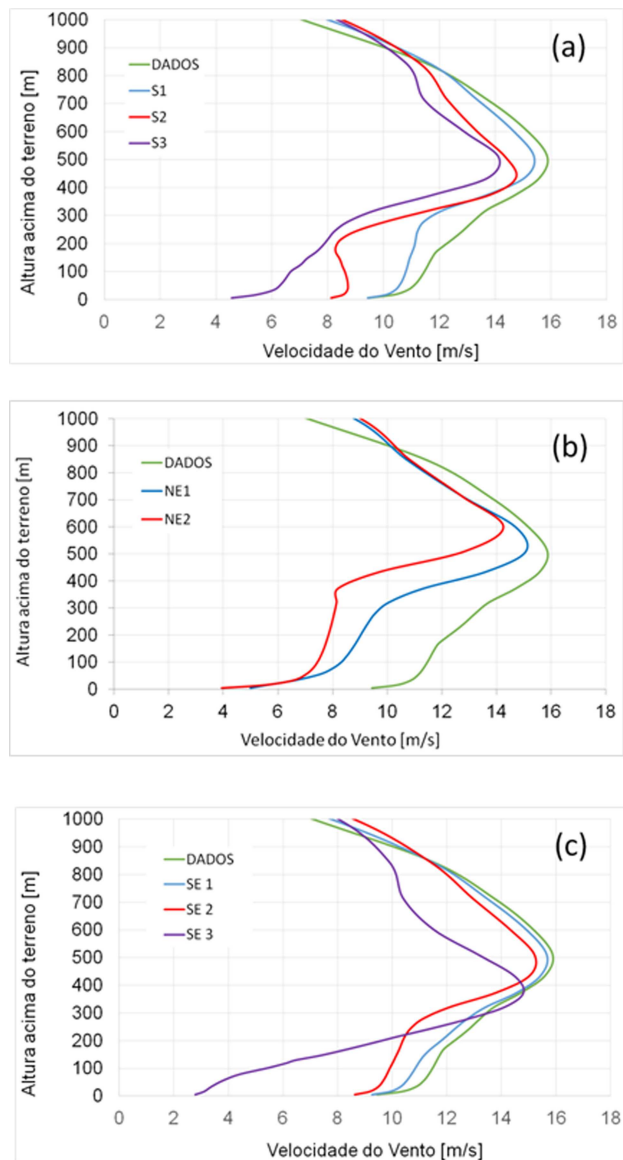
variação de rugosidade superficial terra-água e pelos contrastes térmicos terra-água. Estudos de JBN em regiões influenciadas por extensos corpos d'água têm indicado a forte influência dos processos térmicos associados ao contraste de temperatura entre terra e água e da topografia (Burk e Thompson, 1996; Holt, 1996 e Parish, 2000). Fica claro na Fig. 13, associada aos braços sul e sudeste, que a magnitude da velocidade do vento próximo à superfície vai sofrendo um aumento, à medida que o vento percorre a lâmina d'água. No braço sudeste, a velocidade de pico aumenta em torno de 1 m/s. No braço sul, o máximo da magnitude de vento também aumenta entre 14 e 16 m/s, no sentido do movimento, mantendo-se a aproximadamente 500 m acima da superfície. No braço sudeste, por sua vez, a velocidade de pico aumenta em torno de 1 m/s, percebido na passagem da terra para a água, com a altura do pico elevando-se em aproximadamente 100 m. Os perfis do braço nordeste (transversal às linhas de corrente - Fig. 13) mostram velocidades aumentando também em direção à torre anemométrica, mas para o perfil vertical de velocidade do vento como um todo. Isto sugere que o relevo possui uma tendência a canalizar o vento sobre a torre. Esta mesma intensificação pelo relevo já foi observada em outro reservatório brasileiro (Assireu *et al.*, 2013, Pellegrini *et al.*, 2015).

A Fig. 14 mostra a evolução temporal do perfil de magnitude do vento na torre anemométrica, do início ao final do evento, entre 22:00 HL do dia 21 e 09:00 HL do dia 22. A tendência de intensificação do vento próximo à

superfície é bem marcante entre 22:00 HL e 04:00 HL. Entre 04:00 HL e 07:00 HL percebe-se que o vento diminui como um todo no perfil exceto muito próximo a superfície e após as 07:00 HL a redução toma toda a extensão vertical do perfil, à medida que o evento aproxima-se do seu fim.

