

Pablo Julián Ruíz Ramírez

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO TEMPORAL DA
TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE.
UM ESTUDO DE CASO NO PARQUE NACIONAL
DE ITATIAIA, BRASIL**

Orientador: Rafael Coll Delgado

Viçosa - Minas Gerais

2024

Pablo Julián Ruíz Ramírez

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO TEMPORAL DA
TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE.
UM ESTUDO DE CASO NO PARQUE NACIONAL
DE ITATIAIA, BRASIL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de Magister Scientiae.

Orientador: Rafael Coll Delgado

Viçosa - Minas Gerais

2024

T

Ruíz Ramírez, Pablo Julián, 1996-
R934a Análise de variação temporal da temperatura superficial terrestre:
2024 um estudo de caso no Parque Nacional de Itatiaia, Brasil / Pablo Julián
Ruíz Ramírez. - Viçosa, MG, 2024.
1 dissertação eletrônica (106 f.): il.
Inclui anexos.
Orientador: Rafael Coll Delgado
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa,
Departamento de Engenharia Agrícola, 2024.
Referências bibliográficas: .
DOI: <https://doi.org/10.47328/ufvbbt.2024.541>
Modo de acesso: World Wide Web.

1. Mudanças na temperatura global - Análise; 2. Monitorização ambiental - Parque Nacional do Itatiaia (RJ e MG); 3. Solos - Temperatura - - Parque Nacional do Itatiaia (RJ e MG); 4. LANDSAT (Satélites); 5. Autorregressão (Estatística); I. Delgado, Rafael Coll II. Universidade Federal de Viçosa.. Departamento de Engenharia Agrícola. Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada III.
Título

Pablo Julián Ruíz Ramírez

**ANÁLISE DA VARIAÇÃO TEMPORAL DA
TEMPERATURA SUPERFICIAL TERRESTRE.
UM ESTUDO DE CASO NO PARQUE NACIONAL
DE ITATIAIA, BRASIL**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Aplicada, para obtenção do título de Magister Scientiae.

Aprovada: 2024

Assentimento:



Pablo Julián Ruíz Ramírez

Autor

Documento assinado digitalmente
gov.br RAFAEL COLL DELGADO
Data: 21/09/2024 19:08:08-0300
verifique em <https://validar.it.gov.br>

Rafael Coll Delgado

Orientador

À minha avó, que descanse em paz.

À minha mãe quem é o motor da minha vida.

A Agron e Orejas, que me acompanharam pessoalmente e remotamente nas circunstâncias mais difíceis.

Ao meu pai pela força e apoio constante.

À Carolina e o seu apoio cheio de amor durante as tortuosas etapas.

Aos meus professores: Robinson Osorio, Carlos Duarte, Adiel Villareal, Carlos Cañón e Oscar Chaparro os quais, contribuíram à minha formação profissional.

*Ao povo que resistiu e venceu ao fascismo,
da Alemanha nazista e o Apartheid na Sudáfrica no século XX,
até Palestina no presente.*

*Este trabalho é dedicado às crianças adultas que,
quando pequenas, sonharam em se tornar cientistas.*

AGRADECIMENTOS

Emigrar para outro país pode ser um processo que de contradição, sobretudo com as condições socioeconômicas que imperam hoje em dia. Sem incluir em detalhes, é de especial reconhecimento que a República Federativa do Brasil possui um ordenamento fiscal capaz de investir na ciência, tecnologia e inovação que abriga não só a execução física dos projetos, mas que inclui o sustento de pós-graduandos (através dos programas de mestrado e doutorado) que supera outros países da região. Reconheço que, tive o privilégio de obter uma bolsa de estudos e que, depois com a vitória de Luiz Inácio Lula da Silva, depois de quase 11 anos sem ajuste inflacionário.

Estes e outros elementos devem ser levados em conta pelos demais estados com o objetivo de poder consolidar os projetos de nação, não sob um enfoque assistencialista, mas de trabalho coletivo, que reconheça o valor e aporte de todas as formas de trabalho com vistas a gerar o desenvolvimento social e comunitário de nossos países da América do Sul. É por isso que quero agradecer aos seguintes atores com os quais pude construir além da contribuição socioeconômica:

Á Graça Freitas, secretária de Pós-graduação em Meteorologia Aplicada pelo constante apoio, escuta e orientação durante o processo de mestrado.

Ao pessoal de serviços gerais que auxiliam na higienização os locais de uso no anexo.

Á Camila Acosta, Diego Castañeda e Luis Alonso pelas sugestões na estruturação do projeto de pesquisa e desenvolvimento da mesma.

Ao Carlos Magno pelo auxílio na resolução das dúvidas na recuperação da Temperatura Superficial Terrestre.

A minha parceira Katherine Vinazco pela amizade, apoio, solidariedade e coisas que nós temos construído durante há anos. Por mais.

Aos meus amigos Jhon Luengas e Camilo Galvis pelo apoio, amizade, escuta e motivação durante o desenvolvimento do processo de mestrado.

Aos meus amigos Gloria Milena Rojas; Nicolás Ramos; Paula Melo; al rolo (Javier Loaizaw); Jéssica Aragão; Lucas Maltoni Andrade; Adriele Carvalho Monteiro; Antonio Magno; el paisano Andrés e Johana Cuellar; Letícia Prechesniuki; Elaine Gonçalves; e Edison pelos bons momentos de trabalho e/o diversão.

À Paula Bernal e sua família pela amizade.

Aos morcegos quem desde o parque do bairro Ramos, deram um bom acompanhamento e contato com estes incríveis animais.

Aos professores Paulo Hamakawa, Ricardo Amorim e Demetrius da Silva pelas disciplinas ministradas e que, contribuíram a minha formação como mestrado.

Ao Policarpo do Centro de Referência em Recursos Hídricos do Departamento de Engenharia Agrícola pela dedicação e responsabilidade para com os discentes.

À fazenda Dom Bosco, Carmen (antiga trabalhadora do mercado Modelo), Aucir (agricultor) e as demais pessoas que contribuíram além do fornecimento de alimentos de qualidade para meu consumo, com intenção de conversar e amabilidade na procura do bem-estar social.

Ao Júlio, zelador do predio onde moraba pelo constante auxílio e sugestões no prédio e convertiu-se num bom amigo.

Ao Carlos fretes, quem nos constantes fretes, quem ajudou muito e convertiu-se num bom amigo.

À Guiri e o pessoal da academia Fit Body pelo esforço por ter instalações onde o pessoal possa tratar e melhorar as condições de saúde..

Ao pessoal do Banco do Brasil, sucursal Campus UFV pelo entendimento e apoio comigo eo pessoal estrangeiro na abertura da conta bancaria.

À equipe de trabalho da Torre de Fluxo pela manutenção e coleta dos dados.

A Fundação Carlos Chagas Filho de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro - FAPERJ pelo apoio financeiro ao projeto executado pelo Prof. Rafael Coll Delgado e ao Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio pela disponibilidade em ceder o local nas dependências do Parque Nacional de Itatiaia, Rio de Janeiro para a alocação da Torre de Fluxo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio econômico no desenvolvimento desta pesquisa e pela bolsa concedida durante o meu mestrado.

*“Se pusieron a talar todo el bosque
Para un producto nuevo sembrar
Se olvidaron de plantar papa china
Chontaduro, yuca y la pepépán
Y trajeron gente de otros lugares
Pa’ que los vinieran a asesorar
(Coca por coco, Herencia de Timbiquí)*

RESUMO

Ruiz, Pablo, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2024. **Análise da Variação Temporal da Temperatura Superficial Terrestre. Um Estudo de Caso no Parque Nacional De Itatiaia, Brasil.** Orientador: Rafael Coll Delgado.

Esta pesquisa teve como objetivo analisar a variação da Temperatura Superficial Terrestre (TST) no Parque Nacional de Itatiaia (PNI) e em suas áreas vizinhas. Para isso, avaliou-se a viabilidade de utilizar o satélite *Landsat* como ferramenta de sensoriamento remoto, comparando os dados registrados em uma zona de amortecimento de aproximadamente 100 metros ao redor da torre micrometeorológica com os dados do sensor *SI-111*, que permite medir a TST de maneira direta. Através de uma comparação gráfica, observou-se um ajuste próximo a 0,52, possivelmente influenciado pela alta nebulosidade na região. Esta análise foi realizada com informações obtidas tanto do *Landsat* quanto do *SI-111*, coletadas entre 9 de dezembro de 2017 e 21 de janeiro de 2023. Além disso, tentou-se realizar uma projeção utilizando um modelo *ARIMA*, que não produziu resultados satisfatórios devido à alta variabilidade da TST, apesar de terem sido encontradas ordens teóricas para a construção do modelo. Finalmente, caracterizou-se a Cobertura e Uso do Solo (CUS) para cada TST recuperada, elemento que servirá como base para análises, avaliações e monitoramentos em futuras campanhas relacionadas à gestão da CUS.

Palavras-chave: Monitoramento, modelagem, Mata Atlântica, amortecimento, validação

ABSTRACT

Ruiz, Pablo, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2024. **Analysis of the Temporal Variation of Land Surface Temperature. A Case Study in Itatiaia National Park, Brazil.** Orientador: Rafael Coll Delgado.

This research aimed to analyze the variation of terrestrial surface temperature (TST) in the Itatiaia National Park (PNI) and its neighboring areas. For this, the feasibility of using the *Landsat* satellite as a remote sensing tool was evaluated, comparing the data recorded in a buffer zone of approximately 100 meters around the micrometeorological Tower with the data from the *SI-111* sensor, which allows measuring TST directly. Through a graphical comparison, an adjustment close to 0.52 was observed, possibly influenced by the high cloudiness in the region. This analysis was performed with information obtained from both *Landsat* and *SI-111*, collected between December 9, 2017 and January 21, 2023. In addition, an attempt was made to perform a projection using a *ARIMA* model, which did not produce satisfactory results due to the high variability of the TST, although theoretical orders were found for the construction of the model. Finally, land cover and Land Use (LUS) were characterized for each TST recovered, an element that will serve as the basis for analysis, evaluation and monitoring in future campaigns related to LUS management.

Keywords: Monitoring, modeling, Atlantic Forest, buffer, validation

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Faixas do espectro eletromagnético	18
Figura 2 – Distribuição do espectro solar e terrestre.	21
Figura 3 – Linha de tempo Landsat	27
Figura 4 – Localização geográfica do PNI.	42
Figura 5 – Cobertura e Uso do Solo no Parque Nacional de Itatiaia.	43
Figura 6 – Áreas de análises	51
Figura 7 – Distribuição altimétrica da área estudada.	59
Figura 8 – Modelo Digital de Elevação do PNI.	60
Figura 9 – Zoneamento de áreas com altitude relativamente semelhante.	61
Figura 10 – Quantificação de dados micrometeorológicos.	62
Figura 11 – Distribuição dos dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.	63
Figura 12 – Evolução Temporal de dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.	65
Figura 13 – Distribuição dos dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.	66
Figura 14 – Relação da taxa de saturação e densidade do ar.	67
Figura 15 – Avaliação pelo método da regressão.	69
Figura 16 – Distribuição da TST.	71
Figura 17 – Quantidade de imagens por estação.	72
Figura 18 – Visualização de TST atípicos no PNI.	74
Figura 19 – Termograma por estação.	74
Figura 20 – Visualização da qualidade da TST computada	75
Figura 21 – Série temporal da TST.	77
Figura 22 – Autocorrelação da TST.	77
Figura 23 – Autocorrelação da série TST	78
Figura 24 – Comparativa del ARIMA y datos computados.	79
Figura 25 – TST mediana.	80
Figura 26 – Distribuição espacial da TST segunda CUS.	82
Figura 27 – Fracção do script	103
Figura 28 – Diagrama de fluxo metodológico da pesquisa.	104
Figura 29 – Imagem de comprovação PNI-Torre 1992 – 02 – 05.	105
Figura 30 – Imagem de comprovação PNI-Torre 2004 – 12 – 14.	105
Figura 31 – Imagem de comprovação PNI-Torre 2017 – 03 – 13.	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Equações para determinar a transmissividade atmosférica.	40
Tabela 2 – Taxa de mistura e densidade do ar para várias temperaturas.	41
Tabela 3 – Intervalos de trabalho e bandas radiométricas.	49
Tabela 4 – Intervalos de trabalho e bandas radiométricas.	50
Tabela 5 – Equações utilizadas para computar a TST.	53
Tabela 6 – Dimensionamento zonal representada em pixels.	61
Tabela 7 – Quantidades de observações faltantes e totais.	64
Tabela 8 – Valores da validação torre- <i>Landsat</i> retirados	68
Tabela 9 – Resultados dos testes estatísticos	68
Tabela 10 – Resultados dos testes estatísticos	71
Tabela 11 – Resultados dos testes estatísticos	81

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
2	REFERENCIAIS TEÓRICOS	17
2.1	Energia solar e sua interação atmosférica	19
2.2	Informação climática	21
2.3	Sensoriamento remoto	24
2.3.1	Landsat	26
2.3.2	Algoritmos para estimar a Temperatura Superficial Terrestre (TST)	31
2.3.2.1	Temperatura media atmosférica	37
2.3.2.2	Emissividade superficial	38
2.3.2.3	Transmitância atmosférica	39
3	METODOLOGIA	42
3.1	Zona de estudo: Parque Nacional de Itatiaia	42
3.1.1	Caracterização do relevo	44
3.2	Banco de dados	45
3.2.1	Torre Micrometeorológica	45
3.2.2	Base de dados meteorológicos	47
3.2.3	Dados de sensoriamento remoto	49
3.2.4	Áreas de análises	50
3.3	Processamento de dados	51
3.3.1	Software de apoio ao SIG	51
3.3.2	Temperatura Superficial Terrestre	52
3.3.2.1	TST estacional	54
3.3.3	Análises estatística	55
3.3.3.1	Validação dos dados da <i>Landsat</i>	55
3.3.3.2	Correção de dados	56
3.3.3.3	Concordância entre missões <i>Landsat</i>	56
3.3.4	<i>Integrated Autoregressive Moving Average Model</i>	56
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
4.1	Caracterização da área de estudo	59
4.1.1	Modelo Digital De Elevação	59
4.1.2	Descrição climática	60
4.1.2.1	Banco de informações micrometeorológicas	60
4.1.2.2	Banco de informações na região	64

4.2	Análise da TST	66
4.2.1	Validação Torre Micrometeorológica	67
4.2.2	Série TST	70
4.2.2.1	Correspondência entre missões	71
4.2.2.2	Sazonalidade TST	71
4.2.2.3	<i>ARIMA</i>	76
4.2.2.4	CUS	80
4.2.3	Considerações finais	83
5	CONCLUSÃO	85
5.1	Alcance e limitações	87
	REFERÊNCIAS	88
	ANEXOS	102
	ANEXO A – GEE	103
	ANEXO B – IMAGENS	104

1 INTRODUÇÃO

Com o avanço do sensoriamento remoto, a análise dos sistemas biológicos alcançou uma compreensão mais profunda dos fenômenos em amplas escalas temporais e espaciais amplas, permitindo a criação de parâmetros adicionais para sua interpretação. Por exemplo, ao examinar a Temperatura da Superfície Terrestre (TST), é possível identificar correlações com eventos climáticos que podem afetar a vida no planeta, permitindo a formulação de estratégias para mitigar seus impactos (LOGAN et al., 2020). Essa análise pode incluir a relação entre a TST e fenômenos atmosféricos, como variações no balanço energético de diferentes coberturas e usos do solo (MUSHORE et al., 2017; WU et al., 2020), bem como o impacto no risco de evapotranspiração elevada e déficit hídrico. Dessa forma, é possível associar a TST a variáveis climáticas e compreender suas implicações no balanço de energia (SUN et al., 2016), considerando a influência do gradiente térmico entre a superfície terrestre e o ar circundante (ARYA, 2001; SÁNCHEZ et al., 2015), e suas alterações nos processos micrometeorológicos.

Entre os tópicos de estudo, destaca-se a análise do microclima em relação aos fluxos de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Esta análise é crucial para identificar fontes ou sumidouros de calor na superfície, especialmente em áreas urbanas. Um estudo realizado por Oliveira et al. (2022) na cidade de Brasília, localizada na região central do Brasil, ilustra essa importância ao revelar uma tendência de aumento nas temperaturas médias e máximas registradas. Ao combinar a caracterização sazonal da Temperatura da Superfície Terrestre com dados históricos, é possível fazer previsões utilizando modelos estatísticos, como o Modelo de Média Móvel Integrada Autorregressiva (conhecido como *Autoregressive Integrated Moving Average-ARIMA* em inglês). Esses modelos são ferramentas essenciais para ajudar a identificar vulnerabilidades em áreas de estudo e padrões de eventos extremos (SANTOS et al., 2021).

Os resultados das pesquisas estabelecem relações significativas entre a Temperatura da Superfície Terrestre e a Cobertura e Uso do Solo, contribuindo para o entendimento das atividades humanas e das mudanças climáticas em uma região específica. Essas relações permitem não apenas apoiar a compreensão desses fenômenos, mas também proporcionar e avaliar padrões e variações nas diferentes práticas de manejo do solo (THAKUR et al., 2021). Por exemplo, Kayet et al. (2016) observaram um aumento de 7°C entre 1994 e 2014 nas coberturas de construções, áreas agrícolas, florestas e solos nus. Resultados semelhantes foram encontrados por Tafesse e Suryabhagavan (2019) no distrito de Adama Zuria, na Etiópia, onde plantações, corpos hídricos e fazendas apresentaram incrementos de até $9,6^{\circ}\text{C}$ entre 1989 e 2016. Essas descobertas ressaltam a importância da relação entre o uso do solo e as mudanças nas temperaturas superficiais terrestres.

No Brasil, estudos com o objetivo de avaliar as variações da Temperatura da Superfície Terrestre em relação às mudanças na Cobertura e Uso do Solo ao longo do tempo, revelaram a influência sazonal das estações seca e úmida no comportamento da temperatura. Pesquisas indicam que áreas dedicadas à agricultura, pastagens e solos sem cobertura vegetal tendem a apresentar maiores valores médios de Temperatura da Superfície Terrestre (CARRASCO et al., 2020; SAYÃO et al., 2020). Essas diferenças na temperatura entre as categorias de uso e ocupação do solo permitem quantificar perdas nas coberturas florestais (LEEUWEN et al., 2011), caracterizar a dinâmica e evolução das formações vegetais (ANDRADE, 2019), e detectar vulnerabilidades e riscos associados a incêndios florestais (ÇOLAK; SUNAR, 2020), especialmente em áreas sujeitas a conflitos pelo uso do solo.

Biomassas como a Mata Atlântica no Brasil, são propensas à ocorrência de incêndios florestais, como demonstrado por estudos (CLEMENTE; JÚNIOR; LOUZADA, 2017) que correlacionam esses eventos com focos de calor. Tais incêndios tendem a aumentar durante períodos secos e são mais frequentes na transição do inverno para a primavera. Regiões como o Vale do Paraíba e o Médio Paraíba, onde há atividades industriais e agropecuárias, registram alta densidade de focos de calor, cujas magnitudes podem aumentar com intervenções antrópicas no solo, como a expansão da rodovia Presidente Dutra (BR-116). Pesquisas indicam que a Mata Atlântica contribui para atenuar o aumento da temperatura ambiental provocado pelas mudanças climáticas, fornecendo menores magnitudes de Temperatura Superficial Terrestre (CABALLERO; RUHOFF, 2021; PAIXÃO et al., 2020).

Historicamente, a região circundante ao Parque Nacional de Itatiaia no Brasil não tinha planejamento referente ao uso do solo, devido a interesses diversos como a extração mineral, estabelecimento de culturas e assentamentos humanos. No entanto, pesquisas realizadas nessa região permitiram o florescimento de estudos sobre a fauna e flora locais, devido à sua variedade, abundância e localização (SANTOS; ZIKAN, 2000). Isso levou à criação do Parque Nacional de Itatiaia (PNI), que representa um esforço de alocação de recursos para conservar os ecossistemas naturais, prevenir a extração e alteração de recursos naturais e servir como referência para a criação de outras áreas protegidas, conforme estabelecido pela Lei 5197 de 1967 (BRASIL, 1967), que permite o monitoramento, controle, planejamento e pesquisa em parques nacionais.

