



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E ENGENHARIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS FLORESTAIS

EDILSON SARTER BRAUM

ESPACIALIZAÇÃO DA TEMPERATURA DO AR DIÁRIA
CONSIDERANDO A ALTITUDE

JERÔNIMO MONTEIRO

2020



EDILSON SARTER BRAUM

ESPACIALIZAÇÃO DA TEMPERATURA DO AR DIÁRIA
CONSIDERANDO A ALTITUDE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Ciências Florestais na área de concentração Ciências Florestais.

Orientador: Prof. Dr. Sidney Sara Zanetti.
Co-orientador: Prof. Dr. Roberto Avelino Cecílio.
Co-orientador: Prof. Dr. José Eduardo Macedo Pezzopane.

JERÔNIMO MONTEIRO

2020

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de
Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

S249e Sarter Braum, Edilson, 1990-
Espacialização da temperatura do ar considerando a altitude /
Edilson Sarter Braum. - 2020.
67 f. : il.

Orientador: Sidney Sara Zanetti.

Coorientadores: Roberto Avelino Cecílio, José Eduardo
Macedo Pezzopane.

Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) - Universidade
Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Agrárias e
Engenharias.

1. Temperatura do ar. 2. Espacialização. 3. Taxa de Lapso. 4.
Evapotranspiração. I. Sara Zanetti, Sidney. II. Avelino Cecílio,
Roberto. III. Macedo Pezzopane, José Eduardo. IV.
Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências
Agrárias e Engenharias. V. Título.

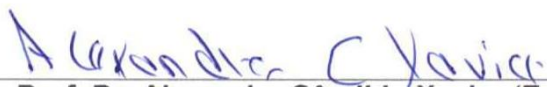
CDU: 630

**ESPACIALIZAÇÃO DA TEMPERATURA DO AR DIÁRIA CONSIDERANDO A
ALTITUDE**

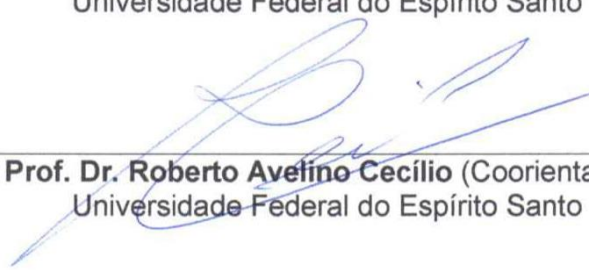
Edilson Sarter Braum

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Florestais do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências para obtenção do Título de Mestre em Ciências Florestais na Área de Concentração Ciências Florestais.


Aprovada em 20 de fevereiro de 2020.



Prof. Dr. Alexandre Cândido Xavier (Examinador externo)
Universidade Federal do Espírito Santo



Prof. Dr. Roberto Avelino Cecílio (Coorientador)
Universidade Federal do Espírito Santo



Prof. Dr. Sidney Sara Zanetti (Orientador)
Universidade Federal do Espírito Santo

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por minha vida, por minha saúde e pela oportunidade de estar aqui, fazendo o que eu queria fazer no lugar onde eu queria estar.

À minha mãe Ednéia, por toda dificuldade enfrentada até aqui para que eu pudesse me manter nos estudos;

Aos meus avós Érica e Evaldo, por todo apoio e incentivo;

À minha querida professora Maria Luiza, por toda ajuda no meu caminho acadêmico;

Aos meus amigos de república, Roldão e Roberto, pela convivência durante esses dois anos;

Aos meus amigos do laboratório Francielle, Laisi, Mariza e Denis, pela amizade, convívio diário e por sempre prestarem ajuda nos momentos que precisei.

Ao Caio Cezar, por todo auxílio, e por ter me acolhido em sua casa como membro da família nesse tempo em que estive fora de casa;

Ao meu orientador, professor Sidney, por todos os ensinamentos, conselhos e por sempre ser paciente para ajudar e ensinar;

Aos meus co-orientadores, Roberto e Pezzopanne, pelos ensinamentos e conselhos;

Ao programa de Pós graduação em Ciências Florestais;

À Universidade Federal do Espírito Santo;

A todos que fizeram parte de minha formação.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

BIOGRAFIA

EDILSON SARTER BRAUM, filho de Ednéia Buss Sarter e Lorivaldo Braum, nasceu no dia 16 de novembro de 1990 na cidade de Colatina, ES.

Concluiu o Ensino Médio no Centro de Educação Básica Municipal Maria Ortiz, em Itapina, no município de Colatina, ES.

No ano de 2012, ingressou no Instituto de Ensino Superior da Região Serrana, em Santa Maria de Jetibá, ES, no curso de Engenharia Ambiental e Sanitária. Concluiu o curso em agosto de 2017.

Em março de 2018, ingressou no curso de Mestrado do Programa de Pós Graduação em Ciências Florestais da Universidade Federal do Espírito Santo, Campus de Jerônimo Monteiro, na área de atuação de Manejo de Recursos Naturais na linha de Pesquisa de Manejo de Bacias Hidrográficas e Modelagem hidrológica, sob orientação do Professor Sidney Sara Zanetti.

“Tempos difíceis nos aguardam. Em breve teremos que escolher entre o que é certo e o que é fácil.”

J. K. Rowling

RESUMO

BRAUM, Edilson Sarter. Espacialização da temperatura do ar diária considerando a altitude. 2020. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade Federal do Espírito Santo, Jerônimo Monteiro, ES. Orientador: Prof. Dr. Sidney Sara Zanetti. Co-orientadores: Prof. Dr. Roberto Avelino Cecílio e Prof. Dr. José Eduardo Macedo Pezzopanne.

As mudanças climáticas se tornaram uma preocupação global. Cada década que se passa é mais quente que a anterior e a expectativa é que essa tendência continue devido à grande quantidade de gases causadores do efeito estufa lançados na atmosfera. O estudo da temperatura do ar é relevante e essencial para estudos climáticos e sua aplicação nas ciências ambientais, florestais, agrícolas, dentre outras. Para estudos da temperatura do ar são necessários dados hidroclimáticos que são obtidos por meio de dados coletados nas estações meteorológicas. Porém, o número de estações é limitado, além de sua distribuição irregular e dados escassos. Para se obter dados espacializados, geralmente se utiliza a interpolação de dados pontuais, porém, como as estações meteorológicas são esparsas, a distância entre elas podem ultrapassar o limite da dependência espacial das variáveis, gerando resultados inadequados, sobretudo, quando não se considera o efeito do relevo. Há uma dificuldade em interpolar com precisão os dados de temperatura do ar em terrenos montanhosos, devido ao efeito que a pressão atmosférica exerce na temperatura. Desse modo, incluir informações topográficas na espacialização da temperatura do ar pode melhorar a eficiência dos resultados. O objetivo deste trabalho foi espacializar dados diários de temperatura do ar e evapotranspiração, constituindo um banco de dados corrigidos pelo efeito do relevo. Este trabalho foi realizado no estado do Espírito Santo, que possui uma amplitude altimétrica de 2.892 metros desde as regiões litorâneas até o ponto mais alto localizado na Serra do Caparaó. Os dados meteorológicos utilizados nesse estudo são oriundos de vinte e duas estações meteorológicas pertencentes ao INMET e um modelo digital de elevação (MDE), obtido a partir do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Para alcançar os objetivos propostos, a equação de Poisson e a taxa de lapso adiabático foram utilizadas para estimar a temperatura do ar considerando o efeito do relevo. Esses métodos foram comparados ao interpolador IDW para avaliar o ganho obtido em se incluir informações topográficas na estimativa da temperatura. O desempenho dos métodos foi avaliado por validação cruzada, utilizando o coeficiente de determinação (R^2), o bias e o erro absoluto médio (MAE). O método que apresentou melhor desempenho foi utilizado para espacializar os dados de temperatura máxima, média e mínima do ar. Esses dados foram aplicados à equação de Hargreaves e

Samani para obter dados diários espacializados de evapotranspiração de referência (ET_0). O método que obteve melhor desempenho na espacialização de dados de temperatura do ar foi ajustar os dados medidos para as condições de altitude do ponto estimado utilizando a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) e, posteriormente, aplicar o interpolador IDW. O método proporcionou um ganho de 51 % na redução dos valores de MAE, quando comparado com o interpolador IDW, sem considerar o efeito do relevo. Este método foi utilizado para espacializar os dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar para todo o território do Espírito Santo com resolução espacial de 500 metros. Assim, foi possível gerar um banco de dados sem falhas de temperatura máxima, média e mínima do ar e ET_0 corrigidos pelo efeito do relevo para o período de 01 de janeiro de 2007 a 29 de fevereiro de 2020 (13,17 anos, 4808 dias) para todo o território do Espírito Santo. Estes dados serão disponibilizados para *download* livre na Internet.

Palavras-chave: interpolação; efeito do relevo; taxa de lapso.

ABSTRACT

BRAUM, Edilson Sarter. Spatialization of daily air temperature considering the altitude. 2020. Dissertation (Master's degree on Forest Science) – Federal University of Espírito Santo, Jerônimo Monteiro, ES. Advisor: Prof. Dr. Sidney Sara Zanetti. Co-advisors: Prof. Dr. Roberto Avelino Cecílio and Prof. Dr. José Eduardo Macedo Pezzopanne.

Climate change has become a global concern. Each decade that passes is hotter than the previous one and the expectation is that this trend will continue due to the large amount of greenhouse gases released into the atmosphere. The study of air temperature is relevant and essential for climate studies and its application in environmental, forestry, agricultural sciences, among others. For studies of air temperature, hydroclimatic data are needed, which are obtained through data collected at meteorological stations. However, the number of stations is limited, in addition to their irregular distribution and scarce data. To obtain spatialized data, the interpolation of point data is generally used, however, as the weather stations are sparse, the distance between them may exceed the limit of the spatial dependence of the variables, generating inadequate results, especially when the topography effect is not considered. There is a difficulty in accurately interpolating air temperature data in mountainous terrains, due to the effect that atmospheric pressure has on temperature. Thus, including topographic information in the air temperature spatialization can improve the efficiency of the results. The objective of this work was to spatialize daily air temperature and evapotranspiration data, constituting a database corrected by the altitude effect. This work was carried out in the state of Espírito Santo, which has an altimetric amplitude of 2892 meters from the coastal regions to the highest point located in Serra do Caparaó. The meteorological data used in this study come from twenty-two meteorological stations belonging to INMET and a digital elevation model (MDE), obtained from the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). To achieve the proposed objectives, the Poisson equation and the adiabatic lapse rate were used to estimate the air temperature considering the topography effect. These methods were compared to the IDW interpolator to assess the gain obtained from including topographic information in the temperature estimate. The performance of the methods was evaluated by cross-validation, using the coefficient of determination (R^2), the bias and the mean absolute error (MAE). The method that showed the best performance was used to spatialize the maximum, average and minimum air temperature data. These data were applied to the Hargreaves and Samani equation to obtain daily spatial data of reference evapotranspiration (ET_0). The method that obtained the best performance in the spatialization

of air temperature data was to adjust the measured data for the altitude conditions of the estimated point using the environmental lapse rate ($-6.5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), and then apply the IDW interpolator. The method provided a gain of 51% in the reduction of the MAE values, when compared with the IDW interpolator, without considering the topography effect. This method was used to spatialize the daily data of maximum, average and minimum air temperature for the entire territory of Espírito Santo with a spatial resolution of 500 meters. Thus, it was possible to generate a database without failures of maximum, average and minimum air temperature and ET_0 corrected by the topography effect for the period from January 1, 2007 to February 28, 2020 (13.17 years, 4808 days) for the entire territory of Espírito Santo. These data will be made available for free download on the Internet.

Key-words: interpolation; topography effect; lapse rate.

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| 1. INTRODUÇÃO..... | 14 |
| 2. OBJETIVOS..... | 16 |
| 2.1. OBJETIVO GERAL..... | 16 |
| 2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 16 |
| 3. REVISÃO DA LITERATURA..... | 17 |
| 3.1. PRESSÃO ATMOSFÉRICA..... | 17 |
| 3.2. TEMPERATURA DO AR..... | 17 |
| 3.2.1. Razão adiabática seca | 20 |
| 3.2.2. Razão adiabática saturada | 21 |
| 3.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO..... | 22 |
| 3.4. ESPACIALIZAÇÃO DE DADOS HIDROCLIMÁTICOS..... | 25 |
| 4. MATERIAL E MÉTODOS..... | 29 |
| 4.1. ÁREA EM ESTUDO..... | 29 |
| 4.2. BASE DE DADOS..... | 30 |
| 4.3. MÉTODOS..... | 31 |
| 4.3.1. Interpolador IDW | 33 |
| 4.3.2. Temperatura Potencial (Equação de Poisson) | 34 |
| 4.3.3. Taxa de Lapso | 34 |
| 4.3.4. Aprimoramento dos métodos | 35 |
| 4.4. AVALIAÇÃO DAS METODOLOGIAS..... | 35 |
| 4.5. ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA..... | 36 |
| 5. RESULTADOS E DISCUSSÕES..... | 38 |
| 5.1. RESULTADOS DOS TESTES..... | 38 |
| 5.2. APRIMORAMENTO DOS RESULTADOS..... | 42 |
| 5.2. BANCO DE DADOS DE TEMPERATURA DO AR ESPACIALIZADO..... | 47 |

| | |
|--|----|
| 5.3. BANCO DE DADOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO ESPACIALIZADO | 49 |
| 6. CONCLUSÕES | 51 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 52 |
| APÊNDICE A – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 1..... | 57 |
| APÊNDICE B – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 2..... | 57 |
| APÊNDICE C – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 3..... | 58 |
| APÊNDICE D – Resultados da estimativa da pressão atmosférica no estado do Espírito Santo. | 58 |
| APÊNDICE E – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a equação de Poisson..... | 59 |
| APÊNDICE F – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a razão adiabática seca ($-9,8\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$)..... | 59 |
| APÊNDICE G – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as duas mais próximas. | 60 |
| APÊNDICE H – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as três mais próximas..... | 60 |
| APÊNDICE I – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as quatro mais próximas. | 61 |
| APÊNDICE J – Gráficos de dispersão obtidos com uso do interpolador IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$). (A) Temperatura máxima; (B) Temperatura média e (C) Temperatura mínima do ar. | 62 |
| APÊNDICE K – Histogramas de frequência dos erros obtidos com o interpolador IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$). (A) Temperatura máxima; (B) Temperatura média e (C) Temperatura mínima do ar. | 65 |

1. INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas se tornaram uma preocupação global. O ano de 2019 foi o segundo mais quente já registrado, ficando apenas depois de 2016, de acordo com a análise consolidada feita a partir dos principais conjuntos de dados internacionais. As temperaturas médias para os períodos de cinco anos (2015-2019) e de dez anos (2010-2019) foram as mais altas já registradas. Desde os anos 1980, cada década é mais quente que a anterior. A expectativa é de que essa tendência continue devido aos níveis recordes de gases de efeito estufa que retêm o calor na atmosfera (WMO, 2019).

As evidências científicas mostram uma tendência ascendente da temperatura média, causando efeitos negativos como o aumento da variabilidade climática, como chuvas, ventos, tempestades e variação da temperatura e o aumento de ocorrência de eventos extremos, como furacões, inundações, secas, incêndios, dentre outros (PIÑERO e ELVERDIN, 2019).

O estudo da temperatura do ar é relevante para o entendimento dos fenômenos meteorológicos e climatológicos de uma região. É essencial em estudos ambientais, agrícolas, florestais, dentre outras. Em estudos hidrológicos, é uma variável importante para o cálculo da evapotranspiração, componente importante no ciclo hidrológico, que juntamente com a precipitação, permite o cálculo do balanço hídrico (CARDOSO et al., 2012; DODSON e MARKS, 1997; PEREIRA et al., 2002).

Para estudos da temperatura do ar são necessárias informações hidroclimáticas. Essas informações são obtidas por meio de dados coletados nas estações de medição dos elementos hidroclimáticas (AMORIM, 2009). Entretanto, o número de estações é limitado em muitas áreas do globo, principalmente em países em desenvolvimento. As estações de medições são esparsas e os dados são escassos. Nesse sentido, a quantidade de dados de qualidade para os estudos é ainda menor (DROOGERS e ALLEN, 2002).

Para se obter dados hidroclimáticos espacializados, normalmente se utiliza a interpolação espacial de dados pontuais (BORGA e VIZZACCARO, 1997). Entretanto, como as estações meteorológicas são esparsas, a distância entre elas podem ultrapassar o limite da dependência espacial das variáveis. Como a dependência espacial é um pré-requisito na aplicação da geoestatística, o produto final das interpolações pode ser inadequado (VIEIRA, 2000), sobretudo quando não se considera o efeito do relevo.

A caracterização espacial da temperatura do ar de uma região pode ser feita por meio da interpolação dos valores medidos em estações meteorológicas. No entanto, a baixa qualidade dos dados, o pequeno período de observações, a distribuição irregular e a baixa

densidade das estações podem resultar em modelos espaciais de temperatura que não representam a real condição de campo (CASTRO et al., 2012).

Vários métodos de interpolação espacial tem sido utilizados para espacialização de dados pontuais (MYERS, 1994). Estes métodos apresentam resultados satisfatórios quando aplicados a localidades com terreno homogêneo, ou seja, sem grandes diferenças de altitude (AMORIM, 2009).

A principal dificuldade em interpolar com precisão os dados de temperatura do ar em terrenos montanhosos é o efeito da pressão atmosférica na temperatura. As montanhas agem como uma barreira física que força o ar a subir. Quando uma parcela de ar é forçada a subir, ela se expande e esfria. Se não houver troca de calor com a atmosfera, esse resfriamento é denominado adiabático. A taxa de resfriamento do ar com a altitude varia de $-9,8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ para o ar seco e $-4,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ para o ar muito saturado (DODSON; MARKS, 1997). A taxa real de lapso em um determinado local e hora é denominada taxa de lapso ambiental. Um valor típico usado para a média global é de $-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 1987).

Diante do exposto, entende-se que incluir informações topográficas na estimativa de dados diários de temperatura do ar possa melhorar a eficiência dos resultados, possibilitando obter dados coerentes para locais com limitação de dados medidos. Desse modo, é possível constituir um banco de dados de temperatura do ar e evapotranspiração de referência, fornecendo informações confiáveis para serem aplicadas nos estudos hidrológicos, ou estudos em geral.

2. OBJETIVOS

2.1. OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho foi espacializar dados diários de temperatura do ar e evapotranspiração, constituindo um banco de dados para o estado do Espírito Santo, considerando o efeito do relevo.

2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Espacializar dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar para o estado do Espírito Santo, considerando o efeito do relevo, testando diferentes métodos;
- Produzir um banco de dados diários sem falhas de temperaturas espacializadas para todo o estado utilizando o melhor método identificado;
- Estimar a evapotranspiração diária espacializada para o período estudado a partir do banco de dados de temperatura obtido.

3. REVISÃO DA LITERATURA

3.1. PRESSÃO ATMOSFÉRICA

A pressão atmosférica é a força vertical exercida pela atmosfera sobre a superfície terrestre. A diferença de pressão em duas regiões distintas causa a movimentação de ar na atmosfera. O ar é um fluido cujas características resultam em expansão volumétrica à medida que a temperatura se altera. Isto significa que um volume de ar mais quente é menos denso que o mesmo volume de ar mais frio. Ar menos denso tende a subir, exercendo menor força sobre a superfície. Portanto, pode-se inferir que a atmosfera é mais expandida no equador e mais contraída nos polos (PEREIRA et al., 2002).

Como o ar possui massa e peso, por meio da força da gravidade, tende a se direcionar para locais de baixa altitude. Devido a isso, a pressão atmosférica tende a variar com a altitude. Por meio da Equação 1, é possível estimar um valor de pressão atmosférica para um local onde não há medição em uma altitude (z), por meio de um valor medido a uma altitude de referência (z_0) (ALLEN et al., 1998).

$$P = P_0 \left(\frac{T - \alpha(z - z_0)}{T} \right)^{\frac{g}{R\alpha}} \quad (1)$$

em que: P = pressão atmosférica à altitude z [kPa]; P_0 = pressão atmosférica a uma elevação de referência z_0 [kPa]; z = altitude [m]; z_0 = altitude de referência [m]; α = taxa de lapso médio do ar úmido [$0,0065 \text{ K m}^{-1}$]; g = aceleração da gravidade [$9,8067 \text{ m s}^{-2}$]; R = constante de gás para ar seco [$287,05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$] e T = Temperatura de referência à pressão z_0 [K].

3.2. TEMPERATURA DO AR

A temperatura do ar é um dos principais elementos meteorológicos, essencial em estudos nas áreas agrícola, florestal, ambiental, dentre outras. O conhecimento da variação espacial da temperatura do ar é fundamental para estudar o tempo e o clima de determinada região, realizar o zoneamento agroclimático, avaliar riscos climáticos para atividades agrícolas e florestais, caracterizar eventos de seca e desertificação, delimitar regiões ecológicas, analisar a distribuição de espécies vegetais nativas, estimar a radiação solar global e a evapotranspiração e analisar os impactos das mudanças climáticas (LYRA et al., 2011).