A Fig. 15 mostra a evolução do campo de velocidades a 10 m para o domínio d03, iniciando-se às 16:10 HL do dia 21, com imagens em intervalos de uma hora. Fica evidente a chegada de uma perturbação, delineada por ventos de 8 m/s (em verde) ou maiores. A Fig. 15f (21:10 HL do dia 21/09/2018, no canto inferior direito) mostra ventos de 8 m/s no ponto onde foram feitas as medidas anemométricas (ao centro da grade). Isso era de se esperar, uma vez que toda a série temporal simulada adere bem aos dados observados.

Resultados simulados obtidos para o dia 21 às 02:50 HL (Fig. 16) destacam a perturbação em seu momento de maior intensidade no domínio d02. A simulação mostra a presença de ventos intensos também em colinas localizadas em torno do reservatório (algumas posições marcadas por círculos vermelhos), com valores da ordem de 12 m/s. Os resultados também mostram ventos sustentados acima de 12 m/s, com pico de quase 18 m/s à NE do reservatório, no Parque Estadual da Serra do Intendente, próximo à cidade mineira de Conceição do Mato Dentro. Esta é uma região de conhecido destaque por seu alto potencial eólico, como se pode ver no Atlas do Potencial Eólico Brasileiro (Amarante *et al.*, 2001), e



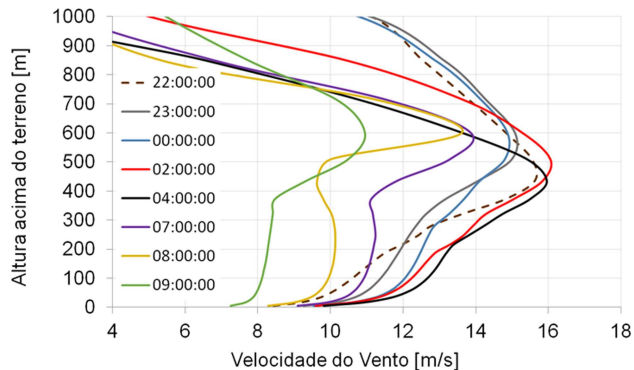
**Figura 13** - Perfis verticais simulados de velocidade do vento. Braços Sul (a), Nordeste (b) e Sudeste (c) às 05:00 HL do dia 22/09/2016. A legenda DADOS refere-se aos valores simulados no ponto de coleta de dados (anemômetro sônico).

também identificado nas simulações realizadas por Mendes (2011).

Os resultados apresentados neste trabalho possuem implicações práticas para diversas atividades que vêm sendo realizadas próximas ao lago e possui potencial para contribuir para a prevenção de acidentes que têm ocorrido na região, alguns possivelmente relacionados ao JBN.

### 5 Conclusões

O presente estudo mostrou a capacidade do WRF em reproduzir um evento de intensificação do vento ocorrido no reservatório de Guapé, MG, entre os dias 21 e 22 de

