

## AValiação de um caso de intenso aquecimento do ar noturno superficial no estado do Rio de Janeiro

**Hana Carolina Vieira Silveira**

hanacarolina01@gmail.com  
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

**Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira**

anactn@gmail.com  
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

**Vinícius Albuquerque de Almeida**

vinicius@lma.ufrj.br  
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

### RESUMO

Na noite do dia 2 e madrugada do dia 3 de agosto de 2011, um aquecimento noturno foi observado em diversas estações meteorológicas na cidade do Rio de Janeiro – RJ. Tal aquecimento ocorreu de forma repentina e intensa, com aumento de até 5°C em uma hora no Aeroporto Internacional Tom Jobim (SBGL) e no aeroporto Santos Dumont (SBRJ), e 3,9°C na estação meteorológica do Forte de Copacabana. Normalmente, o ciclo de temperatura diurno é bem caracterizado, de forma que valores mais baixos e mais altos são observados no início da manhã e meio/fim da tarde, respectivamente. No entanto, alguns fenômenos meteorológicos podem provocar alterações neste ciclo, sendo mais comuns quando há a passagem de frente fria. Por meio de reanálises e de uma simulação numérica do evento utilizando o modelo regional de previsão numérica do tempo – o *Weather Research and Forecasting* – WRF –, foram identificadas características na coluna atmosférica, como uma camada de ar mais seco em níveis médios, logo abaixo de uma camada mais úmida, além de uma inversão térmica próxima à superfície. Esses resultados são semelhantes aos apontados por Johnson (1983) para eventos *heat burst*, que tem como características o aumento súbito da temperatura do ar simultaneamente à diminuição da umidade em superfície. O *heat burst* pode estar associado à dissipação de tempestades e é tipicamente de natureza noturna, quando uma camada limite estável se desenvolve neste período, e tem um papel importante para o seu desenvolvimento.

**Palavras-chave:** Aquecimento noturno, *Heat burst*, Rio de Janeiro.

## INTRODUÇÃO

A temperatura do ar apresenta um ciclo diário médio no qual o valor máximo ocorre cerca de duas horas após o horário em que a radiação incidente é máxima, e o valor mínimo ocorre momentos antes de o nascer do Sol. Entretanto, a atuação de sistemas meteorológicos pode perturbar esse ciclo, de forma que as temperaturas máxima e mínima ocorram em outros períodos (Varejão-Silva, 2006).

Um dos sistemas meteorológicos mais comuns que provocam tais perturbações na região Sudeste do Brasil é a frente fria, na qual, em sua fase pré-frontal, os ventos de quadrante norte provocam o aumento das temperaturas por algumas horas. Eventos de Zonas de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS também provocam alterações na temperatura do ar na região de influência do sistema, tendo em vista o aumento da nebulosidade e, conseqüentemente, a menor incidência da radiação solar em superfície.

No entanto, além dos sistemas meteorológicos mais clássicos, tem-se o *heat burst*, explosão de calor, em tradução literal, caracterizado pelo súbito aumento da temperatura do ar, com simultânea diminuição da umidade e ventos fortes, com ocorrência tipicamente noturna (Williams, 1963; Johnson, 1983; Bernstein e Johnson, 1994; McPherson *et al.* 2010).

Em 2 de agosto de 2011, na cidade do Rio de Janeiro, foi registrado, simultaneamente, um rápido aquecimento noturno da ordem de 5°C em uma hora em algumas estações meteorológicas, chegando a cerca de 8,3°C em quatro horas em outra. A temperatura máxima do dia em muitas dessas localidades foi observada durante a noite.

Por se tratar de um fenômeno ainda pouco estudado, principalmente no Brasil, este trabalho tem por objetivo geral uma revisão bibliográfica do fenômeno e, como objetivo específico, o estudo do caso ocorrido em 2 de agosto, a partir da observação por estações meteorológicas e reporte de aeroportos, além de buscar o entendimento físico com o auxílio de modelagem numérica.

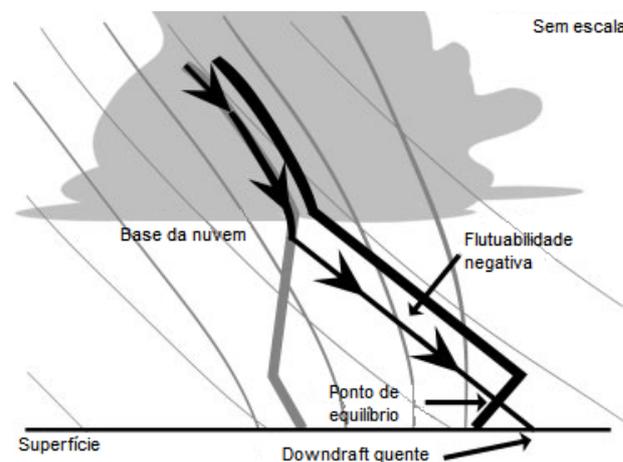
### Heat burst

O *heat burst* está associado à dissipação de tempestades e é tipicamente de natureza noturna, e a camada limite estável que se desenvolve neste período tem um papel importante para o seu desenvolvimento.

O desenvolvimento de *heat burst* pode ocorrer por dois processos distintos: o proposto por Johnson (1983) (**Figura**

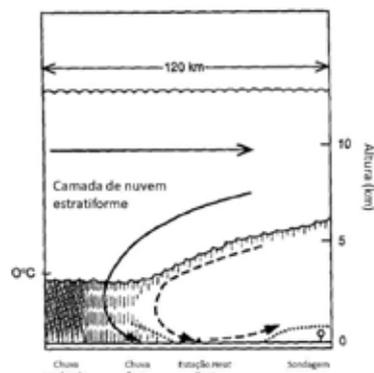
**1**) e por Bernstein e Johnson (1994) (**Figura 2**). O primeiro processo se dá pela evaporação de gotas de chuva ou da própria nuvem em uma camada seca em níveis médios, resfriando uma parcela de ar, a qual inicia processo de subsidência por um processo adiabático seco. Durante o movimento, a parcela se aquece até alcançar uma camada de inversão térmica próxima à superfície que, com flutuabilidade negativa suficiente, penetra nessa camada e continua se aquecendo até atingir a superfície, com temperatura superior à do ambiente.

Já no estudo de Bernstein e Johnson (1994), um forte influxo em níveis médios relacionadas à tempestade entra na região estratiforme e desce em direção à superfície, contornando a área da chuva principal e deformando a camada estável de superfície.



**Figura 1** . Modelo conceitual de *heat burst* proposto por Johnson (1983)

Fonte: Adaptado McPherson *et al.*, (2011)



**Figura 2**. Modelo conceitual proposto por Bernstein e Johnson (1994)

Fonte: Adaptado de Bernstein e Johnson (1994).

## DADOS E MÉTODO

Para identificar o aquecimento em superfície, foram utilizadas as observações realizadas nas 4 estações meteorológicas disponíveis na cidade do Rio de Janeiro do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), 3 da rede do sistema AlertaRio, e dos 5 aeródromos da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET), conforme **Tabela 1**.

**Tabela 1.** Fonte de dados meteorológicos

Fonte	Estações	Intervalo
REDEMET	Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro (SBGL); Aeroporto Santos Dumont (SBRJ); Base Aérea dos Afonsos (SBAF); Aeroporto de Jacarepaguá (SBJR); Base Aérea de Santa Cruz (SBSC).	60 minutos
Sistema AlertaRio, da cidade do Rio de Janeiro	Alto da Boa Vista; Guaratiba; São Cristóvão.	15 minutos
INMET	Forte de Copacabana; Vila Militar; Marambaia; Jacarepaguá.	60 minutos

Para caracterização sinótica do evento foram utilizadas as imagens de satélite no canal do vapor d'água e infravermelho do GOES 12 do CPTec/INPE e dados de reanálise ERA5 do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF), com resolução horizontal de 0,25° x 0,25°, e temporal de 1 hora.