Mediante a complementação dos estudos com modelos de predição é possível quantificar os efeitos da Temperatura Superficial Terrestre nas cidades e as áreas circundantes gerados pela expansão das ilhas de calor (KESAVAN et al., 2021) ou impactos que podem se ter nos sistemas biológicos, especialmente em relação ao conforto térmico (GÁBOR; JOMBACH, 2009; GOLDBLATT et al., 2021) ou alterações nas distribuições populacionais de animais e microrganismos no solo (ARAUJO et al., 2015; ROBERTS et al., 2015; PINO et al., 2023), e assim, gerar mecanismos de planejamento que procurem mitigar futuras

adversidades.

No entanto, verifica-se uma escassez de validações de dados orbitais históricos para obtenção da Temperatura da Superfície Terrestre na área da Mata Atlântica. Além disso, as ferramentas utilizadas para coletar dados na superfície podem enfrentar desafios de implementação devido a questões de acessibilidade, instalação, segurança e custo. No entanto, é inegável a necessidade de validar essas informações, pois isso possibilitaria estabelecer relações entre medições orbitais e na superfície, otimizando os mecanismos de monitoramento em amplas escalas temporais e espaciais, assim como projeções de previsão do tempo e clima. Essa validação é crucial para compreender a dinâmica e os efeitos das alterações que podem ocorrer.

Portanto, o objetivo deste documento é descrever o comportamento evolutivo passado, presente e futuro da Temperatura da Superfície Terrestre-TST na área da Mata Atlântica correspondente ao Parque Nacional de Itatiaia, utilizando a plataforma *Landsat* como ferramenta de sensoriamento remoto, juntamente com análises das informações geradas pela torre micrometeorológica do Parque Nacional de Itatiaia. Essa abordagem integrada visa superar as limitações individuais das técnicas de coleta de dados, proporcionando uma compreensão mais completa e precisa das variações térmicas nessa região.

O exposto, apresenta-se em cinco grandes resultados (acompanhados de sua metodologia) relativos à avaliação da confiabilidade de *Landsat* ao comparar a informação gerada mediante o uso de uma equação relatada na literatura para calcular a TST e um conjunto de dados obtidos *in situ*; a prova relativa à possibilidade de construir séries temporais consistentes com *Landsat*; a construção da série temporal da TST; a projeção da TST no futuro; e, a relação que a temperatura possui com a cobertura e a uso do solo. Por fim, são apresentadas algumas considerações que devem ser levadas em consideração ao interpretar e replicar a metodologia, juntamente com as conclusões gerais da pesquisa. Espera-se que a leitura seja agradável para a pessoa que faz a leitura.

2 REFERENCIAIS TEÓRICOS

No objetivo de compreender diversos fenômenos e processos (como troca de energia), a radiação representa a maneira em que ondas electromagnéticas e matéria interagem. Particularmente dentro dos mecanismos de transferência de energia, a radiação não requer necessariamente matéria para produzir-se e sua velocidade de transmissão é considerada igual à uma fração (ou igual no vazio) da luz— c (ÇENGEL; AFSHIN, 2011) permitindo fazer leituras de corpos que possam estar localizados de maneira afastada e representando assim, uma vantagem sobre outros mecanismos como a convecção ou condução cujos processos ocorrem mediante colisões na escala atômica (condução) ou deslocamento de partículas pelo gradiente de energia cinética (convecção) onde existe como requisito que exista um meio para que ocorra o processo (MODEST, 2013). A partir daí, é possível derivar modelos que permitam a análises dos efeitos que podem acontecer quando uma propriedade do material é alterada. A ionização de partículas (YOSHIMURA, 2009) e processos de transferência de energia térmica (HOSÉ; LENIN; RUBEN, 2016) são algumas funções quantificadas e empregadas no dia a dia.

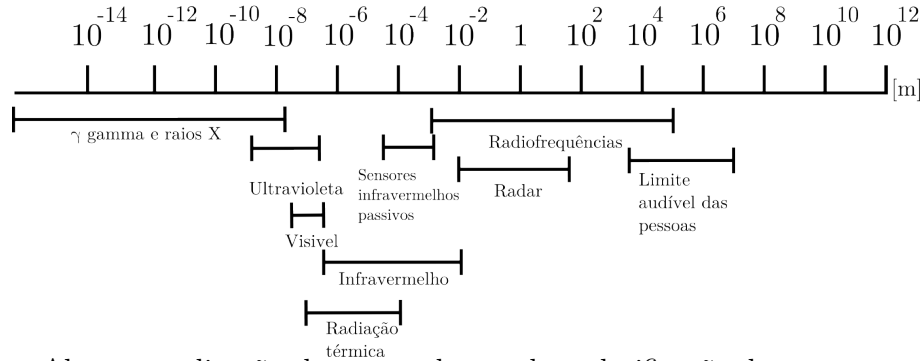
A natureza da radiação parte do princípio em que todos os materiais emitem ondas electromagnéticas que, para uma frequência— $f[s^{-1}]$ e um comprimento de onda— $\lambda[m]$, número de onda— $\eta[m^{-1}]$ e frequência angular— $\omega[rads^{-1}]$ definidos, tem um determinado estado de energia como é apresentado na equação 1 em função da constante de Planck— h . Além disso, é possível correlacionar propriedades electromagnéticas e troca de energia que possibilitam derivar conclusões como que, a energia de uma onda é inversamente proporcional ao seu comprimento e proporcional à temperatura do corpo que a emite (ALVES, 2019; COELHO, 2016; ÇENGEL; AFSHIN, 2011). Isto significa que, se um corpo com um estado energético ou temperatura particular, irradia ondas com um comprimento característico e que, ao mudar aquele estado vai mudar também as suas propriedades electromagnéticas (MODEST, 2013) facilitando assim análises e observações tendo como variável de mesura o comprimento de onda.

$$E[J] = \frac{h}{f} \quad ; \quad f = \frac{\omega}{2\pi} \quad ; \quad f = \frac{c}{\lambda} \quad ; \quad f = c\eta \quad (1)$$

Com o fato anterior, na mudança das propriedades electromagnéticas das ondas, a energia vai ser afetada na sua ação. Por isso, de maneira geral, existe uma coincidência em classificar os comprimentos de onda em dez (10) grupos (LEARNING, 2021; MODEST, 2013; PETRAKOV et al., 2011; ÇENGEL; AFSHIN, 2011) como é ilustrado na Figura 1 onde uma onda é nomeada de acordo às faixas de comprimento de onda λ . Além da diferença de energia, a fonte de emissão também é variável: raios gama surgem de reações

nucleares, raios X ao colidir elétrons em elementos metálicos, e ondas de rádio através do fluxo de corrente alternada em condutores (ÇENGEL; AFSHIN, 2011).

Figura 1 – Faixas do espectro eletromagnético



Algumas aplicações humanas de acordo a classificação do seu comprimento de onda (como o uso dos sensores infravermelhos passivos que encontram-se entre $\times 10^{-5}$ e $\times 10^{-3}m$).

Fonte: Adaptado de Petrakov et al. (2011), Çengel e Afshin (2011)

No conjunto das bandas espectrais, ressalta o infravermelho, que é produzido pela mudança no movimento de rotação ou vibração dos componentes atômicos da matéria e cujo comprimento de onda situa-se entre os $700nm$ e 1×10^6nm (HERRERA; PORRAS; ESTRELLA, 2019; FONTAL, 2005). Ao analisar esta faixa com a Lei de Wien 2 (que indica a temperatura equivalente $T_{max}[K]$ à qual, um corpo negro atinge em função do comprimento de onda de pico $\lambda_{max}[m]$) permitiria realizar análise termográficas a temperaturas que ficam aproximadamente entre os $4140K$ e $2898K$ sendo isso, uma maneira de medir a temperatura da maioria dos corpos e fenômenos naturais e antrópicos mediante a relação do comprimento de onda (indiretamente a temperatura) com outras propriedades.

$$\lambda_{max} = \frac{2898\mu mK}{T_{max}} \quad (2)$$

Para poder fazer comparações entre o comportamento radiativo de materiais (por exemplo, para identificar como eles podem ser absorvidos e irradiados novamente), é usado o conceito teórico de «corpo negro», cuja definição enfatiza sua capacidade de emitir ou absorver toda a radiação com a qual pode interagir (ÇENGEL; AFSHIN, 2011). Essa idealização serve como referência para estimar a proporção da radiação emitida por um corpo em sua superfície em relação à de um corpo negro na mesma temperatura por meio da emissividade $-\varepsilon$; embora outros índices, como absortividade $-\alpha$, refletividade $-\rho$ e transmissividade $-\tau$, quantifiquem a fração do fluxo de radiação que é absorvida, refletida e transmitida pela superfície de um corpo (respectivamente).

Os parâmetros mencionados anteriormente permitem conhecer comportamentos particulares dos corpos e classificá-los de acordo com isso. Um exemplo claro disso é que, as

ondas das bandas ultravioleta e infravermelha são absorvidas principalmente pelos elétrons livres ou mudanças no nível energético de fótons. Em corpos sólidos, se essa capacidade de absorção é total, o material é denominado *condutor*, enquanto que, quando existem bandas vazias estreitas é um «semicondutor» e para largas é denominado «isolante», estes dois últimos sendo agrupados em «não condutores» (MODEST, 2013). Uma forma mais geral de catalogar superfícies é segundo a sua emissividade. Se esta é constante independentemente da direção, será «difusa», enquanto que, se não varia em função do comprimento de onda é «cinza» (ÇENGEL; AFSHIN, 2011). A utilidade no reconhecimento dessas classificações nos materiais reside no fato de que podem assumir-se umas ou outras hipóteses como direção do fluxo ou predominância na absorção para estudar os fenômenos de interesse, pois permitem simplificar modelos e análises.

2.1 ENERGIA SOLAR E SUA INTERAÇÃO ATMOSFÉRICA

Naturalmente, a fonte de emissão de radiação com a qual conta o planeta terra é o sol, graças à qual é possível que possam prosperar formas de vida como as plantas que, graças à fotossíntese, transformam a energia solar em energia química disponível para animais, fungos ou bactérias; além de permitir o aquecimento de massas de ar que são a base na circulação atmosférica global (FREYCHET et al., 2019; LÓPEZ, 2019), com isso existem diferenças de temperatura como resultado da interação entre a energia solar e os compostos atmosféricos.

Apesar de que hoje em dia existem fontes artificiais que geram energia, o sol, por fornecê-la sem custos e de forma relativamente ilimitada, continua sendo de especial interesse no desenvolvimento humano. O processo da fusão que converte Hidrogênio em Hélio é o responsável pela geração, em média de $3,8 \times 10^{26}W$, cuja energia permite que a superfície solar esteja a aproximadamente $5800K$ e que cerca de $1,7 \times 10^{17}W$ consiga chegar à atmosfera terrestre (ÇENGEL; AFSHIN, 2011) na formação do espectro solar (LÓPEZ, 2019) que alcança a terra.

No entanto, nem toda a radiação solar que chega à parte superior da atmosfera alcança a superfície terrestre, pois, durante o percurso através dela, pode sofrer absorção, dispersão ou reflexão devido à interação com os aerossóis que compõem a atmosfera e que geram uma maior ou menor influência em faixas de comprimentos de onda específicos, de acordo com sua concentração e mudança temporal e espacial (LÓPEZ, 2019; CHAMORRO et al., 2019; ÇENGEL; AFSHIN, 2011), sendo necessário considerar essa variabilidade em estudos e aplicações relacionados à radiação solar.

Talvez um dos fenômenos mais relevantes que ocorrem na interação radiação-atmosfera seja a existência de regiões específicas do espectro onde há um comportamento opaco (como na região compreendida entre os 8 e os $14nm$) e outras onde é translúcido,

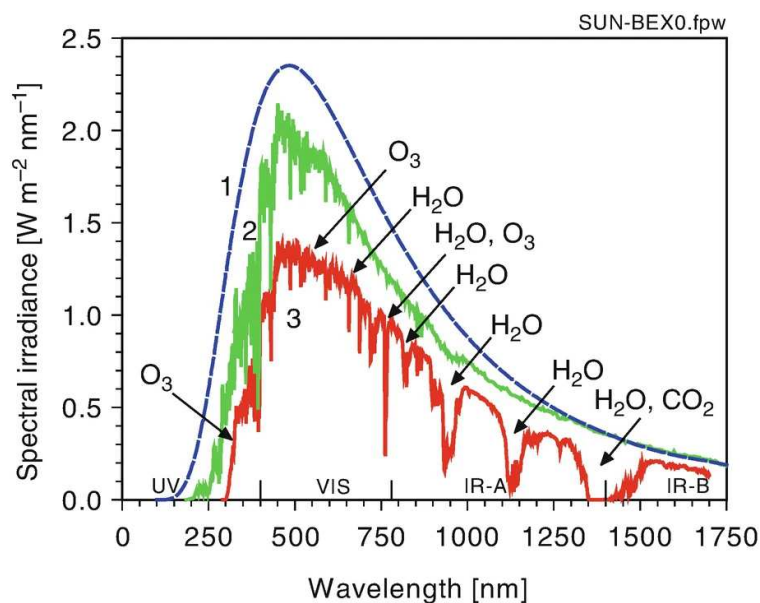
sendo essas últimas regiões nomeadas como «janela atmosférica» (SALINAS; ARAVENA, 2002; BARRY; CHORLEY, 2009). É graças à caracterização da janela atmosférica que podem ser realizadas observações terrestres com sensores localizados no espaço, embora, como menciona Salinas e Aravena (2002), seja necessário levar em conta o efeito do vapor de água, que influencia fortemente na distorção radiométrica.

Reduzir a passagem da radiação de onda longa é uma das principais funções do vapor de água, enquanto que para a luz visível e parte do infravermelho próximo é permitida a passagem, e graças a isso as plantas podem realizar a fotossíntese (LÓPEZ, 2019). Como aplicação da existência das janelas (figura 2), tem sido aproveitada a presente no infravermelho (BARRY; CHORLEY, 2009; MÜLLER; PIAZENA; VAUPEL, 2022; ROMERO, 2021) para gerar mecanismos de aquisição radiométrica sobre o estado da superfície terrestre, tais como sensores e câmeras alojadas em dispositivos aeroespaciais. Isso, aproveitando as faixas $[0,72 - 0,84\mu m]$ ou $[2,66 - 2,74\mu m]$, ou mesmo aquelas com centro em $0,94$, $1,1$, $1,38$ e $1,87\mu m$, como expõe Romero (2021). Com isso, é possível projetar um grande número de dispositivos capazes de medir o espectro eletromagnético, ao mesmo tempo em que sua aplicabilidade é bastante alta.

Na figura 2, alguns compostos (como H_2O) que apontam para uma região de alguma distribuição do espectro eletromagnético são mostrados. Note-se que nesta área, há uma redução na passagem da radiação solar para a superfície da terra como resultado da interação molecular dos compostos e das ondas. Esse fenômeno é conhecido como «janela atmosférica» (PALACIOS et al., 2022) que foi mencionado anteriormente.

Para entender como a atmosfera se comporta ao longo de seu perfil vertical, foram desenvolvidos modelos e bases de dados utilizando desde medições diretas (radiossondagens) até ferramentas estatísticas (GUO et al., 2023). Entre os mais reconhecidos e utilizados, encontram-se *LOWTRAN*, *MODTRAN* e *HITRAN* (SCHREIER et al., 2019), cujos resultados simulam a transmitância da radiação através da atmosfera em baixa, média e alta escala. Os mecanismos computacionais têm sido úteis para utilizar bases de dados e simulações derivadas umas das outras com muito mais fidelidade e precisão para condições mais específicas (MLAČNIK; PUŠNIK, 2021), e servir como referência em nível global, pois contém informações para regiões tropicais ($15^\circ N - S$), subtropicais ($45^\circ N - S$) e subpolares ($60^\circ N - S$) para uma configuração atmosférica flexível em relação à concentração de aerossóis (GUO et al., 2023), embora seja projetado para baixa resolução espectral.

Figura 2 – Distribuição do espectro solar e terrestre.



Linha tracejada azul, representa a irradiância espectral de um corpo negro a $6000K$; curva verde a radiação solar na parte superior da atmosfera terrestre; e, a linha vermelha a irradiância solar incidente na superfície terrestre.

Fonte: Adatado de Müller, Piazena e Vaupel (2022)

Com o uso de modelos de simulação atmosférica, descobriu-se que os aerossóis absorvem e dispersam a radiação de onda curta, cujo efeito pode ser refletido na diminuição da radiação superficial e no tamanho dos elementos estruturais nas nuvens, gerando, em alguns casos, mudanças na temperatura máxima e mínima registrada; e em menor proporção, na precipitação (FREYCHET et al., 2019) nas regiões estudadas. Os resultados desses modelos permitem gerar parametrizações e aplicações que, inclusive, podem avaliar o erro e a precisão de múltiplos perfis atmosféricos com a ajuda de modelos padrão e condições de contorno (PINCUS; MLAWER; DELAMERE, 2019; BARKER et al., 2016), permitindo flexibilidade na configuração dos dados de entrada e, com isso, aplicações científicas de monitoramento e pesquisa.

2.2 INFORMAÇÃO CLIMÁTICA

A acessibilidade, processamento, análise, visualização e divulgação de informações geofísicas é um desafio que, apesar dos avanços tecnológicos atuais, ainda é muito difícil de alcançar devido à grande extensão tanto continental (para estudos terrestres) quanto marítima (usada para monitoramento e avaliações oceânicas). Para obter dados que permitam estimar condições climáticas pontuais, foram desenvolvidas ferramentas, mecanismos e procedimentos sob a perspectiva de reduzir a incerteza e lacunas nos registros climáticos.

Talvez a forma mais antiga, objetiva e relativamente¹ precisa corresponda à aquisição de informações climáticas por meio do uso de estações meteorológicas, uma vez que são medições diretas, *in situ* e representativas das condições locais. Graças ao desenvolvimento tecnológico, foram desenvolvidas estações automáticas que permitem, por meio de registradores mecânicos e/ou eletrônicos, coletar variáveis de forma contínua, rápida e eficiente em comparação com métodos manuais. No entanto, a implementação de estações em toda uma extensa região (por exemplo, o Brasil, com uma extensão de aproximadamente $8,51 \times 10^6 km^2$) poderia ser custosa, sem contar as atividades de manutenção que devem ser realizadas.

Como será visto mais adiante, com o desenvolvimento e implementação relacionados a sistemas de sensoriamento remoto, tem sido possível coletar, armazenar, pré-processar, visualizar e baixar variáveis climáticas para grandes áreas terrestres e oceânicas. Isso pode ser observado no ocidente, como o Sistema de Observação Terrestre-SOT (*EOS*) desenvolvido pela Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (*NASA*) dos Estados Unidos, que contém uma plataforma interativa gerenciada pelo Centro de Serviços de Dados e Informações sobre Ciências da Terra-*GES DISC* ([LEPTOUKH et al., 2005](#)), capaz de analisar e baixar de forma interativa qualquer dado, incluindo informações sobre composição atmosférica, distribuição de aerossóis e colorimetria oceânica, entre outros.

Essas ferramentas têm evoluído ao longo do tempo para melhorar a qualidade na apresentação de produtos, funcionalidades e até mesmo o acesso aos mesmos, permitindo envolver e expandir os setores de análise e aplicabilidade, indo além do monitoramento ambiental, agrícola e oceânico, sendo capaz de incluir, hoje em dia, mais de 1600 variáveis prontas para trabalhar. Em 2019, estima-se que mais de 110×10^6 arquivos ocupavam mais de 2,3PB ([WEI et al., 2019](#)), os quais podem ser baixados em formato *netCDF*, separados por vírgulas ou raster.

A aplicabilidade, versatilidade e funcionalidade têm sido amplamente utilizadas pelos usuários da plataforma, que geraram em média 200 publicações anuais desde 2015, com tendência a aumentar nas próximas décadas ([WEI et al., 2019](#)), para aplicações que vão além das ciências geofísicas e atmosféricas, conseguindo identificar vínculos entre impactos climáticos e saúde pública ([ACKER et al., 2014](#); [ACKER, 2022](#)).

Com o avanço de sistemas voltados para a gestão de informações, surgiu o desafio de processar grandes volumes de dados por meio de diferentes técnicas, como a implementação de metodologias *Big Data* ou redes inteligentes ([ZHANG; HUANG; BOMPARD, 2018](#)). Apesar desses desenvolvimentos, uma das grandes limitações atuais corresponde ao fornecimento de séries históricas, à caracterização climática dos territórios ([AMORIM; CARLO, 2017](#)) e até mesmo à cobertura das redes de estações meteorológicas.

¹ Dependendo das características dos instrumentos de medição, dados mais ou menos confiáveis podem ser obtidos.