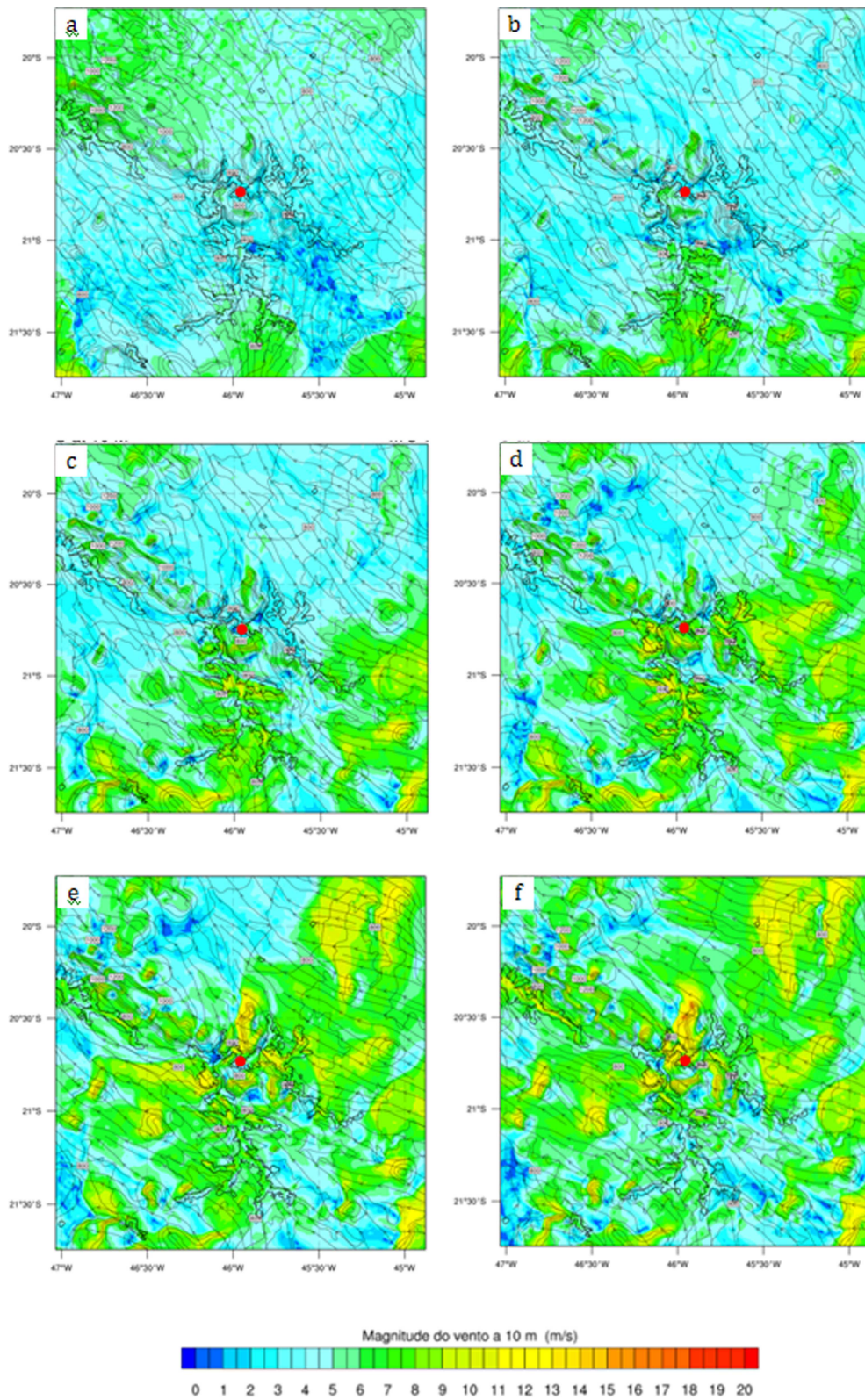


**Figura 14** - Evolução temporal simulada do perfil vertical de velocidade do vento no ponto de coleta de dados (DADOS), entre 01:00 HL e 12:00 HL do dia 22/09/2016.

setembro de 2016. Foram bem representadas as características de velocidade e duração do vento. Isto sugere que a simulação, se feita em moldes operacionais, utilizando dados de previsão fornecidos por um modelo global, poderia servir como base para a emissão de um alerta de tempo severo na região. Tal análise situa-se, contudo, além dos objetivos do presente trabalho, mas está sendo considerada para trabalhos futuros.

Na tentativa de compreender o evento, várias hipóteses foram levantadas. Verificou-se não se tratar de uma rajada vertical ou de uma tempestade isolada, devido à sua longa duração (11 horas com vento a 10 m acima de 8 m/s) e ausência de precipitação. Nenhuma atividade convectiva foi registrada pela equipe do experimento no período, o que nos leva a descartar todo tipo de tempestade (tempestades multicélulas, linhas de tempestade, etc.). As características do relevo, Fig. 1, indicam também não se tratar de um vento catabático e sua persistência confirma essa ideia. Como mencionado anteriormente, também não se trata dos ventos diretamente associados à chegada da frente fria, pois esta foi registrada no dia 20/09. Verificou-se, porém, nas cartas sinóticas de 850 mb, que o giro da Alta parece favorecer ventos mais intensos soprando do oceano para o continente, em direção ao reservatório. Presume-se que características locais, como relevo e balanço de energia, associados à condição atmosférica no momento tenha favorecido a intensificação dos ventos. De fato, forçantes de escala sinóticas são um dos possíveis motivos causadores dos JBN. Segundo Stull (1997), JBN são configurados pela presença de um pico de velocidade, ao menos 2 m/s superior ao do vento acima, nos primeiros 1.500 m acima da superfície. Os resultados exibidos mostram claramente tal condição.