Vários modelos hidrológicos e ecológicos utilizam a temperatura do ar para estudar processos como evapotranspiração, derretimento de neve e produtividade de plantas

(DODSON e MARKS, 1997). A variação da temperatura do ar representa um dos efeitos mais importantes da incidência de radiação solar na superfície terrestre, sendo uma forma de se quantificar o estado energético do ambiente. O aquecimento da atmosfera próximo a superfície terrestre ocorre principalmente pelo transporte de calor, a partir do aquecimento da superfície pelos raios solares. Todos os fatores que afetam o balanço de energia na superfície, também influenciam na temperatura do ar, dentre eles: radiação solar, albedo, ventos, nebulosidade, umidade do ar, relevo e cobertura do solo (PEREIRA et al., 2002).

A radiação solar absorvida pela atmosfera e o calor emitido pela terra aumentam a temperatura do ar. O calor sensível do ar circundante transfere energia e influencia na taxa de evapotranspiração. Em dias quentes e ensolarados, a perda de água por evapotranspiração é maior do que em dias nublados e frios (ALLEN et al., 1998).

Em escala global, a temperatura se altera devido a latitude, longitude e altitude. A latitude influencia diretamente na duração do fotoperíodo e na intensidade da radiação solar recebida, a longitude representa principalmente a continentalidade/oceanidade, e a altitude influencia nas mudanças no clima devido à pressão atmosférica. Em escala local, a temperatura se altera devido a exposição de áreas locais alagados ou próximos ao nível do mar e também a exposição das encostas ao sol e ao vento (FRITZSONS et al., 2015).

A diferença entre a temperatura máxima e mínima do ar, denominada de amplitude térmica, está relacionada com alguns fatores, dentre eles, o grau de cobertura de nuvens de um local. As condições de céu limpo resultam em altas temperaturas durante o dia (T_{max}), porque a atmosfera é mais transparente para a radiação solar incidente, e em baixas temperaturas durante a noite (T_{min}), pois menor é a quantidade de radiação de ondas longas absorvidas pela atmosfera, provenientes da terra. Por outro lado, sob céu nublado, a T_{max} é relativamente menor, porque uma parte significativa da radiação solar é refletida e absorvida pelas nuvens, não alcançando a superfície. Da mesma forma, a T_{min} será relativamente mais alta, pois o céu coberto impede a saída da radiação de ondas longas da atmosfera. Desse modo, a amplitude térmica ($T_{max} - T_{min}$) pode ser usada como indicador de radiação solar que atinge a superfície da terra (ALLEN et al., 1998).

A existência de água na atmosfera também está relacionada com a amplitude térmica, ou seja, quanto maior for a umidade do ar, menor é a amplitude térmica, pois influencia no transporte e distribuição de calor no ar. A umidade do ar representa a quantidade de vapor presente na atmosfera. A água é o único elemento que se encontra na atmosfera, nos três estados físicos (sólido, líquido, gasoso), simultaneamente, e age como termorregulador e influencia na temperatura e na precipitação (PEREIRA et al., 2002).

A ocorrência de chuvas é um indicador de que há umidade na atmosfera. De acordo com (TUCCI, 2001), a chuva é a ocorrência da precipitação da água na atmosfera em forma líquida, quando as gotas condensadas tornam-se muito grandes para permanecer em suspensão. Portanto, em dias de chuva, a umidade influencia na temperatura do ambiente, causando amplitudes térmicas menores. Desse modo, em regiões desérticas, onde a umidade do ar e a ocorrência de chuvas é relativamente baixa, as amplitudes térmicas são relativamente altas, enquanto nas regiões de floresta, onde a umidade do ar e a ocorrência de chuvas é relativamente alta, a amplitude térmica diária é relativamente baixa (DANNI-OLIVEIRA e MENDONÇA, 2007).

A umidade do ambiente também está relacionada com proximidade de uma fonte de água, devido à evaporação. Desse modo, a temperatura do ar varia em função da continentalidade, que é a distância relativa de um determinado ponto na terra em relação aos grandes corpos hídricos. A água influencia a temperatura do ar, uma vez que a superfície continental se aquece e se resfria mais rapidamente do que a superfície dos corpos de água. Na medida em que se afasta do litoral para o interior do continente, as amplitudes térmicas aumentam. Quanto maior a distância do oceano, maior o efeito da continentalidade (FRITZSONS; MANTOVANI; AGUIAR, 2008; TUBELIS; NASCIMENTO, 1987).

Os ventos predominantes e as correntes oceânicas também interferem na temperatura do ar, pois transportam ou transmitem, por advecção, ar e vapor de água de uma área para outra, dependendo das características dos gradientes de pressão envolvidos (FRITZSONS et al., 2008).

A água existente no ambiente atua como um moderador da temperatura do ar. Em ambientes mais secos, há tendência de ocorrer maiores amplitudes térmicas diárias, como normalmente ocorre em climas semiáridos, enquanto em ambientes mais úmidos a tendência é de que a amplitude térmica seja menor (ZANETTI et al., 2019).

Existem três fatores climáticos determinantes da temperatura do ar: o macroclima corresponde a um clima médio em um território amplo, caracterizada por fatores geográficos; o mesoclima refere-se a fenômenos em escala local, principalmente caracterizado pelas condições do relevo e posição das encostas à radiação solar; já o microclima reflete a influência de elementos individuais em uma escala espacial muito pequena, sendo condicionado pelo uso e ocupação do solo (DANNI-OLIVEIRA e MENDONÇA, 2007; PEREIRA et al., 2002).

Em regiões mais altas a temperatura tende a ser menor, pois a pressão atmosférica é menor e o ar se torna mais rarefeito (GARCIA et al., 2004). O estado do Espírito Santo

apresenta áreas com altitude que variam de 0 a aproximadamente 2800 metros. De acordo com Castro et al. (2010), as regiões com altitudes mais elevadas do estado apresentam menores valores de temperaturas médias mensais, devido a influência do relevo. Siqueira et al. (2004) classificam a temperatura do estado de acordo com a faixa de altitude, conforme Tabela 1:

Tabela 1 - Variação de temperatura do estado do Espírito Santo de acordo com a altitude.

| Altitude [m] | Região | Temperatura média anual |
|-----------------|--|-------------------------|
| 0 a 450 | Mesorregiões do litoral norte e nordeste | 21,3 a 24,4 °C |
| 450 a 850 | Mesorregiões | 19,0 a 21,3 °C |
| 850 a 1200 | Mesorregiões Central e Sul | 16,6 a 19,0 °C |
| Superior a 1200 | Mesorregiões Central e Sul | Inferior a 16,6 °C |

Fonte: Siqueira et al. (2004).

As montanhas agem como barreiras físicas e forçam o ar a se mover verticalmente, um processo chamado de elevação orográfica. Quando uma parcela de ar é forçada a subir uma montanha, ela se expande e se resfria. As taxas de variação da temperatura do ar conforme mudança de altitude e de umidade do ar são denominadas razão adiabática seca (Γ_d) e razão adiabática saturada (Γ_s) (VIANELLO e ALVES, 1991; DODSON e MARKS, 1997). A taxa real de lapso em um determinado local e horário é denominada de taxa de lapso ambiental. O valor médio utilizado globalmente para a taxa de lapso ambiental é de $-6,5 \text{ °C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 2003).

3.2.1. Razão adiabática seca

Parcelas de ar que se deslocam verticalmente na atmosfera, sem adição ou remoção de calor (adiabático), são processos comuns na natureza, especialmente nos movimentos rápidos do ar. Em um processo adiabático seco, que ocorre sob condição de ar seco ou úmido (não saturado), a temperatura de uma parcela de ar que é forçada a subir verticalmente, decresce com a altura em uma razão constante (BARRY e CHORLEY, 2003; VIANELLO e ALVES, 1991). Essa razão de queda da temperatura da parcela de ar com a altura é denominada de razão adiabática seca ($\Gamma_d \text{ °C km}^{-1}$), conforme Equação 2:

$$\Gamma_d = -\frac{g}{c_p} \quad (2)$$

em que: g = aceleração da gravidade [$9,8067 \text{ m s}^{-2}$] e c_p = calor específico do ar seco a pressão constante [$1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$].

Ou seja, a variação de temperatura (gradiente adiabático) de uma parcela de ar seco é de $-9,8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 1987; FRITZSONS et al., 2008). A temperatura potencial (θ) é a temperatura que teria uma parcela de ar, inicialmente em um nível qualquer da atmosfera, se fosse trazida adiabaticamente seca a uma pressão padrão (P_0). É um conceito de grande utilidade quando se necessita comparar as temperaturas do ar a diferentes alturas. Para efeitos de cálculos de fluxos de calor, não se pode simplesmente fazer a medição em níveis diferentes e comparar diretamente devido a sua variação com a altitude (VIANELLO e ALVES, 2006).

A expressão matemática para a temperatura potencial (θ) de uma parcela de ar que se encontra num nível de pressão (P), à temperatura (T), uma vez que o processo pelo qual a parcela de ar é levada a nível de pressão P_0 é adiabático seco, pode ser obtida pela Equação 3 (HOLTON, 1973; VIANELLO e ALVES, 1991, VIANELLO e ALVES, 2006):

$$\theta = T \left[\frac{P_0}{P} \right]^{\frac{R}{c_p}} \quad (3)$$

em que: T = temperatura do ar [K]; P_0 = pressão de referência [kPa]; P = pressão medida à temperatura T [kPa]; e R = constante de gás para ar seco [$287,05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$].

3.2.2. Razão adiabática saturada

Uma parcela de ar, ao subir adiabaticamente na atmosfera, resfria-se por expansão. Porém, se o ar estiver saturado de vapor d'água, o resfriamento será retardado pela liberação do calor latente durante a condensação do vapor. Isso resulta que a razão de queda da temperatura da parcela com a altura, num processo adiabático saturado, é menor que a razão adiabática seca (VIANELLO e ALVES, 2006). Assumindo o pressuposto que todo o material condensado ou congelado em uma parcela de ar precipite em seu movimento ascendente, pode-se chegar a uma expressão matemática para o cálculo da razão adiabática saturada (Γ_s), conforme Equação 4:

$$\Gamma_s = \Gamma_d \left[\frac{1 + \left(\frac{L_v r_s}{R_d T} \right)}{1 + \left(\frac{\varepsilon L_v^2 r_s}{c_p R_d T^2} \right)} \right] \quad (4)$$

em que: L_v = calor latente de vaporização [kJ kg^{-1}]; r_s = razão de mistura saturada [kg kg^{-1}]; R_d = constante de gás para ar seco [$287,05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$]; e $\varepsilon = 0,622$.

A razão adiabática saturada aumenta com o incremento da pressão e com a redução da temperatura do ar. A variação da temperatura de uma parcela de ar saturado é de aproximadamente $-4,0$ a $-6,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 1987; FRITZSONS et al., 2008).

A taxa média de lapso ambiental é definida como um valor médio da variação da temperatura do ar em função da altitude. É um valor altamente variável, pois é afetado por fatores meteorológicos como radiação, convecção e condensação. Um valor médio global adotado para a taxa de lapso ambiental é $-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 1987).

3.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evapotranspiração, normalmente expressa em milímetros (mm) por unidade de tempo (hora, dia, mês, ano, etc.), é um processo simultâneo de transferência de água da superfície terrestre para a atmosfera por evaporação na superfície e pela transpiração das plantas. Estes dois processos ocorrem naturalmente e simultaneamente em superfícies vegetadas, sendo afetados por aspectos ambientais, características da cultura e por parâmetros meteorológicos como radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade do ar (PEREIRA et al., 2002). Os fatores meteorológicos que determinam a evapotranspiração são relacionados ao fornecimento de energia para a vaporização e remoção de vapor de água da superfície (ALLEN et al., 1998).

A radiação solar é a maior fonte de energia para o planeta terra e o principal elemento meteorológico, pois desencadeia todo o processo, afetando todos os elementos (temperatura, vento, pressão, umidade), principalmente a evaporação de água na superfície. Em uma superfície sem escassez hídrica, a maior parte da energia disponível é utilizada na evapotranspiração, que representa entre 70 e 80 % do saldo de radiação (R_n). O restante de energia disponível no ambiente é utilizado para o aquecimento do ar e do solo. Quando há escassez hídrica, a fração de R_n destinada à evaporação de água (calor latente) é utilizada para

aquecer o ar e o solo (calor sensível), resultando em maior elevação da temperatura (ALLEN et al., 1998; PEREIRA et al., 2002).

A evapotranspiração é menor em maiores altitudes do que próximo ao nível do mar. Portanto, a quantidade de radiação recebida em altas altitudes deve ser considerada no cálculo da evapotranspiração. Embora a altitude mostre pouco efeito direto sobre a constante psicométrica (γ), que é o único parâmetro que depende da altitude na equação de Penman-Monteith, indiretamente, as temperaturas mais baixas afetam o valor da inclinação da curva de pressão de vapor (Δ) (GARCIA et al., 2004).

A existência de água na atmosfera e suas mudanças de fase desempenham um papel importante nos processos físicos naturais, como o transporte e a distribuição de calor na atmosfera, a evapotranspiração, a absorção de radiação, etc. O teor de vapor de água na atmosfera possui variações, podendo ser quase nulo em regiões desérticas e polares, e chegar até cerca de 4% do volume de ar úmido em regiões quentes e úmidas (PEREIRA et al., 2002).

O vapor de água é um gás e sua massa contribui para a pressão atmosférica total. Enquanto o fornecimento de energia do sol e do ar circundante é a principal força motriz para a vaporização da água, a diferença entre a pressão do vapor de água na superfície evapotranspirante e o ar circundante é o fator determinante para a remoção do vapor (ALLEN et al., 1998).

A evapotranspiração de referência (ET_0) representa a demanda máxima de evapotranspiração em uma determinada época do ano para um local específico padronizando uma superfície vegetal. A superfície de referência é uma cultura hipotética de gramínea tipo batatais (*Paspalum notatum* Flugge), com uma altura de cultura de 12 centímetros, uma resistência de superfície fixa de 70 s.m^{-1} e um albedo de 23%. Essa superfície se assemelha a uma extensa superfície de solo resultante de uma frequência semanal de irrigação, coberto de grama verde, de altura uniforme, crescendo ativamente e sombreando completamente o solo (ALLEN et al., 1998).

Para mensuração da evapotranspiração são necessários dispositivos específicos (lisímetros) e medições precisas de vários parâmetros físicos ou do balanço hídrico do solo. Estes métodos costumam ser caros e demandam pessoas qualificadas. Devido à dificuldade de se obter medições precisas em campo, várias equações foram desenvolvidas para estimar a evapotranspiração a partir de dados meteorológicos. Alguns desses métodos são válidos exclusivamente sob as condições específicas sob as quais foram desenvolvidos. Para determinar qual o melhor método de estimativa da ET_0 é necessário observar se há disponibilidade de dados meteorológicos, pois métodos mais complexos exigem maiores

quantidades de variáveis medidas e apenas terão aplicabilidade se houver disponibilidade dos dados necessários. O método padrão recomendado pela FAO é a equação de Penman Monteith (Equação 5) (ALLEN et al., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1+0,34 u_2)} \quad (5)$$

em que: ET_0 = Evapotranspiração potencial [mm dia^{-1}]; Δ = Inclinação da curva de pressão do vapor [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$]; R_n = Saldo de radiação [$\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$]; G = Densidade de fluxo de calor no solo [$\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$]; T = Temperatura do ar a 2 metros de altura [$^\circ\text{C}$]; u_2 = Velocidade do vento a 2 metros de altura [m s^{-1}]; e_s = Pressão de saturação do vapor [kPa]; e_a = Pressão parcial do vapor [kPa] e γ = Constante psicométrica [$\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$].

De acordo com Pereira et al. (2002), este método foi descrito por Monteith (1965) e adaptado por Allen et al. (1998) para estimar a ET_0 em uma escala diária. É um método com grande probabilidade de predizer corretamente a ET_0 em uma ampla variedade de locais e climas.

Porém, quando não se tem dados de radiação, umidade relativa do ar e velocidade do vento, a ET_0 pode ser estimada por meio de métodos alternativos baseado na temperatura do ar, como a equação de Hargreaves e Samani (1985). Entretanto, os métodos baseados na temperatura permanecem empíricos e exigem calibração local para se obter resultados satisfatórios (ALLEN et al., 1998).

O método de Hargreaves e Samani (1985) foi desenvolvido na Califórnia, em condições semiáridas. O método se baseia na amplitude térmica ($T_{\max} - T_{\min}$) e na radiação solar extraterrestre (R_a) para indicar a radiação solar que atinge a superfície e estimar a ET_0 usando apenas dados medidos de temperatura do ar, conforme Equação 6:

$$ET_0 = 0,0023 \frac{R_a}{\lambda} (T_{\max} - T_{\min})^{0,5} (T_{\text{med}} + 17,8) \quad (6)$$

em que: R_a = Radiação solar extraterrestre [$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$]; λ = Calor latente de vaporização [$2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$]; T_{\max} = Temperatura máxima do ar [$^\circ\text{C}$]; T_{\min} = Temperatura mínima do ar [$^\circ\text{C}$] e T_{med} = Temperatura média do ar [$^\circ\text{C}$].

A temperatura média do ar combinada com a radiação solar extraterrestre é um indicador da radiação global recebida, enquanto a amplitude térmica está relacionada a nebulosidade e a umidade relativa do ar (VERHOEF e FEDDES, 1991).

3.4. ESPACIALIZAÇÃO DE DADOS HIDROCLIMÁTICOS

A espacialização de dados é uma ferramenta necessária quando se necessita estimar uma variável numérica qualquer em um ponto no qual sua medição não foi realizada. Para isso é necessário que existam pontos amostrais de medição da variável de interesse na região em estudo. A partir dos valores pontuais medidos, é possível estimar valores para outros locais de interesse, utilizando-se funções matemáticas específicas. A qualidade dos métodos pode ser verificada a partir da comparação entre os dados reais e suas respectivas estimativas (CASTRO et al., 2012). Dentre os métodos utilizados para espacializar dados, têm-se: regionalização, regressão, interpolação, dentre outros.

A regionalização tem sido aplicada com o propósito de estimar e espacializar dados de vazões de cursos da água em seções que não possuem dados fluviométricos, transferindo informações de postos fluviométricos com dados observados para os locais sem medições (CECÍLIO et al., 2018; CHAVES et al., 2002; TUCCI, 2002).

O método da regressão é amplamente utilizado na literatura utilizando os fatores geográficos (latitude, longitude, altitude) para espacializar dados médios de temperatura do ar em escala mensal e anual (CASTRO et al., 2010; GOMES et al., 2014; LYRA et al., 2011). Não foram encontrados trabalhos que estimam a temperatura máxima, média e mínima diária utilizando regressão.

Para espacializar dados meteorológicos diários (temperatura, evapotranspiração, etc) tem sido utilizado métodos de interpolação (BORGA; VIZZACCARO, 1997; PERIN et al., 2015; XAVIER; KING; SCANLON, 2016). Dentre os métodos de interpolação geralmente aplicados na literatura, estão os métodos geoestatísticos (*kriging*, *cokriging*, etc.) e os métodos não estatísticos (*Inverse Distance Weighting* e *Thin Plate Splines*, etc).

Os interpoladores geoestatísticos são baseados em funções que levam em consideração a dependência espacial por meio da distância (correlação espacial) e da direção (isotropia ou anisotropia). São comumente utilizados para estudar o comportamento espacial de fenômenos naturais que não possuem padrão de distribuição (RESENDE e STURION, 2001). A ferramenta básica para a análise dos dados em geoestatística é o variograma, onde é possível representar a taxa média de variação de um fenômeno com a distância (ANDRIOTTI, 1988).

Os interpoladores não geoestatísticos estimam os valores de um atributo para pontos não amostrados por intermédio de uma combinação linear dos valores dos pontos mais próximos considerando a relação de distância entre eles e, desta forma, dependem diretamente da posição de todos os pontos próximos. Estes métodos são comumente utilizados para espacializar fenômenos cujos dados possuem natureza contínua, com normalidade e frequência. As estimativas para os valores do fenômeno espacializado não ultrapassam a gama de valores dos pontos observados (PERIN et al., 2015).

Por meio dos métodos de interpolação, é possível calcular, estatisticamente, a relação espacial de um conjunto de dados georreferenciados e obter superfícies contínuas, representativas de fenômenos com distribuição espacial, como temperatura do ar e precipitação. A escolha de interpoladores para dados climáticos não é uma tarefa simples e o resultado final não depende apenas do interpolador. O processo de interpolação exige conhecimento acerca da natureza do dado a ser interpolado e da distribuição espacial das amostras (PERIN et al., 2015).