Para complementar a análise foi realizada uma simulação numérica com o modelo WRF - Weather Research & Forecasting Model – com resolução horizontal de 3 km, e temporal de 1 hora.

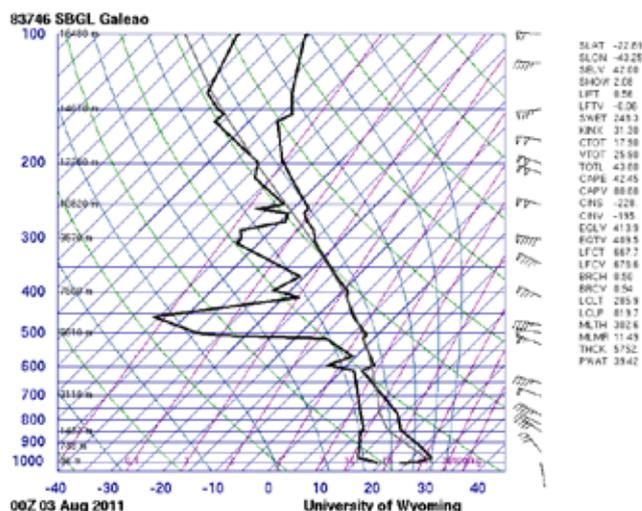
A característica de parametrização utilizada foi a Tropical Suite, ou seja, microfísica WSM6 (Hong e Lim, 2006), radiação de ondas curtas e longas RRTMG (Iacono *et al.* 2008), esquema de convecção cumulus de Tiedtke (Zhang e Wang, 2017), esquema YSU PBL (Hong *et al.*, 2006), esquema de camada superficial MM5 (Zhang e Anthes, 1982) e modelo de superfície terrestre Noah (Chen e Dudhia, 2000).

Como condições iniciais e de contorno, foram utilizados os dados de reanálise ERA5 pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF), com resolução horizontal de 0,25° x 0,25° e temporal de 1 hora.

## RESULTADOS

### Dados observacionais dos dias 2 e 3 agosto de 2011

Na sondagem de 21h do dia 2 para o Galeão (SBGL) (**Figura 3**) pode-se observar inicialmente que a atmosfera próxima à superfície (1000 – 980 hPa) estava seca e condicionalmente estável. É possível notar que a média troposfera se encontrava muito seca, e uma inversão térmica próxima à superfície.



**Figura 3.** Sondagem para o aeroporto Tom Jobim para o dia 3 de agosto de 2011 00Z, 21h do dia 2

Fonte: University of Wyoming

Nas **Figuras 4 e 6** se observa a evolução da temperatura do ar (T) e do ponto de orvalho (Td), assim como a variação da temperatura pelo período de 1 hora para estações meteorológicas do INMET e dos aeródromos da REDEMET. Com exceção da Base Aérea de Santa Cruz, em todas os pontos de observação foi registrado o aumento da temperatura do ar (T) simultaneamente à diminuição de Td, principalmente entre 21h e 00Z.

Nas **Figuras 5 e 7** se observa a temperatura e a umidade relativa do ar (UR) e a taxa de aquecimento em 15 minutos. Sabe-se que a umidade relativa é uma resposta direta da variação da temperatura, no entanto, é a única variável disponível medida nas estações do Alerta Rio que permite a análise desta natureza. Em todas as localidades foi possível notar o aquecimento noturno de até 4,9°C em 2 horas em São Cristóvão, chegando a uma taxa de 1,8°C/15min no Alto da Boa Vista entre 20h15 e 20h30. A UR também diminuiu, como esperado, saindo de cerca de 70% para 40%.

Nas estações da rede Alerta Rio o valor de Td não é observado, por isso foi utilizado o valor da umidade relativa do ar (UR), ainda que seja uma resposta direta da temperatura do ar.

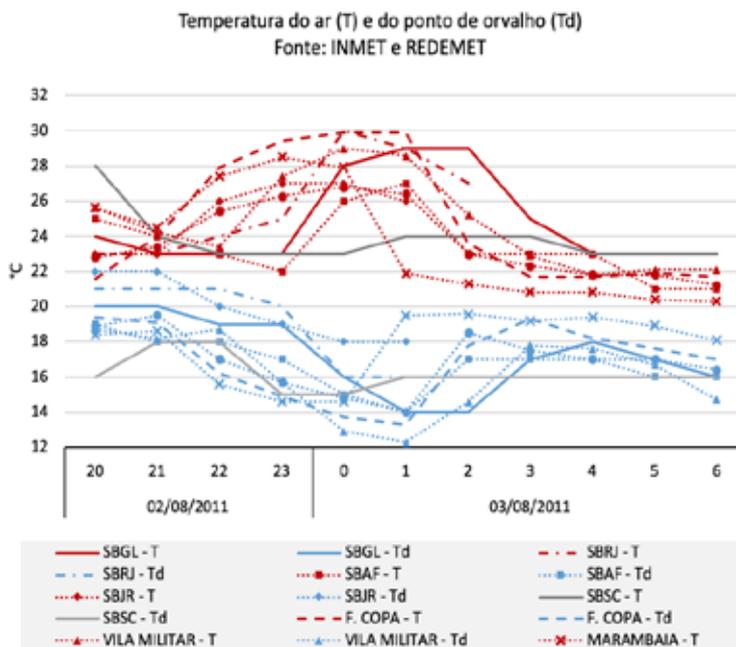
A **Tabela 2** lista os 12 pontos de observação, classificados do maior aquecimento até o menor aquecimento. Destaca-se o Forte de Copacabana, com aquecimento de 8,3°C entre 20Z e 00Z, totalizando 4 horas de duração. O Aeroporto Santos Dumont, com aquecimento de 7°C em apenas 3 horas e, ainda, o Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro, com aquecimento de 6°C em 2 horas. Nessas duas últimas localidades houve aquecimento de 5°C em 1 hora.

### Frequência de aquecimento

Foram encontrados 2012 casos em que a temperatura aumentou em pelo menos 0,1°C em 1 hora, e em 88% dos casos o aquecimento foi de até 1°C. Aquecimentos a partir de 3,5°C ocorreram em 1 hora por 7 vezes, representando cerca de 0,35% da amostra (**Figuras 8 e 9**).

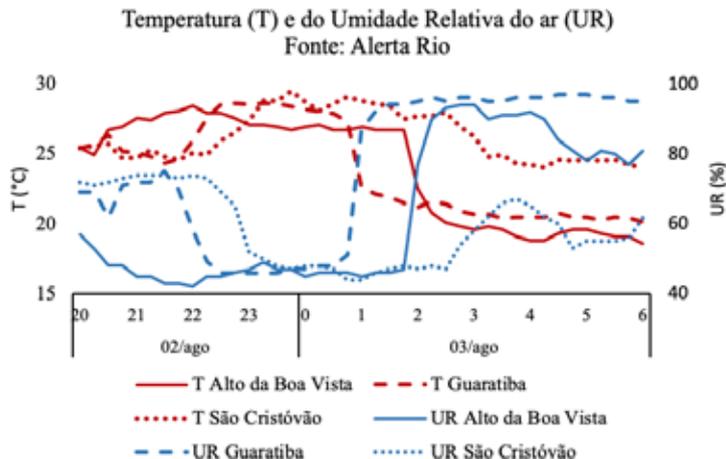
**Tabela 2.** Aquecimento observado

Estação	Hora Início (utc)	T inicial (°C)	Hora Pico (utc)	T pico (°C)	Duração (horas)	Aquecimento (°C)
F. Copa	20	21,6	0	29,9	4	8,3
SBRJ	21	23	0	30	3	7
SBGL	23	23	1	29	2	6
Vila Militar	22	23,4	0	29	2	5,6
SBAF	23	22	1	27	2	5
São Cristóvão	21h45	24,6	23h45	29,5	2	4,9
Guaratiba	21h30	24,3	22h45	28,6	1:15	4,3
Marambaia	21	24,5	23	28,5	2	4
Jacarepaguá	20	22,8	0	26,8	4	4
SBJR	21	23	23	27	2	4
Alto da Boa Vista	20h15	24,9	22h00	28,4	1:45	3,5
SBSC	-	-	-	-	-	-