Como conclusão, nossas simulações sugerem um JBN gerado pelo gradiente de temperatura pós-frontal, cuja parte inferior foi acelerada pelo relevo e pela variação de rugosidade superficial terra-água. Mais estudos encontram-se atualmente em andamento para obter detalhes sobre as condições sinóticas que favoreçam o fenômeno,



**Figura 15** - Vento simulado a 10 m. Domínio menor. Dias 21 e 22 de setembro de 2016. (a) 16:10, (b) 17:10, (c) 18:10, (d) 19:10, (e) 20:10, (f) 21:10 HL. Linhas como na Fig. 12. Posição do anemômetro sônico: círculo vermelho.

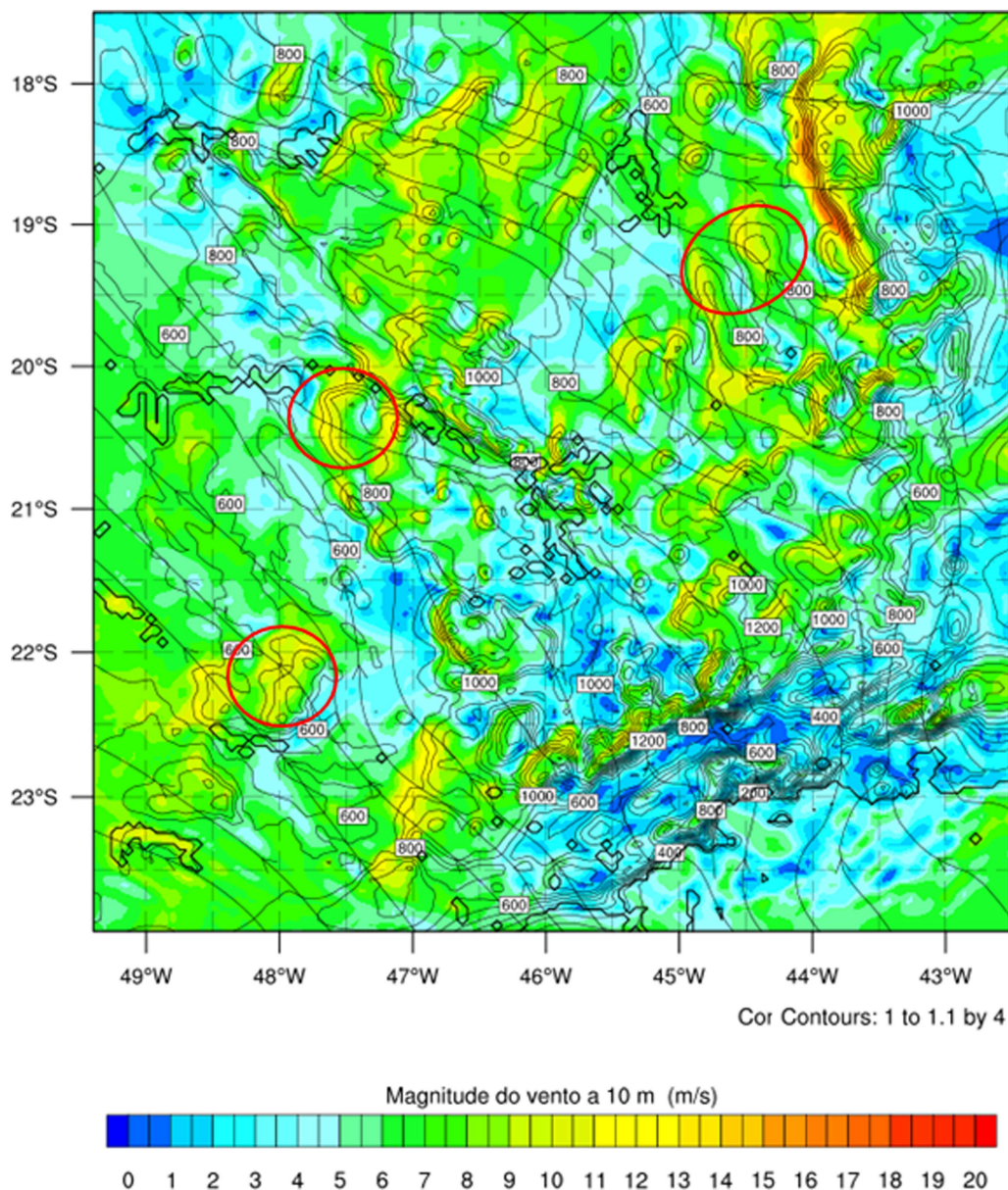


Figura 16 - Vento simulado a 10 m. Domínio d02, 21/09/2016, 02:50 HL. Linhas como na Fig. 12.

bem como sua frequência e intensidade, de modo que se possa sugerir à população e às autoridades locais algum tipo de ação preventiva.