Cada método tem suas vantagens e desvantagens, que dependem das características dos conjuntos de dados. Um método que é eficiente para um conjunto de dados pode não ser adequado para outro, medidos em locais de características diferentes (CARUSO e QUARTA, 1998). Os métodos geoestatísticos apresentam uma desvantagem quando aplicados em estudos diários de variáveis hidroclimáticas que compreendem um longo período de tempo, pois é necessário ajustar um semivariograma para cada dia estudado, gerando um grande volume de resultados e um grande trabalho computacional.

Além disso, o método apresenta desvantagem quando aplicados em localidades com poucos pontos amostrais e uma distância relativamente grande entre eles. De acordo com Vieira (2000), para ajustar os variogramas, deve existir uma dependência espacial entre os pontos amostrais. Portanto, se a distância dentre os pontos ultrapassar a dependência espacial das variáveis, os resultados serão inadequados na interpolação. Nesse caso, o método de interpolação não estatístico é mais indicado, pois considera apenas a distância entre os pontos de medição.

Dentre estes métodos, o IDW (*Inverse Distance Weighting*) é um interpolador comumente utilizado para espacialização de dados hidroclimáticos, desenvolvido com base na teoria de que os pontos mais próximos têm mais correlações e semelhanças do que os pontos mais distantes (CARUSO e QUARTA, 1998). De acordo com Dodson e Marks (1997), é um método simples, rápido e fácil de ser aplicado, pois, computacionalmente, pode suportar uma grande quantidade de dados, portanto, pode ser trabalhado na espacialização diária da

temperatura do ar de uma série histórica com mais de dez anos. Além disso, é o método de interpolação não estatístico mais utilizado na literatura para espacialização da temperatura do ar (PERIN et al., 2015) e apresenta resultados satisfatórios quando comparados a outros métodos de interpolação (AMORIM, 2009)

De acordo com Setianto e Triandini (2015), no método IDW, assume-se que a taxa de correlações e semelhanças entre vizinhos seja proporcional à distância entre eles, que pode ser definida como uma função de inversão da distância de todos os pontos dos pontos vizinhos, conforme Equação 7:

$$Z_0 = \frac{\sum_{i=1}^N z_i d_i^{-n}}{\sum_{i=1}^N d_i^{-n}} \quad (7)$$

em que: Z_0 = Valor estimado; z_i = Valor medido; d_i = Distância do ponto medido até o ponto estimado e n = coeficiente que determina o peso em relação à distância.

Os métodos de interpolação espacial apresentam resultados satisfatórios na espacialização da temperatura do ar quando aplicados à localidades com terrenos homogêneos, ou seja, sem grande diferença de altitude (AMORIM, 2009). Porém, apresentam uma desvantagem ao interpolar dados em terrenos montanhosos, pois não consideram o efeito da altitude na temperatura do ar, gerando resultados inadequados que super estimam as condições reais (DODSON; MARKS, 1997). Nesse sentido, Leemans e Cramer (1991) propuseram implementar na interpolação, uma correção para a temperatura e utilizaram uma taxa de lapso no valor de $-6,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ para ajustar os dados para condições de nível do mar, para posteriormente, aplicar um interpolador, gerando dados espacializados de temperatura do ar em condições de nível do mar. Esses dados foram ajustados novamente para condições reais de altitude por meio das informações de um MDE. Assim, os autores produziram um banco de dados de temperatura média mensal do ar em uma grade terrestre global corrigida pelo efeito do relevo.

Em estudos hidrológicos, caracterizar a ET_0 em escala regional é difícil devido que a estimativa da ET_0 é dependente de vários outros fatores. Nesse sentido, existem duas metodologias que são comumente aplicadas para interpolação espacial da ET_0 : (i) calcular a ET_0 utilizando os dados medidos nas estações meteorológicas e, posteriormente, interpolar os resultados e (ii) interpolar os dados medidos nas estações meteorológicas e utilizar as informações espacializadas como entrada para o cálculo da ET_0 (MCVICAR et al., 2007).

Existem diversos estudos na literatura que calcularam e espacializaram dados de ET_0 , geralmente pelo método da regressão, utilizando os fatores geográficos (altitude, latitude e longitude) para estimar dados médios mensais de ET_0 . Dentre eles: Buriol et al. (1975), Oliveira et al. (1980) e Francisco et al. (2017). Entretanto, o método não apresenta vantagem para espacialização da ET_0 diária, principalmente quando se deseja considerar o efeito do relevo.

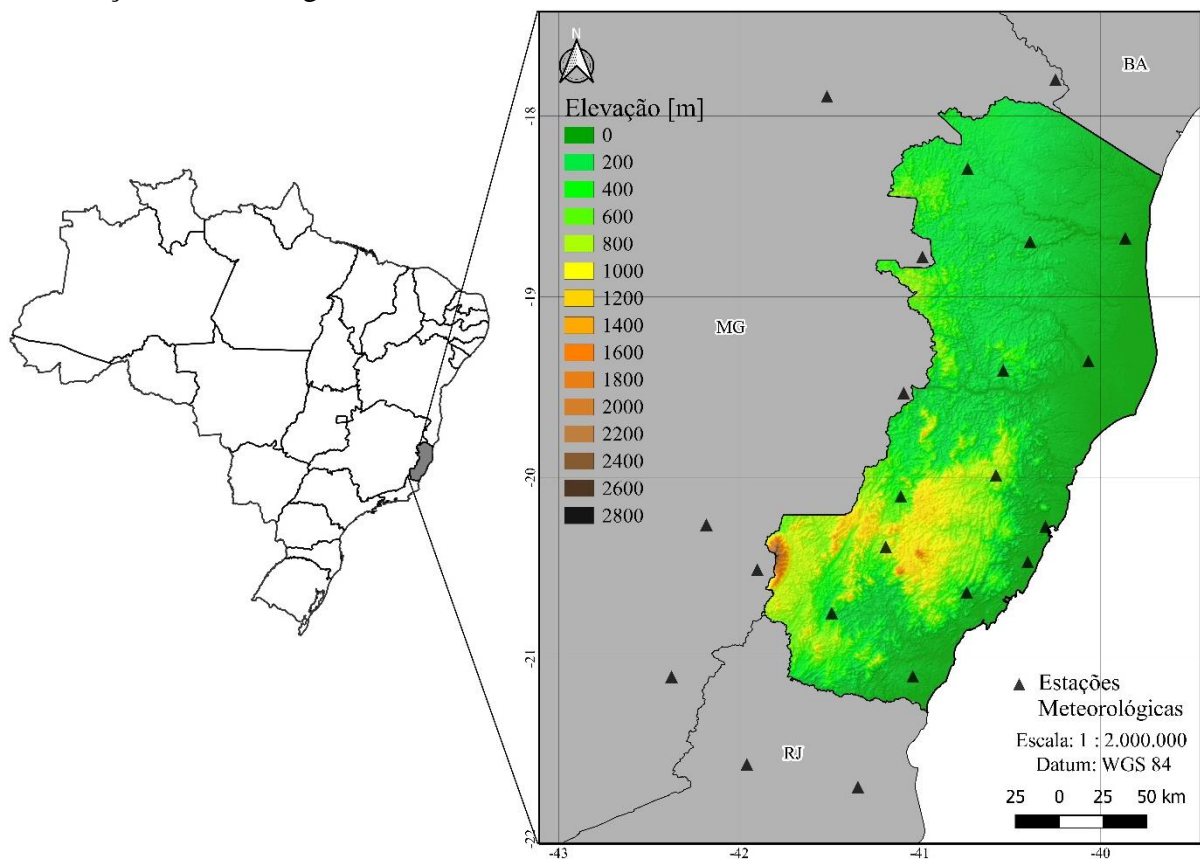
Como a altitude influencia na temperatura, que é a principal variável meteorológica utilizada no cálculo da ET_0 (ALLEN et al., 1998), é mais vantajoso interpolar as variáveis de entrada primeiro, para posteriormente, calcular a ET_0 . Pois se for utilizado dados espacializados corrigidos pelo efeito do relevo como variáveis de entrada para o cálculo de ET_0 , conseqüentemente, será obtido dados espacializados de ET_0 corrigidos pelo efeito do relevo.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. ÁREA EM ESTUDO

O presente estudo foi realizado no estado do Espírito Santo, que possui área total de 46.184,1 km², situado na região sudeste do Brasil, entre as latitudes 17°52' e 21°19' S e as longitudes 39°38' e 41°50' W. Possui 78 municípios e faz divisa com os estados de Bahia, Minas Gerais e Rio de Janeiro, e tem a topografia formada por áreas planas no litoral e área montanhosa no interior (SILVA et al., 2011), com uma amplitude de altitude de 2.892 metros desde as regiões litorâneas até o ponto mais alto localizado no Pico da Bandeira, na Serra do Caparaó. Dentre os 78 municípios, apenas 13 possuem estações meteorológicas automáticas pertencentes ao INMET, com dados medidos de temperatura do ar e outras variáveis, disponíveis para o acesso. A amplitude de altitude e as estações estão ilustrados na Figura 1:

Figura 1 - Localização da área em estudo (estado do Espírito Santo, ES), com a distribuição das estações meteorológicas do INMET utilizadas.



Fonte: O autor.

De acordo com Alvares et al. (2013), na classificação de Köppen, o estado se enquadra nas zonas climáticas A e C, sendo a primeira quente e úmida e a outra tropical de altitude

(mesotérmico). O estado compreende os climas Am, Aw, Cfa, Cfb, Cwa e Cwb, sendo influenciado, de maneira marcante, pelo relevo. A topografia das terras do Espírito Santo é bastante variada, podendo ser encontradas desde áreas planas até escarpadas. A área do estado com declividade inferior a 30% corresponde a 57,3% do território, enquanto que as declividades situadas entre 30% e 100% representam 41,5%, sendo o restante, 1,2%, representado por declividades superiores a 100%.

4.2. BASE DE DADOS

Os dados meteorológicos utilizados nesse estudo, registrados nos últimos 13 anos (01 de janeiro de 2007 a 29 de fevereiro de 2020), são oriundos de treze estações meteorológicas pertencentes ao INMET, distribuídas no estado do Espírito Santo. Esse foi o período base para o desenvolvimento deste estudo. Para minimizar o efeito de borda, foram adotadas, também, nove estações vizinhas, pertencentes aos estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro (Tabela 2).

Tabela 2 - Estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia, utilizadas no estudo.

| Localidade | Estado | Latitude | Longitude | Altitude | Período |
|-----------------------|--------|----------|-----------|----------|-----------------------|
| Afonso Cláudio | ES | -20,104 | -41,106 | 507 | out./2011 a fev./2020 |
| Alegre | ES | -20,750 | -41,488 | 129 | jan./2007 a fev./2020 |
| Alfredo Chaves | ES | -20,636 | -40,741 | 14 | jan./2007 a fev./2020 |
| Ecoporanga | ES | -18,291 | -40,736 | 224 | mar./2017 a fev./2020 |
| Linhares | ES | -19,356 | -40,068 | 38 | jan./2007 a fev./2020 |
| Marilândia | ES | -19,407 | -40,539 | 95 | abr./2017 a fev./2020 |
| Nova Venécia | ES | -18,695 | -40,390 | 156 | jul./2008 a fev./2020 |
| Presidente Kennedy | ES | -21,100 | -41,039 | 69 | jul./2008 a fev./2020 |
| Santa Teresa | ES | -19,988 | -40,579 | 976 | set./2007 a fev./2020 |
| São Mateus | ES | -18,676 | -39,864 | 29 | jan./2007 a fev./2020 |
| Venda Nova Imigrante | ES | -20,385 | -41,189 | 722 | mar./2017 a fev./2020 |
| Vila Velha | ES | -20,467 | -40,404 | 25 | mar./2017 a fev./2020 |
| Vitória | ES | -20,271 | -40,306 | 9 | jan./2007 a fev./2020 |
| Aimorés | MG | -19,532 | -41,090 | 288 | set./2007 a fev./2020 |
| Manhuaçu | MG | -20,263 | -42,182 | 819 | out./2011 a fev./2020 |
| Mantena | MG | -18,780 | -40,986 | 255 | out./2011 a fev./2020 |
| Muriaé | MG | -21,104 | -42,375 | 283 | jan./2007 a fev./2020 |
| Serra dos Aimorés | MG | -17,798 | -40,249 | 212 | jan./2007 a fev./2020 |
| Teófilo Otoni | MG | -17,892 | -41,515 | 467 | jan./2007 a fev./2020 |
| Caparaó | MG | -20,526 | -41,909 | 836 | jan./2007 a fev./2020 |
| Cambuci | RJ | -21,587 | -41,958 | 60 | jan./2007 a fev./2020 |
| Campos dos Goytacazes | RJ | -21,714 | -41,343 | 17 | jan./2007 a fev./2020 |

Fonte: O autor.

Os dados das estações automáticas do INMET são fornecidos em valores horários no fuso UTC. Nesse sentido, as horas foram ajustadas para o horário oficial de Brasília. Os dados horários foram computados para dados diários. A temperatura máxima diária resultou do

maior valor dentre as 24 medições das temperaturas máximas naquele dia. A temperatura mínima resultou no menor valor dentre as medições das temperaturas mínimas e a temperatura média resultou no valor médio dentre as medições de temperaturas médias.

Os dados obtidos nas 22 estações utilizadas no estudo foram submetidos a uma análise gráfica visual para identificar e descartar os dados discrepantes ocasionados por falhas das medições. Os dados incoerentes encontrados na série foram excluídos. Em caso de ausência ou descarte de dados em determinada estação em determinado dia, o estudo foi realizado utilizando-se os dados das demais estações existentes naquele dia, de forma que os dados estimados de temperatura fossem isentos de falhas.

Os dados de topografia foram obtidos por um modelo digital de elevação (MDE) obtidos a partir do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), em formato *geotiff* com resolução horizontal de 90 metros (UFRGS, 2020). Por meio do auxílio do *software* Quantum GIS, o MDE foi redimensionado para uma resolução espacial de 500 metros, onde o pixel resultante obteve o valor médio dos pixels redimensionados. Esse MDE forneceu as coordenadas geográficas e altitudes necessárias para a espacialização dos dados diários de temperaturas máximas, médias e mínimas do ar para o estado.

4.3. MÉTODOS

Para alcançar os objetivos propostos nesse trabalho, foram testados dois métodos que estimam a temperatura diária do ar corrigindo o efeito do relevo. Esses métodos foram comparados a um interpolador comumente utilizado na literatura (IDW) para se avaliar o ganho obtido nas estimativas ao incluir informações de altitude.

Considerando a grande quantidade de dados e o trabalho computacional, limitou-se a utilizar algoritmos de interpolação mais simples e rápidos de se implementar. Nesse sentido, optou-se por não aplicar um método geoestatístico (krigagem, cokrigagem), pois, como o estudo é de escala diária para um período de 13 anos, seria necessário ajustar um semivariograma para cada variável para cada dia.

Além disso, para ajustar os semivariogramas, deve existir uma dependência espacial entre os pontos amostrais (VIEIRA, 2000). Porém, são poucos os pontos de medição, e suas localizações são irregulares, portanto, a distância entre os pontos pode ultrapassar a dependência espacial das variáveis, gerando resultados inadequados nas interpolações.

Nesse sentido, foi escolhido o método matemático de interpolação IDW. É o método de interpolação não estatístico mais frequente encontrado na literatura para espacialização da temperatura do ar (PERIN et al., 2015). É simples, rápido, fácil de ser aplicado. Pode

suportar, computacionalmente, uma grande quantidade de dados (DODSON e MARKS, 1997) e apresenta resultados satisfatórios (AMORIM, 2009).

Para considerar o efeito do relevo, este trabalho propõe a utilização dos seguintes métodos: (i) estimar a temperatura do ar por meio da temperatura potencial (equação 3), utilizando como referência, os dados medidos na estação mais próxima e (ii) estimar a temperatura para um ponto ajustando o efeito do relevo por meio do produto da diferença de altitude e de uma taxa de lapso, utilizando como referência os dados medidos da estação mais próxima. As distâncias (euclidianas) utilizadas neste estudo foram calculadas usando coordenadas UTM.

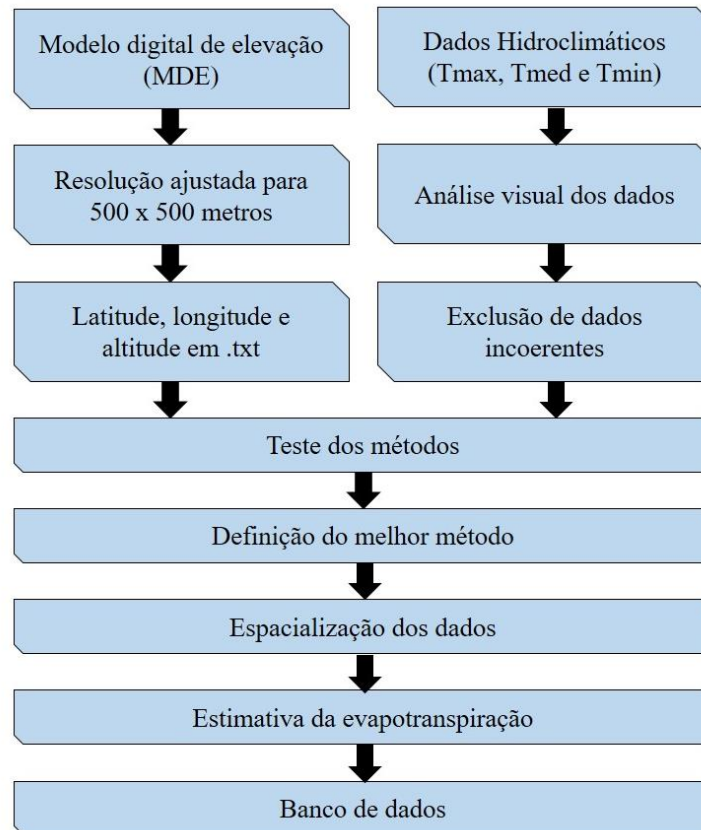
Após identificar o método que obteve melhores resultados, foram feitos novos testes com o intuito de melhorar a qualidade das estimativas. Estes métodos consistem em: (i) utilizar nas estimativas da temperatura do ar os dados medidos nas estações meteorológicas que possuem menor diferença de altitude dentre as duas, três e quatro mais próximas do local estimado e (ii) ajustar os dados de temperatura do ar medidos para a mesma condição de altitude do ponto estimado utilizando a razão adiabática e, posteriormente, aplicar o interpolador IDW.

Para testar os métodos, visando identificar o melhor, foram utilizados dados do período de abril de 2017 a fevereiro de 2020 (1064 dias). Este período foi adotado por ser o mais recente, com maior número de dias em que há dados meteorológicos medidos em todas as estações estudadas. Esse período foi adotado também para padronizar o número de observações, pois se toda a série fosse utilizada para os testes, as estações mais antigas teriam um número de observações muito maior do que as estações mais novas.

Nesse período, cada método testado foi utilizado para estimar as temperaturas diárias de cada estação contida no Espírito Santo (método *leave one out*), sendo posteriormente comparadas com as temperaturas observadas, usando indicadores estatísticos. Na sequência são apresentadas as descrições dos métodos testados, bem como dos indicadores estatísticos utilizados.

Os resultados destes métodos foram confrontados com os resultados do interpolador IDW para verificar o ganho em se considerar o efeito do relevo nas estimativas da temperatura diária do ar. O método que apresentou o melhor desempenho foi utilizado para gerar um banco de dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar espacializados e corrigidos pelo efeito do relevo no estado do Espírito Santo, e também dados de evapotranspiração calculados pelo método de Hargreaves e Samani. O fluxograma ilustrado na Figura 2 apresenta as etapas do processo.

Figura 2 - Fluxograma das etapas do processo para espacialização dos dados diários de temperatura considerando o efeito do relevo.



Fonte: O autor.

4.3.1. Interpolador IDW

O interpolador IDW foi utilizado nesse estudo para analisar o comportamento da estimativa de dados de temperatura diária do ar sem considerar o efeito do relevo. É um método matemático de fácil aplicação, que serviu de base para avaliar o ganho obtido nas estimativas quando se utilizam métodos que consideram a altitude. De acordo com Eldrandaly e Abu-Zaid (2011) e Dodson e Marks (1997), este é o método mais utilizado por analistas de sistemas de informações geográficas e capaz de suportar, computacionalmente, um grande volume de dados.

Neste trabalho, o método IDW foi aplicado, utilizando o expoente de derivação variando de 1 a 4, para estimar a temperatura do ar utilizando os dados medidos nas 3 estações mais próximas, pois, como o método IDW é baseado na distância entre os pontos, as estações mais distantes contribuem menos no resultado. Além disso, quanto maior o número de estações utilizadas no método IDW, menor será o número de observações, devido as falhas e dados incoerentes nas estações.