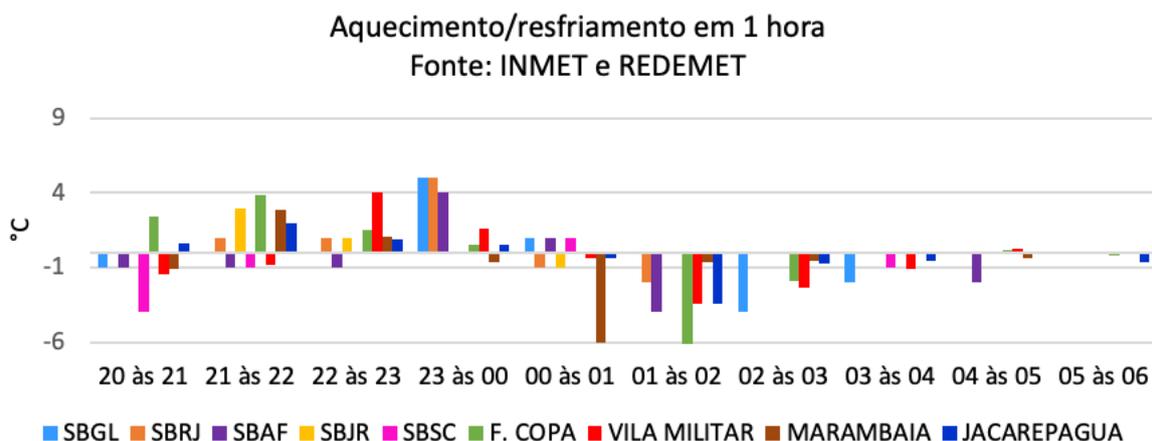


**Figura 4.** Temperatura do ar (linha vermelha) e do ponto de orvalho (azul), em Celsius, observada no período entre 20Z do dia 2 de agosto e 06Z do dia 3 de agosto de 2011. SBGL, linha contínua; SBRJ, tracejada e pontilhada; SBAF, pontilhada com marcador quadrado; SBJR, pontilhada com marcador losango; SBSC, contínua cinza; F. Copa, tracejada; Vila Militar, pontilhada com marcador triângulo; Marambaia, pontilhada com marcador X; Jacarepaguá, pontilhada com marcador círculo.

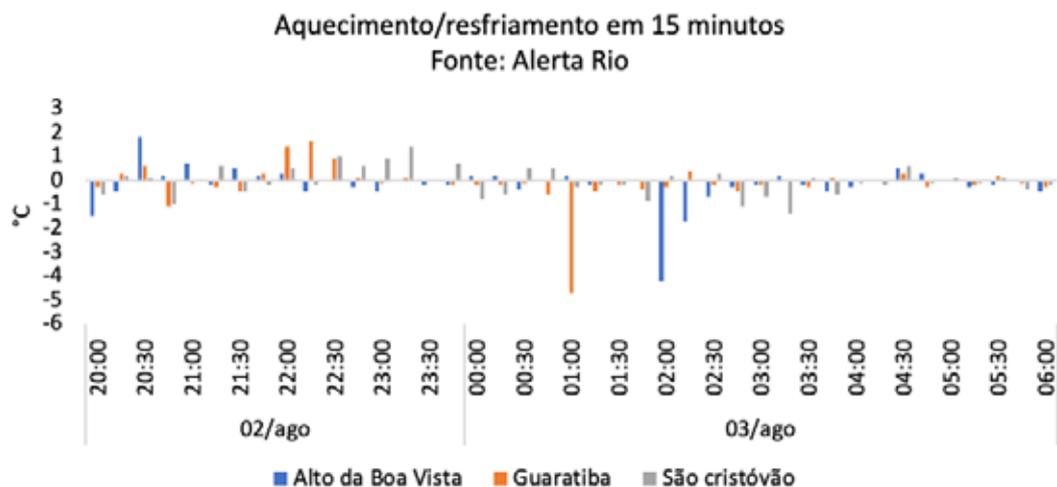
Fonte dos dados: INMET e REDEMET



**Figura 5.** Temperatura do ar (°C), em vermelho, e Umidade Relativa do ar (%), em azul  
Fonte dos dados: Alerta Rio



**Figura 6.** Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em Celsius, em 1 hora  
Fonte dos dados: INMET e REDEMET



**Figura 7.** Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em Celsius, em 15 minutos  
Fonte dos dados: Alerta Rio



**Figura 8.** Aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022

Fonte de dados: INMET



**Figura 9.** Frequência de aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022

Fonte de dados: INMET

### Caracterização sinótica

A **Figura 10** ilustra a altura geopotencial no nível de 500 hPa em linhas tracejadas vermelhas, pressão ao nível médio do mar (PNMM) em linhas pretas, e magnitude do vento em 200 hPa, para 21Z do dia 2, e 00Z, 03Z e 06Z do dia 3 de agosto de 2011.

A **Figura 11** ilustra também a pressão ao nível médio do mar (PNMM) em linhas pretas, vento a 10 metros em barbe-las, e vorticidade relativa no nível de 1000 hPa.

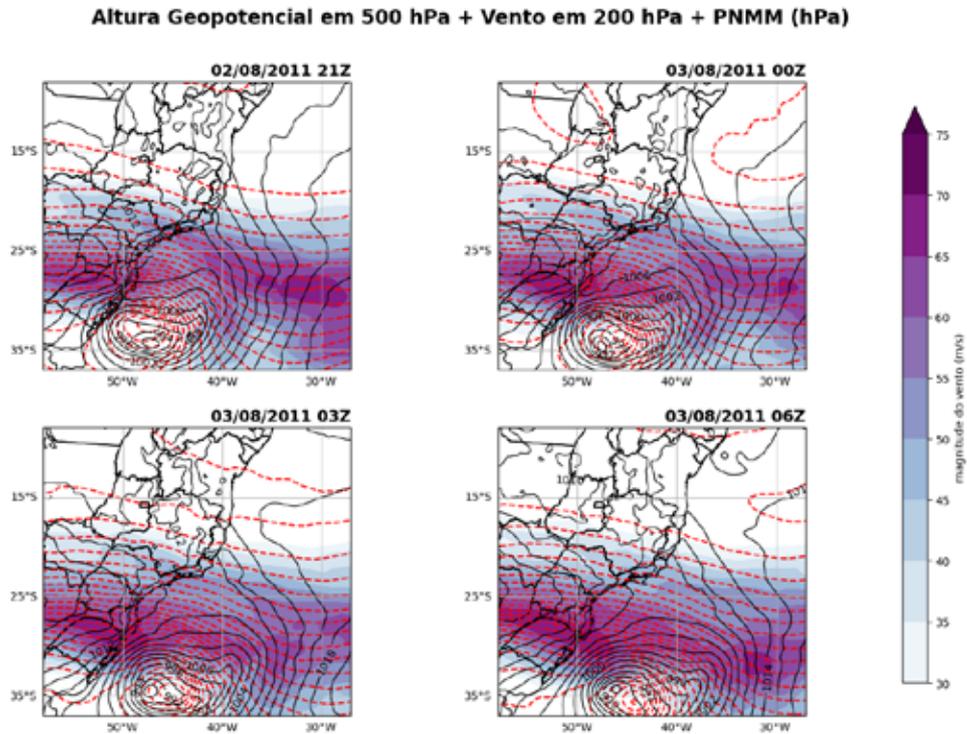
A partir das figuras se observa o jato subtropical na altura entre 25 e 30°S, o ciclone extratropical centrado na altura de 35°S, com seu prolongamento associado à frente fria, e ainda a vorticidade relativa negativa sobre o mar. Em superfície observa-se o vento em 21Z do dia 2 e 00Z do dia 3 de quadrante N sobre o estado do RJ, e após este horário, a mudança do vento para quadrante S. Logo, pode-se concluir

que uma frente fria em deslocamento em alto mar provocou as mudanças na circulação de ventos em superfície.