Para abordar o que foi mencionado, foram criados produtos baseados em observações por satélite ou em observações terrestres com baixa resolução espacial (por exemplo, $0,25 \times 0,25^\circ$), capazes de fornecer informações em escala diária, mensal ou anual (XAVIER; KING; SCANLON, 2016). Entre os diferentes produtos com as características apresentadas estão:

- ***nClimGrid***: Fornece dados climáticos para os Estados Unidos organizados em uma grade em escala anual, mensal ou diária desde 1985. A geração das informações é baseada na interpolação de observações de estações e seu controle a cada $5km$ (LABE; JOHNSON; DELWORTH, 2024). Esse conjunto de dados permite obter temperaturas máximas, mínimas e precipitações em diferentes escalas espaciais e temporais. Lee et al. (2019), avaliou o viés e o erro desse conjunto de dados em comparação com os gerados a partir do modelo de simulação *CMIP5*, o qual é outra fonte amplamente utilizada de dados climáticos em nível global (ARIAS et al., 2021), resultando em um bom desempenho e diferenças máximas de $0,2Kdecada^{-1}$.

O método escolhido para a geração da grade foi o *splines* de suavização de placas finas, pois, de acordo com Durre et al. (2022), permite incorporar parâmetros que modelam o relevo, reduzindo erros de interpolação e apresentando melhor desempenho na estimativa da temperatura e precipitação em diferentes escalas espaciais. Outros modelos regionais desenvolvidos apresentam inconsistências associadas à falta de consideração do efeito do relevo, omissão de mudanças nos instrumentos de medição ou efeito de borda em costas e fronteiras (DURRE et al., 2022), portanto, a geração de um modelo próprio poderia reduzir esses fatores de viés.

- ***Copernicus Climate Change Service - C3S***: De acordo com Buontempo et al. (2022), trata-se de uma infraestrutura de dados implementada pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo, que entrou em operação em 2018 e cujos produtos permitem obter séries temporais que abrangem passado, presente e futuro (por meio da construção de modelos preditivos) disponíveis por meio de serviços em nuvem. O conjunto de dados inclui observações terrestres e satelitais, com as quais é possível realizar análises de tendências atmosféricas e calibrar outros sistemas de observação.

Esse conjunto de dados possui mais de cem variáveis, que estão catalogadas em quatro grupos: 1- observação e produtos básicos, 2- reanálise global e regional, 3- dados de previsões sazonais de múltiplos provedores e 4- projeções climáticas globais e regionais. Talvez a maior necessidade dos usuários tenha sido a obtenção de informações climáticas do passado, por isso os dados de reanálise foram os mais acessados (BUONTEMPO et al., 2022).

² Que no equador corresponde a aproximadamente $28km$ de longitude e que, ao avançar em direção aos polos, essa magnitude aumenta.

Esses reanálises correspondem a processos de reconstrução climática gerados a partir da combinação de ferramentas de observação terrestre, marítima, aérea e imagens de satélite e seu tratamento por meio de previsões numéricas (SORIA, 2022). Entre as vantagens de usar esse tipo de produto, M. et al. (2023) menciona a disponibilidade de informações climáticas mais abrangentes, a alta frequência de geração de dados e os processos de garantia de consistência dos registros.

Essas metodologias possibilitaram a criação de grades de variáveis meteorológicas com informações espacializadas e geralmente com uma ampla resolução temporal com a qual é possível realizar análises de séries temporais facilitando o monitoramento ambiental e a construção de modelos preditivos para determinadas variáveis ou índices.

2.3 SENSORIAMENTO REMOTO

Mediante os princípios da radiação descritos em 2.1 e o avanço tecnológico, é possível ter à disposição ferramentas como câmeras aerotransportadas, satélites ou até mesmo veículos aéreos não tripulados, os quais são capazes de coletar medições radiométricas em diferentes escalas (TOTH; JÓZKÓW, 2016) e com o passar do tempo, têm melhorado não apenas no design dos sensores (BAN, 2016), mas também no uso de algoritmos de processamento e correção que facilitam realizar rastreamentos espaciais e históricos.

Os sensores recebem informações radiométricas por meio de um mecanismo passivo ou ativo. O primeiro aproveita a reflexão na superfície que um objeto sofre quando exposto à energia solar ou por meio da medição do fluxo eletromagnético que ele emite de acordo com sua própria temperatura (TAFUR et al., 2022), conforme visto em 2.1; enquanto o segundo emite sua própria energia e quantifica quanto é refletido pelo objeto (TAFUR et al., 2022).

É importante mencionar que os sensores atuam em determinadas regiões do espectro eletromagnético, como a região visível no caso de câmeras fotográficas montadas em dispositivos aéreos, com os quais foram iniciadas as análises espaciais, e que posteriormente evoluíram para dispositivos mais complexos, como radares, sondas e satélites (HERNÁNDEZ, 2017; BELWARD; SKØIEN, 2015), sem mencionar que os sensores também evoluíram a ponto de serem capazes de detectar de 1, 15 ou até 220 bandas espectrais (CAMACHO et al., 2015), permitindo capturar informações em um período de tempo maior e até mesmo mais informações do que uma câmera fotográfica convencional.

Aqueles instrumentos que permitem realizar observação de fenômenos da terra, tem pontos de partida diferentes entre autores, pois alguns indicam que começou quando a Administração Nacional de Aeronáutica e o Espaço ou *National Aeronautics and Space Administration-NASA* junto ao centro de voo espacial *Goddard* no 1962 construíram

plataformas espaciais na década de 1960, onde o Satélite de observação infravermelha de televisão (*TIOS1*) em 1960, obteve imagens nas longitudes de televisão de fato experimental e conhecer a viabilidade de realçar estudos meteorológicos (HEMATI et al., 2021). Não entanto, a era do sensoramento remoto de acordo com Cracknell e Varotsos (2007), Tatem, Goetz e Hay (2008) a era dos satélites começou em 1957 quando foi lançado o satélite *Sputnik 1* por parte da União das Republicas Soviéticas Socialistas-USRR o qual rodeou a terra em 96 minutos e transmitiu imagens da atmosfera e superfície através de ondas de rádio.

Dentro do método com o qual os satélites adquirem informação, é importante detalhar a frequência (tempo) em que os sensores cobrem uma determinada área (espaço) e a radiação eletromagnética que os sensores são capazes de captar (espectro) cuja escolha dependerá do nível de detalhe, aplicação e natureza do fenômeno que se deseja analisar (MENESES; ALMEIDA, 2012). Esta informação é categorizada em resolução temporal, resolução espacial e resolução espectral. Hoje, existem plataformas de satélite desenvolvidas por países individuais como *Landsat* (EUA), a constelação de satélites russos *Resurs-P*, *Kanopus-P* e *Meteor-m*; ou por vários países como *SPOT* liderado pela França e apoiado pela Suécia, Bélgica e Itália, que posteriormente se integraria à missão *SENTINEL* da União Europeia. A variedade dos instrumentos deve-se à conjugação das resoluções para melhorar aplicações e disponibilidade de informação de acordo com as necessidades particulares.

O sistema de observação global Integrado da Organização Mundial de Meteorologia que é uma ferramenta de integração para os estudos meteorológicos a nível mundial e coordenação dos instrumentos, indica que existem atualmente 126 satélites, dos quais, 19 constelações são de órbita geoestacionária (como *GOES* do Escritório Nacional da Administração Oceânica e Atmosférica *NOAA* e *NASA*, *Electro-l N2* da *RosHydroMet* e *Roscosmos*; e, *Himawari - 9* da Japão), 15 têm sincronia com o sol como *NOAA-19* atribuído a *NOAA*, *Meteor-m N2* da *RosHydroMet* e *Roscosmos*; *CMA*, *NRSCC*), 2 geoestacionários com órbita *Molniya* (*Arctica-m N1* e *Arctica-m N2* de *RosHydroMet* e *Roscosmos*), 84 de baixa órbita (incluindo *Landsat*, *Sentinel* e *Kanopus*) e 6 com uma órbita específica que analisam o clima espacial.

Embora os produtos dessas plataformas possam, em princípio, ser semelhantes entre uma ou outra, existe diferença de informação radiometria transformada e, com isso, a análise que pode implicar. Uma maneira de vê-lo é através do estudo de Sunny et al. (2022) que empregou o produto *MOD09A1V6* de *MODIS/Terra* e os registros de *Landsat 8* e *Sentinel2A* (instrumentos que têm resolução espacial de os 500, 30m e 10m, respectivamente) para identificar alterações na linha de costa no Delta do Ganges, cuja extensão é estimado em os 40450km². Em sua análise, ele encontrou dependência entre a superestimação do recuo costeiro e a resolução dos sensores em mais de trinta vezes ao comparar *MODIS* e *Sentinel*, que estimaram a maior e a menor magnitude,

respectivamente. Adicionalmente, identificou também que existe sensibilidade por parte das ferramentas para a assinatura espectral de solo arenoso, pois *MODIS* não foi capaz de reconhecê-la, mas sim por *Landsat* e *Sentinel*. Ao selecionar uma ou outra ferramenta, deve-se equilibrar a quantidade de informação que deve ser analisada (sendo maior no *Sentinel*) e o viés que podem introduzir os sensores (superior no *MODIS*).

Ao fazer revisão dos instrumentos radioelétricos que captam informações na faixa do infravermelho térmico que foram fabricados por diferentes países, Wang, Zhu e Chen (2022) usou 4 satélites cujos instrumentos no infravermelho térmico e visível apresentam bandas de recepção muito semelhantes (incluem 0,46nm até 13,28nm) e avaliou os métodos de calibração mais adequados para eles, cujos algoritmos empregam principalmente comparação com corpos negros ou sensores a cada 5, 10, 15 ou 30 minutos; e que, de maneira similar, são patronizados os instrumentos antes do lançamento para poder ter referências nas mudanças de registros durante o tempo operacional dos dispositivos. Embora o *Sentinel* forneça a menor distorção de dados possível, os recursos para seu processamento são altos, além da disponibilidade de informações é baixa, pois a missão foi lançada em 23 de junho de 2015.

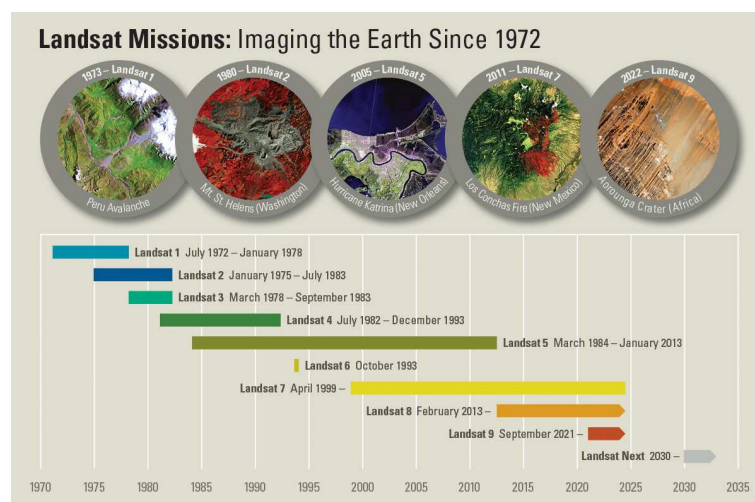
Com os avanços tecnológicos ao longo dos anos, o número de plataformas satelitais lançadas com a função de realizar observação da terra tem aumentado ao longo dos anos (ZHAO et al., 2019; BELWARD; SKØIEN, 2015), o que possibilita o aumento na capacidade de coletar dados. Isso se reflete no volume de dados utilizados para observação terrestre (WULDER et al., 2022; GUO, 2017), e conseqüentemente, o sensoriamento remoto representa uma ferramenta cada vez mais utilizada na pesquisa científica, especialmente para a análise e monitoramento das mudanças climáticas e características biofísicas (WULDER et al., 2022; ELMES et al., 2020; GUO; ZHANG; ZHU, 2015), incluindo a TST.

2.3.1 Landsat

Especificamente, o *Landsat* nasceu da união entre o Departamento do Interior dos Estados Unidos e a *NASA* com o projeto satélites de observação de Recursos Terrestres-*EROS* para que, mediante o uso de sensores remotos, fosse possível coletar informações sobre o estado da terra e os fenômenos que ocorrem dentro dela. A plataforma integra sensores que são heliossíncronos, quase polares e adquirem informações do mesmo ponto do planeta em 16 dias, após completar 251 órbitas (USGS, s.d.). Com o primeiro satélite denominado *ERTS-1* lançado em 1972 e seu sucessor, *ERTS 2* em 1975, o programa foi renomeado para *Landsat* devido ao lançamento de um programa específico para estudar oceanos cujo nome é *Seasat* (USGS, 2017). No entanto, com o passar do tempo, o programa foi melhorado e até o momento, foram lançadas nove missões (figura 3), as quais melhoraram os mecanismos de aquisição de informação, ampliaram as bandas do espectro e melhoraram

os processos operacionais de captura e informação (entre outros).

Figura 3 – Linha de tempo Landsat



As figuras apresentadas na parte superior, correspondem a imagens reais e tratadas com as informações coletadas pelo *Landsat*

Fonte: Adaptado de [USGS](#) (s.d.)

Desde o lançamento da primeira missão até o presente, as informações foram coletadas graças à estruturação e melhoria dos dispositivos que adquirem informações radiométrias. Entre as melhorias implementadas entre missões, incluem-se métodos de calibração e aparelhos auxiliares de calibração, formatos de armazenamento de informação por capacidade dos dispositivos ([USGS, s.d.](#)) e uso de outras plataformas auxiliares para melhorar parâmetros de entrada para o processamento de produtos ([MARKHAM et al., 2020](#)). Fazendo referência especial às bandas infravermelhas, no quadro 3-1 mostra a mudança na cobertura das bandas infravermelhas entre as diferentes missões Landsat em comparação com a fração solar que incide sobre a superfície terrestre [165 – 3000]nm cuja tendência encontrada foi o aumento da faixa desde a primeira até a sexta missão, ponto no qual, decaí a região perceptível pelas ferramentas e inclusive gerando uma zona onde não há recepção próximas a 140nm nas últimas três missões.

Um aspecto muito importante a ser destacado é que, em 2008, foi feita uma modificação na política de acesso às informações registradas pelas missões *Landsat*, uma vez que, antes de julho de 2008, era necessário pagar para acessar os dados ([HEMATI et al., 2021](#)), progressivamente, todas as informações coletadas até então passaram a ser disponibilizadas gratuitamente, juntamente com as informações geradas no futuro ([WOODCOCK et al., 2008](#); [USGS, 2008](#); [ZHU, 2017](#)). O fato supracitado posiciona o Landsat não apenas como a ferramenta de satélite que tem registrado continuamente mais informações climáticas, mas também como fonte de informação para a geração de material publicado, uma vez que o número de publicações científicas aumentou exponencialmente desde o licenciamento

gratuito, aumentando o número de aplicações a partir da análise de imagens de satélite.

Outro elemento importante a destacar é que, até 2016, as informações do Landsat apresentavam inconsistências geométricas ou de conversão digital radiométrica, sem contar que eram apresentadas em múltiplos formatos para os diferentes sistemas de processamento requeridos pelo usuário (MARKHAM; HELDER, 2012). Isso pode ser atribuído à mudança na administração das informações coletadas pela plataforma de satélites, uma vez que, nos primeiros anos de operação, estava sob a responsabilidade da NASA e, até o momento, passou por cinco administrações de diferentes instituições (WULDER et al., 2019). Estas modificações não estão a cargo da NASA porque a complexidade do programa exige que exista uma componente operacional encarregada da concepção, financiamento e colocação dos satélites em órbita; e outra componente «pos-operativo» com as funções de organização, armazenamento, disponibilização e administração da informação recolhida (WULDER et al., 2019), sem esquecer que as funções da NASA estão limitadas até que os instrumentos espaciais sejam colocados em órbita.

O fato anterior provocou a existência de uma multiplicidade de algoritmos de processamento, infra-estruturas, armazenamento e tratamento da informação que poderiam gerar erros e enviesamentos nas análises derivadas das imagens, pelo que, em 2016, o Serviço Geológico dos Estados Unidos - USGS (que atualmente gere a informação) tomou a decisão de organizar, estruturar e padronizar as imagens de satélite com o objetivo de fornecer informação com elevada qualidade geométrica e radiométrica com potencial para produzir dados consistentes para análises científicas tecnicamente sustentáveis (LI et al., 2018), o que também gerou poupanças em termos de esforço e tempo no processamento das imagens.

Esta reestruturação é designada por *Collection 1* e inclui as calibrações cruzadas de toda a coleção, independentemente do sensor que obteve a informação (LI et al., 2018), e inclui as missões 4 a 8. As missões anteriores a 4 não estão incluídas devido a erros no sensor *Return Beam Vidicon* instalado nestas plataformas (MARKHAM; HELDER, 2012). Isto significa que a informação obtida entre 1972 e 1983 tem de ser descartada.

Entre as metodologias incluídas no melhoramento da informação catalogada como *Collection 1* contam-se as calibrações radiométricas baseadas na determinação do ganho e da polarização por comparação de lâmpadas usadas como calibradores internos e sensores das plataformas *Landsat 4, 5 e 7*; embora tenham ocorrido falhas na missão 5 e o procedimento tenha sido alterado para o desenvolvimento de uma função de tempo linear utilizando a abordagem de ganho relativo nas bandas de reflexão solar, o que resultou numa melhoria considerável do método de calibração (LI et al., 2018).

Para a sétima missão, para além das lâmpadas utilizadas como padrões de calibração, foram incluídos dois dispositivos baseados na reflectância solar, que constituiriam o Sistema de Avaliação de Imagens destinado a reduzir a incerteza dos dados para 5% (MARKHAM

et al., 2004). Estes dispositivos são: o calibrador solar de abertura total e o calibrador solar de abertura parcial, sendo este último pouco viável, pois os seus registos apresentavam anomalias significativas, possivelmente devido à restrição cónica do percurso da luz até aos detectores de fundo (MARKHAM et al., 2003).

As correcções geométricas incluem a utilização de um algoritmo alimentado por um modelo digital de elevação denominado *GLSDEM* que utilizou dados proprietários dos Estados Unidos e do Canadá, uma combinação de Digital Land Elevation Data e Global Multiresolution Land Elevation Data com a qual é possível corrigir os efeitos do relevo na aquisição de dados para áreas com latitudes superiores a $60^{\circ}N$; e para as restantes, modelos digitais da Radar Topographic Mission *SRTM* (FRANKS; STOREY; RENGARAJAN, 2020).

Durante a implementação dos algoritmos de melhoramento, 99 imagens da quarta missão e 10138 da quinta missão não puderam ser processadas pelo Sistema de Geração de Produtos *Landsat-SGPL*, que inclui seis algoritmos para a geração de imagens pré-processadas (USGS, s.d.a), pelo que o seu tratamento foi efectuado pelo Sistema Nacional de Produção de Ficheiros Territoriais, que se encontra em USGS (s.d.b). Ambos os centros de tratamento apresentam semelhanças e diferenças. Talvez uma das mais notáveis seja o facto de o *SGPL* ter três níveis de produção baseados na qualidade das imagens e no nível de processamento que, segundo o USGS (s.d.a) são:

- *Real Time-RT* correspondem a dados brutos recentemente adquiridos das sétima e oitava missões, que são disponibilizados aos utilizadores num período inferior a 12 horas, sendo apenas efectuado o processamento com as efemérides previstas (informação associada à trajetória do satélite) na plataforma que adquiriu a informação.
- *Tier 1-T1* processamento dos dados com as efemérides finais e os parâmetros nos instrumentos sensores para calibração e correção geométrica demora cerca de 14 a 26 dias. Com esses dados, é possível obter dados consistentes para realizar análises de séries temporais e obter tolerâncias com erro quadrático médio menor ou igual a $12m$ em relação ao ajuste geométrico. Este processamento, por sua vez, tem os seguintes níveis de processamento de acordo com USGS (s.d.c):
 - *Terrain Precision Correction-L1TP*: Corresponde à informação de mais alto nível, uma vez que é calibrada e ortorretificada através de pontos de controle terrestres dispostos no Serviço Global Terrestre, cuja distribuição pode ser observada nos modelos digitais de elevação.
 - *Systematic Terrain Correction-L1GT*: A informação foi corrigida radiométrica e geometricamente utilizando informação de trajetória e modelos digitais de elevação.