4.3.2. Temperatura Potencial (Equação de Poisson)

A equação de Poisson é uma alternativa para estimar dados diários de temperatura do ar considerando o efeito do relevo. Este método possibilita ajustar os valores medidos de temperatura do ar para diferentes condições de pressão atmosférica, considerando o efeito que a altitude exerce na pressão atmosférica e o efeito que a pressão atmosférica exerce na temperatura do ar. Portanto, para aplicação deste método, é necessário que haja dados diários espacializados de pressão atmosférica.

Por meio da Equação 1 aplicada às informações de altitude provenientes do MDE e dos dados medidos de pressão atmosférica e temperatura do ar, foi possível obter dados diários espacializados de pressão atmosférica para todo território estadual. Esses dados foram aplicados à equação de Poisson (Equação 3) para estimar dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar por meio do ajuste da temperatura com a diferença de pressão entre o ponto medido e o ponto estimado. Foram utilizados nas estimativas os dados da estação de medição mais próxima do local estudado.

4.3.3. Taxa de Lapso

Neste método, a estimativa dos dados de temperatura do ar foi feita por meio de uma correção nos dados de temperatura medidos na estação mais próxima do local estudado, utilizando uma razão adiabática. A temperatura de uma parcela de ar que se desloca verticalmente na atmosfera, sem que haja trocas de energia, decresce a uma taxa constante de $-9,8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ quando o ar está seco ou úmido e uma taxa entre $-4,0$ e $-6,0 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ quando o ar está saturado com vapor de água (STRAHLER; STRAHLER, 1987; VIANELLO; ALVES, 2006). A taxa média de lapso ambiental utilizada em escala global é de $-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (BARRY e CHORLEY, 1987).

Por meio da equação 8, a estimativa dos dados de temperatura do ar foi feita por meio de um ajuste utilizando uma taxa de lapso (Γ) e a amplitude de altitude entre o ponto medido e o ponto estimado.

$$T_{est} = T_{obs} + (-\Gamma \Delta z) \quad (8)$$

em que: T_{est} = valores de temperatura do ar estimados; T_{obs} = valores de temperatura do ar medidos; Δz = diferença entre a altitude do ponto estimado e da altitude no ponto medido; e Γ = taxa de lapso ambiental [$^\circ\text{C km}^{-1}$].

Para avaliar o comportamento das estimativas da temperatura do ar, este trabalho utilizou a razão adiabática seca ($-9,8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) e a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). As estimativas foram feitas utilizando os dados medidos na estação mais próxima ao local estimado.

4.3.4. Aprimoramento dos métodos

A partir dos testes descritos acima, foi possível avaliar e identificar o método que obteve melhor desempenho na estimativa da temperatura do ar considerando o efeito do relevo. Estes testes foram feitos utilizando os dados medidos da estação meteorológica mais próxima do local estudado, também conhecido como polígono de Thiessen. Porém, em alguns casos, a estação mais próxima possui uma grande diferença de relevo com o local estimado, portanto, utilizando o melhor método identificado, foram feitos outros testes visando melhorias nos resultados.

O primeiro teste consiste em utilizar a estação de medição que possui a menor diferença de altitude dentre as duas, três e quatro mais próximas para avaliar se há melhorias nas estimativas. O segundo teste consiste em ajustar os dados de temperatura do ar medidos para a mesma condição de altitude do ponto estimado utilizando uma taxa de lapso, e, posteriormente, aplicar o interpolador IDW.

4.4. AVALIAÇÃO DAS METODOLOGIAS

Os desempenhos dos métodos foram avaliados utilizando gráficos de regressão linear simples e histogramas de frequência dos erros entre os dados medidos nas estações meteorológicas e os dados estimados. A precisão e exatidão dos métodos foi avaliada utilizando o coeficiente de determinação (R^2), o bias e o erro absoluto médio (MAE) (WILLMOTT, 1982), conforme equações 9, 10 e 11:

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \right)^2 \quad (9)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)}{n} \quad (10)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |y_i - x_i|}{n} \quad (11)$$

em que: x_i = valores de temperatura diários observados; y_i = valores diários de temperatura estimados pelos métodos testados; e n = número de observações.

O coeficiente de determinação indica a precisão do modelo em explicar os dados medidos, variando de 0 a 1 (R^2 ideal é igual a 1). O bias indica se os valores estimados tendem a ser menores ou maiores que os dados observados (o bias ideal é igual a 0). O MAE mede a exatidão do modelo, de modo que, quando mais próximo de zero, mais semelhantes são os dados observados e estimados.

O método que apresentou menores valores MAE, maiores valores de R^2 e bias mais próximo de zero foi adotado como o melhor método e utilizado para espacializar dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar, gerando um banco de dados sem falhas e corrigido pelo efeito do relevo para o período de janeiro de 2007 a fevereiro de 2020.

4.5. ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

Para estimar dados de ET_0 , foi utilizado a equação de Hargreaves e Samani (1985), que requer dados de radiação solar extraterrestre e dados de temperatura máxima, média e mínima do ar para sua aplicação. Os dados de R_a foram obtidos por meio das equações propostas no boletim da FAO 56 (Allen et al., 1998) aplicadas aos dados espacializados de latitude.

Por meio dos dados diários de R_a e dos dados de temperatura do ar espacializados gerados neste trabalho, foi possível a aplicação da equação de Hargreaves e Samani para gerar um banco de dados diários de ET_0 .

A equação de Hargreaves e Samani (1985) é um modelo empírico desenvolvido em uma região de clima semiárido, diferente das condições climáticas do estado do Espírito Santo. Nesse contexto, Allen et al. (1998) recomendaram que, quando necessário, o ajuste da ET_0 pode ser feito por meio de regressão linear simples, conforme equação 12:

$$ET_0 = a + b ET_0^{HS} \quad (12)$$

em que: a e b = parâmetros de ajuste da regressão.

Zanetti et al. (2019) testaram quatro diferentes tipos de ajustes com regressão linear para o estado do Espírito Santo, utilizando como referência o método de Penman Monteith.

Dentre eles, o ajuste por classes de amplitude térmica se mostrou mais satisfatório. Nesse sentido, os parâmetros de regressão obtidos pelos autores no ajuste por classes de amplitude térmica foram aplicados a este estudo para corrigir os dados de ET_0 (Tabela 3).

Tabela 3 - Parâmetros de ajuste da evapotranspiração diária estimada pela equação de Hargreaves e Samani, por classes de amplitude térmica do ar, no estado do Espírito Santo.

| Classe | Amplitude térmica [AT] | a | b |
|------------|---|------|-------|
| Classe I | $AT \leq 5 \text{ }^\circ\text{C}$ | 0,55 | 0,37 |
| Classe II | $5 \text{ }^\circ\text{C} < AT \leq 10 \text{ }^\circ\text{C}$ | 1,05 | -0,66 |
| Classe III | $10 \text{ }^\circ\text{C} < AT \leq 15 \text{ }^\circ\text{C}$ | 1,12 | -0,92 |
| Classe IV | $AT > 15 \text{ }^\circ\text{C}$ | 1,10 | -1,31 |

Fonte: Zanetti et al. (2019).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste estudo, foram propostos métodos para estimar a temperatura do ar considerando o efeito do relevo. Estes métodos foram comparados a um interpolador comum, para verificar o ganho obtido ao inserir informações topográficas nas estimativas, com o objetivo de constituir um banco de dados de temperatura máxima, média e mínima do ar, e evapotranspiração de referência, corrigidos pelo efeito do relevo para o estado do Espírito Santo.

5.1. RESULTADOS DOS TESTES

Neste tópico serão apresentados e discutidos os resultados dos testes para estimar a temperatura diária do ar analisando as melhorias obtidas nos resultados ao se utilizar métodos que consideram o efeito do relevo na estimativa.

Para analisar o comportamento da estimativa dos dados sem se considerar o efeito do relevo, foi utilizado o método de interpolação IDW. Foram feitos testes utilizando o expoente de variação variando de 1 a 4 para identificar qual obtém melhores resultados na estimativa.

Na Tabela 4 estão apresentados os resultados dos testes utilizando o interpolador IDW aplicando os diferentes expoentes. Os resultados detalhados deste teste estão disponíveis em Apêndice A a C.

Tabela 4 - Resultados da estimativa da temperatura do ar usando o interpolador IDW.

| Expoente | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | |
|----------|--------------------|-----------------|------------|-------------------|-----------------|------------|--------------------|-------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] |
| 1 | 0,92 | -0,2 | 2,1 | 0,95 | -0,2 | 1,7 | 0,89 | -0,2 | 1,5 |
| 2 | 0,91 | -0,1 | 2,1 | 0,95 | -0,1 | 1,6 | 0,89 | -0,1 | 1,4 |
| 3 | 0,91 | < 0,1 | 2,1 | 0,95 | -0,1 | 1,6 | 0,89 | -0,1 | 1,4 |
| 4 | 0,91 | < 0,1 | 2,0 | 0,94 | < 0,1 | 1,5 | 0,89 | -0,1 | 1,4 |

Fonte: O autor.

De maneira geral, os testes apresentaram altos valores de R², indicando uma boa precisão. Além disso, os valores do bias estão próximos de zero, indicando equilíbrio entre subestimativas e superestimativas. Porém, os valores de MAE representam o erro absoluto, indicando que o expoente 4 foi o que apresentou melhores resultados na estimativa de dados diários da temperatura do ar para o estado do Espírito Santo, cujos resultados por estação são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 - Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW, com potência 4.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|-----------------------|--------------------|-----------------|------------|-------------------|-----------------|------------|--------------------|-------------|------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,85 | -2,4 | 2,4 | 0,92 | -2,3 | 2,3 | 0,86 | -2,2 | 2,2 | 707 |
| Alegre | 0,90 | -4,2 | 4,2 | 0,92 | -3,4 | 3,4 | 0,89 | -2,5 | 2,5 | 449 |
| Alfredo Chaves | 0,90 | -1,3 | 1,5 | 0,92 | -1,2 | 1,2 | 0,87 | -0,8 | 0,9 | 886 |
| Ecoporanga | 0,95 | < 0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,2 | 0,3 | 0,92 | < 0,1 | 0,5 | 766 |
| Linhares | 0,92 | 0,7 | 1,0 | 0,95 | -0,2 | 0,5 | 0,88 | -1,2 | 1,3 | 829 |
| Marilândia | 0,95 | -2,1 | 2,1 | 0,94 | -1,1 | 1,2 | 0,86 | < 0,1 | 0,9 | 655 |
| Nova Venécia | 0,92 | -0,7 | 0,9 | 0,97 | 0,2 | 0,3 | 0,93 | 0,2 | 0,5 | 802 |
| Presidente Kennedy | 0,91 | 0,8 | 1,2 | 0,95 | 0,4 | 0,6 | 0,90 | -0,5 | 0,8 | 867 |
| Santa Teresa | 0,89 | 6,3 | 6,3 | 0,90 | 5,5 | 5,5 | 0,75 | 4,3 | 4,3 | 828 |
| São Mateus | 0,83 | 1,1 | 1,4 | 0,95 | -0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,4 | 0,7 | 831 |
| Venda Nova | 0,89 | 2,7 | 2,7 | 0,93 | 2,7 | 2,7 | 0,87 | 2,7 | 2,7 | 895 |
| Vila Velha | 0,94 | 0,5 | 0,8 | 0,98 | 0,3 | 0,4 | 0,94 | 0,1 | 0,5 | 796 |
| Vitória | 0,94 | -1,2 | 1,2 | 0,98 | -1,0 | 1,0 | 0,94 | -0,7 | 0,8 | 796 |
| Média: | 0,91 | < 0,1 | 2,0 | 0,94 | < 0,1 | 1,5 | 0,89 | -0,1 | 1,4 | 777 |

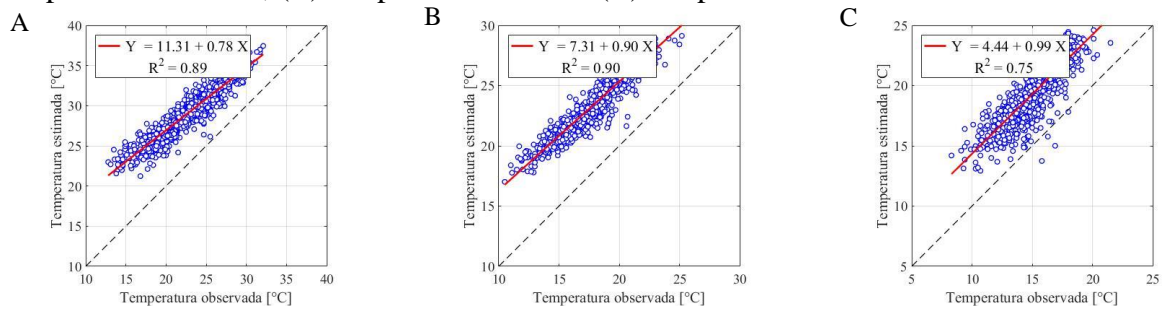
n: número de observações.

Os melhores resultados obtidos com o método IDW foram provenientes das estimativas para localidades que possuem pequena diferença de altitude, como Ecoporanga, Nova Venécia, Linhares, Presidente Kennedy e São Mateus. Nesses casos, as condições de relevo do ponto estimado são similares a dos pontos medidos utilizados na interpolação.

Em contrapartida, os valores de MAE pioram quando o método é aplicado para localidades com grande amplitude de altitude, como em Alegre, Afonso Cláudio, Santa Teresa e Venda Nova do Imigrante. Nesse caso, há uma grande amplitude de altitude entre o ponto estimado e os pontos com dados medidos.

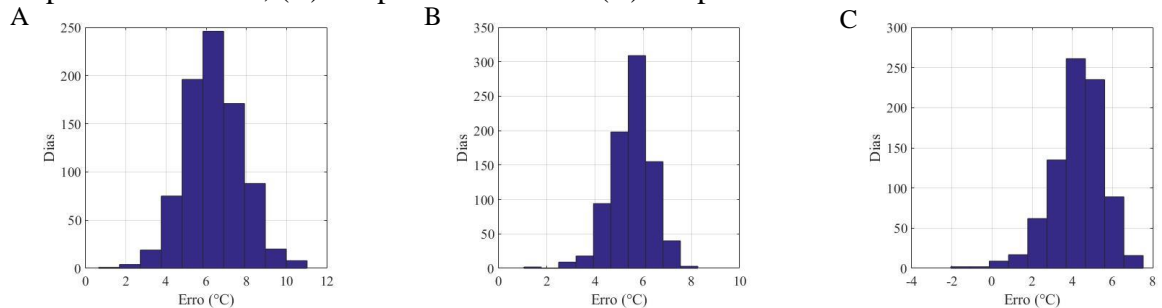
A estimativa para a cidade de Santa Teresa foi a que apresentou piores resultados neste teste. Nesse caso, a estimativa é feita por meio dos dados medidos nas estações mais próximas que estão localizadas em Afonso Cláudio, Vila Velha e Vitória, que possuem uma diferença de altitude maiores que 900 metros. Os gráficos da correlação entre os dados medidos e estimados e os histogramas de frequência dos erros para a cidade de Santa Teresa estão ilustrados nas figuras 3 e 4:

Figura 3 - Gráficos de dispersão do desempenho do método IDW para Santa Teresa: (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.



Fonte: O autor,

Figura 4 - Histograma de frequência dos erros do método IDW para Santa Teresa: (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.



Fonte: O autor.

Nota-se que, apesar dos coeficientes de determinação apresentarem valores elevados, a linha de tendência não apresenta um bom ajuste com a linha 1:1, demonstrando que o método é inexato e superestimou os valores na interpolação, quando aplicado a localidades montanhosas.

Com base nesses resultados, pode-se concluir que o método IDW é eficiente para estimar a temperatura do ar em regiões com mesmas condições de relevo, porém, não apresentou resultados satisfatórios para estimar em regiões com grandes diferenças de altitude.

Resultado similar foi obtido por Willmott e Matsuura (1995) na interpolação de dados de temperatura do ar para os Estados Unidos. Os autores alegaram que o método de interpolação IDW apresentou resultados satisfatórios, porém, as maiores falhas foram provenientes das estimativas para as regiões montanhosas.

De acordo com Amorim (2009), o método IDW indica diferentes respostas quando se investiga qual a potência mais adequada. O autor concluiu que, para interpolar dados para o estado de Minas Gerais, não foi possível determinar qual expoente foi melhor para interpolar dados horários de temperatura do ar. Contudo, analisando as áreas de estudo separadamente, o método IDW apresentou diversas respostas para cada área estudada.

Para analisar o comportamento da estimativa dos dados considerando o efeito do relevo, foram utilizados o método da temperatura potencial (equação de Poisson) e o método da taxa de lapso ambiental (razão adiabática). Para aplicar a equação de Poisson, foi necessário estimar e espacializar dados de pressão atmosférica, por meio da aplicação da Equação 1 aos dados medidos de pressão e temperatura do ar. Pode-se concluir que a Equação 1 apresentou resultados satisfatórios na estimativa da pressão atmosféricas com $R^2 = 0,97$, bias menores que 0,1 kPa e MAE = 1,2 kPa. Na prática, erros nessa magnitude são considerados insignificantes para estimativas de pressão atmosférica.

Na Tabela 6 estão apresentados os resultados dos testes que estimam a temperatura do ar considerando o efeito do relevo. Os resultados detalhados dos teste estão disponíveis em Apêndice D a F.

Tabela 6 - Resultados da estimativa da temperatura do ar usando métodos que consideram o efeito do relevo.

| Método | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | |
|------------------------|--------------------|-------------|------------|-------------------|-----------------|------------|--------------------|-------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] |
| Equação de Poisson | 0,86 | -0,2 | 1,7 | 0,93 | -0,1 | 1,1 | 0,86 | -0,1 | 1,3 |
| Adiabática seca | 0,86 | -0,2 | 1,7 | 0,93 | -0,1 | 1,1 | 0,86 | -0,2 | 1,4 |
| Lapso ambiental | 0,86 | -0,1 | 1,4 | 0,93 | < 0,1 | 0,8 | 0,86 | -0,1 | 1,0 |

Fonte: O autor.

A aplicação dos métodos que consideram o efeito do relevo na estimativa da temperatura do ar resultou em uma redução nos valores de MAE, quando comparados ao método IDW. O método da Equação de Poisson obteve resultados similares ao método que utiliza a razão adiabática seca. Entretanto, o método da equação de Poisson necessita de dados de pressão atmosférica e temperatura do ar para sua aplicação. Nesse caso, é necessário aplicar um método que estima valores de pressão atmosférica para, posteriormente, aplicar equação de Poisson. Nesse caso, a estimativa da temperatura do ar é feita por meio de dados estimados de pressão atmosférica. Em contrapartida, o método que utiliza uma taxa de Lapso, necessita apenas de dados de temperatura do ar para sua aplicação, tornando o método mais simples de ser implementado.

Dentre os método testados que consideram a altitude na estimativa da temperatura do ar, o que apresentou melhores resultados foi utilizar a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$). Os resultados do teste aplicados para as 13 localidades estudadas no estado do Espírito Santo estão apresentados na Tabela 7.

Tabela 7 - Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação mais próxima como referência.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-------------|------------|-------------------|-----------------|------------|--------------------|-------------|------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,9 | 1,4 | 0,90 | -0,9 | 1,1 | 0,85 | -1,0 | 1,3 | 719 |
| Alegre | 0,77 | -0,3 | 1,5 | 0,84 | 0,5 | 1,0 | 0,75 | 1,2 | 2,0 | 548 |
| Alfredo Chaves | 0,86 | -0,8 | 1,4 | 0,91 | -0,3 | 0,8 | 0,85 | 0,2 | 0,8 | 908 |
| Ecoporanga | 0,90 | -0,2 | 0,9 | 0,96 | -0,7 | 0,7 | 0,89 | -0,4 | 0,8 | 885 |
| Linhares | 0,89 | 1,2 | 1,5 | 0,93 | 0,2 | 0,7 | 0,85 | -0,9 | 1,1 | 976 |
| Marilândia | 0,89 | -1,2 | 1,5 | 0,93 | -0,2 | 0,7 | 0,85 | 0,9 | 1,1 | 976 |
| Nova Venécia | 0,81 | -2,1 | 2,3 | 0,94 | -0,7 | 0,7 | 0,89 | -0,2 | 0,6 | 850 |
| Presidente Kennedy | 0,89 | 0,1 | 1,1 | 0,93 | 0,1 | 0,7 | 0,84 | -0,4 | 0,9 | 965 |
| Santa Teresa | 0,84 | 0,3 | 1,3 | 0,89 | -0,3 | 0,7 | 0,76 | -1,4 | 1,5 | 910 |
| São Mateus | 0,81 | 2,1 | 2,3 | 0,94 | 0,7 | 0,7 | 0,89 | 0,2 | 0,6 | 850 |
| Venda Nova | 0,81 | 0,9 | 1,4 | 0,90 | 0,9 | 1,1 | 0,85 | 1,0 | 1,3 | 719 |
| Vila Velha | 0,93 | 0,5 | 0,9 | 0,98 | 0,4 | 0,5 | 0,94 | 0,2 | 0,5 | 972 |
| Vitória | 0,93 | -0,5 | 0,9 | 0,98 | -0,4 | 0,5 | 0,94 | -0,2 | 0,5 | 972 |
| Média: | 0,86 | -0,1 | 1,4 | 0,93 | < 0,1 | 0,8 | 0,86 | -0,1 | 1,0 | 865 |

Fonte: O autor.