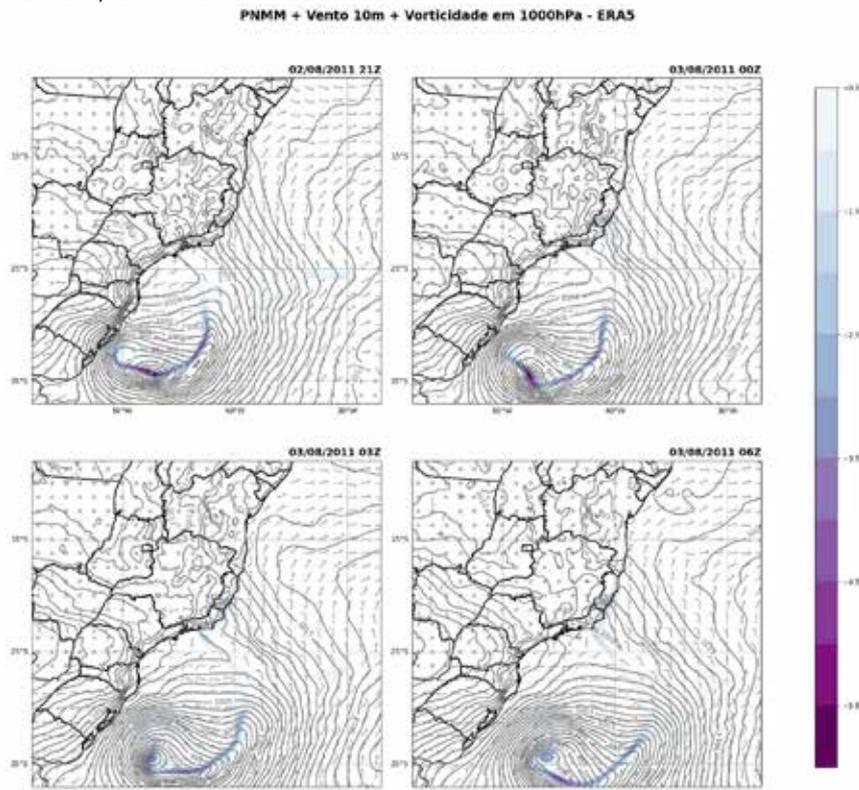
A **Figura 12** tem imagens de satélite disponibilizadas pelo CPTEC/INPE para as 00h do dia 3 de agosto nos canais do vapor d'água (esquerda) e infravermelho (direita), mostra a banda de nebulosidade, entre as duas massas de ar, indicando a presença da frente fria, conforme observado na reanálise.

### Avaliação do aquecimento

Para avaliar a natureza do aquecimento anômalo, buscou-se comparar o aquecimento em estudo com outro evento em condições sinóticas similares. Para isso, selecionou-se o caso de aquecimento noturno observado em 6 de agosto de

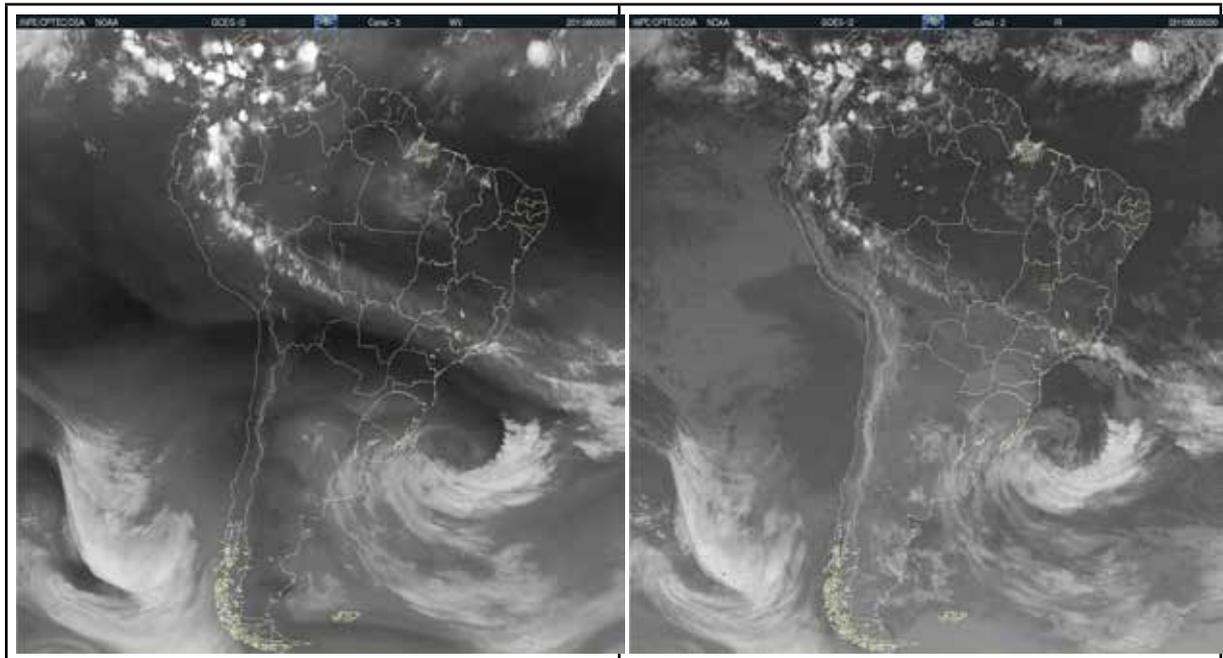


**Figura 10.** Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200 hPa, em cores. Fonte de dados: ERA5.



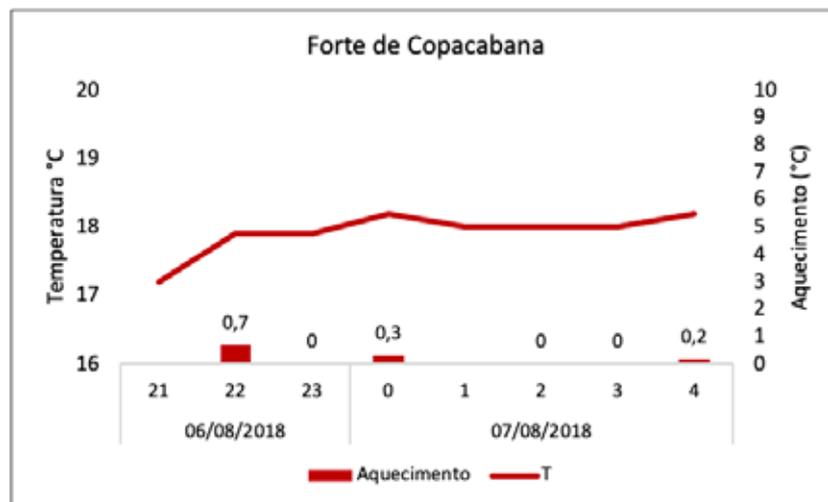
**Figura 11.** Vento a 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000 hPa ( $s^{-2}$ ), em cores

Fonte de dados: ERA5



**Figura 12.** Imagem de satélite nos canais de vapor d'água (a) e infravermelho (b), para a América do Sul, para o dia 3 de agosto 00Z (21h do dia anterior)

Fonte: GOES 12 CPTEC/INPE



**Figura 13.** Temperatura do ar e aquecimento em 1 hora observado no dia 6 de agosto de 2018 na estação Forte de Copacabana