### Agradecimentos

À FAPEMIG (Projeto APQ 1575/14) e ao CNPq (Projetos 406801/2013-4 e 309315/2015-8). À Equinócio Geoambiental pelo fornecimento e suporte ao uso do VANT. Agradecemos também aos revisores por seus comentários extremamente úteis, alguns textualmente incluídos no trabalho.

### Referências

- AMARANTE, O.A.C.; BROWER, M.; ZACK, J.; SÁ, A.L., 2001, 'Atlas do potencial eólico brasileiro', MME/ELETROBRÁS/CEPEL, Brasília, 45 pp.
- ARAUJO, C.C.S.; PELLEGRINI, C.C.; ASSIREU, A.T. Avaliação do WRF enquanto ferramenta decisória sobre potencial eólico. Em: **Congresso Nacional de Engenharia Mecânica e Industrial**, 2017, Aracaju, SE.
- ARCHER, C.L.; COLLE, B.A.; VERON, D.L.; VERON, F.; SIENKIEWICZ, M.J. On the predominance of unstable atmospheric conditions in the marine boundary layer offshore of the U.S. northeastern coast. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. v. 121, n. 15, p. 8869-8885, 2016.

- ASSIREU, A. T. *et al.*, 2018. Uso de VANT para prospecção eólica em sistemas aquáticos: desenho amostral e avanços instrumentais. (Aceito para publicação na **Revista Brasileira de Meteorologia**).
- ASSIREU, A.T.; PELLEGRINI, C.C.; PIMENTA, F.M. Intensificação do Vento Devido a Influências do Relevo: Evidências a Partir de Modelos Numéricos e Medidas In Situ. **Ciência e Natura**, v. Especial, p. 60-62, 2013.
- ASSIREU, A., PIMENTA, F., SOUZA, V. Assessment of wind power potential of hydroelectric reservoirs. Em: **Energy resources: development, distribution and exploitation**, pp. 1-28. 2011.
- BAAS, P.; BOSVELD, F.C.; BURGERS, G. The impact of atmospheric stability on the near-surface wind over sea in storm conditions. **Wind Energy**, v. 19, n. 2, p. 187-198, 2015.
- BANKS, R.F.; TIANA-ALSINA, J.; BALDASANO, J. M.; ROCADENBOSCH, F.; PAPAYANNIS, A.; SOLOMOS, S.; TZANIS, C. G. Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrA-CD campaign. **Journal of Atmospheric Research**, p. 185-201, 2016.
- BORGE, R.; ALEXANDROV, V.; DEL VAS, J.J.; LUMBRERAS, J.; RODRÍGUEZ, E. A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula. **Atmospheric Environment**, v. 42, p. 8560-8574, 2008.
- BROWER, M; ZACK, J.W; BAILEY, B; SCHWARTZ, M.N; ELLIOTT, D.L. "Mesoscale modelling as a tool for wind resource assessment and mapping," **Proceedings of the 14th Conference on Applied Climatology**, p. 1-7, American Meteorological Society, 2004.
- BURK, S.D.; THOMPSON, W.T. The summertime low-level jet and marine boundary layer structure along the California coast. **Monthly Weather Review**, v.124, p. 668-686, 1996.
- CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M. WRF model ocean surface wind simulation forced by different reanalysis: comparison with observed data along the Iberian Peninsula coast Ocean Model. **Applied Energy**, v. 56, p. 31-42, 2012b.
- CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SANTOS, C.A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. **Environ Modell Softw**, v. 33, p. 23-34, 2012a.
- CARVALHO, D.; ROCHA, A.; SANTOS, C.S.; PEREIRA, R. Wind resource modeling in complex terrain using different mesoscale-microscale coupling techniques **Applied Energy**, v. 108, p. 493-504, 2013.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. **Monthly Weather Review**, 129, 569-585. 2001