Comparando os resultados deste teste com os resultados obtidos por meio da aplicação do interpolador IDW, pode-se observar que o método da taxa de lapso ambiental obteve um ganho de 37 % nos valores de MAE. Houve uma melhoria significativa de MAE e bias para as regiões com altas altitudes (Afonso Claudio, Santa Teresa, Venda Nova do Imigrante). Entretanto, o método apresentou pioras para regiões de baixa altitude (Ecoporanga, Linhares, Nova Venécia e Vila Velha). Demais localidades não houve alteração significativa no resultado.

Desse modo, este método foi utilizado em novos testes com o intuito de melhorar os resultados das estimativas, conforme apresentado no tópico a seguir.

5.2. APRIMORAMENTO DOS RESULTADOS

Com o intuito de se melhorar os resultados da espacialização da temperatura do ar utilizando o melhor método (taxa de lapso ambiental), foram feitos alguns testes para avaliar e identificar qual estação de medição obteve melhores resultados quando utilizada como referência para aplicação do método de espacialização.

No tópico anterior, os métodos foram testados utilizando como referência os dados medidos na estação mais próxima. Nesse tópico, os testes foram feitos considerando algumas condições para seleção da estação de medição que foi utilizada para aplicação do método da Taxa de Lapso Ambiental. Os testes consistem em utilizar a estação de medição que possui a menor diferença de altitude dentre as duas, três e quatro mais próximas para avaliar se houve melhorias nas estimativas. Desse modo, para criação de um grid com informações espacializadas de temperatura do ar, a estimativa para cada pixel foi feita utilizando, das estações mais próximas, aquela que teve a menor diferença de altitude com o local estimado, conforme ilustrado na Figura 5.

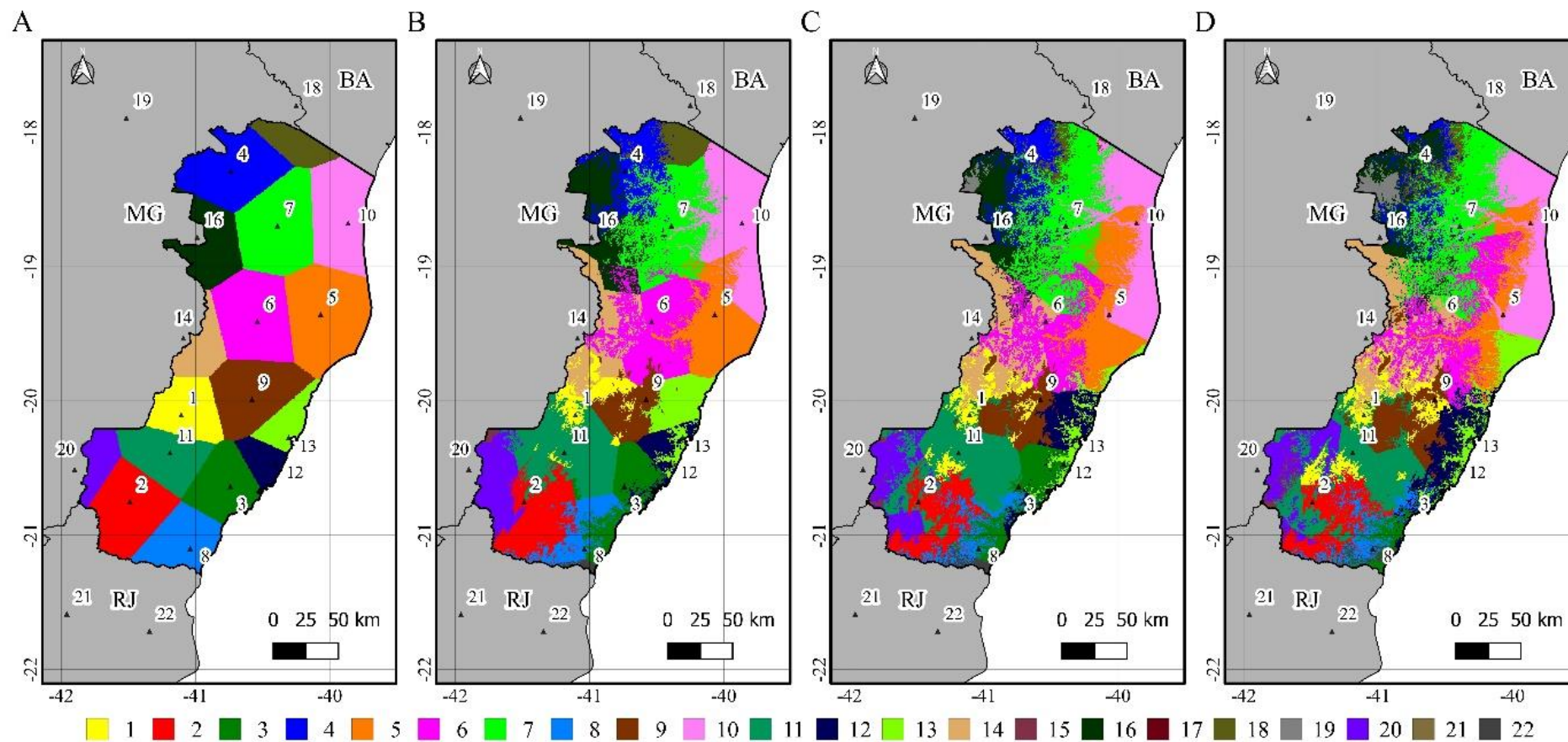
Cada pixel do grid que ilustra o estado do Espírito Santo possui uma coloração que representa uma estação meteorológica na qual os dados foram utilizados para aplicação do método de estimativa. Utilizar a estação que possui a menor diferença de altitude dentre as mais próximas visa evitar a utilização de estações que possuem grande diferença de altitude para estimar valores de temperatura do ar para determinado pixel do grid.

Pode-se observar que, para estimativa de dados para a região do Caparaó, serão utilizados os dados da estação do Caparaó (20) pertencente a Minas Gerais, mesmo que essas localidades estejam próximas da estação meteorológica de Alegre (2). O mesmo acontece para as regiões baixas de Santa Teresa, que serão utilizados dados da estação meteorológica de Marilândia (6) ao invés da própria estação de Santa Tereza (9), devido a diferença do relevo.

Por fim, foi feito um teste mesclando o método de interpolação IDW ao método da Taxa de Lapso Ambiental. O teste consiste em estimar dados de temperatura do ar aplicando o interpolador IDW aos dados medidos ajustados pela taxa de lapso ambiental para as mesmas condições de altitude do ponto estimado. Desse modo, o método considera, tanto a altitude, quanto a distância entre o ponto estimado e os pontos medidos utilizados na interpolação. Na Tabela 8 estão apresentados os resultados dos testes de aprimoramento do método. Os resultados detalhados dos testes estão disponíveis em Apêndice G a I.

Com base nos resultados, pode-se concluir que, utilizar o interpolador IDW aplicado aos dados ajustados pela taxa de lapso ambiental foi o método que apresentou o melhor resultado dentre os métodos testados. De modo geral, o método proporcionou uma melhoria de 51 % nos valores de MAE quando comparado ao método de interpolação IDW comum (que não considera a altitude).

Figura 5 - Área de influência das estações para espacialização dos dados de temperatura do ar: (A) Utilizando a estação mais próxima (polígonos de Thiessen); (B) utilizando a estação com menor diferença de altitude dentre as duas mais próximas; (C) utilizando a estação com menor diferença de altitude dentre as três mais próximas e (D) utilizando a estação com menor diferença de altitude dentre as quatro mais próximas.



Escala: 1 : 3.500.000; Datum: WGS 84.

Fonte: O autor.

Tabela 8 - Resultados da estimativa da temperatura do ar usando métodos que consideram o efeito do relevo.

| Condição | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | |
|---|--------------------|------------|------------|-------------------|----------------|------------|--------------------|----------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] |
| Estação mais próxima | 0,86 | -0,1 | 1,4 | 0,93 | <0,1 | 0,8 | 0,86 | -0,1 | 1,0 |
| Menor diferença de altitude dentre as duas estações mais próximas | 0,86 | -0,2 | 1,2 | 0,92 | <0,1 | 0,7 | 0,85 | <0,1 | 1,0 |
| Menor diferença de altitude dentre as três estações mais próximas | 0,84 | -0,1 | 1,4 | 0,92 | <0,1 | 0,8 | 0,84 | <0,1 | 1,0 |
| Menor diferença de altitude dentre as quatro estações mais próximas | 0,84 | -0,1 | 1,4 | 0,91 | <0,1 | 0,8 | 0,83 | <0,1 | 1,0 |
| IDW + taxa de lapso ambiental | 0,91 | 0,1 | 1,1 | 0,94 | <0,1 | 0,6 | 0,89 | <0,1 | 0,9 |

Fonte: O autor.

Comparando este método com o método IDW simples, nota-se que houve melhoria significativa nos valores de MAE e Bias, para as localidades com grande amplitude de altitude. Além disso, o método também apresentou resultados satisfatórios quando aplicado à regiões próximas ao nível do mar. Os resultados do teste aplicados para as 13 localidades estudadas no estado do Espírito Santo estão apresentados na Tabela 9.

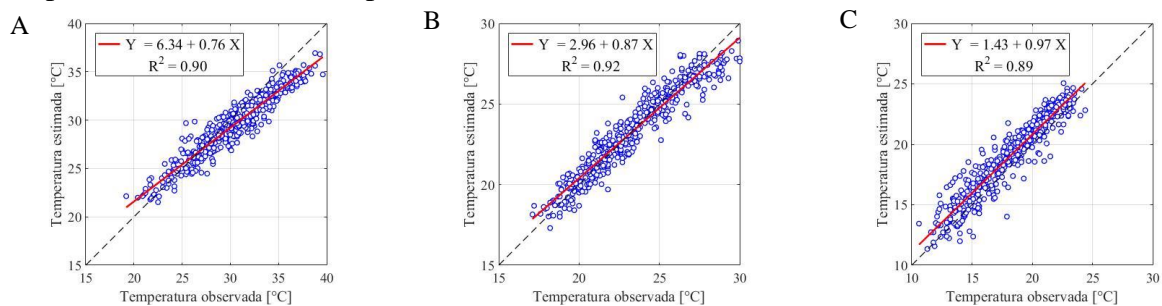
Tabela 9 - Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW aplicado a dados ajustados com a taxa de lapso ambiental (-6,5 °C km⁻¹).

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|------------|------------|-------------------|-----------------|------------|--------------------|-----------------|------------|------------|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,85 | -1,0 | 1,4 | 0,92 | -0,9 | 1,0 | 0,86 | -0,8 | 1,1 | 707 |
| Alegre | 0,90 | -0,9 | 1,3 | 0,92 | < 0,1 | 0,7 | 0,89 | 0,9 | 1,1 | 449 |
| Alfredo Chaves | 0,90 | -0,3 | 1,1 | 0,92 | -0,2 | 0,7 | 0,87 | 0,2 | 0,7 | 886 |
| Ecoporanga | 0,95 | -0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,3 | 0,4 | 0,92 | -0,1 | 0,6 | 766 |
| Linhares | 0,92 | 1,1 | 1,3 | 0,95 | 0,1 | 0,5 | 0,88 | -0,9 | 1,0 | 829 |
| Marilândia | 0,95 | -0,9 | 1,1 | 0,94 | 0,1 | 0,6 | 0,86 | 1,2 | 1,4 | 655 |
| Nova Venécia | 0,92 | -0,7 | 1,0 | 0,97 | 0,2 | 0,3 | 0,93 | 0,2 | 0,5 | 802 |
| Presidente Kennedy | 0,91 | 0,8 | 1,1 | 0,95 | 0,3 | 0,6 | 0,90 | -0,6 | 0,8 | 867 |
| Santa Teresa | 0,89 | 0,7 | 1,2 | 0,90 | -0,1 | 0,7 | 0,75 | -1,4 | 1,5 | 828 |
| São Mateus | 0,83 | 1,8 | 2,0 | 0,95 | 0,6 | 0,7 | 0,91 | 0,3 | 0,6 | 831 |
| Venda Nova | 0,89 | 0,6 | 1,1 | 0,93 | 0,7 | 0,9 | 0,87 | 0,7 | 1,0 | 895 |
| Vila Velha | 0,94 | 0,6 | 0,8 | 0,98 | 0,4 | 0,5 | 0,94 | 0,2 | 0,5 | 796 |
| Vitória | 0,94 | -0,5 | 0,8 | 0,98 | -0,3 | 0,4 | 0,94 | < 0,1 | 0,5 | 796 |
| Média: | 0,91 | 0,1 | 1,1 | 0,94 | < 0,1 | 0,6 | 0,89 | < 0,1 | 0,9 | 777 |

Fonte: O autor.

Dentre as localidades testadas, a espacialização de dados de temperatura do ar para Alegre foi a que apresentou os piores resultados neste teste. Os gráficos da correlação entre os dados medidos e estimados para Alegre estão ilustrados na Figura 6 e os histogramas de frequência dos erros estão na Figura 7. As informações para as demais localidades testadas estão disponíveis nos apêndices J e K.

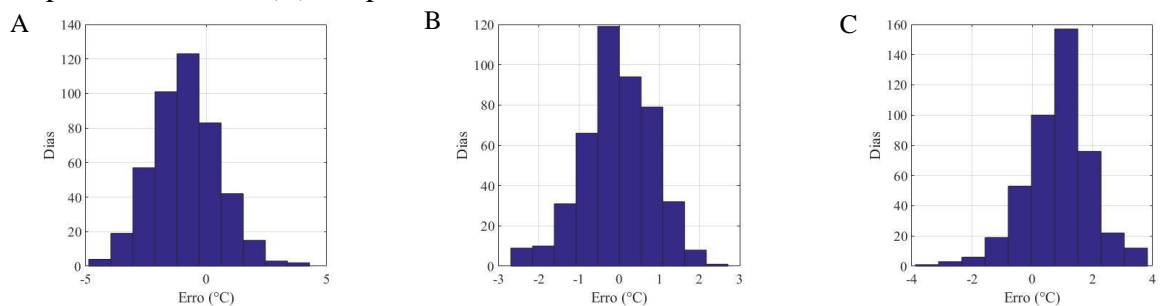
Figura 6 - Gráficos de dispersão do desempenho do método IDW aplicado aos dados ajustados pela taxa de lapso ambiental para a cidade de Alegre: (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.



Fonte: O autor.

Nota-se que, mesmo nos piores casos, o método apresenta um alto coeficiente de rendimento, indicando uma forte correlação entre os dados medidos e os dados estimados. Além disso, a linha de tendência apresenta melhor ajuste com a linha 1:1, demonstrando melhoria nos erros de estimativa.

Figura 7 - Histograma de frequência dos erros do método IDW aplicado aos dados ajustados pela taxa de lapso ambiental para a cidade de Alegre: (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.



Fonte: O autor.

Willmott e Matsuura (1995) utilizaram a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$) juntamente com um interpolador tradicional para espacializar dados médios anuais de temperatura do ar para os Estados Unidos. Os autores obtiveram o valor de $\text{MAE} = 0,4 \text{ }^\circ\text{C}$,

representando um ganho de 25 % quando comparado a um método tradicional de interpolação.

Em escala diária, Dodson e Marks (1997) espacializaram dados diários de temperatura máxima e mínima do ar no noroeste dos Estados Unidos, utilizando o interpolador IDW e uma taxa de lapso. Dentre as taxas testadas, a que apresentou menor valor de MAE foi $-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (MAE = 1,26). Leemans e Cramer (1991) concluíram que este método apresentou bom desempenho para estimar a temperatura do ar em regiões montanhosas. Porém, em regiões de alta altitude onde não há dados medidos, podem ocorrer estimativas de temperaturas do ar menores do que os valores reais, pois a taxa de lapso constante tende a superestimar os resultados nessas regiões.

Com base nesses resultados, apesar das limitações existentes sobre a disponibilidade de dados medidos, pode-se concluir que este foi o método que apresentou melhores resultados na estimativa da temperatura do ar considerando o efeito do relevo, inclusive quando os pontos medidos e os pontos estimados possuem grande diferença de altitude.

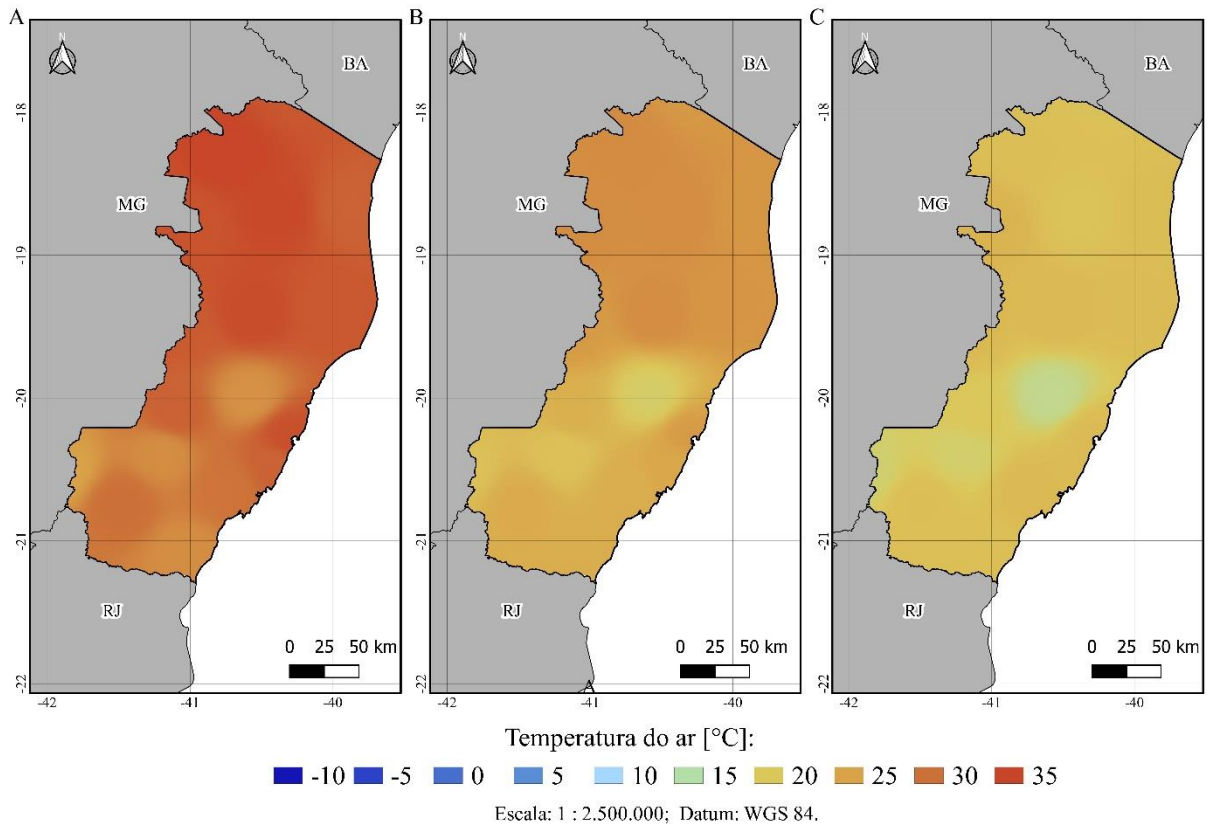
5.2. BANCO DE DADOS DE TEMPERATURA DO AR ESPACIALIZADO

Interpolar dados de temperatura do ar pelo método IDW corrigindo os valores utilizando a taxa de lapso ambiental foi o método que obteve melhores resultados dentre os métodos testados neste estudo. Foi o método que mostrou melhor precisão e exatidão, além da praticidade de implementação, mesmo utilizando um grande volume de dados.

Houve uma melhoria expressiva ao se corrigir o efeito do relevo nas interpolações de dados de temperatura do ar. Pode-se observar nas figuras 8 e 9 que o método IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^\circ\text{C}/\text{km}$) obteve estimativas de dados de temperatura do ar mais coerentes para as regiões montanhosas quando comparado com o método de interpolação IDW simples. Quando se considera o efeito do relevo na estimativa, a variação da temperatura do ar é representada pela diferença de altitude. É possível perceber que as regiões que apresentam as menores temperaturas se tratam das regiões montanhosas.

Pode-se observar na Figura 9, que o sudoeste do estado do Espírito Santo está bem ilustrado com baixas temperaturas, representando bem a região do Caparaó, enquanto na Figura 8 a variação da temperatura é ilustrada apenas por manchas em formato circular, que representam somente a distância do pixel estimado até o local medido, não sendo possível visualizar o efeito do relevo.