Fonte de dados: INMET

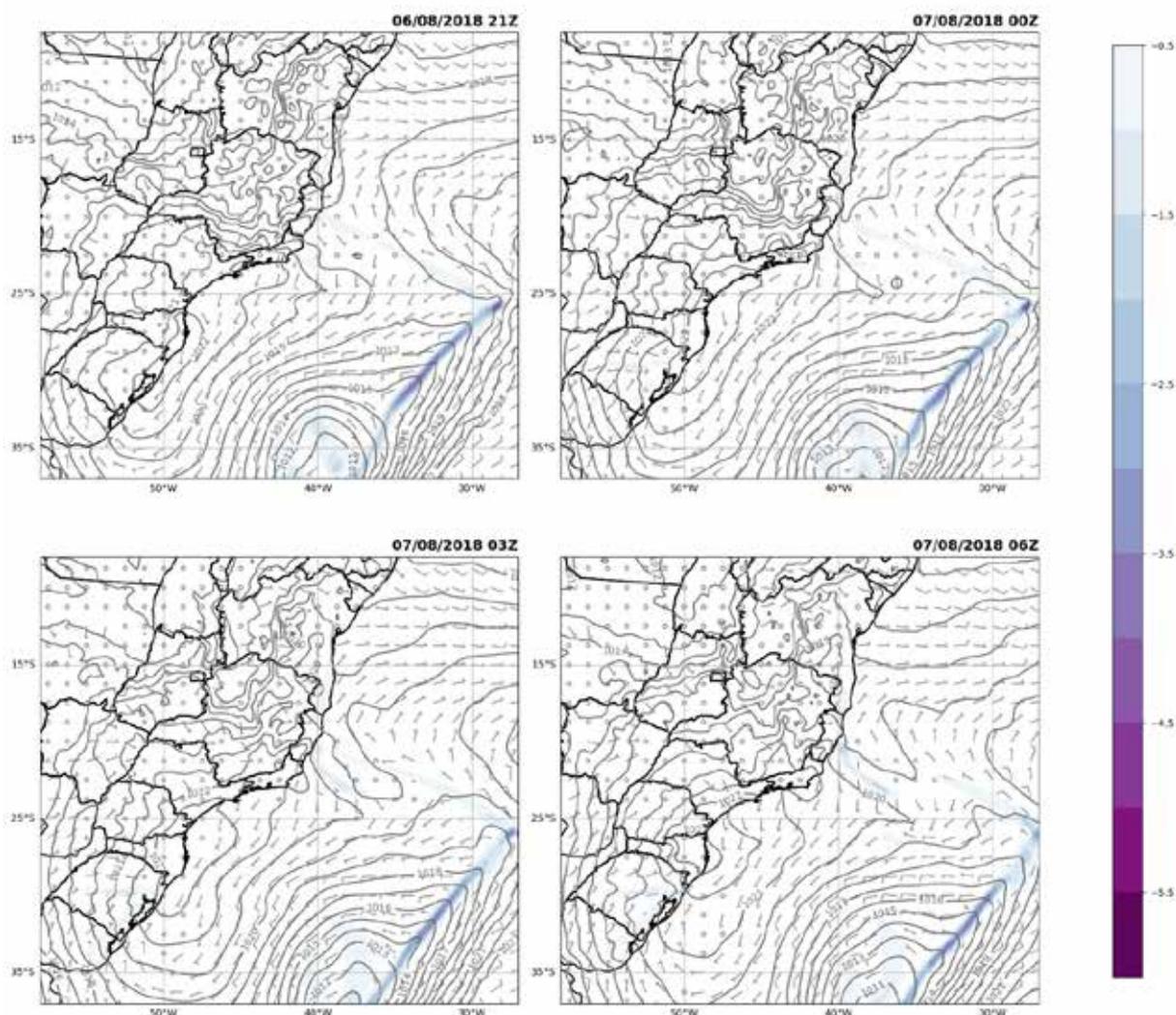
2018, quando houve o aumento em até  $0,7^{\circ}\text{C}$  em 1 hora entre 21Z e 22Z no Forte de Copacabana, o que representa cerca de 88% dos casos de aquecimento noturno (**Figura 13**).

Através da análise das **Figuras 14** e **15** se observa o prolongamento do ciclone extratropical, correspondente à região de vorticidade relativa negativa, o jato subtropical em torno da latitude de  $25^{\circ}\text{C}$ . Essas características apontam para a passagem de uma frente fria em alto mar, afastada

do continente, com ventos de quadrante S desde o início do aquecimento.

Também foi avaliada a advecção térmica nos dois casos, de 2011 (**Figura 16**) e 2018 (**Figura 17**). No primeiro caso, observou-se advecção térmica positiva, de até  $0,2^{\circ}\text{C/s}$  sobre a cidade do Rio de Janeiro, sendo maior sobre o mar, de até  $0,4^{\circ}\text{C/s}$ . No segundo caso, a advecção térmica foi menor, de até  $0,1^{\circ}\text{C/s}$ .

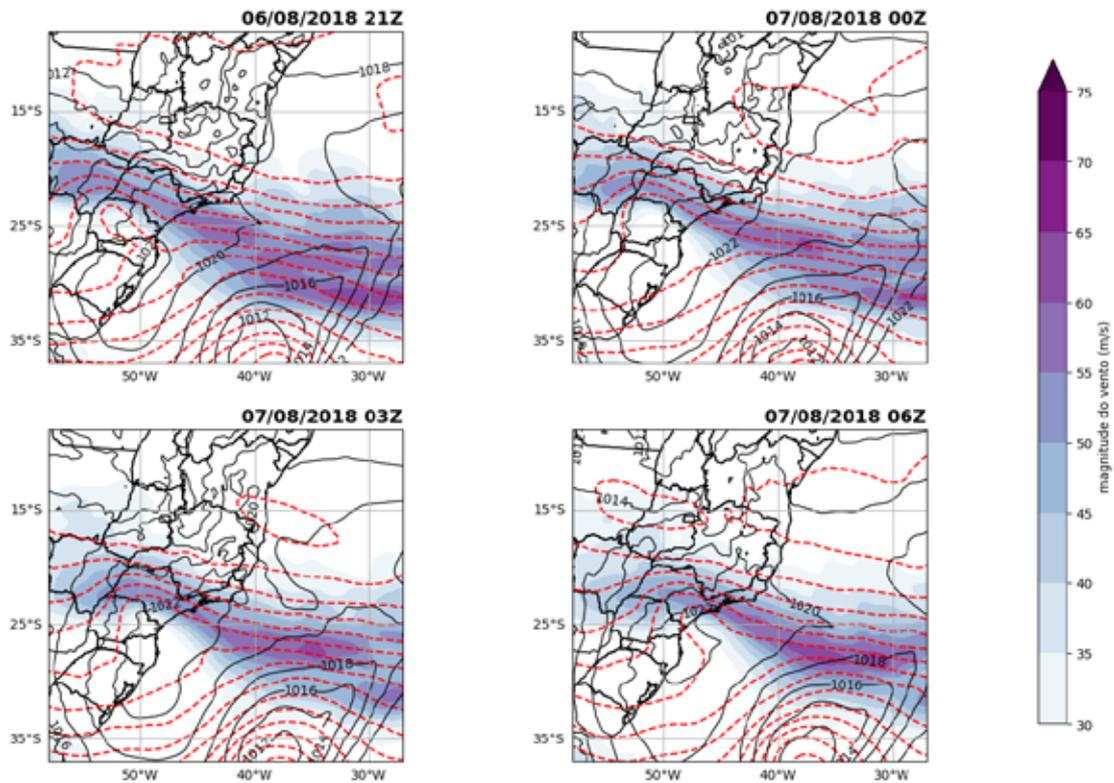
PNMM + Vento 10m + Vorticidade em 1000hPa - ERA5