- *Geometric Systematic Correction-L1GS*: Este nível de processamento apenas dispõe da informação das efemérides para efetuar a correção geométrica e a calibração radiométrica, sendo o mais baixo em relação aos outros três.
- *Tier 2-T2* As cenas que não atendem aos critérios geométricos, nebulosidade ou outros fatores do T1 não são classificadas como T2, mantendo as mesmas características radiométricas.

A estruturação da *Collection 1* não implicou apenas melhorias nos algoritmos de processamento, mas incluiu também a otimização da infraestrutura de dados e do acesso aos mesmos, uma vez que, considerando que podem ser geradas diariamente mais de 1200 imagens (WULDER et al., 2019) e descarregadas anualmente mais de um milhão de imagens, foi necessário criar serviços *web* capazes de suportar tanto o alojamento como o tráfego de dados. Por esta razão, e graças ao desenvolvimento de serviços baseados no armazenamento em nuvem, foi construído o portal *Earth Explorer* do *USGS*, que serve de repositório para as imagens geradas pelo *Landsat*. O seu sucesso é tal que também disponibiliza informação de outras plataformas de satélite.

Para o ano de 2020, foi feita uma melhoria na base de dados que alimenta a informação associada à elevação global, incluindo modelos desenvolvidos por países que se encontram acima dos $60^{\circ}N$ (como, por exemplo, o *ArticDE* na Antártida), o que melhoraria o rigor da correção nos produtos processados pelo *Landsat* e que passariam a constituir a *Collection 2*. Isto significaria que, a partir de 30 de dezembro de 2022, o *Collection 1* deixaria de ser processado (FRANKS; STOREY; RENGARAJAN, 2020; USGS, s.d.a) e o processamento de produtos novos e antigos seria migrado para esta coleção.

Ambas coleções incluem ficheiros auxiliares que complementam a análise do processamento digital. Por exemplo, é incluído um arquivo de avaliação da qualidade das bandas; metadados com informações sobre iluminação solar, ângulo de inclinação do sensor em relação à superfície; pixels com bandas saturadas; cobertura de nuvens, entre outros. Com esta informação, é possível criar (por exemplo) imagens com filtros para cobertura de nuvens abaixo de uma determinada percentagem ou mesmo criar funções que criem imagens sem nuvens a partir de máscaras de corte.

De um modo geral, podem ser encontradas três categorias de produtos, dependendo do pré-processamento de ambas as coleções. A primeira corresponde à informação armazenada sem pré-processamento, categorizada como «número digital» ou **DN**, que se caracteriza por conter a informação em 16 bits sem qualquer conversão, ou seja, não tem dimensão. Para os processar, é necessário transformar estes valores de acordo com o conteúdo dos metadados ou dos manuais da plataforma. Esta informação deve ser

processada, uma vez que não pode, por si só, ser utilizados para avaliar o brilho do sensor na respectiva banda (GETTINGER; SIVANPILLAI, 2020) e assim formar unidades físicas.

Os outros dois produtos correspondem a um estado pré-processado e consideram que a reflectância que ocorre (o primeiro) no topo da atmosfera é o «top of Atmosphere» conhecido como **TOA** enquanto o outro, «surface reflectance» ou **SR** que considera a reflexão à superfície depois de a radiação passar pelos processos de dispersão-absorção atmosféricos, juntamente com a reflexão causada pelos objectos da superfície (GETTINGER; SIVANPILLAI, 2020). Para adoção de uma ou de outra categoria, o usuário deve observar a análise a efetuar.

Para identificar as características das imagens, foi criado um identificador de produto, que consiste na codificação **LXSS_LLLL_PPPRRR_YYYYMMDD_yyyymmdd_CC_TX** que corresponde da esquerda para a direita a: **L** indica *Landsat*; **X** o sensor da plataforma (por exemplo, C para *OLI/TIRS* combinado, O para *OLI*, T - *TIRS*, T para *TM*); **SS** a missão, se 07 ou 08 por exemplo; **LLLL** é o nível de processamento na correção (*L1TP*, *L1GT* ou *L1GS*); **PPP** e **RRR** correspondem a linha e coluna, respectivamente, na órbita em que a plataforma adquiriu a imagem; **YYYYMMDD** e **YYYYMMDD** a data de aquisição e processamento (respetivamente) no formato 'dia'; **CC** é a coleção (01 ou 02) e **TX** é a categoria da coleção (RT, T1 ou T2).

2.3.2 Algoritmos para estimar a Temperatura Superficial Terrestre (TST)

Existem na literatura vários procedimentos de cálculo do TST, que podem ser agrupados em função do número de canais radiométricos necessários. Em geral, a abundância de modos de cálculo reside na dificuldade de obtenção da emissividade da superfície, pelo que diferentes autores criaram múltiplas técnicas, que podem ser agrupadas em monocal para as que utilizam um único canal térmico radiométrico, multicanal para mais do que um, e multitemporal na comparação das propriedades num determinado intervalo de tempo (KÄFER et al., 2020; DU et al., 2015; LI et al., 2013).

A estimativa da TST provém do conhecimento das propriedades da superfície e da sua interação com a atmosfera. Wang et al. (2015) afirma que a radiação térmica (base para o cálculo da TST) que atinge os sensores localizados em plataformas de satélites deve ser considerada em três componentes: A primeira, relativa à atenuação atmosférica da radiação emitida pela superfície; a segunda, a saída de energia da superfície (fluxo ascendente) representada na emissão do solo para a atmosfera regida pela transferência de calor latente e sensível (WANG et al., 2017); e, finalmente a terceira componente sobre a energia solar que incide (fluxo descendente) direta e indiretamente (por dispersão, reflexão e ângulo de incidência) sobre o solo (BRADLEY, 2015; SCHMID; READ, 2022).

Uma forma de recuperar a TST é através da utilização de dois canais térmicos

que servem de guia para gerar a estimativa das propriedades atmosféricas associadas à absorção radiométrica com base no facto de existir uma diferença proporcional entre a diferença de medição de dois sensores³ com a absorção atmosférica (SOBRINO; COLL; CASELLES, 1991). Este mecanismo é conhecido na literatura como split-window. Sob esta premissa, Sobrino, Coll e Caselles (1991), Zheng et al. (2022) referem que tem sido a base para a geração de trabalhos que, desde 1974, têm permitido obter (por exemplo) dados de temperatura da superfície do mar.

O método do canal é descrito em pormenor por Sobrino, Coll e Caselles (1991) e, neste artigo, resumem-se os pressupostos, os modelos e as condições para uma análise mais aprofundada. Existem hipóteses simplificadoras, uma das quais se baseia na absorção que ocorre dentro da janela atmosférica que pode ser descrita genericamente como 3 sendo T_s a temperatura da superfície, T_1 e T_2 o brilho do sensor de calor no primeiro e segundo canal respetivamente; A e B são parâmetros que dependem, o primeiro da absorção de vapor de água em ambos os canais, e o segundo da emissividade da superfície juntamente com a emissão de CO_2 .

$$T_s = T_1 + A(T_1 - T_2) + B \quad (3)$$

Considera-se que um sensor na região do infravermelho no satélite, é aquele que obtém informações de uma atmosfera em condições de cobertura nula de nuvens, estável, esférica e em equilíbrio termodinâmico, o sinal S que recebe pode ser modelado de acordo com a expressão 4 em que $f(\lambda)$ é a resposta espectral normalizada do sensor, ϵ a emissividade da superfície, B a radiância espectral do corpo negro, T_0 a temperatura da superfície «verdadeira»⁴, τ a transmitância atmosférica, R^\uparrow a radiância atmosférica ascendente, θ o ângulo zenital de observação entre o sensor e a superfície, e λ o comprimento de onda.

$$S = \int f(\lambda)\epsilon B(T_0)\tau(\theta)d\lambda + \int f(\lambda)R^\uparrow d\lambda + \int \left(\frac{1-\epsilon}{\pi}\right)f(\lambda)\tau(\theta)R_{hem}^\uparrow d\lambda \quad (4)$$

A resposta às questões associadas ao conhecimento das propriedades atmosféricas e da superfície acima descritas é um problema prático devido à dificuldade de efetuar medições ou estimativas das condições reais, pelo que Sobrino, Coll e Caselles (1991) propõe adicionalmente um mecanismo que facilita o cálculo dos parâmetros para a obtenção da temperatura da superfície. Esta forma toma como ponto de partida o modelo para estimar a emissividade de superfícies naturais (equação 5a) e a transmitância atmosférica 5b.

³ Un canal es, una región del espectro electromagnético en donde los sensores son capaces de obtener información.

⁴ assumindo que é o valor verdadeiro da superfície sem distorções

$$\epsilon = \frac{\int f(\lambda)\epsilon_\lambda B(T_0)d\lambda}{\int f(\lambda)B(T_0)d\lambda} \quad (5a)$$

$$\tau = \frac{\int f(\lambda)\tau_\lambda B(T_0)d\lambda}{\int f(\lambda)B(T_0)d\lambda} \quad (5b)$$

Dentro dos termos das equações 5a e 5b, $f(\lambda)$ representa a resposta normalizada do sensor num determinado canal e $B(T_0)$ a resposta espectral de um determinado canal à função de Planck com referência à temperatura da superfície «verdadeira» T_0 . Com essas equações, é possível representar a função de Planck ponderada para uma temperatura T atribuída ao canal de qualquer sensor de acordo com a equação 6 e, a partir dela, 4 assume a forma 7.

$$B(T) = \int f(\lambda)B(T)d\lambda \quad (6)$$

$$B(T) = \epsilon\tau \int f(\lambda)B(T_0)d\lambda + \int f(\lambda)R^\uparrow(\theta)d\lambda + \left(\frac{1-\epsilon}{\pi}\right)\tau(\theta) \int f(\lambda)R_{hem}^\downarrow d\lambda \quad (7)$$

A igualdade 6. pode ser linearizada em torno de T_i resultando em 8. Esta equação pode ser simplificada desde que se considere que as principais fontes de contribuição para a radiância atmosférica provêm das camadas mais próximas da superfície definidas pela relação $T_z \approx T_i$ e cujas diferenças entre T_0 e T_i são inferiores a $10K$. Além disso, introduz o parâmetro $L(T_i)[K]$ definido como detalhado em 9a embora experimentalmente possa ser reduzido a 9b com n a ser uma constante dependente do sensor.

$$B(T) = \left(\frac{\partial B(T)}{\partial T}\right)_{T_i} [T - T_i + L(T_i)] \quad (8)$$

$$L(T) = \left(\frac{B(T)}{\frac{\partial B(T)}{\partial T}}\right)_{T_i} \quad (9a)$$

$$L = \frac{T_i}{n} \quad (9b)$$

No caminho do cálculo da transmitância atmosférica, [Sobrino, Coll e Caselles \(1991\)](#) avaliou a sua variação no topo da atmosfera para diferentes valores da coluna de vapor de água $C_{vap}[gcm^{-2}]$ para três ângulos possíveis em que o sensor pode obter imagens avaliadas para dois canais do Radiômetro Avanzado de Muita Alta Frequência (*Advanced Very High Frequency Radiometer*)- *AVHRR* obtendo como equação regressora para a transmitância do topo atmosférico até uma altura z a expressão 10 onde k é a declividade da equação

linear e θ o ângulo de observação que o canal forma em relação à superfície ou ao ponto da atmosfera a analisar.

$$\tau = 1 - \frac{kC_{vap}(h, z)}{\cos\theta} \quad (10)$$

A linearidade como comportamento característico da transmitância quando calculada do topo da atmosfera até a altura z conforme observado na relação 10 é particular nesse sentido, pois ao obter a transmitância na direção oposta (do solo até uma altura z), [Sobrino, Coll e Caselles \(1991\)](#) mostra que a dependência é quadrática e é modelada pela expressão 11 sendo a e b parâmetros que dependem da faixa espectral e características na composição da atmosfera, que, eles podem ser obtidos através de modelos atmosféricos.

$$\tau' = 1 - \frac{aC_{vap}(0, z) + bC_{vap}^2(0, z)}{\cos\theta} \quad (11)$$

Com essas definições, a radiância ascendente atmosférica pode ser quantificada de acordo com as expressões 8 e 10 resultando em 12 que permite introduzir à temperatura média efetiva do ar T_a que leva em consideração a influência do teor de umidade em todo o perfil atmosférico e pode ser calculada com a expressão 13. Em 12, pode-se observar que o efeito radiativo produzido por T_a é regido direcionalmente por $kC_{vap} \cos^{-1} \theta$, ou seja, a orientação do sensor.

$$R^\uparrow(\theta) = \frac{B(T_a)kC_{vap}}{\cos\theta} \quad (12)$$

$$T_a = \frac{\int_0^w T_z dC_{vap}}{C_{vap}} \quad (13)$$

Para obter a radiância redutora, partimos de 11 e sob a consideração de que $\tau \approx \tau'$ em todo o perfil atmosférico, é possível substituir a e b por kC_{vap} para eliminar o efeito quadrático em τ' . Com esse pressuposto, a radiância descendente adquire a mesma forma que 12 como pode ser observado em 14, embora seja estrita, a diferença entre as duas expressões é que quando o vapor de água está concentrado nas camadas inferiores da atmosfera, R^\downarrow é ligeiramente maior que R^\uparrow .

$$R^\downarrow(\theta) = \frac{B(T_a)kC_{vap}}{\cos\theta} \quad (14)$$

Com o exposto, 7 pode ser reescrito e linearizado novamente para obter como forma 15 sendo a base na relação de T_0 e T_i com seus respectivos fatores de correção. Esta equação leva em consideração três efeitos principais: o primeiro, $(1 - \epsilon)\epsilon^{-1}L$ corresponde à temperatura observada quando não se considera a influência atmosférica ($k = 0$), o

segundo relativo à absorção e emissão de radiação atmosférica; e o terceiro, associado à refletividade superficial.

$$T_0 - T_i = \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} L + \frac{kC_{vap}(T_i - T_a)}{\epsilon\tau \cos \theta} - 2\frac{1 - \epsilon}{\epsilon} kC_{vap}(T_a + L - T_i) \quad (15)$$

Retomando com o exposto a definição de 3, puderam ser obtidos os parâmetros do método da janela dividida cuja definição é realizada através das características da superfície, da absorvidade atmosférica e do teor de vapor de água conforme indicado em 16a e 16b onde $\alpha_i = \epsilon_i\tau_i \cos \theta$, $\beta_i = k_i[1 + 2\tau(1 - \epsilon_i \cos \theta)]$ e $q = \alpha_1\beta_2 - \alpha_2\beta_1$.

$$A = \frac{\alpha_2\beta_1 + \beta_1\beta_2C_{vap}}{Q} \quad (16a)$$

$$B = \frac{1 - \epsilon_1}{\epsilon_1} \frac{\alpha_1\beta_2}{Q} (1 - 2k_1C_{vap})L_1 - \frac{1 - \epsilon_2}{\epsilon_2} \frac{\alpha_2\beta_1}{Q} (1 - 2k_2C_{vap})L_2 \quad (16b)$$

A partir da expressão 15, Sobrino, Coll e Caselles (1991) indica que não é possível determinar uma equação geral para o método da janela dividida, pois os coeficientes A e B dependem claramente de um determinado estado atmosférico, portanto, esses parâmetros devem ser determinados para vários perfis atmosféricos com os quais o método pode gerar inconvenientes e cálculos extras.

Outra forma que pode ser mais simples, é utilizando a equação (17) que relaciona o brilho capturado por um sensor (o produto BT_b) a bordo de uma plataforma de satélite e a TST foi desenvolvido por Qin, Karnieli e Berliner (2001) tomando como parâmetros a transmissividade atmosférica (τ), a emissividade superficial (ϵ), a radiância do solo (sendo a multiplicação BT_s) e as radiâncias atmosféricas descendentes I^α e ascendente I^\uparrow . Sua forma geral foi particularizada tomando como referência o *Thematic Mapper* de *Landsat 6* por Qin, Karnieli e Berliner (2001) e pela semelhança radiométrica que existe com outros sensores de *Landsat* é possível aplicá-los a outras gerações.

$$BT_b = \tau[\epsilon BT_s + (1 - \epsilon)I^\alpha] + I^\uparrow \quad (17)$$

As radiâncias descendente e ascendente podem ser expressas em função da radiância atmosférica descendente I^α e temperatura média efetiva atmosférica T_a . Portanto, outra forma simplificada é observada em 18. Para encontrar uma solução, Qin, Karnieli e Berliner (2001) determinou para três condições atmosféricas representativas r , a relação BT_a^α e BT_a . Em sua análise, verificou-se que há uma diferença máxima encontrada de $0,0255^\circ C$ para uma atmosfera com $\tau = 0,8$ e diminuem para transmissividades mais baixas.

$$BT_b = \epsilon\tau BT_s + \tau(1 - \epsilon)(1 - \tau)BT_a^\alpha + (1 - \tau)BT_a \quad (18)$$

Com a redução acima, brilho e a TST são relacionados pela expressão 19.

$$BT_b = \epsilon\tau BT_s + (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \epsilon)]BT_a \quad (19)$$

Para resolver 19, Qin, Karnieli e Berliner (2001) baseou-se no fato de que a radiância e a temperatura do Planck mudam aproximadamente linearmente em faixas de temperatura que poderiam ser inferiores a 15°C . Com isso, foi linearizado e expandido com séries de Taylor (equação 20) permitindo que 19 fosse decomposto em radiâncias BT_j em função de BT para um determinado brilho de temperatura T . Qin, Karnieli e Berliner (2001) mostra atenção especial para duas partes que, têm uma grande responsabilidade na influência da TST: o brilho da temperatura do sensor que recupera informações radiométricas e a temperatura atmosférica média.

$$BT_j = BT + (T_j - T)\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} = (L + T_j - T)\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \quad (20)$$

Em 20, o termo L é um parâmetro definido em 21 e T_j as temperaturas de brilho do sensor ($j = b$), Temperatura Superficial terrestre ($j = s$) ou temperatura atmosférica ($j = a$). Se considerarmos que na maioria dos casos é verdade que $T_s > T_b > T_a$, é possível derivar três fragmentos (22a a 22c) de 20 tal que:

$$L[K] = BT(\partial BT/\partial T)^{-1} \quad (21)$$

$$BT_s = (L + T_s - T_b)\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \quad (22a)$$

$$BT_a = (L + T_a - T_b)\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \quad (22b)$$

$$BT_b = (L + T_b - T_b)\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \rightarrow BT_b = L\frac{\partial B(T_b)}{\partial T} \quad (22c)$$

Substituindo as expressões 22a por 22c em 19, reduzindo e reorganizando Termos, o parâmetro L é linearizado tomando a forma 23. Note que, foram introduzidos os parâmetros C e D , que são definidos em 24 e 25 respectivamente.

$$L = C(L + T_s - T_b) + (1 - \tau)D(L + T_a - T_b) \quad (23)$$

$$C = \epsilon\tau \quad (24)$$

$$D = 1 + (1 - \epsilon)\tau \quad (25)$$

$$L = a + bT_b \quad (26)$$

Com a relação de 26, a expressão 23 poderia ser reorganizada e resolvida para T_s de acordo com 27 cuja solução se baseia no conhecimento das propriedades de emissividade do solo, das características atmosféricas associadas à transmissividade e da temperatura média efetiva cuja complexidade reside nisso, estas devem ser conhecidas no momento em que o satélite adquire a informação da área onde se deseja obter o TST.

$$T_s = \frac{a(1 - C - D) + (b(1 - C - D) + C + D)T_b - DT_a}{C} \quad (27)$$

Agora, o desafio de resolver 27 consiste em determinar a temperatura atmosférica média T_a , a emissividade superficial ϵ e a transmissividade atmosférica τ , para as quais as metodologias para sua estimativa são descritas a seguir.

2.3.2.1 Temperatura media atmosférica

A temperatura atmosférica média T_a , parâmetro que indica a temperatura média na qual se localiza o vapor de água atmosférico, é um parâmetro fundamental nas análises micrometeorológicas, especialmente aquelas relacionadas ao estudo da camada limite atmosférica e da troca de radiação e que depende fortemente da temperatura do ar e da umidade relativa (GRÖBNER et al., 2009; NOSKOV et al., 2022). Sobrino, Coll e Caselles (1991) apresenta uma forma de estimar T_a que corresponde à equação 13.