- CHEN, S.-H., SUN, W.-Y: A one-dimensional time dependent cloud model. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, 80, 99-118, 2002.
- CHENG, F.Y., CHIN, S.C.; LIU, T.H. The role of boundary layer schemes in meteorological and air quality simulations of the Taiwan area. **Atmospheric Environment**, v. 54, p. 714-727, 2012.
- COHEN, A.E., CAVALLO, S.M.; CONIGLIO, M.C.; BROOKS, H.E. A Review of Planetary Boundary Layer Parameterization Schemes and Their Sensitivity in Simulating South-eastern U.S. Cold Season Severe Weather Environments. **Weather Forecasting** v.30, p.591-612, 2015.
- CORRÊA, C.S.; CLARKE, R.T.; SILVEIRAS, A.L.L. Análise espectral do decréscimo da velocidade do vento acima do jato de nível baixo em situações de El Nino-Oscilação Sul (ENSO) sobre Porto Alegre, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.17, n. 2, p.153 - 163, 2002.
- DUDHIA J. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. **Journal Atmospheric Science**, v. 46, p. 3077-3107, 1989.
- EDSON, J.B.; FAIRALL, C.W. Similarity relationships in the marine atmospheric surface layer for terms in the TKE and scalar variance budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, nº 13, p. 2311-2328, 1998.
- FRANK, H.P.; LARSEN, S.E.; HØJSTRUP, J. Simulated wind power off-shore using different parameterisations for the sea surface roughness. **Wind Energy**, v. 3, n. 2, p. 67-79, 2001.
- GARCIA-DÍEZ, M.; FERNÁNDEZ J., YAGUE, L.; FITA, C. Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 139, p. 501-514, 2013.
- GARCIA-DIEZ, M.; FERNANDEZ, J.; FITA, L.; YAGUE, C., "Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe". **Quartely Journal of Royal Meteorological Society**, v. 139, p. 501-514, 2012.
- GERALDO, F.N. L., PELLEGRINI, C.C. ; ASSIREU, A.T. Um Estudo Numérico De Eventos Severos No Reservatório Da Central Hidroelétrica De Itumbiara. Em: **X Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, 2017, Santa Maria, RS.
- GRELL, G.A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D.R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). **NCAR Technical Note** NCAR TN-398-1-STR, 117 pp. 1994
- HAN, Z.; UEDA, H.; AN, J. Evaluation and intercomparison of meteorological predictions by five MM5-PBL parameterizations in combination with three land-surface models. **Atmospheric Environment**, v. 42, p. 233-249, 2008
- HOLT, T.R. Mesoscale forcing of a boundary layer jet along the California coast. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 4235-4254, 1996.
- HOLTSLAG, M.C.; BIERBOOMS, W.A.A.M.; VAN BUSSEL, G.J.W. Validation of surface layer similarity theory to describe far offshore marine conditions in the Dutch North Sea in scope of wind energy research. **Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics**, v. 136, p. 180-191, 2015.
- HOLTSLAG, M.C.; BIERBOOMS, W.A.A.M.; VAN BUSSEL, G.J.W. Extending the diabatic surface layer wind shear profile for offshore wind energy. **Renewable Energy**, v. 101, p. 96-110, 2017.
- HONG, S.-Y; NOH, Y.; DUDHIA. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 23, p. 18-41, 2006.
- HU, X.M.; NIELSEN-GAMMON, J.W.; ZHANG, F. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF



- model. **Journal Applied Meteorology Climatology**, v. 49, p. 1831-1844, 2010
- HU, X.M.; KLEIN, P.M.; XUE, M. Evaluation of the updated YSU planetary boundary layer scheme within WRF for wind resource and air quality assessments. **Journal Geophysical Research**, v. 118, p. 10490-10505, 2013.
- JANJIC, Z.I. Comments on "Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models", **Journal Atmospheric Science**, 57, p. 3686. 2000
- JANJIC, Z.I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, **Monthly Weather Review**, 122, 927-945. 1994
- JANJIC, Z.I. The surface layer in the NCEP Eta Model, In: **Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction**, Norfolk, VA, 19-23 August; Amer. Meteor. Soc., **Proceedings**. Boston, MA, 354-355. 1996
- JANJIC, Z.I., Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model, **NCEP Office Note**, No. 437, 61 pp. 2002
- KÄLLSTRAND, B.; BERGSTRÖM, H.; HÖJSTRUP, J.; SMEDMAN, A.-S. Mesoscale wind field modifications over the Baltic Sea. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 95, n° 2, p. 161-188, 2000.
- KROGSÆTER, O. "One year modelling and observations of the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL)", in **NORCOWE**, p. 10-13, 2011.
- LANGE, B.S.; LARSEN, J.; HOJSTRUP, R.; BARTHELMIE, R. Importance of thermal effects and the sea surface roughness for offshore wind resource assessment. **Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics**, v. 92, n. 11, p. 959-988, 2004.
- LI J.H.; GUO Z.H.; WANG H.J. Analysis of Wind Power Assessment Based on the WRF Model, **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, 7:2, 126-13, 2014.
- LI, X.; PU, Z. Sensitivity of numerical simulation of early rapid intensification of Hurricane Emily (2005) to cloud microphysical and planetary boundary layer parameterizations. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4819-4838, 2008.
- MA, M.; PU, Z.; WANG, S.; ZHANG, Q. Characteristics and numerical simulations of extremely large atmospheric boundary-layer heights over an arid region in Northwest China. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 140, p. 163-176, 2011.
- MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review Geophysical**, 20, 851-875. 1982
- MENDES, C.R.S. **Proposta de uma Metodologia Livre para Avaliação de Potencial Eólico de Minas Gerais**, dissertação de mestrado, Univ. Federal São João del-Rei, MG, Brasil, 115 pp. 2011
- MLAWER, E.J.; TAUBMAN, S.J.; BROWN, P.D.; IACONO, M.J.; CLOUGH, S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal Geophysical Research Atmospheric**; v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.
- MUÑOZ-ESPARZA, D.; BEECK VAN, J.; CAÑADILLAS, B. "Impact of turbulence modeling on the performance of WRF model for offshore short-term wind energy applications", in **13th International Conference on Wind Engineering Proceedings**, p. 1-8, 2011.
- NAWRI N.N.; PETERSEN, G.N.; BJORNSSON, H.; HAHMANN, A.N.; JÓNASSON, K.; HASAGER, C.B.; CLAUSEM, N. The wind energy potential of Iceland. **Renewable Energy**, v.69, p. 290-299, 2014.
- OSURI, K.K.; MOHANTY, U.C.; ROUTHAY, A; KULKARNI, M.A.; MOHAPATRA, M. Customization of WRF-ARW model with physical parameterization schemes for the simulation of tropical cyclones over North Indian Ocean. **Natural Hazards**, v. 63, p. 1337-1359, 2012.
- PARISH, T, R. Forcing of the summertime low-level jet along the California coast. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, p. 2421-2433, 2000.
- PELLEGRINI, C.C.; NETO, A.V.L.; ASSIS, J.V.B.; ASSIREU, A.T. Um Estudo Numérico da Intensificação do Vento em Reservatórios de Centrais Hidroelétricas da Região Sudeste do Brasil. **Ciência e Natura**, v. 36, p. 121, 2015.
- PELLEGRINI, C.C.; ASSIREU, A.T.; ANDRADE, L.F. Um Estudo Numérico Do Vento Em Reservatórios De Centrais Hidroelétricas: Efeitos Da Estratificação Atmosférica. In: **X Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, 2017, Santa Maria, RS.
- PIELKE, R.A.SR. **Mesoscale meteorological modeling**. Second Edition. International Geophysics Series, vol 78. Academic Press, 676 p. 2002
- SALVADOR, N.; REIS, JR.N.C.; SANTOS, J.M.; ALBUQUERQUE, T.T.A.; et al.. Evaluation of weather research and forecasting model parameterizations under sea-breeze conditions in a North Sea coastal environment. **Journal of Meteorological Research**, v. 30, p. 998-1018, 2016.
- SANTOS-ALAMILLOS, F.J.; POZO-VAZQUEZ, D.; RUIZ-ARIAS, J.A.; TOVAR-PESCADOR, J. Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain). **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. v. 52, n. 7, p. 1592-1609, 2013.
- SHIMADA, S.; OHSAWA, T. Accuracy and characteristics of offshore wind speeds simulated by WRF. **SOLA**. v. 7, p. 21-24, 2011
- SILVA, A.F.G.; FISCH, G. Avaliação do modelo WRF para a previsão do perfil do vento no centro de lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 259-270, 2014.
- SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, B.J.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.M.; DUDA, M.G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J.G. "A description of the advanced research WRF version 3" **NCAR Technical Note**. NCAR/ TN-475 +STR, jun. 2008.
- STIVARI, S.M.S.; OLIVEIRA, A.P. Estudo observacional dos jatos de baixos níveis na região do lago de Itaipu. Em: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000. p.1809-1814.
- STULL, R.B. An Introduction to boundary layer meteorology. **Atmospheric and Oceanographic Sciences Library**, 1997
- TONG, WEI. **Wind Power Generation and Wind Turbine Design**. Kollmorgen Corp, WITPRESS, 25 Bridge Street, Billerica, MA 01821, USA. 769p., 2010.