**Figura 14** . Vento a 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000 hPa ( $\text{s}^{-2}$ ), em cores

Fonte de dados: ERA5

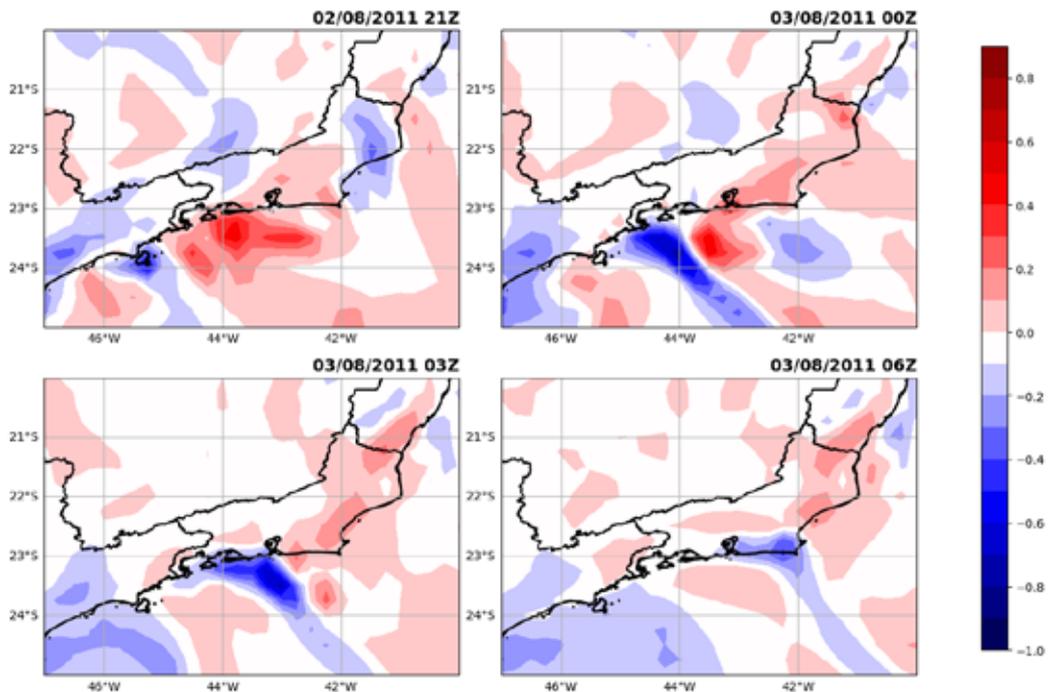
**Altura Geopotencial em 500 hPa + Vento em 200 hPa + PNMM (hPa)**



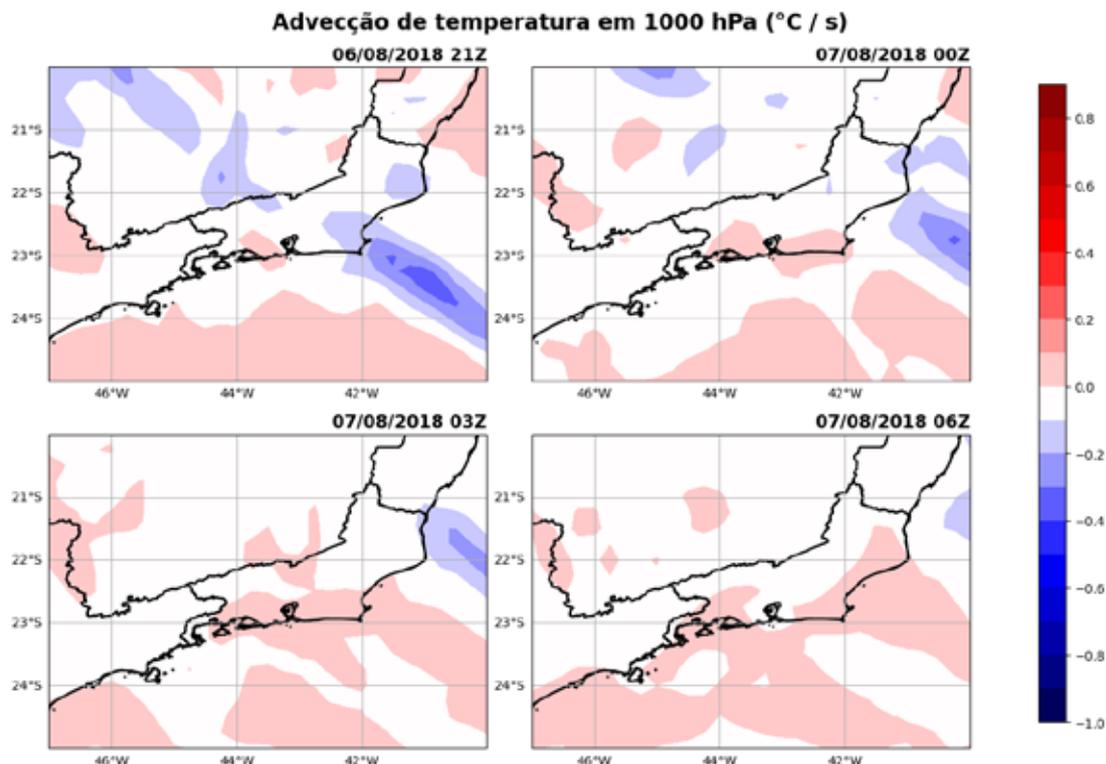
**Figura 15.** Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200 hPa, em cores

Fonte de dados: ERA5

**Advecção de temperatura em 1000 hPa (°C / s)**



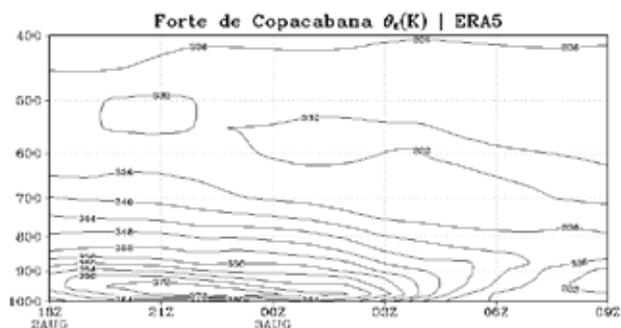
**Figura 16.** Advecção térmica no evento dos dias 2 e 3 de agosto de 2011



**Figura 17.** Advecção térmica no evento dos dias 6 e 7 de agosto de 2018

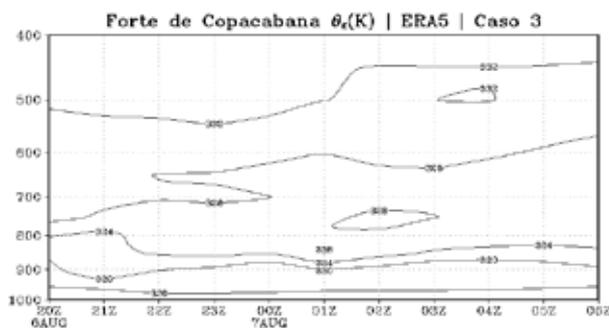
### Avaliação de um *heat burst*

Avaliando para a latitude e longitude do Forte de Copacabana, observa-se que tanto a reanálise quanto a simulação numérica identificam a tendência de aumento da temperatura, principalmente a com resolução espacial de 3 km com o WRF. No entanto, subestimam a temperatura máxima em quase  $4^{\circ}\text{C}$ , sendo  $26,1^{\circ}\text{C}$  a maior temperatura detectada, quando o observado foi de  $29,9^{\circ}\text{C}$  (**Figura 18**).



**Figura 18.** Comparação da temperatura observada no Forte de Copacabana com a reanálise ERA5 e com a simulação numérica.

Uma das hipóteses para o evento de 2 e 3 de agosto de 2011 é a ocorrência de um *heat burst* e, para investigar, buscou-se os resultados similares aos encontrados por Johnson (1983), avaliando a evolução temporal de isolinhas  $\theta_e$  (K) com a altura (**Figura 19**). No caso de 2011, o afundamento das isolinhas de  $\theta_e$ , desde níveis médios até a superfície, são similares aos encontrados por Johnson (1983), indicando uma parcela de ar em subsidência. Este mesmo padrão não é observado para o caso de 2018.