Para facilitar a avaliação de T_a , é necessário ter informações locais de temperatura e vapor de água em todo o perfil atmosférico, que na realidade e na grande maioria dos locais de estudo, não está disponível. Portanto, (QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001) através das informações dos perfis atmosféricos tropicais, verão de latitude média, inverno de latitude média e USA 1976, que são gerados com dados reais que foram sondados e armazenados no modelo atmosférico de baixa resolução LOWTRAN 7, em condições de céu claro e baixa turbulência, foi capaz de realizar as seguintes análises:

- A taxa de queda na temperatura atmosférica pode ser expressa por 28 com T_0 sendo a temperatura da superfície conforme descrito acima.

$$T_{vap}(z) = \frac{T_0 - T_z}{T_0 - 217} \quad (28)$$

- Foi encontrada uma relação linear para os perfis atmosféricos descritos representados pelas expressões 29a à 29d tomando como referência a temperatura superficial e cuja aproximação, pode ser feita através das medições *in situ* por estações meteorológicas.

$$T_a \Big|_{\text{lat-med inv}} = 19.2704 + 0.91118T_0 \quad (29a)$$

$$T_a \Big|_{\text{lat-med ver}} = 16.0110 + 0.92621T_0 \quad (29b)$$

$$T_a \Big|_{\text{trop}} = 17.9769 + 0.91715T_0 \quad (29c)$$

$$T_a \Big|_{\text{EEUU}} = 25.9396 + 0.88045T_0 \quad (29d)$$

2.3.2.2 Emissividade superficial

Para determinar a emissividade da superfície, [Sobrino e Raissouni \(2000\)](#) explica o procedimento para estimá-la a partir da refletância calculada através do Índice de vegetação por diferença normalizada *IVDN* ou *NDVI* por sua sigla em inglês, *Normalized difference vegetation index*. Para isso, partindo do fato de que valores entre 0,5 e 0,2 representam aproximadamente que o estado do solo é uma combinação de cobertura vegetal ($IVDN_v$) e solo nu ($IVDN_s$) nessa ordem, ϵ pode ser calculado de acordo com a expressão 30 sendo ϵ_v e ϵ_d as emissividades de solo, e F_v a fração vegetal e C um parâmetro que depende das características do relevo do terreno denominado «cavitação» e que assume o valor de 0 para coberturas homogêneas e planas.

$$\epsilon = \epsilon_v F_v + \epsilon_d (1 - F_v) + C \quad (30)$$

Normalmente, as emissividades de solo vegetado e nu podem adquirir valores próximos a 0,973 e 0,966 ([WANG et al., 2015](#)) respectivamente o que pode facilitar o cálculo de 30. Por outro lado, a fração vegetal, [Sobrino e Raissouni \(2000\)](#) retoma a proposta de [Carlson e Ripley \(1997\)](#) representada em 31.

$$F_v = \frac{IVDN - IVDN_v}{IVDN_s - IVDN_v} \quad (31)$$

Por outro lado, o parâmetro cavitação pode ser recuperado através da expressão 32 onde F' é um fator de ajuste entre zero e um que depende da distribuição geométrica da superfície, sendo 0 para condições homogêneas e planas; e 1 para heterogêneo e com relevo acentuado.

$$C = (1 - \epsilon_s) \epsilon_v F' (1 - F_v) \quad (32)$$

A expressão 30 é válida para valores $0,2 < NDVI < 0,5$ portanto, [Sobrino et al. \(2008\)](#) menciona que para valores menores que 0,2 a serem determinados a partir da refletividade da faixa vermelha ajustada a uma função linear e para aqueles maiores

que 0,5, pode-se considerar em 30 que o $F_v = 1$. Assim, a expressão para calcular a emissividade pode ser resumida em 33.

$$\epsilon = \begin{cases} \lambda_1 \rho_R + \lambda_2 & \text{if } NDVI < NDVI_s \\ \lambda_3 F_v + \lambda_4 (1 - F_v) + C & \text{if } NDVI_s \leq NDVI \leq NDVI_v \\ \lambda_3 + C & \text{if } NDVI > NDVI_v \end{cases} \quad (33)$$

2.3.2.3 Transmitância atmosférica

Provavelmente, um dos parâmetros mais úteis na análise dos fenômenos de transferência radiativa na atmosfera é a transmitância atmosférica (RUIZ-ARIAS, 2022; ZEVENHOVEN; FÄLT, 2018). No entanto, a dificuldade na sua quantificação reside na sua dependência de propriedades como o comprimento de onda, a composição e concentração dos gases atmosféricos e o comprimento do percurso existente entre a superfície e o sensor que recolhe a informação radiométrica (WANG et al., 2015). Apesar disso, foram desenvolvidos modelos paramétricos que aproveitam a forte ligação entre a transmitância atmosférica e o teor de vapor de água (RUIZ-ARIAS, 2022; ZHANG et al., 2016; WANG et al., 2015; QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001) facilitando a estimativa dessa propriedade.

Graças aos modelos atmosféricos e à relação entre vapor de água e transmitância atmosférica, Wang et al. (2015), Qin, Karnieli e Berliner (2001) encontrou aproximações lineares que são aplicáveis para determinadas condições geográficas ou de acordo com o gradiente térmico presente ao longo do perfil atmosférico. Por parte de Qin, Karnieli e Berliner (2001), utilizando como caso de aplicação as informações radiométricas de *Landsat 6* e, através de *LOWTRAN 7* e a definição do perfil atmosférico *high* (que é atendido para condições em que a temperatura atmosférica próxima à superfície está entre 18 e 35°C) e *low* (quando a temperatura atmosférica é inferior a 18°C, juntamente com a avaliação do vapor d'água no intervalo $[0, 4 - 4]GCM^{-2}$ foi capaz de construir as regressões 34 até 37.

Posteriormente, Wang et al. (2015) de forma semelhante a Qin, Karnieli e Berliner (2001), construiu algumas regressões lineares que relacionam o vapor de água à transmitância atmosférica com algumas modificações na metodologia desenvolvida por Qin, Karnieli e Berliner (2001). A primeira delas está no uso do modelo *MODTRAN 4*, que possui resolução e definição maiores que o *LOWTRAN 7*; e a segunda, é que utilizou o *Landsat 8* para recuperar os dados dos sensores associados à transmitância em uma banda térmica específica. Com este modelo, foram tomados 4 perfis atmosféricos, que correspondem a uma meia latitude de Verão, Meia latitude de Inverno e tropical cujas equações são mostradas em 38 até 44.

Tabela 1 – Equações para determinar a transmissividade atmosférica.

Perfil	$C_{vap}[gcm^{-2}]$	Equação	Autor
ATA	[0, 4 – 1, 6]	$\tau = 0,974290 - 0,08007C_{vap}$ (34)	Qin, Karnieli e Berliner (2001)
ATA	[1, 6 – 6]	$\tau = 1,031412 - 0,11536C_{vap}$ (35)	Qin, Karnieli e Berliner (2001)
BTA	[0, 4 – 1, 6]	$\tau = 0,982007 - 0,09611C_{vap}$ (36)	Qin, Karnieli e Berliner (2001)
BTA	[1, 6 – 6]	$\tau = 1,053710 - 0,14142C_{vap}$ (37)	Qin, Karnieli e Berliner (2001)
MLV	[0, 2 – 1, 6]	$\tau = 0,9184 - 0,0725C_{vap}$ (38)	Wang et al. (2015)
MLV	[1, 6 – 4, 4]	$\tau = 1,0163 - 0,1330C_{vap}$ (39)	Wang et al. (2015)
MLV	[4, 4 – 5, 4]	$\tau = 0,7029 - 0,06201C_{vap}$ (40)	Wang et al. (2015)
MLI	[0, 2 – 1, 4]	$\tau = 0,9228 - 0,0735C_{vap}$ (41)	Wang et al. (2015)
T	[0, 2 – 2]	$\tau = 0,9220 - 0,0780C_{vap}$ (42)	Wang et al. (2015)
T	[2 – 5, 6]	$\tau = 1,0222 - 0,1310C_{vap}$ (43)	Wang et al. (2015)
T	[5, 6 – 6, 8]	$\tau = 0,5422 - 0,0440C_{vap}$ (44)	Wang et al. (2015)

ATA: Alta Temperatura do Ar; BTA: Baixa Temperatura do Ar; MLV: Media Latitude Verão; MLI: Media Latitud Inverno; T: Tropical. Fonte: Aatoria própria.

Se for considerado que a maior parte do vapor d' água (entre 88 e 92%) está localizado entre 3 a 4 *km* de altitude, e apresenta um comportamento nesta região aproximadamente linear, a magnitude da coluna de vapor d' água pode ser obtida pela expressão 45, onde C_{vap} é a quantidade de vapor entre a superfície e o sensor, $C_{vap}(0)$, é o conteúdo do vapor d' água em; e T_{vap} a taxa de variação do teor de vapor de água ao longo do perfil, cujos valores podem ser desconsiderados a partir de 10*km* devido a sua baixa concentração (QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001).

$$C_{vap} = \frac{C_{vap}(0)}{T_{vap}} \quad (45)$$

Para determinar o vapor d' água superficial ($C_{vap}(0)$), Wang et al. (2015) propõe a expressão 46 onde $H_r[\%]$ é a umidade relativa do ar; $t_s[gkg^{-1}]$ corresponde à taxa de saturação da mistura entre vapor d' água e ar; e, $\rho[gm^{-3}]$ a densidade do ar. As duas últimas propriedades devem ser consideradas sob uma temperatura específica. Além

disso, Wang et al. (2015) fornece informações tabuladas de t_s e ρ para temperaturas na faixa $[-10, 45]^{\circ}C$ a cada $5^{\circ}C$ com informações obtidas de *MODTRAN 4*, que podem ser observadas em 2.

$$C_{vap}(0) = \frac{H_r t_s \rho}{10^3} \quad (46)$$

Tabela 2 – Taxa de mistura e densidade do ar para várias temperaturas.

T [$^{\circ}C$]	45	40	35	30	25	20	15	10	5	0	-5	-10
t_s	66,33	49,81	37,25	27,69	20,44	14,95	10,83	7,76	5,50	3,84	2,52	1,63
ρ	1,11	1,13	1,15	1,17	1,18	1,21	1,23	1,25	1,27	1,29	1,32	1,34

Os valores que não são encontrados na tabela podem ser calculados por interpolação.

Fonte: Adaptado de Wang et al. (2015)

3 METODOLOGIA

3.1 ZONA DE ESTUDO: PARQUE NACIONAL DE ITATIAIA

O Parque Nacional de Itatiaia-PNI é um polígono irregular que situa-se entre as longitudes $[-44.77^\circ, -44.55^\circ]$ e latitudes $[-22.47^\circ, -22.24^\circ]$ no sistema *WGS84*. Na Figura 4, se apresenta a localização com respeito ao América do Sul e a região sudeste do Brasil. A área de proteção de acordo com o Decreto 87.586 de 1982 é aproximadamente de 30.000 ha. Ao seu redor abrange os municípios de Rosende e Itatiaia do Rio de Janeiro-RJ; Bocaina de Minas e Itamonte de Minas Gerais-MG. No seu entorno, encontra-se as rodovias BR-354 (Sebastião Alves do Nascimento), BR-116 (Presidente Dutra), RJ-163 e LMG-881. Na sua parte sul, tem-se o reservatório do Funil que tem $39,730\text{km}^2$ de espelho de água (NOVO et al., 2009; WALTER, 2019). Além disso, o parque tem proximidade com o oceano em um comprimento próximo de 60km .

Figura 4 – Localização geográfica do PNI.

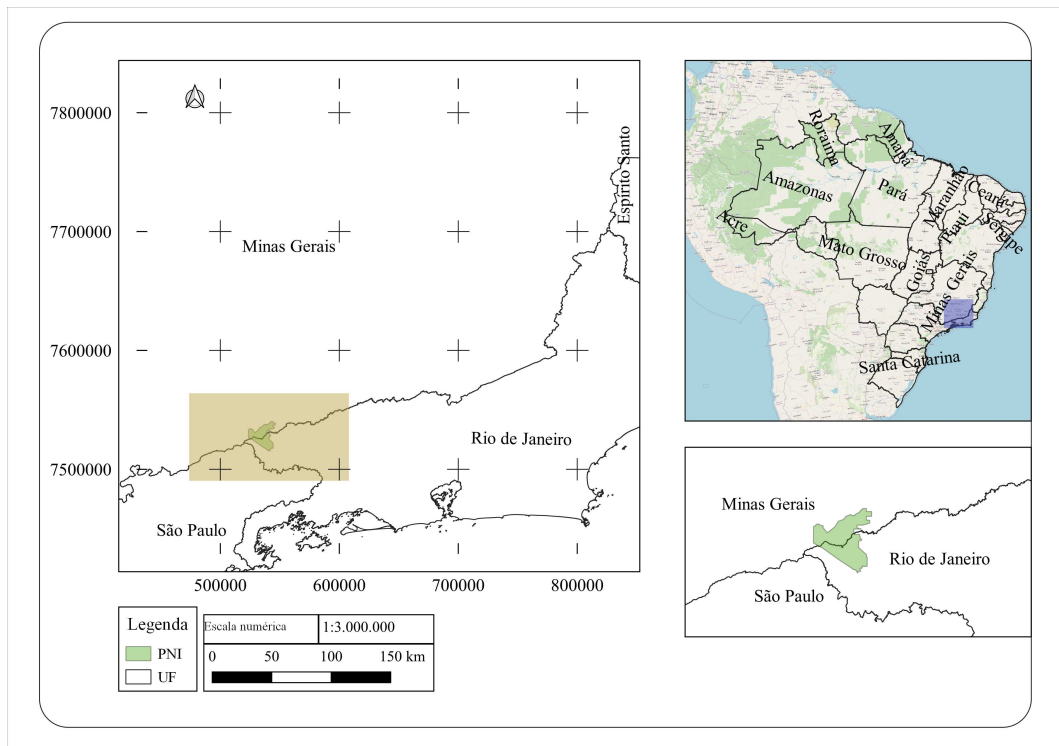


Figura superior direita: Vista Parcial da América do Sul. Figura à esquerda: Vista Parcial da região sudeste do Brasil. Figura inferior direita: localização do PNI entre os estados do RJ e MG. Escala: correspondente à figura da esquerda. UF: unidade da Federal.

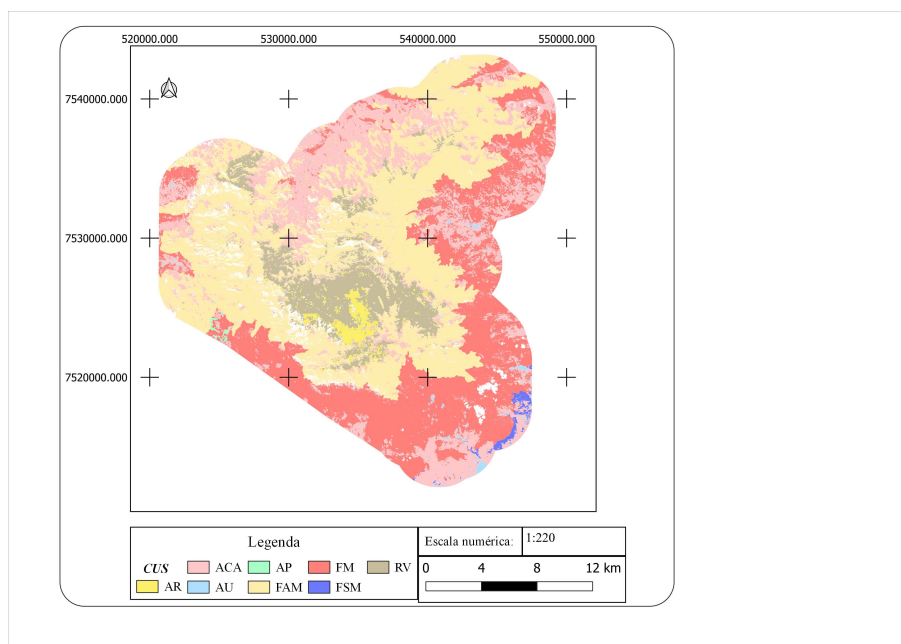
Fonte: Adaptado de Andrade (2019)

Geologicamente, faz parte da Serra da Mantiqueira, e destacam-se as formações

do Pico das Agulhas Negras, com altitude (sobre o nível do mar) de 2787m a Pedra do Couto de 2682m; o planalto do Alto Rio Grande a partir de 1900m até os 2100m. O bioma inserido no PNI é Mata Atlântica onde tem predominância de formações vegetais tipo Floresta Ombrófila Densa, tem-se precipitações médias anuais entre 149 e 215mm, sendo o período de abril até outubro é considerada a estação seca, além disso, maio e junho são meses com menor umidade absoluta (ANDRADE, 2019).

Dentro do PNI são desenvolvidas atividades agropecuárias, industriais, residenciais e turísticas que podem levar a alterações na Cobertura e Uso do Solo-CUS devidos ao aumento populacional e requerimentos antrópicos aumentando a extensão de uma ou outra categoria das 8 mapeadas pelo HIPARC (2011) retomado por Andrade (2019) e representadas na 5. No entanto, (RIBEIRO et al., 2021) explicado que um dos fatores mais importantes na degradação ambiental do parque, é a ocorrência de incêndios florestais gerados pela ação (com o objetivo de expandir a fronteira agrícola ou pressionar o estado), omissão (sem tomar decisões) ou involuntariamente (a título de exemplo, acidentes turísticos) e a coexistência de assentamentos humanos que geram conflitos no uso do solo, pois como menciona Andrade et al. (2023) fruto da falta de recursos do Estado para a regularização das construções coloniais no início do século XX e a delimitação realizada com o decreto 87.586 de 1982.

Figura 5 – Cobertura e Uso do Solo no Parque Nacional de Itatiaia.



As classificações da CUS são: AR-Afloramento Rochoso, ACA-Agricultura, AU-Área urbana, AP-Áreas de plantação, FAM Floresta Ombrófila Densa Alto Montana, FM-Floresta Ombrófila Densa Montana, FSM Floresta Ombrófila Densa SubMontana, RV-Refúgio Vegetacional.

Fonte: Autoria própria.

3.1.1 Caracterização do relevo

Uma das características locais que mais influencia a temperatura é a altitude. Portanto, é necessário realizar uma caracterização quantitativa do relevo. Para desenvolver o exposto, as curvas de nível foram baixadas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE cuja base cartográfica mais fiável arrecadou para todo o território nacional em escala 1 : 1000000 datas mais recentes do ano de 2018 (correspondente à atualização da versão 2016) e está disponível através do link <https://geofp.ibge.gov.br/cartas_e_mapas/bases_cartograficas_continuas/bcim/versao2016/> sob domínio IBGE para download em formato Geopackage e Shapefile. Para esta pesquisa, o download no formato *Geopackage* foi escolhido pela facilidade de conter todas as informações em um único arquivo, ao contrário do *Shapefile* que geralmente tende a armazenar em arquivos separados.

Obtidas as informações da reta de contorno, no Qgis foi feito um Modelo Digital de Elevação-MDE por interpolação utilizando o método da Distância Ponderada Inversa-DIP e Rede Irregular Triangular-RIT (como será falado em 3.3.1 com tamanho cujo arquivo de saída foi configurado para produzir uma malha de $1820 \times 1801px$ sendo semelhante ao tamanho das imagens Landsat para a área de buffer e 813×824 para o PNI. A análise de altitude em conjunto com as CUS permitem identificar o quão representativas podem ser as informações obtidas pela torre micrometeorológica, pois são válidas para as mesmas CUS e altura. Assim, identifica-se se é necessário obter informações externas a fim de calcular o TST no restante do Parque.

De antemão, menciona-se que a própria área de estudo corresponde a duas áreas sobre as quais podem ser observadas na figura, existem dois objetivos diferentes. Com o primeiro, avaliou-se o desempenho da plataforma *Landsat* para recuperar o TST comparando-o com informações coletadas *in situ* e que, pela natureza na geração dos dados, foi gerado um polígono em escala local. Com relação ao segundo setor de análise, este correspondeu a uma escala maior que a primeira, à obtenção de uma região tampão ao PNI que, uma vez validada a ferramenta satélite, foi computado o TST para construir o histórico e a partir disso, a projeção.

Em relação à construção das zonas amortecedoras, obteve-se a delimitação das áreas mostradas em 6. Na referida figura, observam-se os polígonos gerados para a zona tampão da torre micrometeorológica com raio de $100m$ para os quais, serão extraídas as informações de *Landsat* para sua posterior validação com o sensor *SI-111*; e a área de influência do PNI (polígono azul) sob o qual, serão baixadas as imagens de *Landsat* para a análise da evolução temporal do TST.