Figura 8 - Temperaturas do ar espacializadas com o método IDW no estado do Espírito Santo, em 28/11/2017. (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.

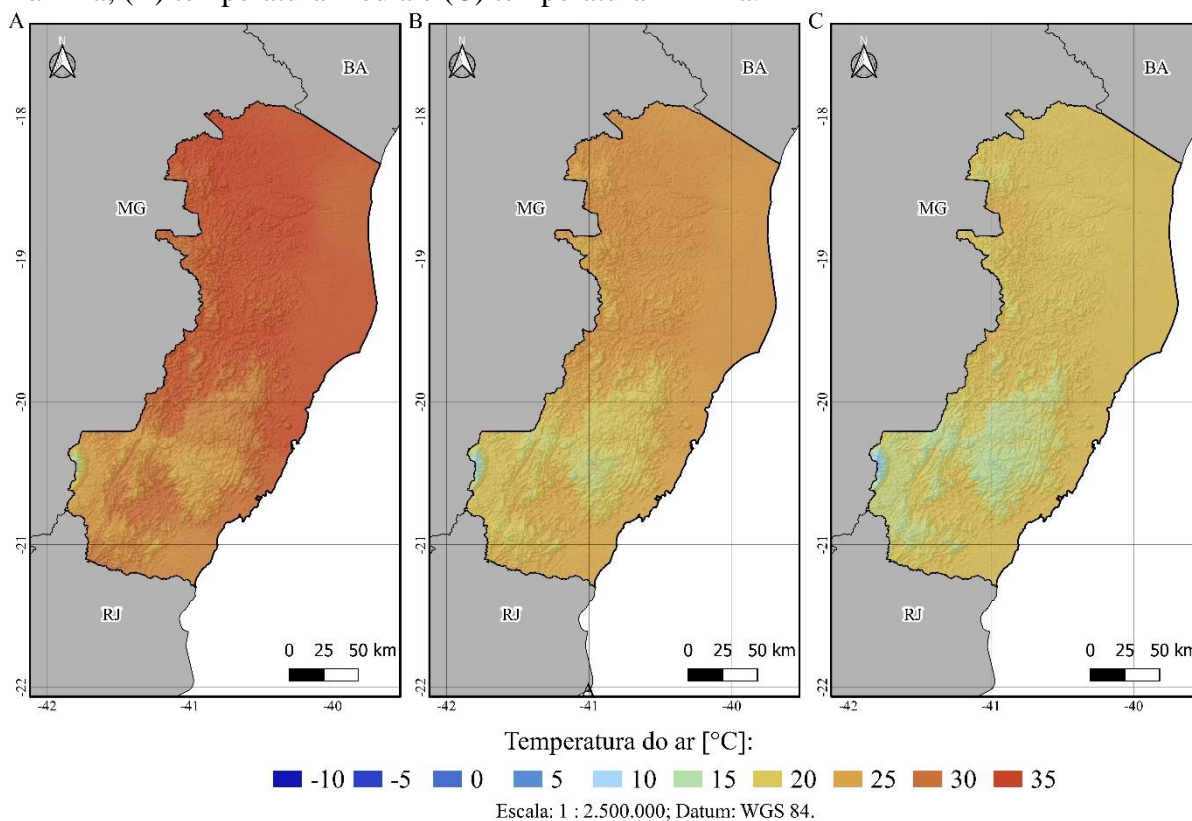


Fonte: O autor.

Os dados diários de temperatura do ar foram espacializados para todo o território do Espírito Santo, com resolução espacial de 500 metros, utilizando o interpolador IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$), gerando um banco de dados sem falhas de temperatura máxima, média e mínima, corrigidos pelo efeito do relevo, para o período de 01 de janeiro de 2007 a 29 de fevereiro de 2020 (13,17 anos, 4808 dias).

Ressalta-se que, embora se tenha utilizado o interpolador IDW considerando apenas as três estações mais próximas na fase de testes, pelo motivo já informado no item 4.3.1, para a geração do banco de dados supracitado foram consideradas todas as estações com dados disponíveis em cada dia para aplicação do IDW.

Figura 9 - Temperaturas do ar espacializadas com o método IDW corrigidas pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$) no estado do Espírito Santo, em 28/11/2017. (A) temperatura máxima; (B) temperatura média e (C) temperatura mínima.



Fonte: O autor.

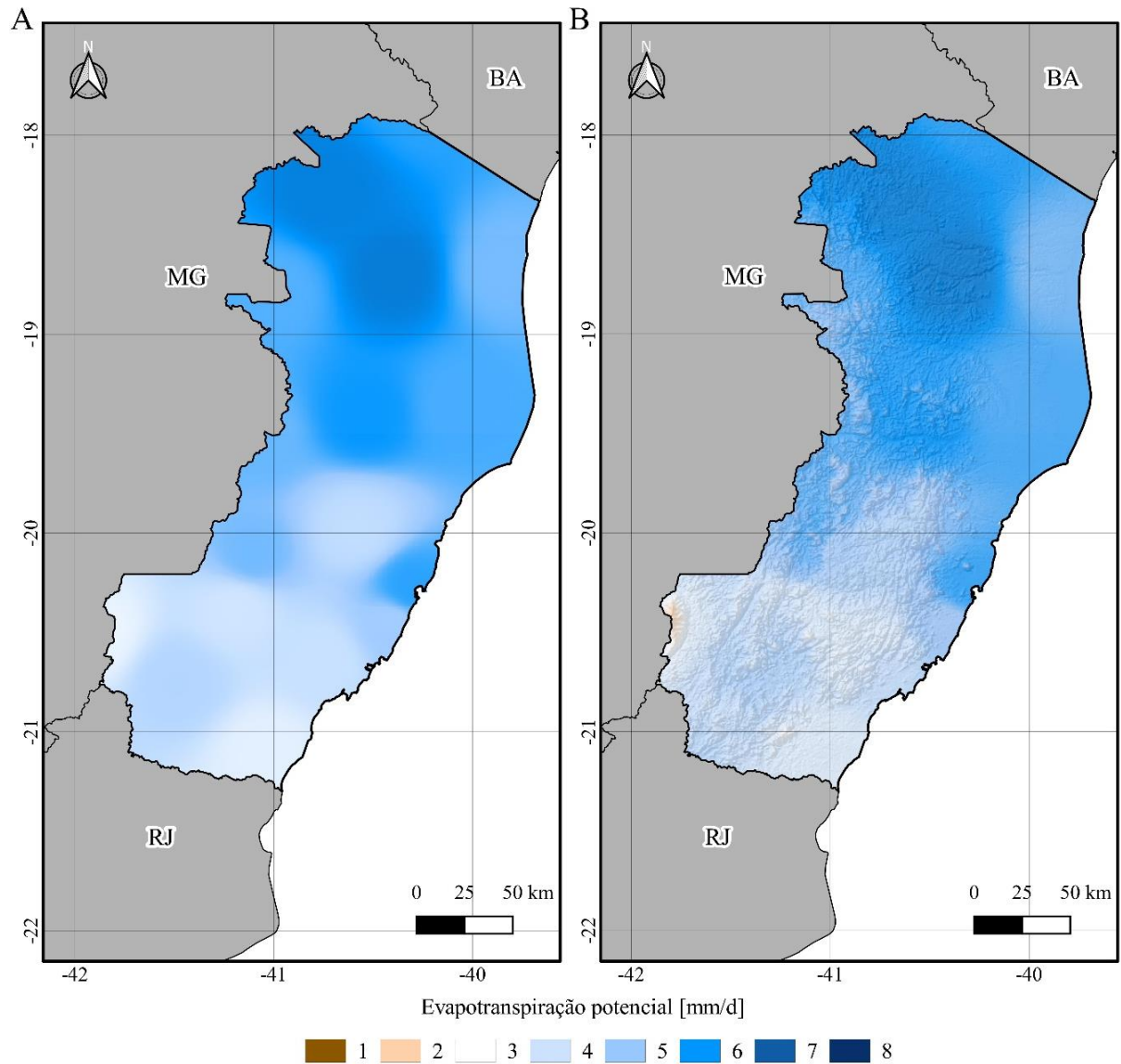
5.3. BANCO DE DADOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO ESPACIALIZADO

Por meio dos dados diários espacializados de temperatura máxima, média e mínima do ar foi possível aplicar a equação de Hargreaves e Samani para gerar dados espacializados de ET_0 . Em seguida, os dados de ET_0 foram ajustados utilizando a metodologia proposta por Zanetti et al. (2019). Na Figura 10, estão ilustrados os dados espacializados de ET_0 obtidos pelos valores de temperatura do ar espacializados.

Pode-se observar visualmente a melhoria nas estimativas quando se utiliza dados de temperatura do ar corrigidos pelo efeito do relevo. Nota-se que as regiões de alta altitude, por terem menores temperaturas, apresentam também menores valores de ET_0 .

Utilizando os dados diários de temperatura máxima, média e mínima do ar espacializados, foi gerado um banco de dados espacializados e sem falhas de ET_0 considerando o efeito do relevo para o período de 01 de janeiro de 2007 a 29 de fevereiro de 2020. Esses dados serão disponibilizados para *download* livre na Internet, em formato e endereço ainda a definir.

Figura 10 - ET_0 diária para o estado do Espírito Santo, em 28/11/2017 obtido com os dados de temperatura do ar espacializado com: (A) interpolador IDW simples e (B) interpolador IDW aplicado aos dados corrigidos pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^\circ\text{C km}^{-1}$).



Escala: 1 : 2.500.000; Datum: WGS 84.

Fonte: O autor.

6. CONCLUSÕES

Neste estudo foram testados diversos métodos para espacialização de dados de temperatura do ar e evapotranspiração de referência, tendo chegado às seguintes conclusões:

- Houve um ganho expressivo ao se considerar o efeito do relevo na interpolação de dados de temperatura do ar, principalmente para localidades situadas em regiões montanhosas.

- Ajustar os valores medidos de temperatura para a mesma condição de relevo do ponto estimado antes de se aplicar o interpolador IDW foi o método que apresentou melhor ajuste dentre os métodos testados, pois apresentou os melhores resultados, tanto para regiões montanhosas, quanto para regiões localizadas próximas ao nível do mar.

- Os dados diários de temperatura do ar foram espacializados para todo o território do Espírito Santo, gerando um banco de dados diários e sem falhas de temperatura máxima, média e mínima e evapotranspiração de referência corrigidos pelo efeito do relevo, para o período de 01 de janeiro de 2007 a 29 de fevereiro de 2020, os quais serão disponibilizados para *download* com acesso aberto na Internet.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D. SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO Irrigation and drainage paper, 1998.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C., GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 2013.

AMORIM, R. C. F. **Espacialização de variáveis meteorológicas combinando informações de imagens de satélites com técnicas de interpolação para o Estado de Minas Gerais**. 2009. 103 f. 2009. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG. Disponível em: <<http://locus.ufv.br/bitstream/handle/123456789/1489/textocompleto.pdf?sequence=1&isAllowed=y>>.

ANDRIOTTI, J. L. S. **Introdução a geostatística**. 11. ed. São Leopoldo: Acta Geológica Leopoldensia, 81 p., 1988.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, weather and climate**. Routledge, 8. ed. 133 p., 1987.

BORGA, M.; VIZZACCARO, A. On the interpolation of hydrologic variables: Formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging. **Journal of Hydrology**, v. 195, n. 1–4, p. 160–171, 1997.

BURIOL, A. B.; ESTEFANEL, V.; FERREIRA, M. Estimativa da evapotranspiração potencial mensal e anual do estado do rio grande do sul em função da altitude, latitude e longitude. **Revista Centro de Ciências Rurais**, v. 5, n. 3, p. 181–192, 1975.

CARDOSO, M. R. D.; MARCUZZO, F. F. N.; BARROS, J. R. Caracterização espacial da temperatura no estado de Goiás e no Distrito Federal. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 11, p. 119–134, 2012.

CARUSO, C.; QUARTA, F. Interpolation methods comparison. **Computers and Mathematics with Applications**, v. 35, n. 12, p. 109–126, 1998.

CASTRO, F. S.; PEZZOPANE, J. R. M.; CECÍLIO, R. A.; PEZZOPANE, J. E. M.

Temperatura do ar. *In: Agrometeorologia: aplicações para o Espírito Santo*. Alegre: CAUFES, p. 54–69, 2012.

CASTRO, F. S.; PEZZOPANE, J. R. M.; CECÍLIO, R. A.; PEZZOPANE, J. E. M. Uso de imagens de radar na espacialização da temperatura do ar. *Idesia*, v. 28, n. 3, p. 69–79, 2010.

CECÍLIO, R. A.; ZANETTI, S. S.; GASPARINI, K. A. C.; CATRINCK, C. N. Evaluation of low-flow and long term average flow regionalization methods on Itapemirim river watershed. *Scientia Agraria*, v. 19, n. 2, p. 122–132, 2018.

CHAVES, H.; ROSA, J.; VADAS, R.; OLIVEIRA, R. Regionalização de vazões mínimas em bacias através de interpolação em sistemas de informação geográfica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 7, n. 3, p. 43–51, 2002.

DANNI-OLIVEIRA, I. M.; MENDONÇA, F.. *Climatologia: noções básicas e climas no Brasil*. São Paulo: Oficina de textos, 206 p., 2007.

DODSON, R.; MARKS, D. Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate Research*, v. 8, n. 1, p. 1–20, 1997.

DROOGERS, P.; ALLEN, R. G. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions. *Irrigation and Drainage Systems*, v. 16, p. 33–45, 2002.

ELDRANDALY, K. A.; ABU-ZAID, M. S. Comparison of six GIS-based spatial interpolation methods for estimating air temperature in western saudi arabia. *Journal of Environmental Informatics*, v. 18, n. 1, p. 38–45, 2011.

FRANCISCO, P. R. M.; MEDEIROS, R. M.; MATOS, R. M.; SANTOS, D. S. SABOYA, L. M. F. Evapotranspiração de referência mensal e anual pelo método de Thornthwaite para o estado da Paraíba. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 20, n. 13, p. 135–147, 2017.

FRITZSONS, E.; MANTOVANI, L. E.; AGUIAR, A. V. Relação entre altitude e temperatura: uma contribuição ao zoneamento climático no estado do Paraná. *Estudos Ambientais*, v. 10, n. 1, p. 49–64, 2008.

FRITZSONS, E.; WREGGE, M. S.; MANTOVANI, L. E. Altitude e temperatura: estudo do gradiente térmico no Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 16, p. 108–119, 2015.

GARCIA, M.; RAES, D.; ALLEN, R.; HERBAS, C. Dynamics of reference

evapotranspiration in the Bolivian highlands (Altiplano). **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 125, n. 1–2, p. 67–82, 2004.

GOMES, D. P.; CARVALHO, D. F.; OLIVEIRA NETO, D. H.; SANTOS, C. A. B. Estimativa da temperatura do ar e da evapotranspiração de referência no estado do Rio de Janeiro. **Irriga**, v. 19, n. 2, p. 302–314, 2014.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from ambient air temperature. **American Society of Agricultural Engineers**, n. 85, p. 12, 1985.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. American Journal of Physics, 752 p., 1973.

LEEMANS, R.; CRAMER, W. The IIASA database for mean monthly values of temperature , precipitation , and cloudiness on a global terrestrial grid. **International Institute for Applied Systems Analysis**, p. 62, 1991.

LYRA, G. B.; SANTOS, M. J.; SOUZA, J. L.; LYRA, G. B.; SANTOS, M. A. Espacialização da temperatura do ar anual no estado de Alagoas com diferentes modelos digitais de elevação e resoluções espaciais. **Ciência Florestal**, v. 21, n. 2, p. 275–287, 2011.

MCVICAR, T. R.; VAN NIEL, T. G.; LI, L. T.; Hutchinson, M. F. MU, X. M.; LIU, Z. H. Spatially distributing monthly reference evapotranspiration and pan evaporation considering topographic influences. **Journal of Hydrology**, v. 338, n. 3–4, p. 196–220, 2007.

MYERS, D. E. Spatial interpolation: an overview. **Geoderma**, v. 62, n. 1–3, p. 17–28, 1994.

OLIVEIRA, M. O.; MOTA, F. S.; SILVA, J. B. Estimates of potential evapotranspiration (Penman) as a function of geographical factors in Brazil. **Agricultural Meteorology**, v. 22, n. 3–4, p. 207–215, 1980.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Livraria e Editora Agropecuária, 2002.

PERIN, E. B.; VIANNA, L. F.; RICCE, W. S.; MASSIGNAM, A. M.; PANDOLFO, C. Interpolação das variáveis climáticas temperatura do ar e precipitação: revisão dos métodos mais eficientes. **Geografia**, v. 40, n. 2, p. 269–289, 2015.

PIÑERO, M.; ELVERDIN, P. **Tendencias Globales**. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Santiago de Chile, 24 p., 2019.

RESENDE, M. D. V.; STURION, J. A. Análise genética de dados com dependência espacial e temporal no melhoramento de plantas perenes via modelos geoestatísticos e de séries temporais empregando REML/BLUP ao nível individual. **EMBRAPA**, p. 79, 2001.

SETIANTO, A.; TRIANDINI, T. Comparison of kriging and inverse distance weighted (IDW) interpolation methods in lineament extraction and analysis. **Journal of Applied Geology**, v. 5, n. 1, p. 21–29, 2015.

SILVA, K. R.; CECÍLIO, R. A.; XAVIER, A. C.; Pezzopane, J. R. M.; Garcia, G. O. Interpolação espacial da precipitação no Estado do Espírito Santo. **Floresta e Ambiente**, v. 18, n. 4, p. 417–427, 2011.

SIQUEIRA, J. D. P.; LISBOA, R. S.; FERREIRA, A. M.; SOUZA, M. F. R.; ARAÚJO, E.; LISBÃO JÚNIOR, L. SIQUEIRA, M. M. Estudo ambiental para os programas de fomento florestal da Aracruz Celulose S. A. e extensão florestal do governo do estado do Espírito Santo. **Floresta**, v. 34, n. 2, p. 3–67, 2004.

STRAHLER, A. N.; STRAHLER, A. H. **Modern Physical Geography**. New York, USA: John Wiley & Sons Inc., 544 p., 1987.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, T. **Meteorologia descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo: Nobel, 198 p., 1987.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: Editora UFRGS, 952 p., 2001.

TUCCI, Carlos E. M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre: Editora da Universidade, 256 p., 2002.

UFRGS. **Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)**. Disponível em: <<https://www.ufrgs.br/labgeo/index.php/dados-espaciais/260-modelos-digitais-de-elevacao-do-srtm-no-formato-geotiff>>.

VERHOEF, A.; FEDDES, R. A. **Preliminary review of revised FAO radiation and temperature methods**. FAO Report 16, 116 p., 1991.

VIANELLO, R. S.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Imprensa Universitária, 449 p., 1991.

VIANELLO, R. S.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: EMBRAPA,

449 p., 2006.

VIEIRA, S. R. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. **Tópicos em Ciência do Solo**, v. 1, n. January 2000, p. 1–54, 2000.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of transducer performance. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 7, n. 5, p. 1309–1313, 1982.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 12, p. 2577–2586, 1995.

WMO. **WMO confirms 2019 as second hottest year on record**. World Meteorological Organization. Disponível em: <<https://public.wmo.int/en/media/press-release/wmo-confirms-2019-second-hottest-year-record>>. Acesso em: 21 mar. 2020.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2016.

ZANETTI, S. S.; DOHLER, R. E.; CECÍLIO, R. A.; PEZZOPANE, J. E. M.; XAVIER, A. C. Proposal for the use of daily thermal amplitude for the calibration of the Hargreaves-Samani equation. **Journal of Hydrology**, v. 571, p. 193–201, 2019.