**Figura 19.** Evolução temporal de Isolinhas de  $\theta_e$  (K) com a altura para o evento de aquecimento ocorrido nos dias 2 e 3 de agosto de 2011 (superior) e em 6 e 7 de agosto de 2018

Fonte de Dados: ERA5

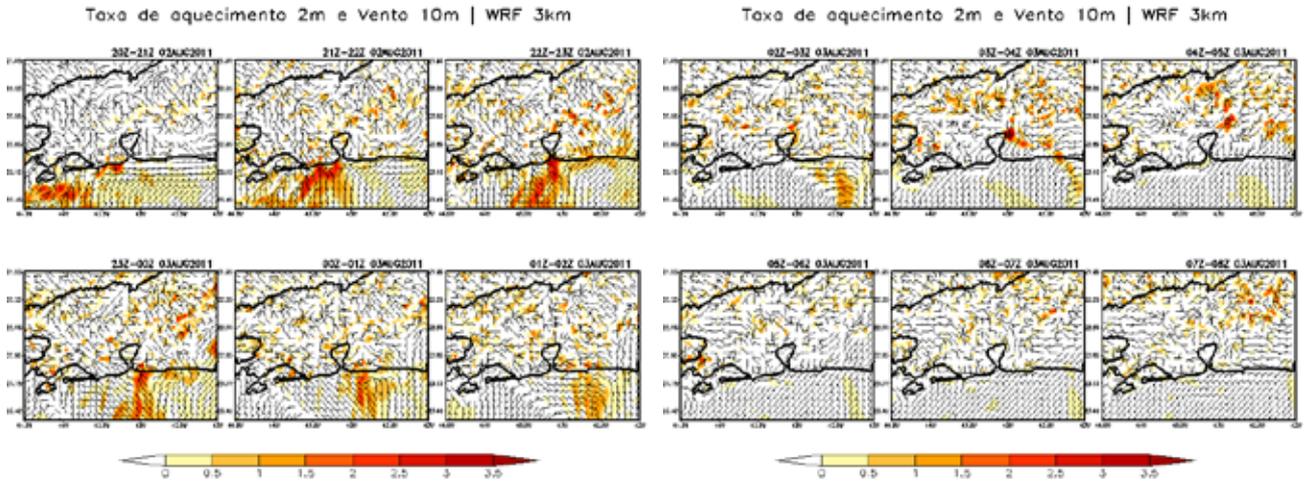
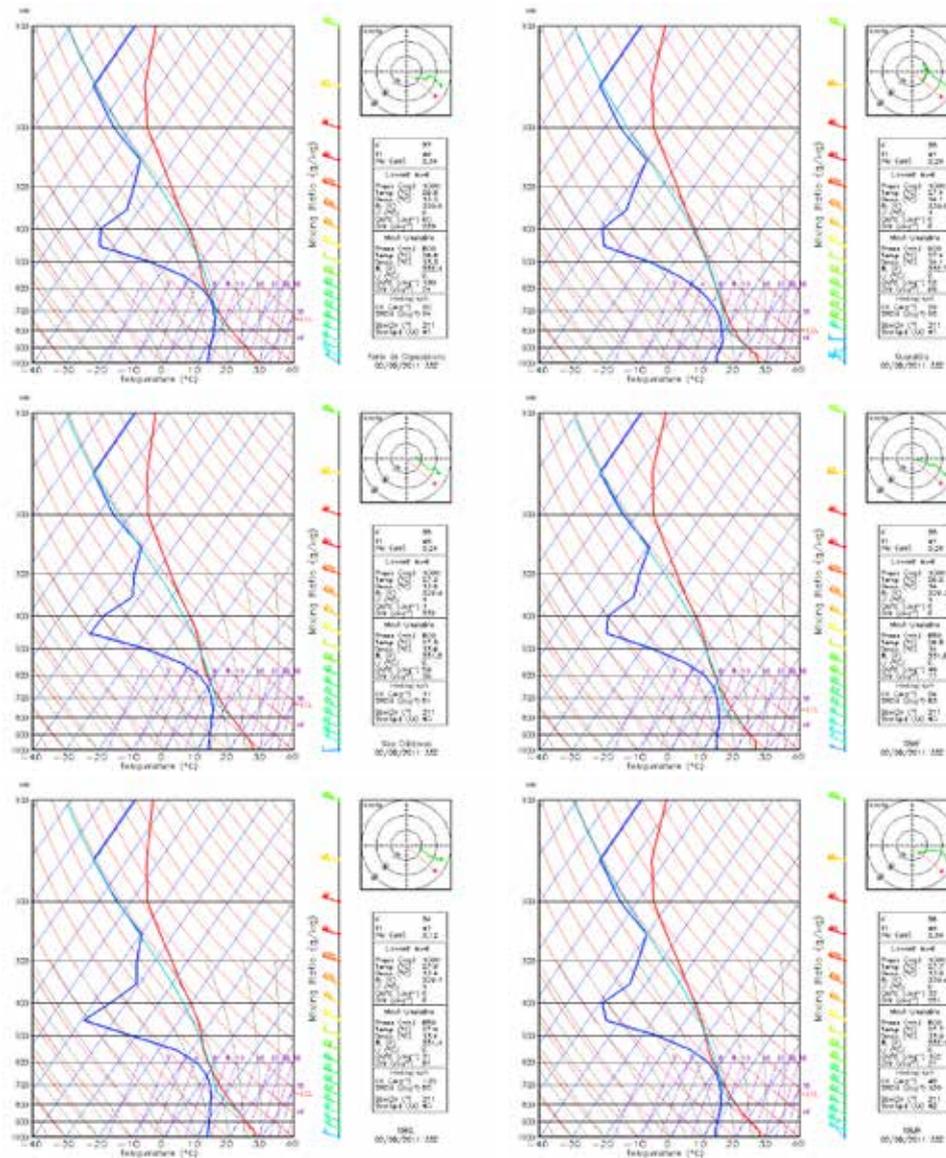


Figura 20. Taxa de aquecimento em 1 hora e vento a 10 m



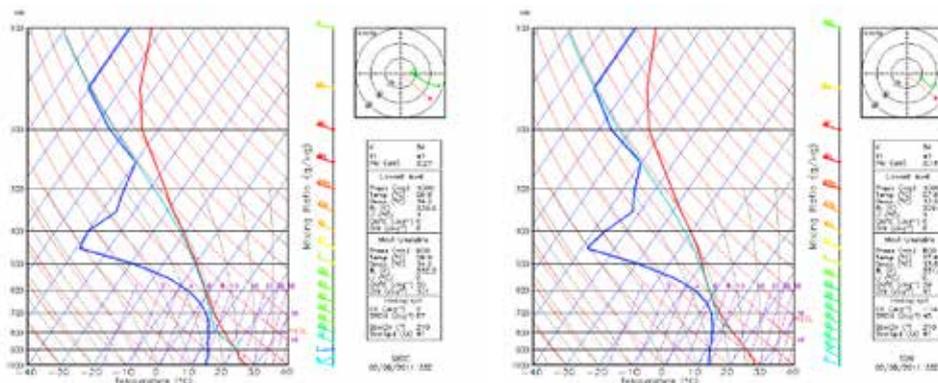


Figura 21. SKEWT para o dia 3 de agosto a 02Z

A Figura 20 apresenta o aquecimento em 1 hora e o vento em barbelas. Observa-se regiões de aquecimento sobre o oceano, próximo ao estado, entre 21Z e 22Z do dia 2 de agosto sobre a RMRJ. Destacam-se os ventos de quadrante N nesse período. É muito evidente uma área de aquecimento no litoral da Zona Sul do Rio de Janeiro entre 20 e 23Z. Observa-se os ventos de NW no litoral da Zona Sul do Rio de Janeiro, no momento do aquecimento mais significativo.

Analisando o SKEWT para 02Z do dia 3, 23h do dia 2, observa-se uma camada mais úmida em torno de 600-700 hPa, e uma mais seca logo abaixo dela. A inversão térmica não é tão pronunciada, mas observa-se uma taxa neutra de aquecimento/resfriamento próximo à superfície. Os skew-T's tem semelhanças com a sondagem tipo cebola mencionada nas referências (Figura 21).