Através das informações fornecidas pelas curvas de nível e geradas pelo IBGE, conforme discutido em 3.1.1, foi construída a curva hipsométrica tanto da zona tampão

quanto do PNI, a fim de identificar qualitativamente e *a priori* a distribuição altimétrica na área de estudo

3.2 BANCO DE DADOS

O banco de dados utilizado para o trabalho é composto por três segmentos: um deles é o conjunto correspondente às medições *in situ*, que incluem medições meteorológicas diretas que estão localizadas na torre meteorológica do PNI. Outra delas é composta por medições meteorológicas indiretas e corresponde ao banco de dados construído por [Xavier et al. \(2022\)](#). Por fim, o terceiro segmento corresponde às informações radiométricas obtidas pela plataforma do satélite *Landsat*. Cada setor tem sua respectiva resolução temporal e espacial, portanto seu tratamento como um todo deve ser realizado de forma que não sejam gerados processamentos, análises e resultados duvidosos.

3.2.1 Torre Micrometeorológica

Dentro do PNI, há uma torre Micrometeorológica localizada no sistema WGS84 nas coordenadas $[-22.453008, -44.607919]$ ([ANDRADE, 2019](#)) a $835m$ destinada para atividades de pesquisa, ensino e monitoramento ambiental. A estrutura com $30m$ de altura possui instrumentos de medição micrometeorológicos que foram instalados entre 2015 e 2017 incluindo um sensor de temperatura e umidade incluídos no dispositivo *HC2S3* e infravermelho *SI-111*. A descrição dos sensores segue abaixo:

- **SI-111:** Encontra-se instalado numa altura de $27.5m$ acima do dossel vegetal mais próxima e tem alcance ou raio de cobertura próximo a $1km$. A faixa radiométrica de percepção está entre 8 e $14\mu m$ permitindo assim obter TST entre -30 e $65^{\circ}C$ com tolerância de $\pm 0.2^{\circ}C$ ([INSTRUMENTS, 2022](#)). Foi projetado e construído pela marca *Apogee* embora atualmente esteja descontinuado, serve para que desde 2017 ([ANDRADE, 2019](#)) haja um histórico da temperatura do dossel da floresta.
- **HC2S3:** É um sistema que permite medir a temperatura através do sensor *PT100 RTD* capaz de medir temperaturas no intervalo $[-50, 100]^{\circ}C$, com uma precisão mínima de $\pm 0,1^{\circ}C$ a $23^{\circ}C$ a qual, diminui para temperaturas maiores e menores. Também conta com um higrômetro *HigroMer In1* fabricado por *Rotronic* cujo tempo de resposta é inferior a $15s$, capturar informações entre 0 e 100% de umidade relativa entre us -50 e $170^{\circ}C$. De acordo com [Scientific \(2015\)](#), a precisão máxima atingida é de $\pm 0,8\%$ e mínima de us $\pm 2,8\%$ para umidades relativas superiores a us 70% e $\pm 4,4\%$ para menores 30% .

Para fins desta pesquisa, foram obtidos dados de temperatura, umidade e TST entre 09-12-2017 e 25-06-2022. Foram cerca de dezesseis (16) campanhas de coleta de dados

que tiveram durações diferentes e com isso, número de observações, embora todas elas tendo em comum que a frequência de aquisição é horária. Diante dessa situação, optou-se por quantificar o número de registros e dados faltantes. A seleção das campanhas que integrariam as informações micrometeorológicas que servirão de base para a determinação do TST, é feita com a identificação do menor número de dados faltantes e a maximização dos valores delineados.

Posteriormente, o processo de preenchimento dos dados faltantes foi realizado por meio da digitalização das informações, onde faltavam valores marcados como NaN ¹ foram completadas através da mediana das 5 observações seguintes para $0 < n < N - 5$ ou anteriores para $N - 5 < n < N$. Para fins práticos e futuras pesquisas, este procedimento foi realizado para todas as variáveis que são medidas pela torre.

Após o preenchimento das informações, foi verificada a consistência nos registros. Para isso, optou-se por fazer um gráfico de caixa e bigode para as variáveis de temperatura, umidade e temperatura da superfície terrestre. Como a variável mais «restritiva» em termos de sua faixa de medição física é a umidade relativa, essa variável foi a que mais teve atenção, portanto valores acima de 100 (correspondentes aos estados de saturação), foram igualados a 100. O exposto acima, devido aos altos valores de umidade, poderia influenciar nas superestimativas de umidade relativa pelo aparelho.

Por fim, as informações corrigidas foram compiladas em um único arquivo a fim de estarem disponíveis tanto para o cálculo do TST quanto para a própria comparação com o sensor SI-111. As variáveis que compõem este conjunto de dados correspondem à temperatura da termopila (à qual, coleta as informações do objeto a avaliar) $TT_C_avg[^\circ C]$ e a temperatura do corpo do sensor $SBT_C_avg[^\circ C]$, temperatura do ar a 10m ($T10m[^\circ C]$), umidade relativa a 10m ($Hr10m[\%]$), temperatura do ar a 2m ($T2m[^\circ C]$) e umidade relativa a 2m ($Hr2m[\%]$). Este conjunto de dados foi utilizado para construir o banco de dados climáticos para esta e futuras pesquisas relacionadas à TST na torre micrometeorológica.

O segmento de informação micrometeorológica corresponde às variáveis de temperatura máxima $T_{max}[^\circ C]$, temperatura mínima $T_{min}[^\circ C]$, Umidade Relativa $H_r[\%]$ que foram coletadas pelo sensor *HC2S3* todas elas a 2m do nível do solo; e, temperatura da superfície terrestre $TST[^\circ C]$ obtida através do sensor *SI-111*. A coleta das informações que compunham o banco de dados micrometeorológico foi realizada da seguinte forma:

- Filtragem temporária útil: todos os dados coletados estão localizados temporariamente entre 09-12-2017 e 25-06-2022 distribuídos em 16 campanhas de coleta. Para selecionar temporariamente quais dados são úteis para esta pesquisa, optamos por observar, destes 16, quais apresentam maior quantidade de dados e continuidade.

¹ de acordo com a codificação estabelecida na leitura dos arquivos.

- Preenchimento de dados faltantes: por meio da exploração da informação, detalhou-se que, onde faltavam valores marcados como NaN^2 foram completadas computando a mediana de 5 observações seguindo para $0 < n < N - 5$ ou precedendo para $N - 5 < n < N$.
- Verificação da consistência: utilizando um diagrama de caixa e bigode, as informações de temperatura e umidade foram visualizadas para determinar se os dados adquiridos pelos mecanismos estão corretos ou não.
- Compilação: as informações das campanhas contendo os registros necessários ao desenvolvimento da pesquisa foram coletadas em um único arquivo separado por vírgulas.

Para a fase de validação, as coleções foram baixadas de L8 entre 2017-12-09 e 2023-01-21, e L9 entre 2022-04-01 e 2023-01-21. O número total de imagens que poderiam ter sido obtidas foram, respectivamente, 117 e 18; no entanto, devido à alocação do filtro de cobertura de nuvens indicado em 3.2.3, foram obtidas 59 De L8 (50.4%) e 10 de L9 (55.6%). Essas imagens foram tiradas entre 12 : 30 : 00pm e 1 : 00 : 00 (12 : 30 : 00gmt) correspondendo entre 9 : 30 : 00am e 10 : 00 : 00. Por facilidade e de acordo com os dados registrados pelo sensor SI-111 (que serve de padrão para validar ou rejeitar o cálculo do LST através do Landsat), todas as horas foram arredondadas para 10 : 00 : 00 Horário onde foram extraídos os valores registrados pelo sensor.

3.2.2 Base de dados meteorológicos

Como a equação do TST necessita como entrada a temperatura e a umidade relativa do ar, foi necessário encontrar essas variáveis para que aquelas zonas representativas de acordo com as variações altimétricas sejam consideráveis. Para isso, foram baixados nove (9) arquivos no formato Netcdf (.NC) correspondentes à temperatura máxima ($T_{max}[^{\circ}C]$, mínima ($T_{min}^{\circ}C$) e Umidade Relativa ($H_r[\%]$) para os períodos de 01-01-1961 a 07-31-2021 distribuídos nos períodos de 01-01-1961 a 31-12-1980, 01-01-1981 a 31-12-2000 e 01-01-2001 a 31-07-2020. As variáveis t_{max} , t_{min} e U_r referem-se às propriedades do ar.

Essas informações são provenientes do banco de dados meteorológicos diários do Brasil construído pelo Xavier et al. (2022) organizado em pontos dispostos de forma que uma grade possa ser formada com informações disponíveis sobre variáveis associadas à precipitação, temperatura máxima, temperatura mínima, umidade relativa, radiação solar, velocidade do vento a 2m de altura e evapotranspiração espacializados numa resolução de 0.1° (XAVIER et al., 2022). Este conjunto foi calculado por interpolação utilizando 11473 pluviômetros e 1252 estações meteorológicas no período de 1 de janeiro de 1961 a 31 de

² de acordo com a codificação estabelecida na leitura dos arquivos.

julho de 2020 cujas informações foram extraídas através de uma *API* disponibilizada pela Agência Nacional de águas-ANA e pelo Instituto Nacional de Meteorologia-INMET.

Posteriormente, com a zona de amortecimento criada, os bancos de dados referentes à temperatura máxima ($t_{max}[^{\circ}C]$), mínima ($t_{min}[^{\circ}C]$) e umidade relativa ($U_r[\%]$) foram recortados para a área de estudo. Adicionalmente e para facilitar a manipulação das informações, os arquivos foram transformados em arquivos separados por vírgulas e, por fim, unificados em um para cada variável. Em seguida, a temperatura média foi obtida através da expressão 1 cujas informações foram salvas em um arquivo individual separado por vírgulas.

$$\frac{t_{max} + t_{min}}{2} \quad (1)$$

Para aumentar a precisão dos cálculos do TST, optou-se por realizar um zoneamento para distribuir as informações climáticas, e calcular detalhadamente o PNI por zonas de acordo com a altitude de cada uma delas. Para o exposto, foi desenvolvido pelo seguinte passo-a-passo:

1. **Localização da informação:** com as informações espaciais provenientes dos arquivos .NC, foi construída uma camada vetorial com as coordenadas geográficas (latitude e longitude) no sistema de referência geoespacial-SRG *WGS84* e que, posteriormente, foi convertida para SIRGAS2000 *UTM* zona 23S.
2. **Reticula:** utilizando a ferramenta vetor *criar grade* localizada na barra de ferramentas *vector*, foi desenhada uma grade retangular com espaçamento aproximado de $10 \times 10,75 \text{ km}$ horizontal e verticalmente respectivamente.
3. **Zoneamento:** ao sobrepor o MDE com a grade criada, foram identificadas áreas onde há alturas semelhantes e/ou com pouca variação altimétrica, o que constituiria uma área com baixa variabilidade de temperatura e umidade.

Para os fins desta pesquisa, a descrição climática será compreendida através da análise das temperaturas máxima, mínima, média e umidade relativa. A precipitação e velocidade do vento são excluídas. Para evitar inconsistências e falhas com o algoritmo de processamento, fora da zona de amortecimento ao PNI criada (representadas na cor branca dentro do MDE), as informações meteorológicas foram estendidas para não deixar espaços vazios. Por exemplo, a zona branca que está localizada na zona 1, onde a dupla temperatura-umidade será a mesma existente dentro do MDE.

3.2.3 Dados de sensoriamento remoto

As imagens formadas a partir do processamento de imagens Landsat obtidas utilizando a plataforma *Google Earth Engine™-GEE* correspondente ao conjunto *Surface Reflectance-SR* contendo a refletância superficial corrigida atmosféricamente e a temperatura da superfície terrestre. O script utilizado, pode-se encontrar no Anexo A. Os dados obtidos pelos sensores, foram baixados através do *coleção 2* e nível de processamento T1 de acordo com o exposto em 2.3.1. Na Figura 27 pode-se observar uma fracção do script junto com o link de acesso.

De acordo com os objetivos traçados, as missões *Landsat* 4, 5, 7, 8 e 9 foram selecionadas em intervalos de tempo construídos para que possam se sobrepor por pelo menos três anos. Isso para poder avaliar se existem diferenças significativas entre duas amostras (duas missões) e determinar se *Landsat* permite construir e avaliar séries temporais como é apresentado em 3.3.3.3. Uma exceção a esta regra é feita para a missão 9 devido ao seu recente comissionamento. Para isso, aplica-se o procedimento descrito em 3.3.3, particularmente os testes de hipóteses *t-student* e *Levene*. As características das imagens podem ser vistas na Tabela 3.

Tabela 3 – Intervalos de trabalho e bandas radiométricas.

Missão	Intervalo	Bandas
L4	[1986 – 03 – 21, 1993 – 03 – 21]	[B3, B2, B1, B4, B5, B7, B6, ATRAN, EMIS]
L5	[1990 – 03 – 21, 2006 – 03 – 21]	[B3, B2, B1, B4, B5, B7, B6, ATRAN, EMIS]
L7	[2003 – 03 – 21, 2017 – 03 – 21]	[B3, B2, B1, B4, B5, B7, B6, ATRAN, EMIS]
L8	[2014 – 03 – 31, 2023 – 01 – 21]	[B4, B3, B2, B5, B6, B7, B10, ATRAN, EMIS]
L9	[2022 – 03 – 21, 2023 – 01 – 2]	[B4, B3, B2, B5, B6, B7, B10, ATRAN, EMIS]

Intervalo refere-se a [data de início, data final] na busca pela informação. As bandas, à proporção do espectro eletromagnético em que os sensores captam e armazenam as informações. L4, L5, L7, L8 e L9, correspondem às missões *Landsat* 4, 5, 7, 8 e 9 respectivamente. Fonte: Autoria própria.

As bandas da Tabela 3 foram selecionadas de acordo com o algoritmo construído para processar o TST (que, é detalhado mais adiante em 3.3.2). Com maior detalhe, na Tabela 4 encontram-se as informações da absorção no espectro electromagnético) Posteriormente, o código gerado para download das imagens *Landsat* incluiu a aplicação de filtros que permitem selecionar funções como a cobertura de nuvens seja menor ou igual a 20%; 2. Selecione as datas da Tabela 3. Restrinja a pesquisa à geometria do PNI ou à torre micrometeorológica, conforme o caso. Além disso, uma máscara de nuvem foi aplicada usando a banda *QA_PIXEL* em uma resolução de 16Bit quando equalizada a zero com *QA_PIXEL*.

As imagens L4, L5, L7, L8 e L9 foram obtidas da coleção *Surface Reflectance 2, Tier 1* através da plataforma *Google Earth Engine™-GEE* em duas etapas cuja diferenciação

Tabela 4 – Intervalos de trabalho e bandas radiométricas.

Banda	L4	L5	L7	L8	L9
<i>B3</i>	0,63-0,69	0,63-0,69	0,63-0,69	0,533-0,590	0,533-0,590
<i>B2</i>	0,52-0,60	0,52-0,60	0,52-0,60	0,452-0,512	0,452-0,512
<i>B1</i>	0,45-0,52	0,45-0,52	0,45-0,52	0,435-0,451	0,435-0,451
<i>B4</i>	0,77-0,90	0,77-0,90	0,77-0,90	0,636-0,673	0,636-0,673
<i>B5</i>	1,55-1,75	1,55-1,75	1,55-1,75	0,851-0,879	0,851-0,879
<i>B7</i>	2,08-2,35	2,08-2,35	2,08-2,35	2,107-2,294	2,107-2,294
<i>B6/B10</i>	10,40- 12,50	10,40- 12,50	10,40- 12,50	10,60-11,19	10,60-11,19

As informações nas colunas L4 a L9 correspondem ao intervalo do espectro eletromagnético donde $[\mu m]$ donde onde as informações são adquiridas pelos sensores. Fonte: Adaptado de <https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/landsat>

está na área de download das imagens. A primeira correspondeu à geração de uma zona tampão em torno do ponto com coordenadas $[-44.607919, -22.453008]$ com raio de $100m$ onde foram pesquisadas imagens L8 entre 2017-12-09 e 2023-01-21; e para L9 entre 2022-04-01 e 2023-01-21. A segunda etapa corresponde à pesquisa de imagens L4 entre 1986-03-21 e 1993-03-21, L5 para 1990-03-21 e 2006-03-21; L7 de 2003-03-21 a 2017-03-21; L8 iniciando 2014-03-31 e terminando 2023-01-21; e L9 no intervalo 2022-03-21 a 2023-01-2 na área correspondente ao amortecimento.

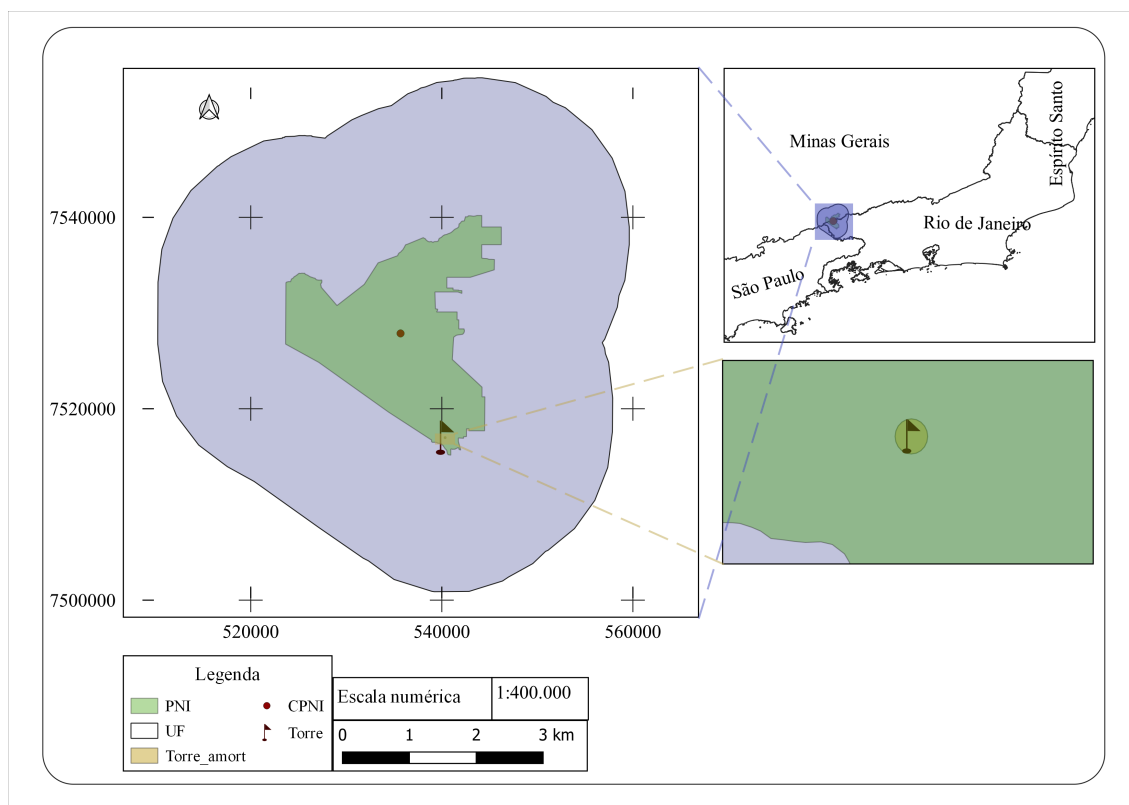
Em ambas etapas, foram pesquisadas imagens para cada passagem do satélite (ou seja, a cada 16 dias), sendo selecionadas aquelas filtradas com cobertura de nuvens inferior a 20%. As imagens cobrem *path* 218 enquanto o *row* corresponde aos 75 e 76. Durante o processo de pesquisa, ele falha no Landsat 4 para algumas combinações de linha de caminho relatadas pelos usuários -*GEE*. Particularmente para o PNI, essa falha ocorreu para imagens capturadas de 1986 a 1988. Da mesma forma, *Landsat 5* esteve em serviço de 1984 até novembro de 2011, quando seus sistemas de comunicação falharam, o que levou a sua desativação definitiva em junho de 2013 (CHEN et al., 2017).

No total, foi construído um banco de dados composto por 417 imagens de 04-04-1990-L5 a 27-07-2022-L9. O número anterior corresponde ao Por disponibilidade nas informações de temperatura e umidade de acordo com os filtros mencionados em 3.2.3.

3.2.4 Áreas de análises

Como será visto em 3.3.2, a análise sobre a área corresponde a duas áreas (figura 6), uma correspondente em escala micro, à zona tampão associada às condições locais da torre micrometeorológica cujo raio de ação é de $100m$; enquanto a segunda, à zona tampão criada como **1,5** vezes o raio formado a partir do ponto do centróide poligonal do PNI em relação à borda mais distante dele.