- WANG, W. Notas fornecidas durante o **Workshop on air quality and use of WRF-CHEM tutorial**, 2012.
- WEI, W.; WU, B.G.; YE, X.X.; WANG, H.X.; ZHANG, H.S. Characteristics and Mechanisms of Low-Level Jets in the Yangtze River Delta of China **Boundary-Layer Meteorology**, v. 149, p. 403-424, 2013.
- WU, Y.; RAMAN, S. Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low-Level Jets. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 36, n. 5, p. 573-590, 1997.
- XIE, B.; FUNG, J.C.H.; CHAN, A.; LAU, A. Evaluation of non-local and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, 2012.
- ZHANG, D.L.; ZHENG, W.Z. Diurnal cycles of surface winds and temperatures as simulated by five boundary layer parameterizations. **Journal Applied Meteorology**, v. 43, p. 157-169, 2007.
- paraglider-caindo-em-parafuso-no-lago-de-furnas-em-mg. ghtml. Acesso em: 18 dez. 2017.
- HOPKINS, W.G. Correlation coefficient: a new view of statistics. 2000. Disponível em: <http://www.sportsci.org/resource/stats/correl.html>. Acesso em: 12 jul. 2007.
- MOREIRA, R., Embarcação com 20 pessoas afunda no Lago de FURNAS (MG). **UOL Notícias, Minas Gerais**, set. 2017. Disponível em: <https://noticias.uol.com.br/ultimas-noticias/agencia-estado/2017/09/08/embarcacao-com-20-pessoas-afunda-no-lago-de-furnas-mg.htm>. Acesso em: 26 Abr. 2017.
- SILVA, A.L. Corpos de irmãos que desapareceram no Lago de FURNAS são encontrados. **Estado de Minas**, Minas Gerais, 30 jun. 2017. Disponível em: [https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/06/30/interna\\_gerais,880407/corpos-de-irmaos-que-desapareceram-no-lago-de-furnas-sao-encontrados.shtml](https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/06/30/interna_gerais,880407/corpos-de-irmaos-que-desapareceram-no-lago-de-furnas-sao-encontrados.shtml). Acesso em: 18 de dezembro de 2017.
- SILVA, A.L. Monomotor caiu em MG durante tentativa de pouso em água. **G1 - O portal de notícias**, Minas Gerais, 30 abr. 2016. Disponível em: <http://g1.globo.com/mg/centro-oeste/noticia/2016/04/pai-e-filho-de-itauna-morrem-apos-queda-de-monomotor-no-sul-de-mg.html>. Acesso em: 18 de dezembro de 2017.
- WANG, W., DUDHIA, J., CHEN, M. **University Corporation For Atmospheric Research**, Best Practices of WRF, 2017. Disponível em: [http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201701/best\\_prac.pdf](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201701/best_prac.pdf). Acesso em: 27 mar. 2018.

## Endereços de Internet

- DO VALE, J.H. Helicóptero em Capitólio seguem internadas. **Estado de Minas**, Minas Gerais, jan. 2017. Disponível em: [https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/01/23/interna\\_gerais,841777/vitimas-de-acidente-com-helicoptero-em-capitolio-seguem-internadas.shtml](https://www.em.com.br/app/noticia/gerais/2017/01/23/interna_gerais,841777/vitimas-de-acidente-com-helicoptero-em-capitolio-seguem-internadas.shtml). Acesso em: 18 de dez. 2017.
- EPTV- 1ª edição. Piloto de paraglider fica em estado grave após cair no Lago de FURNAS. **G1- O portal de Notícias**, Minas Gerais, abr. 2017. Disponível em: <https://g1.globo.com/mg/sul-de-minas/noticia/video-mostra-piloto-de->

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.