## CONCLUSÕES

Na noite do dia 2 e madrugada do dia 3 de agosto de 2011 houve o aumento anômalo das temperaturas do ar simultaneamente à diminuição de Td na cidade do Rio de Janeiro. A frequência de aquecimentos ocorridos numa noite de agosto no Forte de Copacabana é normalmente de até 1°C em uma hora, e aquecimentos superiores a 3,5°C em uma hora se mostraram raros, ocorrendo em menos de 0,5% das vezes.

Neste período, a passagem de uma frente fria pelo oceano e a modificação na circulação de ventos em superfície certamente contribuíram com o aquecimento, evento favorecido pela advecção térmica positiva. Entretanto, para outro evento, em 2018, em condições sinóticas similares, o aquecimento não foi tão expressivo, além de se mostrar comum, representando cerca de 88% dos casos de aquecimento noturno num mês de agosto para o Forte de Copacabana.

Analisando as isolinhas de  $\theta_e$  (K), como Johnson (1983), observa-se que uma camada de ar mais seco em subsidência, desde níveis médios até a superfície no evento dos dias 2 e 3 de agosto de 2011. Tal resultado não foi observado no caso em 2018.

Como mostrado na seção 2.8, o *heat burst* ocorre quando uma massa de ar em subsidência na atmosfera aquece neste processo e chega com temperaturas relativamente mais altas na superfície. A presença de uma camada de ar úmido em níveis médios, uma mais seca logo abaixo, uma inversão térmica próxima à superfície observada no diagrama Skew-T de 21h do dia 2 de agosto do aeroporto Galeão, é similar à mostrada por Johnson (1983), uma sondagem do tipo cebola.

Ainda a partir da simulação numérica, conclui-se que tanto quanto a reanálise, não conseguiu representar a magnitude do evento em termos de temperatura máxima atingida, mas a simulação numérica com o WRF detectou regiões de aquecimento principalmente no litoral da Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro, uma região próxima ao Aeroporto Santos Dumont e Forte de Copacabana, localidades onde se observou o aquecimento.

Portanto, a partir dos resultados apresentados neste trabalho, é possível concluir que o aquecimento observado na noite do dia 2 e madrugada do dia 3 de agosto de 2011 é raro, e que apenas o aquecimento pré-frontal não justifica a magnitude do aquecimento. Isso sugere que outros fenômenos, como o *heat burst*, podem sim ter contribuído com as temperaturas observadas naquela noite.

## REFERÊNCIAS

- Andrade, K.M. (2005), Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo.
- Antico, P.L., Chou, S.C., Mourão, C. (2017), "Zonda downslope winds in the central Andes of South America in a 20-year climate simulation with the Eta model", *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 128, pp. 291-299.
- Antico, P.L., Chou, S.C., Seluchi, M.E., Sueiro, G. (2020), "Foehn-like wind in the mountains of southeastern Brazil as seen by the Eta Model simulation", *Revista Brasileira de Meteorologia*, Vol. 36, No 1, pp. 79-86.

- Basara, J.B., Rowell, M.D. (2012), "Mesoscale observations of an extended heat burst and associated wind storm in Central Oklahoma", *Meteorological Applications*, Vol. 19, No. 1, pp. 91–110.
- Bernstein, B.C., Johnson, R.H. (1994), "A dual-doppler radar study of an OK PRE-STORM heat burst event", *American Meteorological Society*, Vol. 122, pp. 259-273.
- Fujita, T. (1985), *The downburst, microburst and microburst*, Satellite e Mesometeorology Research Project, n 210, Chicago.
- Fujita, T.T. (1976), *Spearhead echo and downburst near the approach end of a John F. Kennedy airport runway*, Satellite and Mesometeorology Research Project, n 137, Chicago.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J.N. (2023), *ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present*, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6 (acessado em: 12 maio 2023).
- Holton, J.R., Hakim, G.J. (2013), "Basic conservation laws", in Holton, J.R., Hakim, G.J., *An introduction to dynamic meteorology*, 5th ed, Elsevier, Waltham, Massachusetts, USA.
- Hong, S., Lim, J. (2006), "The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6)", *Journal of the Korean Meteorological Society*, Vol. 42, pp. 129-151.
- Hong, S.Y., Noh Y., Dudhia J. (2006), "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes", *Monthly Weather Review*, Vol. 134, pp. 2318-2341.
- Iacono, M., Delamere, J., Mlawer, E., Shephard, M., Clough, S., Collins, W. (2008), "Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, No. D13, pp. 1-8.
- Johnson, B.C. (1983), "The heat burst of 29 May 1976", *Monthly Weather Review*, Vol. 111, pp. 1776-1792.
- Johnson, R.H. (2001), "Surface Mesohighs and Mesolows", *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 82, No. 1, pp. 13-3.
- Manoj, M.G., Joseph, J., Kumar, S.M.K, Sandeep, S., Sreejith, K.A., Sunil, K.M., Mohankumar, K. (2016), "On the Unprecedented heat burst event and subsequent searing of foliage over the tropical monsoon region", *International Journal of Earth and Atmospheric Science*, Vol. 3, No. 3, pp. 45-56.
- Mcpherson, R.A., Lane, J.D., Crawford, K.C., Mcpherson Jr, W.G. (2010), "A climatological analysis of heatbursts in Oklahoma (1994-2009)", *International Journal of Climatology*, No. 31, pp. 531-544.
- Molina, C.A. (2005), "Situación atmosférica de heat burst en la provincia de Alicante", *Ería: Revista Cuatrimestral de Geografía*, Vol. 67, pp. 237–254.
- Ray, P.S. (1986), *Meso-scale meteorology and forecasting*, American Meteorological Society, Boston, EUA, 793 p.
- Richner, H., Hächler, P. (2013), *Understanding and forecasting Alpine Foehn*, Springer Atmospheric Sciences, Switzerland.
- Rogers, R.R., Yau, M.K. (1976), *Parcel buoyancy and atmospheric stability. a short course in cloud physics*, Butterworth Heinemann, Montreal, Canadá, pp. 28-32.
- Schlatter, T. (1995), "Anatomy of a heat burst weather queries", *Weatherwise*, Vol. 48, No. 4, pp.42–43.
- Stull, R.B. (1988), *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, pp. 609-610.
- Trobec, J. (2008), "Heat burst detection by a temporally fine-scale mesonet", *Electronic Journal of Operational Meteorology*, pp. 1-15.
- Varejão-Silva, M.A. (2006), *Meteorologia e climatologia*, Versão digital 2, Recife, PE.
- Vianello, R.L., Alves, A.R. (2000), *Meteorologia básica e aplicações*, Editora UFV, Viçosa, 448 p.
- Wakimoto, R.M. (1985), "Forecasting dry microburst activity over the high plains", *American Meteorological Society*, Vol. 113, pp.1131–1143.
- Williams, D.T. (1063), *The thundestorm wake of May 4, 1961*, National Severe Storms Project, Report nº 18, Washington, DC.
- Zhang, C., Wang, Y. (2017), "Projected future changes of tropical cyclone activity over the western North and South Pacific in a 20-km- mesh regional climate model", *Journal of Climate*, Vol. 30, pp. 5923–5941.
- Zhang, D., Anthes, R. A. (1982), "A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SEASAME-79 data", *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 21, No. 11, pp. 1594-1609.
- Zipster, E.J. (1969), "The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay an equatorial disturbance", *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 8, pp. 799-814.

**Recebido:** 14 set. 2023

**Aprovado:** 20 nov. 2023

**DOI:** 10.20985/1980-5160.2023.v18n3.1897

**Como citar:** Silveira, H.C.V., Palmeira, A.C.P.A., Almeida, V.A. (2023). Avaliação de um caso de intenso aquecimento do ar noturno superficial no estado do Rio de Janeiro. *Revista S&G* 18, 3. <https://revistasg.emnuvens.com.br/sg/article/view/1897>