Figura 6 – Áreas de análises



É apresentada a área de análises global (referida como área tampão PNI) de cor Azul, e da torre associada à cor amarela. A cor verde corresponde à área delimitada do PNI. Sistema de referencia utilizado: *EPSG:31983*.

Fonte: Autoria própria.

3.3 PROCESSAMENTO DE DADOS

3.3.1 Software de apoio ao SIG

O software *Qgis* 3.34 foi utilizado como ferramenta para criar, processar, visualizar e preparar a divulgação das informações processadas referentes às imagens de satélite de *Landsat*, os dados meteorológicos geoespacializados 3.2, geração da zona de amortecimento, caracterização do relevo e a análise da cobertura do solo.

Primeiramente, com este software foi realizada um MDE utilizando duas metodologias de interpolação conforme explicado em 3.1.1 através do método da Distância Inversa Ponderada-DIP e Rede Irregular Triangular-RIT. A primeira, (DIP) uma ponderação ou «peso» é atribuída a cada amostra durante a interpolação cuja magnitude é relativa a outro objeto. A ponderação é feita através de um coeficiente cuja magnitude será menor quando os objetos que precisam ser interpolados estiverem mais afastados das amostras, e aumenta quando estiverem mais próximos. Acima, através das ferramentas «interpolação *IDW*» para a metodologia DIP, e «interpolação TIN» para a RIT.

Por outro lado, foi criada uma zona de influência de $100m$ em torno da torre micrometeorológica com a ferramenta *buffer*, agrupada em «Geoprocessing Tools», localizada na barra de ferramentas «vector». A magnitude de $100m$ de influência, é tomada com base na metodologia de [Andrade \(2019\)](#). Esta zona tampão serviu como área de análise e ponto de amostragem para obtenção de informações de satélite e do sensor *SI-111* com o qual foi realizada a validação de *Landsat* conforme detalhado em [3.3.3.1](#). Além disso, foi criada uma zona tampão para todo o PNI, conforme mencionado em [3.1.1](#). Isto, através da mesma ferramenta exceto que, o comprimento de influência foi determinado como 1,5 vezes a distância existente entre o centróide do PNI e o ponto mais distante (que corresponde a $\approx 15250m$ de comprimento).

Com a ferramenta «Estadísticas de zona», serão obtidas as estatísticas de média, mediana, mínima, variância e amplitude para cada CUS em relação ao seu TST. O exposto acima permite caracterizar cada CUS de acordo com a temperatura que possa ter. Para isso, as imagens são processadas da primavera de 2010 até a primavera de 2011. A ferramenta terá como entradas a mediana do TST e os polígonos das CUS (figura 5).

Por fim, com o software a qualidade das imagens foi verificada por ter aplicado o filtro de cobertura de nuvens (conforme explicado em [3.2.3](#)) selecionando duas imagens aleatórias que apresentam inconsistências na recuperação do TST. Essas imagens são mostradas em [18](#) que são representadas em escala de cinza a fim de identificar e separar a superfície (cinza) das nuvens (Cores brancas) e a parte externa da área a ser analisada (preto).

3.3.2 Temperatura Superficial Terrestre

De acordo com o exposto em [2.3.2](#) e por praticidade, será aplicada a metodologia proposta por ([WANG et al., 2015](#)) e cujas equações estão resumidas na tabela 5. As equações do modelo de atmosfera tropical foram tomadas porque, o PNI está localizado próximo ao paralelo $-22,45$, que está localizado entre o Trópico de Capricórnio ($-23,5^\circ$) e o equador os parâmetros. a_{10} e b_{10} para L8 e L9 são $-70,1775$ e $0,4581$ válidos para temperaturas de brilho (cuja informação está na banda 10) entre -70 e $20^\circ C$. As equações [7](#) a [9](#) representam as condições de temperatura descritas em [2.3.2.3](#), exceto que, a aplicação de na aplicação das equações é modificada da seguinte forma:

- A equação [7](#) aplica-se para condições de temperatura atmosférica inferiores a $18^\circ C$.
- Uma média dos parâmetros que compõem as equações [8](#) e [9](#) é considerada para condições de temperatura entre 18 e $35^\circ C$ resultando em [8](#).
- Para temperaturas atmosféricas acima de $35^\circ C$ aplica-se o [9](#).

Tabela 5 – Ecuaciones utilizadas para computar a TST.

Ecuación	Fonte	Parâmetro []
$T_a = 17.9769 + 0.9172T_0$	(2) (QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001; WANG et al., 2015)	$\lambda_1 = 0.047$
$IVDN = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R}$	(3) (OLIVEIRA et al., 2022; AGUILAR; ANGARITA; DAZA, 2021)	$\lambda_2 = 0.973$
$F_v = \left(\frac{IVDN - IDVN_s}{IDVN_v - IDVN_s} \right)^2$	(4) (AGUILAR; ANGARITA; DAZA, 2021; WANG et al., 2015)	$\lambda_3 = 0.9668$
$C = \lambda_4 S_d (1 - \lambda_3) (1 - F_v)$	(5) (GUHA; GOVIL, 2021; WANG et al., 2015)	$\lambda_4 = 0.9863$
$\epsilon = \begin{cases} \lambda_1 \rho_R + \lambda_2 & \text{se } IVDN < IDVN_s \\ \lambda_3 F_v + \lambda_4 (1 - F_v) + C & \text{se } IDVN_s \leq IVDN \leq IDVN_v \\ \lambda_3 + C & \text{se } IVDN > IDVN_v \end{cases}$	(6) (SOBRINO et al., 2008; WANG et al., 2015)	$S_d = [0, 1]^1$
$\tau_{6,\uparrow} = \begin{cases} 0.974290 - 0.08007C_{vap} & \text{se } 0.4 \leq C_{vap} < 1.6 \\ 1.031412 - 0.11536C_{vap} & \text{se } 1.6 \leq C_{vap} < 3 \end{cases}$	(7) (OLIVEIRA et al., 2022)	$IDVN_v = 0.2$
$\tau_{6,-} = \begin{cases} 0.9781485 - 0.08809C_{vap} & \text{se } 0.4 \leq C_{vap} < 1.6 \\ 1.042561 - 0.12839C_{vap} & \text{se } 1.6 \leq C_{vap} < 3 \end{cases}$	(8) (OLIVEIRA et al., 2022)	$IDVN_v = 0.5$
$\tau_{6,\downarrow} = \begin{cases} 0.982007 - 0.09611C_{vap} & \text{se } 0.4 \leq C_{vap} < 1.6 \\ 1.053710 - 0.14142C_{vap} & \text{se } 1.6 \leq C_{vap} < 3 \end{cases}$	(9) (OLIVEIRA et al., 2022)	
$\tau_{10} = \begin{cases} 0.9220 - 0.0780C_{vap} & \text{se } 0.2 \leq C_{vap} < 2 \\ 1.0222 - 0.1310C_{vap} & \text{se } 2 \leq C_{vap} < 5.6 \\ 0.5422 - 0.044C_{vap} & \text{se } 5.6 \leq C_{vap} < 6.8 \end{cases}$	(10) (WANG et al., 2015)	
$a_6 = \begin{cases} -60.3263 & \text{se } 273.15 \leq T_{bt} < 303.15 \\ -71.9992 & \text{se } 303.15 \leq T_{bt} < 333.15 \end{cases}$	(11) (WANG et al., 2015)	
$b_6 = \begin{cases} 0.43436 & \text{se } 0 \leq T_{bt} < 30 \\ 0.47271 & \text{se } 30 \leq T_{bt} < 60 \end{cases}$	(12) (QIN; KARNIELI; BERLINER, 2001)	
$c = \tau \epsilon$	(13) (WANG et al., 2015)	
$d = (1 - \tau)[1 + \tau(1 - \epsilon)]$	(14) (WANG et al., 2015)	
$LST = \frac{a(1 - c - d) + T_i(b(1 - c - d) + c + d) - dT_a}{c}$	(15) (WANG et al., 2015)	

As variáveis têm como unidades físicas $T_0[K]$, $T_a[K]$, $T_{bt}[K]$, $LST_a[K]$; enquanto ρ_{NIR} , ρ_R , $IVDN$, F_v , C , ϵ , τ_i , a_6 , b_6 , adimensionais.

Duas fases durante o processo de pesquisa têm a aplicação deste algoritmo. O primeiro-F1, correspondente à validação do uso de *Landsat* como ferramenta precisa na recuperação do TST localmente na área tampão da torre micrometeorológica tomando

como referência o sensor *SI-111* descrito em 3.2.1 enquanto o segundo-F2 refere-se ao cálculo do TST em toda a área de estudo.

Da mesma forma, a fase F1 tem duas variações na determinação da TST. O primeiro corresponde a uma modificação no cálculo da emissividade modificando os valores de referência associados a $IDVN_v$, dados por (WANG et al., 2015) modificando de 0.5 para 0.8. Acima, uma vez que a definição deste parâmetro corresponde àqueles valores mais elevados correspondem a áreas vegetais completamente densas. Este valor proposto levando em consideração que pode haver fortes variações na planta e disponibilidade hídrica na área que afetam a cobertura vegetal. A terceira modificação proposta é implementar a equação 15 com a emissividade atmosférica e transmissividade obtida através dos metadados das imagens baixadas.

Para o cálculo da TST, o tempo mais próximo da passagem da plataforma sobre a área foi consultado nos metadados através da propriedade *SCENE_CENTER_TIME* selecionando o tempo mais próximo dele no conjunto de dados de temperatura e umidade provenientes da torre. A fim de facilitar a implementação do algoritmo na área de estudo, optou-se por realizar regressão linear para taxa de saturação como variável dependente e regressão exponencial para densidade sendo a ordenada, ambas tomando na abscissa a temperatura ambiente- T de acordo com as informações apresentadas por (WANG et al., 2015), que foi apresentada em 2. Por outro lado, o modelo tropical foi selecionado porque as latitudes médias correspondem ao maior dos trópicos, e de acordo com a recomendação do Qin, Karnieli e Berliner (2001) que afirma que, dada a possibilidade de não haver um perfil atmosférico específico para a área de estudo, deve-se selecionar aquele que melhor se ajusta às condições locais.

3.3.2.1 TST estacional

O TST computado foi organizado de forma a permitir a obtenção de temperaturas para cada estação do ano, todos os anos em estudo. Para isso, foram retirados os metadados de cada imagem baixada onde, através da data de aquisição, foi criado um algoritmo de classificação e processamento. Este último, compreende o stummation da média, mediana, desvio padrão, máximo, mínimo TST, quantil 25, quantil 75 e sinal de acordo com a expressão 20. O exposto, foi calculado pixel a pixel aplicando como máscara as temperaturas calculadas superiores a $273,15K$. Os menores foram calculados como 0.

Essa classificação foi realizada para posteriormente criar um modelo preditivo para cada estação e também identificar alterações ou particularidades no TST para cada estação.

3.3.3 Análises estatística

3.3.3.1 Validação dos dados da *Landsat*

Mediante a regressão linear simples pelo método dos mínimos quadrados ordinários, segundo (ANDRADE, 2019), pode ser feita a avaliação de dados orbitais e de superfície. Para isso, o modelo geral é representado na equação 16 onde o parâmetro p é o coeficiente angular; c o coeficiente linear; a variável dependente L será a série da Temperatura da Superfície Terrestre obtida dos sensores *OLI*, *TIOrS*, *OLI2* e *TIRS2*; e a variável independente S será aquela gerada partindo do sensor *SI-111* e finalmente, e os erros do modelo. Com a regressão linear, é possível determinar o coeficiente de correlação de Pearson r e que podem ser classificados segundo os intervalos por (ANDRADE, 2019).

Além disso, são calculados também o viés médio-VM segunda a equação 17 e a raiz erro quadrático médio (ECM). Será calculado (equação 22b) também o índice de Wilmott (d) que permite quantificar a dispersão dos dados em relação ao método padrão. A equação geral para seu cálculo, é a equação 17 cujos parâmetros são os mesmos que da equação 18 em que, L_i são os dados dos sensores de Landsat, S_i os coletados pelo sensor *SI-111*, \bar{S}_i corresponde à média das observações do sensor e n o total de observações.

$$L = pS + c \quad (16)$$

$$VM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n L_i - S_i \quad (17)$$

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (L_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S}_i)^2 + \sum_{i=1}^n (L_i - \bar{S}_i)^2} \right] \quad (18)$$

É calculado o índice de Wilmott que permite quantificar a dispersão dos dados em relação ao método padrão. A equação geral para seu cálculo, é a equação 18 cujos parâmetros são os mesmos que da 17. No entanto, a fonte de dados, sé criada a partir do exposto em e que corresponde à área da torre micrometeorologica, onde as informações orbitais são recortadas numa nova cena, e este novo subconjunto será comparado com as informações da torre micrometeorologica como foi apresentado em 3.2.4.

Para complementar a avaliação gráfica (da regressão linear) e o índice 18, optamos por realizar um teste T-student e Levene cujos algoritmos de processamento estão incorporados na biblioteca *Python scipy*. Acima, a fim de avaliar como hipótese nula que as duas amostras independentes têm valores médios semelhantes com o primeiro teste, enquanto para determinar se a variância é semelhante, aplica-se o segundo. Ambos, a um nível de significância de 5%.

3.3.3.2 Correção de dados

Dada a existência de dados faltantes, optou-se por calcular a mediana das 2 observações anteriores e subsequentes (para um total de 4) no banco de dados que apresenta falhas (dados meteorológicos e TST obtidos por *Landsat*) exceto as informações da torre micrometeorológica cuja metodologia é apresentada em 3.2.1. Acima, a fim de evitar a influência de valores extremos e evitar o cálculo de um valor não repetido dentro da série de dados.

3.3.3.3 Concordância entre missões *Landsat*

Será aplicado um teste de hipóteses entre as missões *Landsat* com informações suficientes e disponíveis para avaliar se há diferenças significativas entre as informações coletadas pelos sensores. Isso porque, embora correspondam à mesma plataforma de satélite, os sensores responsáveis pela coleta de informações radiométricas sofreram modificações durante a fase de projeto (como pode-se observar na tabela 4), bem como a possibilidade de sofrer alterações na operação. Portanto, os testes *t-student* e *Levene* com nível de significância $\alpha/2 = 0,025$ serão aplicados através das funções *ttest_ind* e *levene* incorporadas na biblioteca *Scipy* de *Python* (respectivamente) para avaliar o seguinte:

- *t-student*: Foi avaliada a hipótese nula H_0 de que 2 amostras são independentes e possuem valores esperados idênticos. Este teste assume que as populações têm variâncias idênticas por padrão.
- *Levene*: Avalia a hipótese nula H_0 de que amostras de populações com variâncias iguais.

3.3.4 *Integrated Autoregressive Moving Average Model*

Para a construção do modelo de *Integrated Autoregressive Moving Average Model* - *ARIMA* (como é conhecido pela sigla em inglês) é necessário que a série temporal de dados atenda às seguintes características:

- Sazonalidade: significa que as observações não dependem do tempo. Ou seja, que não apresenta ciclos, comportamento estacionário ou tendências. Se a série apresenta esse comportamento, vários autores propõem a diferenciação da série para eliminar a dependência temporal. A ordem de diferenciação para que a série seja não estacionária corresponde à ordem d do modelo autorregressivo. Para determinar o exposto, são utilizados os seguintes métodos:

- Método gráfico: o TST é plotado no eixo da abcissa e na ordenada, o registro temporal das observações. Lá, é determinado se há ciclos, períodos ou tendências da série por inspeção visual.
- Teste *Mann-Kendall*: é um teste não paramétrico utilizado para avaliar como hipótese nula a ausência de tendência nos dados para um determinado nível de significância α . Para desenvolver o teste (GIL, 2020; CARVAJAL, 2022), o parâmetro S é calculado de acordo com a expressão 19. Ressalta-se que a equação 19 requer o parâmetro $sgn(O_i - O_j)$, E este é calculado de acordo com 20. O representa a observação ou dados da série temporal enquanto i e j O i -ésimo e j -ésimo de acordo com o que é afirmado nas expressões.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n sgn(O_i - O_j) \quad (19)$$

$$sgn(O_i - O_j) = \begin{cases} 1 & \text{si } O_i - O_j > 0 \\ 0 & \text{si } O_i - O_j = 0 \\ -1 & \text{si } O_i - O_j < 0 \end{cases} \quad (20)$$

- Função de Autocorrelação-FAC: permite observar correlação entre uma observação feita no período de tempo t_i e outras em t_{i-j} . Além disso, permite selecionar a ordem p na série temporal e os modelos que podem ser gerados a partir delas, como é o caso do *ARIMA*, identificando o atraso que excede os intervalos de confiança estabelecidos.(AMARÍS; ÁVILA; GUERRERO, 2017; TINUNGKI, 2019; PRADES; MARÍN, 2020).
- Função de Autocorrelação Parcial-FACP: corresponde à correlação entre a observação feita em t_i e em t_{i+j} . após remover a influência do ruído e encontrar correlações intrínsecas dentro da série temporal. Essa função permite não apenas identificar autocorrelações, mas também atrasos úteis para selecionar ordens autorregressivas e médias móveis em modelos de séries temporais, como *ARIMA*, identificando o atraso que excede os intervalos de confiança estabelecidos. semelhante ao FAC. (AMARÍS; ÁVILA; GUERRERO, 2017; TINUNGKI, 2019; PRADES; MARÍN, 2020; MESTRE et al., 2021).

Os parâmetros (p, d, q) encontrados com a metodologia anterior, permitem construir o modelo *ARIMA* cuja expressão geral (RODRÍGUEZ et al., 2016; DIMRI; AHMAD; SHARIF, 2020) está representada na expressão 21. O modelo requer como parâmetros: L é o operador de atraso; α_i parâmetros associados ao componente autorregressivo da série; Θ parâmetros da parte da média móvel; e ϵ os erros. O operador de atraso da

série temporal; e c , uma constante diferente de zero «quando há um polinômio implícito de ordem D na função de predição.» (RODRÍGUEZ et al., 2016).

$$\left(1 - \sum_{i=1}^p \alpha_i L^i\right) \mathbf{X}_t = \left(1 - \sum_{i=1}^q \theta_i L^i\right) \epsilon_t \quad (21)$$

Uma vez construído o modelo, simula-se os últimos 10% da série total de dados para determinar o erro absoluto médio-EMA e a raiz do erro quadrático médio-RECM juntamente com o mesmo procedimento na validação das imagens *Landsat* descritas em 3.3.3.1 tomando os 10% originais e os 10% simulados. Obtida a confirmação de que existem diferenças significativas baixas, será calculada a projeção para t observações no futuro, sendo t o número de observações e que, corresponderá a n Anos.

A construção do modelo será feita através do uso de duas ferramentas. A primeira, utilizando a classe *ARIMA* incorporada ao pacote *statsmodels* que recebe como parâmetros básicos, as séries temporais e os parâmetros (p, d, q) Que são determinados pelo FAC, FACP e grau de estacionariedade da série. Depois disso, o modelo é ajustado com o método *fit* fornecendo as estatísticas do modelo gerado. Outro mecanismo, é através da biblioteca *pmdarima* e da função integrada *auto_arima* que recebe como parâmetros (entre outros) As séries temporais, e retorna os parâmetros do modelo que melhor se ajusta de acordo com a estatística *AIC*.

Em ambos os casos, os valores por estações serão tomados como valores de entrada de acordo com o que é processado em 3.3.2.1 tomando como valores de entrada e geração do modelo os 75% do total de dados para projetar os 25% restantes e compará-los com as informações computadas. O acima será feito através do cálculo do erro absoluto médio -*ECA* e do erro quadrático médio-*ECM* de acordo com as expressões 22a e 22b respectivamente.

$$ECA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - P_i| \quad (22a)$$

$$ECM = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(O_i - P_i)^2}{n}} \quad (22b)$$

Para resumir o procedimento metodológico, na Figura 28 que, relaciona o uso dos recursos (Informações, ferramentas e produtos de análise gerados) utilizados neste projeto, passando pelo processo de aquisição e geração de dados; e, segmentação ou filtragem espacial e/ou temporal.