APÊNDICE A – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 1.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,88 | -2,3 | 2,3 | 0,93 | -1,8 | 1,8 | 0,87 | -1,3 | 1,4 | 707 |
| Alegre | 0,90 | -3,9 | 3,9 | 0,92 | -3,0 | 3,0 | 0,90 | -2,0 | 2,0 | 449 |
| Alfredo Chaves | 0,92 | -1,5 | 1,6 | 0,92 | -1,6 | 1,6 | 0,87 | -1,3 | 1,4 | 886 |
| Ecoporanga | 0,95 | -0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,2 | 0,3 | 0,92 | < 0,1 | 0,5 | 766 |
| Linhares | 0,93 | 0,5 | 0,8 | 0,96 | -0,3 | 0,4 | 0,89 | -1,1 | 1,1 | 829 |
| Marilândia | 0,95 | -2,8 | 2,8 | 0,94 | -1,7 | 1,8 | 0,85 | -0,6 | 1,1 | 655 |
| Nova Venécia | 0,92 | -0,6 | 0,9 | 0,97 | 0,2 | 0,4 | 0,93 | 0,2 | 0,5 | 802 |
| Presidente Kennedy | 0,92 | 0,8 | 1,1 | 0,96 | 0,3 | 0,5 | 0,92 | -0,5 | 0,7 | 867 |
| Santa Teresa | 0,90 | 6,2 | 6,2 | 0,90 | 5,2 | 5,2 | 0,74 | 4,0 | 4,0 | 828 |
| São Mateus | 0,84 | 1,0 | 1,3 | 0,95 | < 0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,3 | 0,6 | 831 |
| Venda Nova | 0,93 | 3,2 | 3,2 | 0,92 | 3,3 | 3,3 | 0,89 | 3,3 | 3,3 | 895 |
| Vila Velha | 0,94 | -0,7 | 0,9 | 0,98 | -0,8 | 0,8 | 0,94 | -0,9 | 0,9 | 796 |
| Vitória | 0,93 | -2,2 | 2,2 | 0,97 | -2,0 | 2,0 | 0,93 | -1,6 | 1,7 | 796 |
| Média: | 0,92 | -0,2 | 2,1 | 0,95 | -0,2 | 1,7 | 0,89 | -0,2 | 1,5 | 777 |

Fonte: O autor

APÊNDICE B – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 2.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,87 | -2,4 | 2,4 | 0,93 | -2,0 | 2,0 | 0,87 | -1,7 | 1,7 | 707 |
| Alegre | 0,90 | -4,0 | 4,0 | 0,92 | -3,1 | 3,1 | 0,90 | -2,2 | 2,2 | 449 |
| Alfredo Chaves | 0,91 | -1,5 | 1,6 | 0,92 | -1,5 | 1,5 | 0,87 | -1,2 | 1,2 | 886 |
| Ecoporanga | 0,95 | -0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,2 | 0,3 | 0,92 | < 0,1 | 0,5 | 766 |
| Linhares | 0,93 | 0,6 | 0,9 | 0,96 | -0,3 | 0,5 | 0,89 | -1,1 | 1,2 | 829 |
| Marilândia | 0,95 | -2,5 | 2,5 | 0,94 | -1,5 | 1,6 | 0,85 | -0,4 | 1,0 | 655 |
| Nova Venécia | 0,92 | -0,6 | 0,9 | 0,97 | 0,2 | 0,4 | 0,93 | 0,2 | 0,5 | 802 |
| Presidente Kennedy | 0,92 | 0,8 | 1,1 | 0,95 | 0,3 | 0,6 | 0,91 | -0,5 | 0,7 | 867 |
| Santa Teresa | 0,90 | 6,2 | 6,2 | 0,90 | 5,3 | 5,3 | 0,75 | 4,1 | 4,1 | 828 |
| São Mateus | 0,84 | 1,0 | 1,3 | 0,95 | < 0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,3 | 0,6 | 831 |
| Venda Nova | 0,92 | 3,0 | 3,0 | 0,93 | 3,1 | 3,1 | 0,89 | 3,1 | 3,1 | 895 |
| Vila Velha | 0,95 | -0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,2 | 0,4 | 0,94 | -0,4 | 0,6 | 796 |
| Vitória | 0,94 | -1,8 | 1,8 | 0,98 | -1,7 | 1,7 | 0,94 | -1,3 | 1,3 | 796 |
| Média: | 0,91 | -0,1 | 2,1 | 0,95 | -0,1 | 1,6 | 0,89 | -0,1 | 1,4 | 777 |

Fonte: O autor

APÊNDICE C – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando o interpolador IDW com potência 3.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,86 | -2,4 | 2,4 | 0,93 | -2,2 | 2,2 | 0,87 | -2,0 | 2,0 | 707 |
| Alegre | 0,90 | -4,1 | 4,1 | 0,92 | -3,2 | 3,2 | 0,89 | -2,3 | 2,3 | 449 |
| Alfredo Chaves | 0,91 | -1,4 | 1,5 | 0,92 | -1,3 | 1,3 | 0,87 | -1,0 | 1,1 | 886 |
| Ecoporanga | 0,95 | < 0,1 | 0,7 | 0,98 | -0,2 | 0,3 | 0,92 | < 0,1 | 0,5 | 766 |
| Linhares | 0,93 | 0,7 | 0,9 | 0,95 | -0,3 | 0,5 | 0,88 | -1,2 | 1,2 | 829 |
| Marilândia | 0,95 | -2,3 | 2,3 | 0,94 | -1,3 | 1,4 | 0,86 | -0,2 | 1,0 | 655 |
| Nova Venécia | 0,92 | -0,6 | 0,9 | 0,97 | 0,2 | 0,3 | 0,93 | 0,2 | 0,5 | 802 |
| Presidente Kennedy | 0,92 | 0,8 | 1,1 | 0,95 | 0,4 | 0,6 | 0,91 | -0,5 | 0,8 | 867 |
| Santa Teresa | 0,89 | 6,3 | 6,3 | 0,90 | 5,4 | 5,4 | 0,75 | 4,2 | 4,2 | 828 |
| São Mateus | 0,83 | 1,1 | 1,4 | 0,95 | < 0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,4 | 0,6 | 831 |
| Venda Nova | 0,91 | 2,8 | 2,8 | 0,93 | 2,9 | 2,9 | 0,88 | 2,9 | 2,9 | 895 |
| Vila Velha | 0,94 | 0,3 | 0,7 | 0,98 | 0,1 | 0,3 | 0,95 | -0,1 | 0,5 | 796 |
| Vitória | 0,94 | -1,5 | 1,5 | 0,98 | -1,3 | 1,3 | 0,94 | -1,0 | 1,0 | 796 |
| Média: | 0,91 | -0,1 | 2,1 | 0,95 | -0,1 | 1,6 | 0,89 | -0,1 | 1,4 | 777 |

Fonte: O autor

APÊNDICE D – Resultados da estimativa da pressão atmosférica no estado do Espírito Santo.

| Estação | Pressão atmosférica | | | n |
|--------------------|---------------------|------------|-----------|-----|
| | R ² | Bias [kPa] | MAE [kPa] | |
| Afonso Cláudio | 0,98 | 1,4 | 1,4 | 719 |
| Alegre | 0,98 | -1,2 | 1,2 | 548 |
| Alfredo Chaves | 0,99 | 0,4 | 0,5 | 908 |
| Ecoporanga | > 0,99 | 0,6 | 0,6 | 885 |
| Linhares | > 0,99 | -1,1 | 1,1 | 976 |
| Marilândia | > 0,99 | 1,1 | 1,1 | 976 |
| Nova Venécia | > 0,99 | -1,1 | 1,1 | 850 |
| Presidente Kennedy | > 0,99 | -0,3 | 0,3 | 965 |
| Santa Teresa | 0,99 | 1,0 | 1,0 | 910 |
| São Mateus | > 0,99 | 1,1 | 1,1 | 850 |
| Venda Nova | 0,98 | -1,3 | 1,3 | 719 |
| Vila Velha | > 0,99 | 2,2 | 2,2 | 972 |
| Vitória | > 0,99 | -2,2 | 2,2 | 972 |
| Média: | 0,97 | < 0,1 | 1,2 | 865 |

Fonte: O autor

APÊNDICE E – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a equação de Poisson.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,2 | 1,3 | 0,90 | -0,2 | 0,8 | 0,85 | -0,4 | 1,1 | 719 |
| Alegre | 0,76 | 2,2 | 2,4 | 0,84 | 2,9 | 2,9 | 0,75 | 3,4 | 3,6 | 548 |
| Alfredo Chaves | 0,86 | -0,7 | 1,4 | 0,91 | -0,3 | 0,8 | 0,85 | 0,3 | 0,8 | 908 |
| Ecoporanga | 0,90 | -0,4 | 1,0 | 0,96 | -0,9 | 0,9 | 0,89 | -0,7 | 0,9 | 885 |
| Linhares | 0,89 | 1,4 | 1,6 | 0,93 | 0,4 | 0,7 | 0,85 | -0,7 | 1,0 | 976 |
| Marilândia | 0,89 | -1,4 | 1,6 | 0,93 | -0,4 | 0,7 | 0,85 | 0,7 | 1,0 | 976 |
| Nova Venécia | 0,81 | -2,6 | 2,7 | 0,94 | -1,1 | 1,1 | 0,89 | -0,6 | 0,8 | 850 |
| Presidente Kennedy | 0,89 | -0,1 | 1,1 | 0,93 | < 0,1 | 0,7 | 0,84 | -0,6 | 1,0 | 965 |
| Santa Teresa | 0,84 | -3,0 | 3,0 | 0,89 | -3,4 | 3,4 | 0,77 | -4,3 | 4,3 | 910 |
| São Mateus | 0,81 | 2,6 | 2,7 | 0,94 | 1,1 | 1,1 | 0,89 | 0,6 | 0,8 | 850 |
| Venda Nova | 0,81 | 0,2 | 1,3 | 0,90 | 0,2 | 0,8 | 0,85 | 0,4 | 1,1 | 719 |
| Vila Velha | 0,93 | 0,5 | 0,8 | 0,98 | 0,4 | 0,4 | 0,94 | 0,1 | 0,5 | 972 |
| Vitória | 0,93 | -0,5 | 0,8 | 0,98 | -0,4 | 0,4 | 0,94 | -0,1 | 0,5 | 972 |
| Média: | 0,86 | -0,2 | 1,7 | 0,93 | -0,1 | 1,1 | 0,86 | -0,1 | 1,3 | 865 |

Fonte: O autor

APÊNDICE F – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a razão adiabática seca (-9,8 °C km⁻¹).

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,2 | 1,3 | 0,90 | -0,2 | 0,8 | 0,85 | -0,3 | 1,0 | 719 |
| Alegre | 0,77 | 2,1 | 2,3 | 0,84 | 2,9 | 2,9 | 0,75 | 3,5 | 3,7 | 548 |
| Alfredo Chaves | 0,86 | -0,7 | 1,4 | 0,91 | -0,3 | 0,8 | 0,85 | 0,3 | 0,8 | 908 |
| Ecoporanga | 0,90 | -0,4 | 1,0 | 0,96 | -0,9 | 0,9 | 0,89 | -0,7 | 0,9 | 885 |
| Linhares | 0,89 | 1,4 | 1,6 | 0,93 | 0,4 | 0,7 | 0,85 | -0,7 | 1,0 | 976 |
| Marilândia | 0,89 | -1,4 | 1,6 | 0,93 | -0,4 | 0,7 | 0,85 | 0,7 | 1,0 | 976 |
| Nova Venécia | 0,81 | -2,6 | 2,7 | 0,94 | -1,1 | 1,1 | 0,89 | -0,6 | 0,8 | 850 |
| Presidente Kennedy | 0,89 | -0,1 | 1,1 | 0,93 | < 0,1 | 0,7 | 0,84 | -0,6 | 1,0 | 965 |
| Santa Teresa | 0,84 | -2,9 | 2,9 | 0,89 | -3,5 | 3,5 | 0,76 | -4,6 | 4,6 | 910 |
| São Mateus | 0,81 | 2,6 | 2,7 | 0,94 | 1,1 | 1,1 | 0,89 | 0,6 | 0,8 | 850 |
| Venda Nova | 0,81 | 0,2 | 1,3 | 0,90 | 0,2 | 0,8 | 0,85 | 0,3 | 1,0 | 719 |
| Vila Velha | 0,93 | 0,5 | 0,8 | 0,98 | 0,4 | 0,4 | 0,94 | 0,1 | 0,5 | 972 |
| Vitória | 0,93 | -0,5 | 0,8 | 0,98 | -0,4 | 0,4 | 0,94 | -0,1 | 0,5 | 972 |
| Média: | 0,86 | -0,2 | 1,7 | 0,93 | -0,1 | 1,1 | 0,86 | -0,2 | 1,4 | 865 |

Fonte: O autor

APÊNDICE G – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as duas mais próximas.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,9 | 1,4 | 0,90 | -0,9 | 1,1 | 0,85 | -1,0 | 1,3 | 719 |
| Alegre | 0,90 | -0,8 | 1,3 | 0,89 | -0,3 | 0,8 | 0,86 | 0,4 | 1,0 | 704 |
| Alfredo Chaves | 0,86 | -0,8 | 1,4 | 0,91 | -0,3 | 0,8 | 0,85 | 0,2 | 0,8 | 908 |
| Ecoporanga | 0,89 | 0,1 | 0,9 | 0,94 | 0,2 | 0,5 | 0,84 | 0,2 | 0,8 | 991 |
| Linhares | 0,79 | -0,5 | 1,2 | 0,94 | -0,4 | 0,6 | 0,83 | -0,6 | 0,9 | 955 |
| Marilândia | 0,89 | -1,2 | 1,5 | 0,93 | -0,2 | 0,7 | 0,85 | 0,9 | 1,1 | 976 |
| Nova Venécia | 0,90 | 0,2 | 0,9 | 0,96 | 0,7 | 0,7 | 0,89 | 0,4 | 0,8 | 885 |
| Presidente Kennedy | 0,89 | 0,1 | 1,1 | 0,93 | 0,1 | 0,7 | 0,84 | -0,4 | 0,9 | 965 |
| Santa Teresa | 0,84 | -0,2 | 1,3 | 0,90 | -0,7 | 0,8 | 0,76 | -1,6 | 1,7 | 848 |
| São Mateus | 0,79 | 0,5 | 1,2 | 0,94 | 0,4 | 0,6 | 0,83 | 0,6 | 0,9 | 955 |
| Venda Nova | 0,81 | 0,9 | 1,4 | 0,90 | 0,9 | 1,1 | 0,85 | 1,0 | 1,3 | 719 |
| Vila Velha | 0,86 | 0,8 | 1,4 | 0,91 | 0,3 | 0,8 | 0,85 | -0,2 | 0,8 | 908 |
| Vitória | 0,93 | -0,5 | 0,9 | 0,98 | -0,4 | 0,5 | 0,94 | -0,2 | 0,5 | 972 |
| Média: | 0,86 | -0,2 | 1,2 | 0,92 | < 0,1 | 0,7 | 0,85 | < 0,1 | 1,0 | 885 |

Fonte: O autor.

APÊNDICE H – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as três mais próximas.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|-----------|----------|-------------------|-----------|----------|--------------------|-----------|----------|-----|
| | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | R ² | Bias [°C] | MAE [°C] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,9 | 1,4 | 0,90 | -0,9 | 1,1 | 0,85 | -1,0 | 1,3 | 719 |
| Alegre | 0,83 | -2,0 | 2,1 | 0,88 | -0,7 | 1,0 | 0,84 | 0,9 | 1,2 | 932 |
| Alfredo Chaves | 0,86 | -0,8 | 1,4 | 0,91 | -0,3 | 0,8 | 0,85 | 0,2 | 0,8 | 908 |
| Ecoporanga | 0,88 | -0,7 | 1,2 | 0,94 | -0,5 | 0,7 | 0,85 | -0,1 | 0,7 | 995 |
| Linhares | 0,79 | -0,5 | 1,2 | 0,94 | -0,4 | 0,6 | 0,83 | -0,6 | 0,9 | 955 |
| Marilândia | 0,89 | -1,2 | 1,5 | 0,93 | -0,2 | 0,7 | 0,85 | 0,9 | 1,1 | 976 |
| Nova Venécia | 0,90 | 0,2 | 0,9 | 0,96 | 0,7 | 0,7 | 0,89 | 0,4 | 0,8 | 885 |
| Presidente Kennedy | 0,90 | < 0,1 | 0,9 | 0,97 | -0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,4 | 0,7 | 906 |
| Santa Teresa | 0,80 | 2,5 | 2,6 | 0,84 | 0,9 | 1,2 | 0,64 | -0,9 | 1,4 | 883 |
| São Mateus | 0,79 | 0,5 | 1,2 | 0,94 | 0,4 | 0,6 | 0,83 | 0,6 | 0,9 | 955 |
| Venda Nova | 0,81 | 0,9 | 1,4 | 0,90 | 0,9 | 1,1 | 0,85 | 1,0 | 1,3 | 719 |
| Vila Velha | 0,86 | 0,8 | 1,4 | 0,91 | 0,3 | 0,8 | 0,85 | -0,2 | 0,8 | 908 |
| Vitória | 0,84 | 0,3 | 1,4 | 0,90 | -0,1 | 0,8 | 0,84 | -0,4 | 0,9 | 968 |
| Média: | 0,84 | -0,1 | 1,4 | 0,92 | 0,0 | 0,8 | 0,84 | 0,0 | 1,0 | 901 |

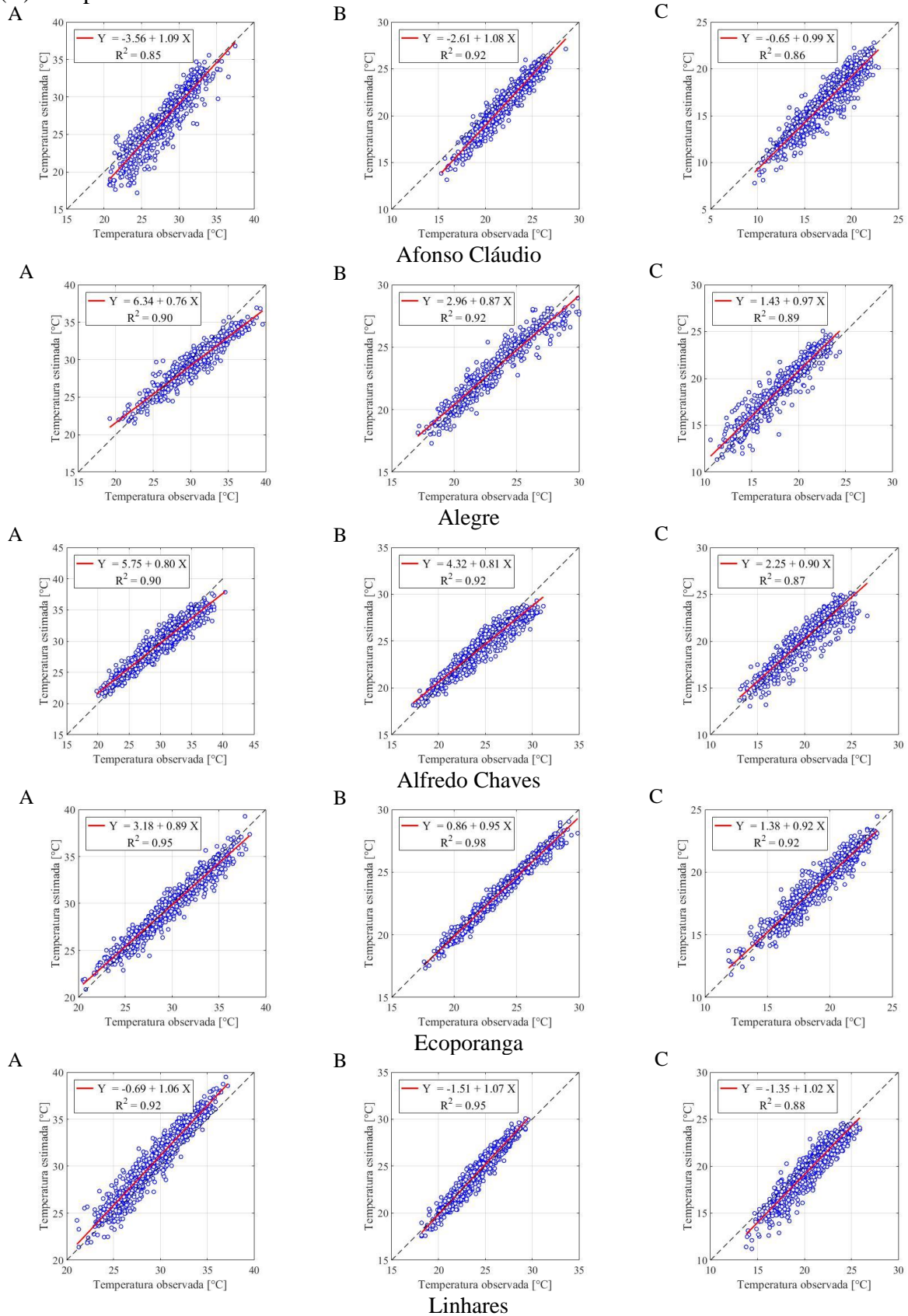
Fonte: O autor

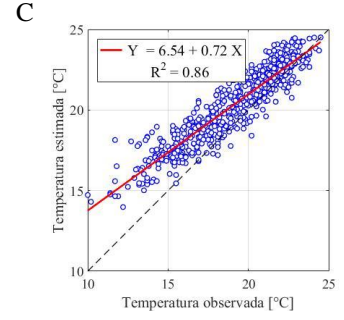
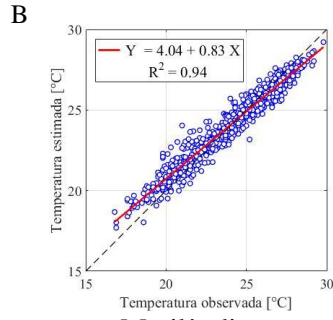
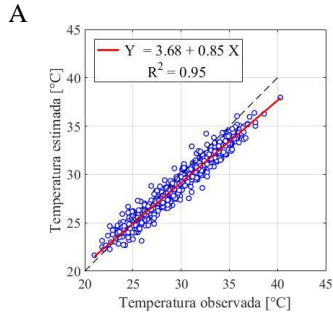
APÊNDICE I – Resultados da estimativa da temperatura do ar no estado do Espírito Santo usando a taxa de lapso ambiental ($-6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$), utilizando a estação com menor diferença de altitude, dentre as quatro mais próximas.

| Estação | Temperatura máxima | | | Temperatura média | | | Temperatura mínima | | | n |
|--------------------|--------------------|------------------------------|-----------------------------|-------------------|------------------------------|-----------------------------|--------------------|------------------------------|-----------------------------|-----|
| | R ² | Bias [$^\circ\text{C}$] | MAE [$^\circ\text{C}$] | R ² | Bias [$^\circ\text{C}$] | MAE [$^\circ\text{C}$] | R ² | Bias [$^\circ\text{C}$] | MAE [$^\circ\text{C}$] | |
| Afonso Cláudio | 0,81 | -0,9 | 1,4 | 0,90 | -0,9 | 1,1 | 0,85 | -1,0 | 1,3 | 719 |
| Alegre | 0,83 | -2,0 | 2,1 | 0,88 | -0,7 | 1,0 | 0,84 | 0,9 | 1,2 | 932 |
| Alfredo Chaves | 0,84 | -0,3 | 1,4 | 0,90 | 0,1 | 0,8 | 0,84 | 0,4 | 0,9 | 968 |
| Ecoporanga | 0,88 | -0,7 | 1,2 | 0,94 | -0,5 | 0,7 | 0,85 | -0,1 | 0,7 | 995 |
| Linhares | 0,79 | -0,5 | 1,2 | 0,94 | -0,4 | 0,6 | 0,83 | -0,6 | 0,9 | 955 |
| Marilândia | 0,89 | -1,2 | 1,5 | 0,93 | -0,2 | 0,7 | 0,85 | 0,9 | 1,1 | 976 |
| Nova Venécia | 0,85 | -0,3 | 1,2 | 0,93 | -0,1 | 0,7 | 0,85 | -0,5 | 1,0 | 883 |
| Presidente Kennedy | 0,90 | < 0,1 | 0,9 | 0,97 | -0,1 | 0,4 | 0,91 | -0,4 | 0,7 | 906 |
| Santa Teresa | 0,80 | 2,5 | 2,6 | 0,84 | 0,9 | 1,2 | 0,64 | -0,9 | 1,4 | 883 |
| São Mateus | 0,79 | 0,5 | 1,2 | 0,94 | 0,4 | 0,6 | 0,83 | 0,6 | 0,9 | 955 |
| Venda Nova | 0,82 | 0,6 | 1,3 | 0,91 | 0,9 | 1,0 | 0,79 | 1,0 | 1,7 | 384 |
| Vila Velha | 0,86 | 0,8 | 1,4 | 0,91 | 0,3 | 0,8 | 0,85 | -0,2 | 0,8 | 908 |
| Vitória | 0,84 | 0,3 | 1,4 | 0,90 | -0,1 | 0,8 | 0,84 | -0,4 | 0,9 | 968 |
| Média: | 0,84 | -0,1 | 1,4 | 0,91 | < 0,1 | 0,8 | 0,83 | < 0,1 | 1,0 | 879 |

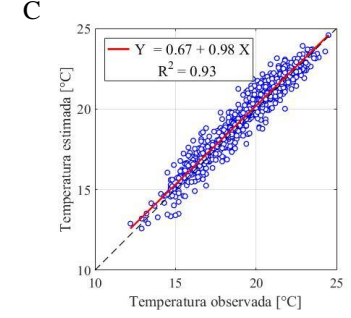
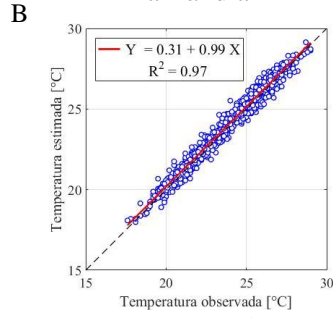
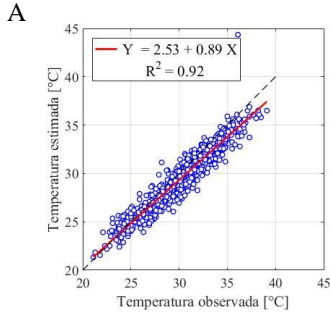
Fonte: O autor.

APÊNDICE J – Gráficos de dispersão obtidos com uso do interpolador IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$). (A) Temperatura máxima; (B) Temperatura média e (C) Temperatura mínima do ar.

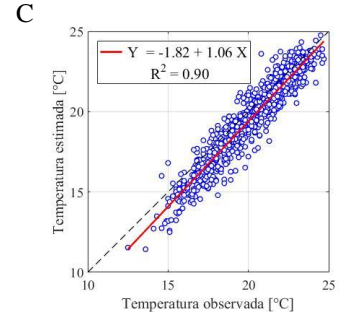
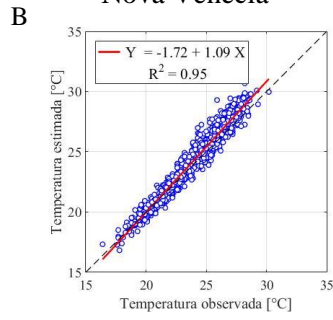
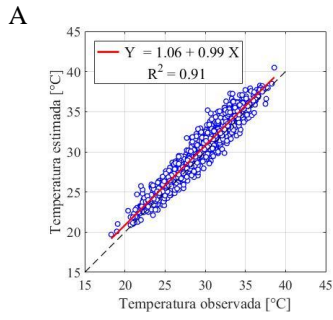




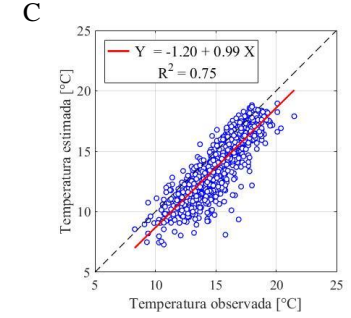
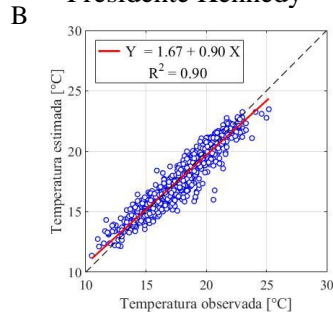
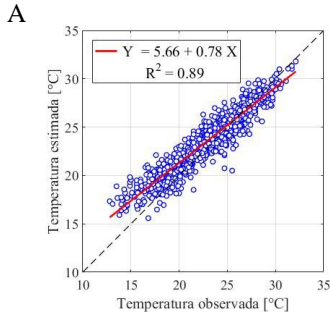
Marilândia



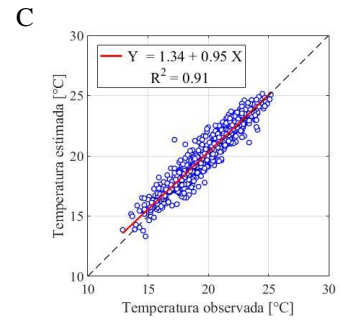
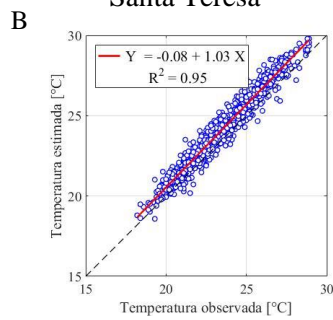
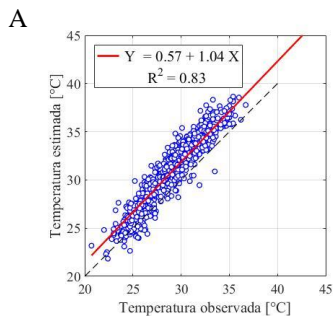
Nova Venécia



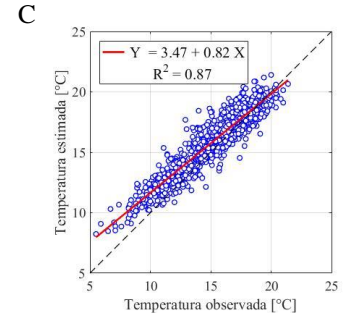
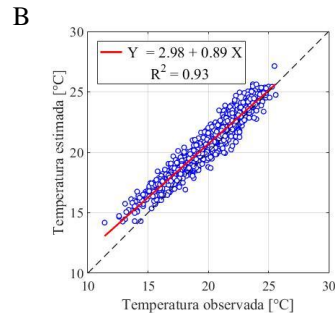
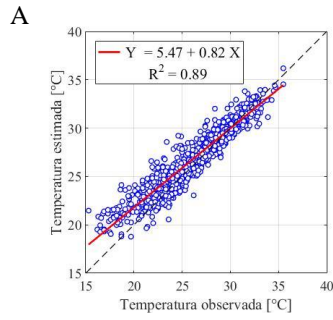
Presidente Kennedy



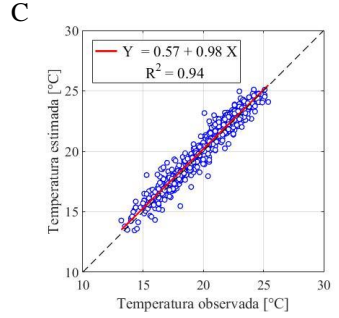
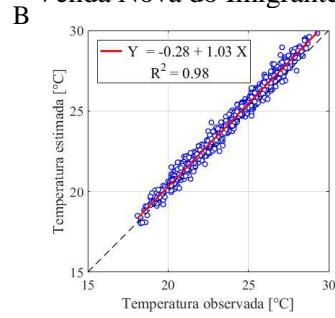
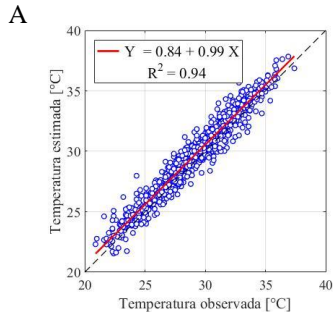
Santa Teresa



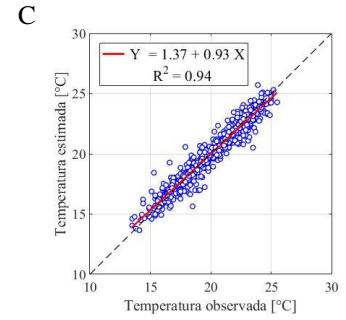
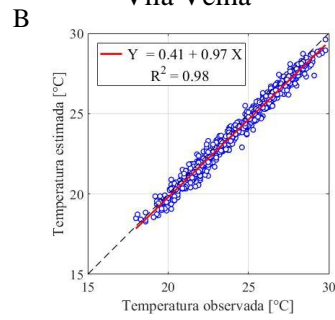
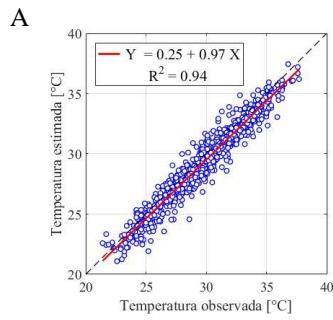
São Mateus



Venda Nova do Imigrante

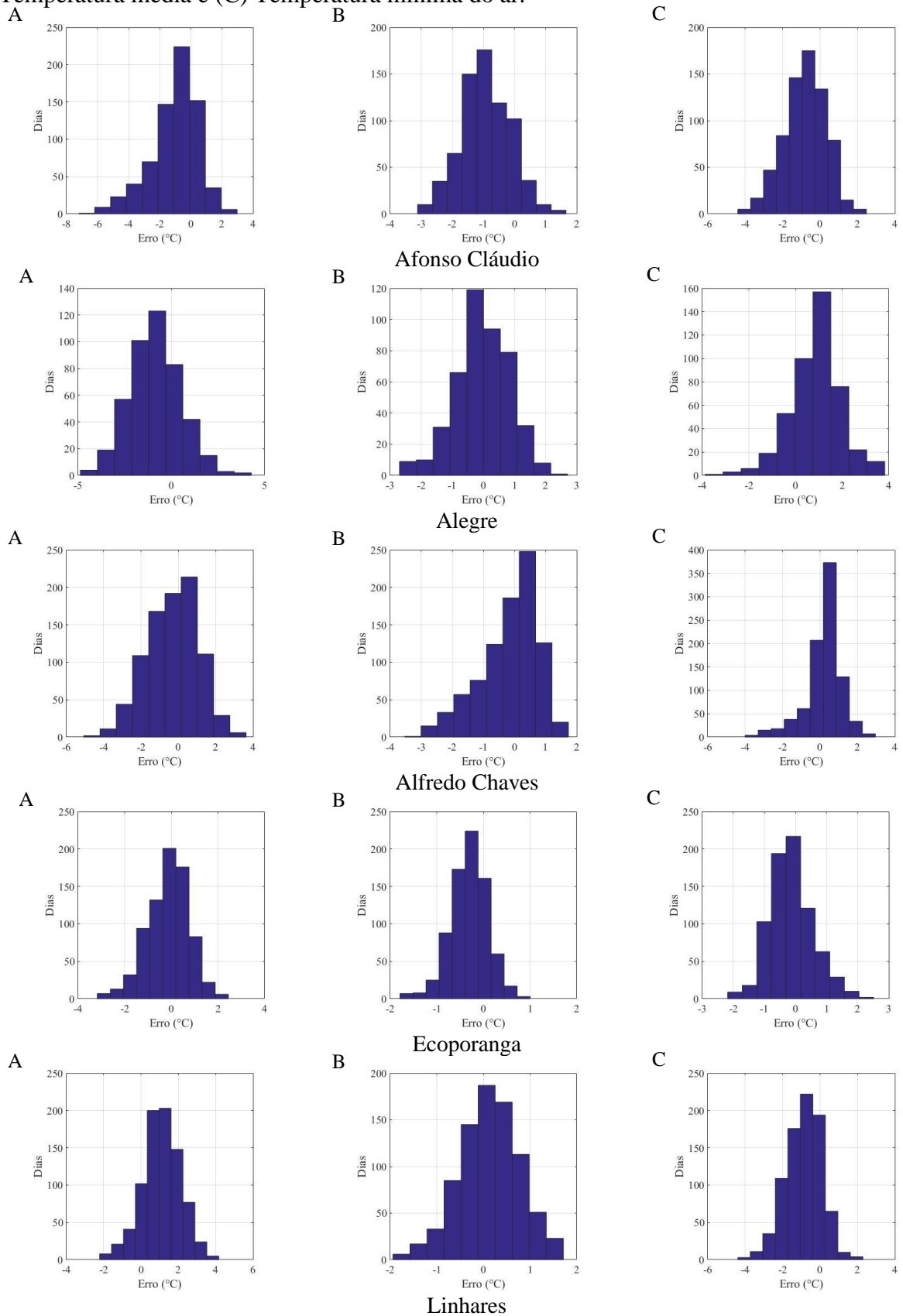


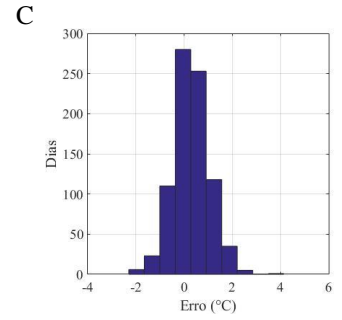
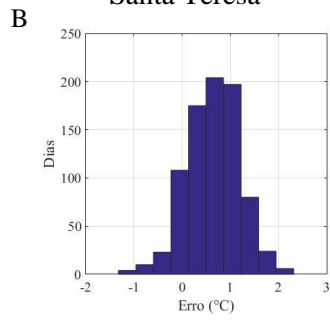
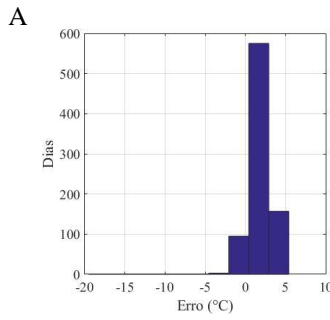
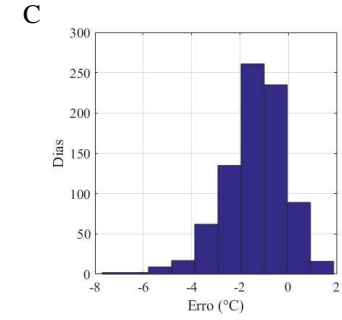
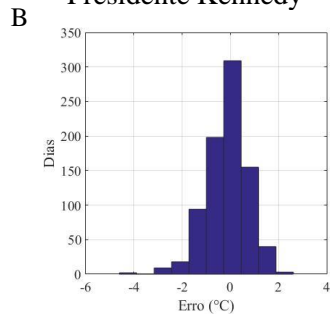
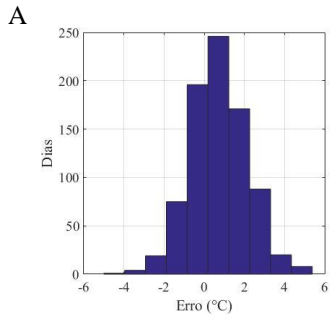
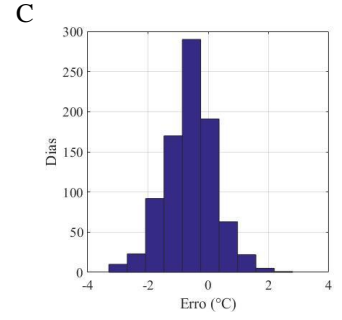
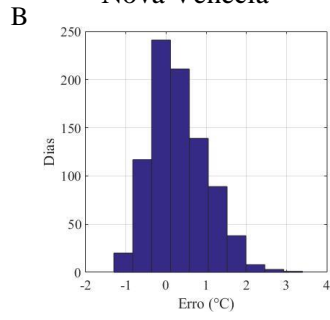
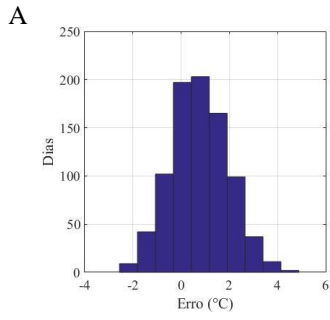
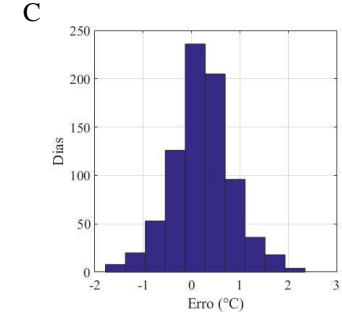
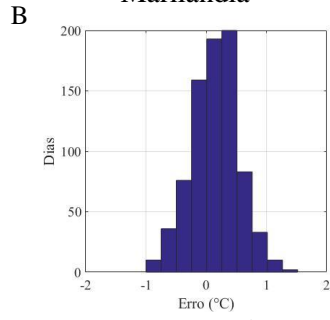
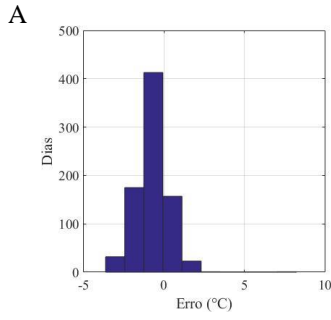
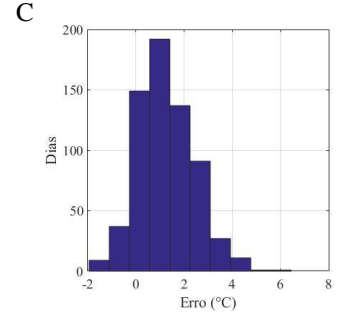
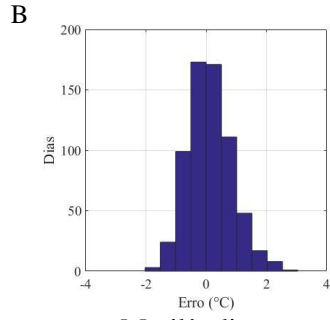
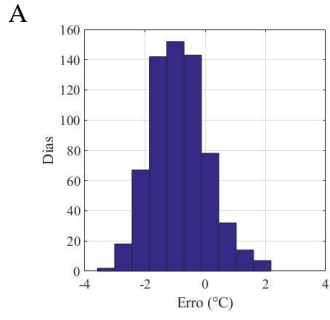
Vila Velha



Vitória

APENDICE K – Histogramas de frequência dos erros obtidos com o interpolador IDW corrigido pela taxa de lapso ambiental ($-6,5^{\circ}\text{C km}^{-1}$). (A) Temperatura máxima; (B) Temperatura média e (C) Temperatura mínima do ar.





São Mateus