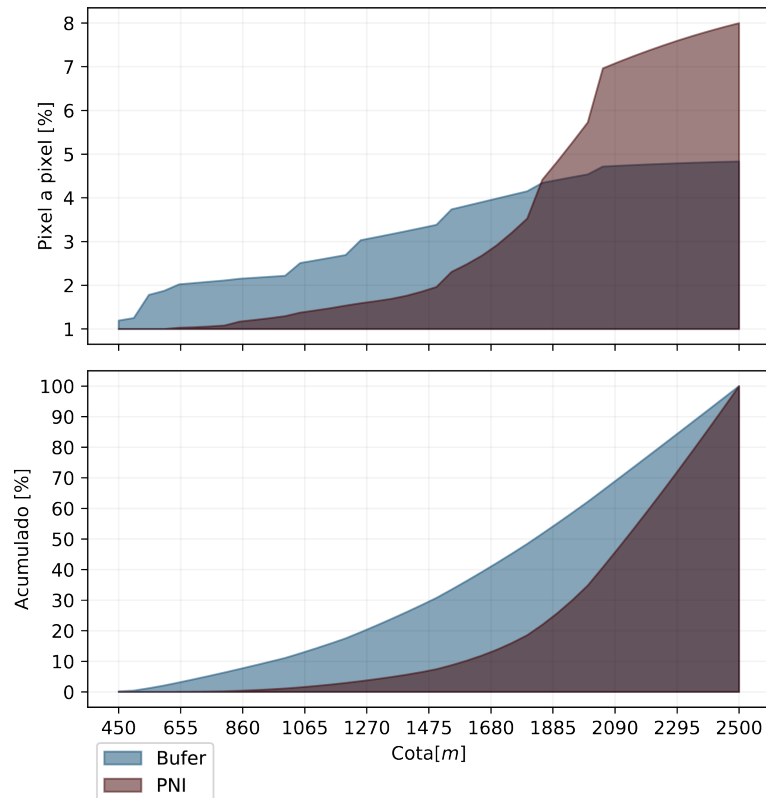
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1.1 Modelo Digital De Elevação

Na Figura 7 é observado que a distribuição altimétrica varia efetivamente, de uma altura aproximada de 450m a 2500m concentrando pouco menos de 15% os níveis mais baixos a 1680m, cerca de 7% entre 1680m e 1885m altura a partir da qual, começa a ser percebido predomínio de altitudesw superior a esta.

Figura 7 – Distribuição altimétrica da área estudada.



Curva de distribuição altimétrica da zona tampão (cor Azul) e do PNI (cor vermelha) representando Contagem pixel a pixel (superior) e acumulado (inferior).

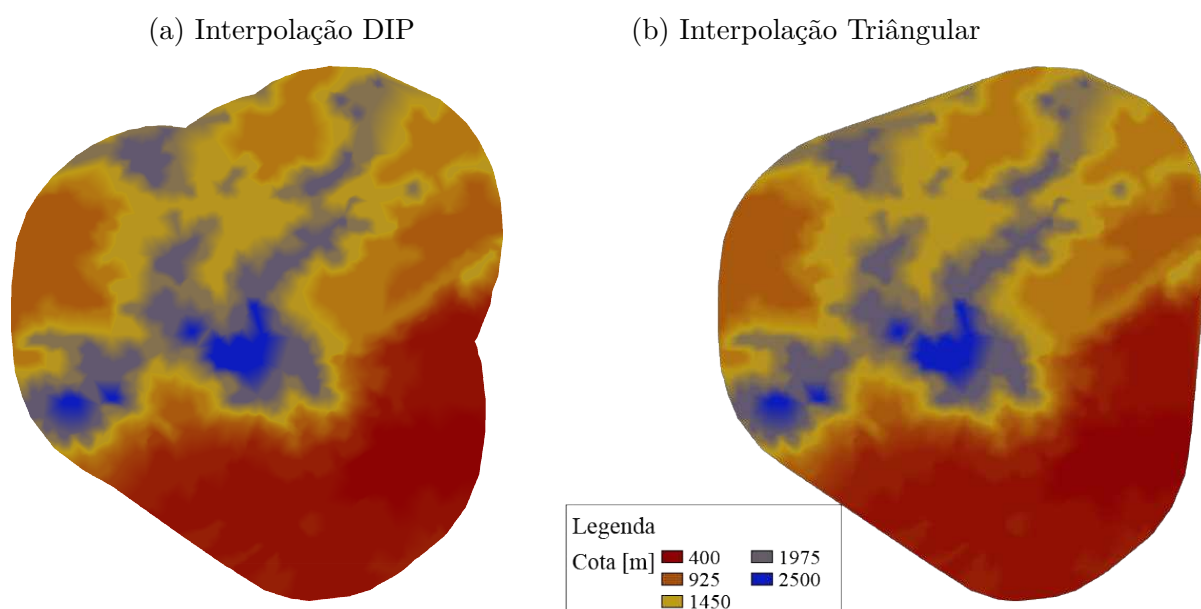
Fonte: Autoria própria.

Por outro lado, o Modelo Digital de Elevação deu como resultado as imagens descritas na Figura 8 a qual, permite comparar visualmente o resultado das interpolações. Não são encontradas diferenças significativas, portanto, qualquer uma das duas metodologias poderia ser usada de forma intercambiável para o caso do PNI. As diferenças apreciáveis

correspondem a um efeito de borda causado porque o método triangular desenha diagonais nos vértices dos pontos aumentando a área de análise em relação ao DIP.

Com o zoneamento anterior, foram encontradas 25 regiões altimétricas (apresentadas na Figura 9) que podem gerar diferenças significativas nos parâmetros meteorológicos para estimar o TST. Na tabela 6, onde pode-se encontrar o número de pixels que compõem cada zona composto por polígonos retangulares de dimensões $(1x, 1y)$ as quais correspondem ao ajuste da grade de Xavier et al. (2022). As modificadas (e.g. $[1.2x, 1.25y]$) indicam grades em cuja maior extensão é representada pela temperatura encontrada no ponto com informações de Xavier et al. (2022). Observe que esses pontos correspondem ao centróide dessas zonas.

Figura 8 – Modelo Digital de Elevação do PNI.



Modelo gerado mediante Qgis.

Fonte: Autoria própria.

4.1.2 Descrição climática

4.1.2.1 Banco de informações micrometeorológicas

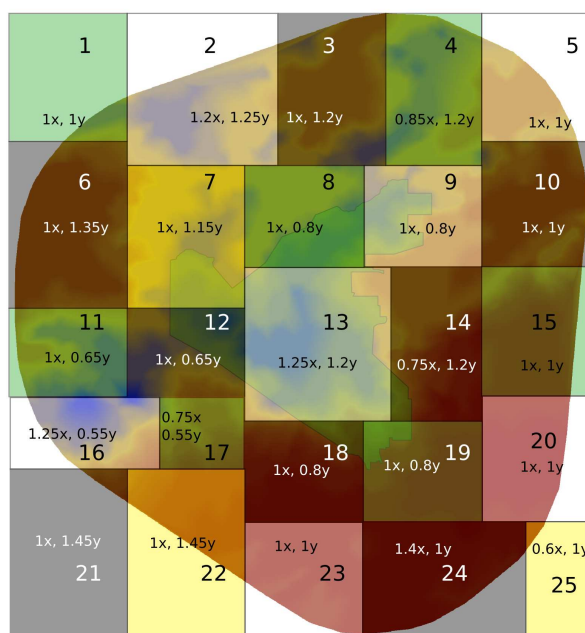
Das campanhas descritas em 3.2.1, foi construído um gráfico de radar (figura 10) que facilita a visualização do número de observações coletadas em cada campanha. A partir dessa ferramenta, é possível observar que existem conjuntos de dados com registros Baixos (p.e. 04-02-2022, 14-10-2019 e 25-16-2022 para citar alguns) e outros, talvez um pouco mais completos (como 20-05-2022, 26-02-2021 e 23-08-2019).

Tabela 6 – Dimensionamento zonal representada em pixels.

Zona	Extensão	Número de pixels	Zona	Extensão	Número de pixels
1	(1x, 1y)	(358,329)	14	(0.75x, 1.2y)	(269,395)
2	(1.2x, 1.25y)	(430,411)	15	(1x, 1y)	(358,329)
3	(1x, 1.2y)	(358,395)	16	(1.25x, 0.55y)	(448,181)
4	(0.8x, 1.2y)	(286,395)	17	(0.75x, 0.55y)	(269,181)
5	(1x, 1y)	(358,329)	18	(1x, 0.8y)	(358,263)
6	(1x, 1.35y)	(358,444)	19	(1x, 0.8y)	(358,263)
7	(1x, 1.1y)	(358,362)	20	(1x, 1y)	(358,329)
8	(1x, 0.8y)	(358,263)	21	(1x, 1.45y)	(358,477)
9	(1x, 0.8y)	(358,263)	22	(1x, 1.45y)	(358,477)
10	(1x, 1y)	(358,329)	23	(1x, 1y)	(358,329)
11	(1x, 0.65y)	(358,214)	24	(1.4x, 1y)	(501,329)
12	(1x, 0.65y)	(358,214)	25	(0.6x, 1y)	(215,329)
13	(1.25x, 1.2y)	(448,395)	Total	-	(1791, 1646)

A resolução espacial $1x$ corresponde a $10km$ e $1y$ para $10.75km$ de acordo com a resolução espacial apresentada por [Xavier et al. \(2022\)](#). Fonte: Autoria própria.

Figura 9 – Zoneamento de áreas com altitude relativamente semelhante.

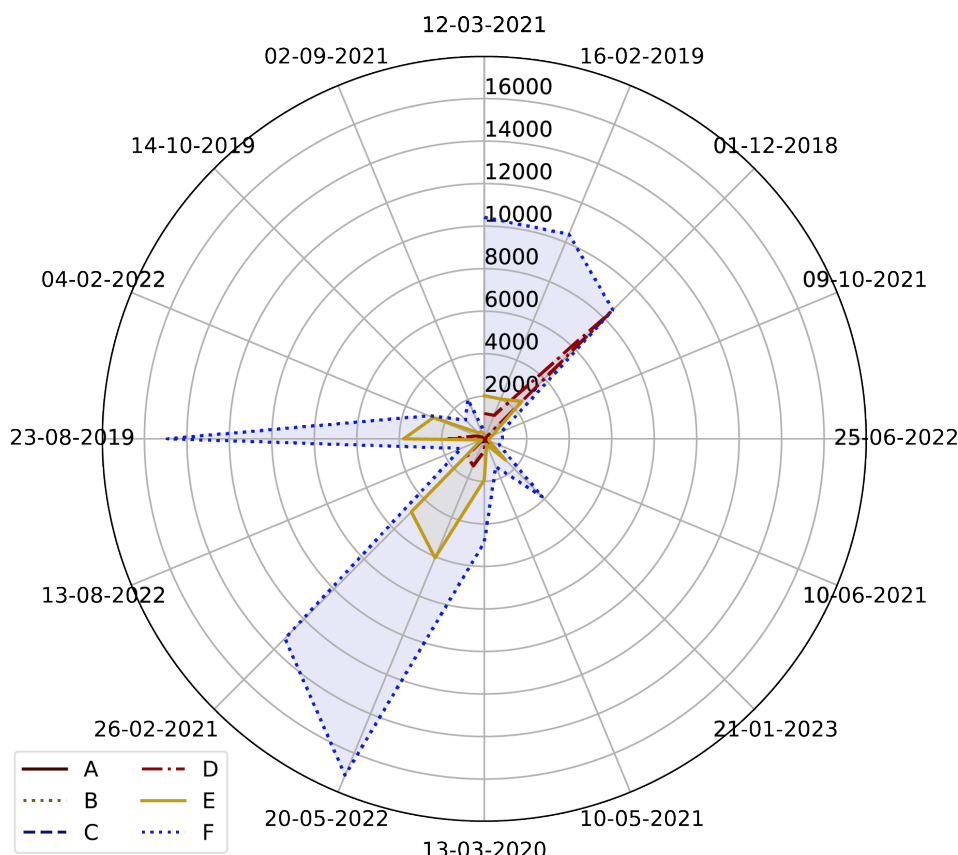


As áreas brancas adquirem essa cor apenas para fins de visualização. Não representam, até este ponto do documento, nenhum interesse particular.

Fonte: Autoria própria.

Para os efeitos desta pesquisa, optou-se por identificar quais campanhas tiveram maior quantidade de dados e continuidade para formar uma série temporal consistente e disponibilidade de informações para cada passagem de satélite. Com base em [10](#), foram pré-selecionadas as campanhas 2022-05-20, 2021-02-26, 2019-08-23, 2021-03-12, 2019-02-16

Figura 10 – Quantificação de dados micrometeorológicos.



Variáveis obtidas nas campanhas de coleta de dados feito na torre micrometeorológica do PNI sendo (A) TT_C_Avg , (B) SBT_C_Avg , (C) $AirTC_2_Avg$, (D) RH_2_Avg , (E) número de observações aonde a unidade é maior a 100 e (F) Total.

Fonte: Autoria própria.

e 2018-12-01. Ao analisar de qual dessas campanhas o catálogo de registros cronológicos poderia ser composto, as campanhas 08-23-2019 e 26-02-2021.

O número total de observações que compõem a sequência micrometeorológica da torre é de 1174 que vão de 2017-12-09 a 2021-02-24. As informações de dados faltantes para cada variável e o número total de observações podem ser vistos na tabela 7. Para facilitar a percepção das variáveis, as variáveis foram renomeadas como Rad_1 (TT_C_Avg), Rad_2 (SBT_C_Avg), T_{2m} ($airtc_2_Avg$), Hr_{2m} (RH_2_Avg). Na tabela 7, para facilitar a visualização, são mostrados nas duas últimas linhas ($Rh_{10m} > 100\%$ e $Rh_{2m} > 100\%$), o número de observações tal que a umidade relativa é maior que a unidade.

Após verificação e preenchimento dos dados faltantes, foram analisadas a temperatura, umidade e distribuição radiométrica obtidas pelo sensor *SI-111*. Foi utilizado um diagrama boxplot representado na Figura 11. Olhando para a distribuição dos valores de forma preliminar, as temperaturas medianas em 10m diferem em $0,145^{\circ}C$, enquanto em 2m é $0,03^{\circ}C$. Com os dados obtidos, apenas a umidade relativa mediana pôde ser obtida

Figura 11 – Distribuição dos dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.

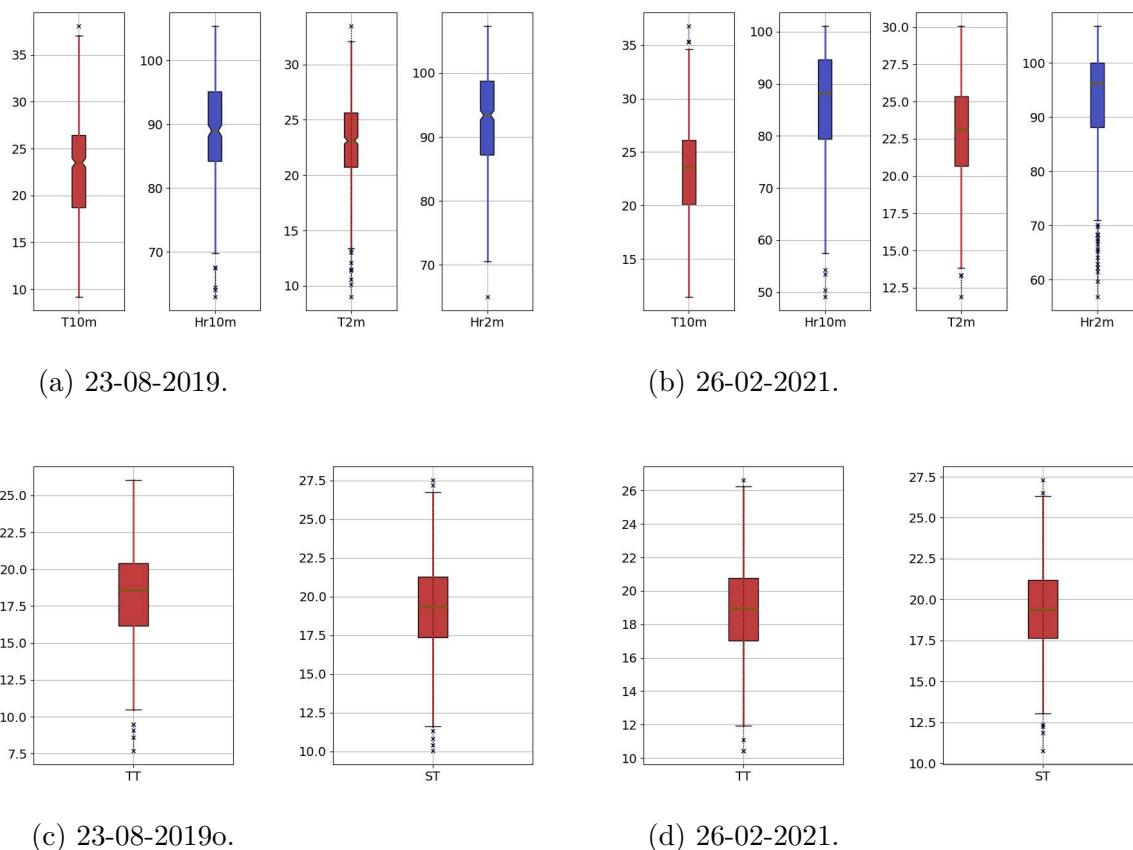


Figura 11a E 11c correspondem a temperatura, umidade e sensor *SI-111* para as campanhas 23-08-2019 ($n = 623$) enquanto, 11b e 11d para a campanha 26-02-2021 ($n = 554$) para temperatura, umidade e sensor *si-111*. Tratamento refere-se ao ajuste de dados faltantes ou errôneos que foram normalizados através da mediana ou removidos conforme o caso. Fonte: Autoria própria.

em $2m$ (93,4%) portanto não é possível identificar as diferenças entre as campanhas. Nos dados do *SI-111*, a diferença máxima entre medianas é $0,36^{\circ}C$ correspondente a Rad_1 . O maior intervalo interquartil é apresentado na campanha 2019-08-23 ($7,71^{\circ}C$) por T_{10m} e o menor, $4,72^{\circ}C$ por T_{2m} em 2021-02-26. O maior intervalo interquartil é apresentado na campanha 2019-08-23 ($7,71^{\circ}C$) por T_{10m} e o menor, $4,72^{\circ}C$ por T_{2m} em 2021-02-26. Valores semelhantes são apresentados para o *SI-111*, sendo $4,23^{\circ}C$ o maior e $3,53$ em 23-08-2019, e o menor para a campanha de 26-02-2021.

A análise anterior nos permite sugerir que a maior dispersão ocorre em T_{10m} 23-08-2019 e a menor em ST . O exposto acima sugere que os registros máximo e mínimo que se pode esperar que sejam obtidos estão em uma faixa inferior a $10^{\circ}C$, especialmente as temperaturas em $2m$ que, são o componente para determinar a TST posteriormente. Isso indicaria que se esperaria que as temperaturas da superfície fossem consistentes com o sensor *SI-111*. No entanto, essa condição pode não ser atendida devido à presença de valores máximos e mínimos elevados, além de alguns outliers. É importante ressaltar que

Tabela 7 – Quantidades de observações faltantes e totais.

Variável	Faltantes	Total	Faltantes	Total
S_1	11095	14930	13270	13271
S_2	0	14930	0	13271
Rad_1	0	14930	0	13271
Rad_2	0	14930	0	13271
T_{10m}	88	14930	60	13271
Rh_{10m}	7616	14930	8296	13271
T_{2m}	241	14930	174	13271
Rh_{2m}	1697	14930	1115	13271
Dir_v	0	14930	155	13271
V_v	0	14930	2982	13271
$Rh_{10m} > 100\%$	315	14930	0	13271
$Rh_{2m} > 100\%$	2066	14930	0	13271

Dados das campanhas 23-08-2019 (colunas da esquerda) e 26-02-2021 (colunas da direita).

Fonte: Autoria própria.

existem valores de umidade relativa superiores a 100% o que é um erro que pode ser causado pela saturação nos instrumentos de medição. Um comportamento de temperatura é apresentado de forma semelhante com as informações do *SI-111* onde há uma diferença entre valores máximos e mínimos maiores que $10^{\circ}C$ e alguns outliers.

Em geral, embora as variáveis em 10m e 2m pudessem ser consideradas semelhantes em relação à sua distribuição, mais outliers são apresentados em 2m, o que poderia ter maior variabilidade no conjunto de dados e, assim, gerar maior dispersão na TST. Em relação às informações do *SI-111*, os diagramas de caixa são muito semelhantes entre as campanhas, portanto, pode-se esperar que todo o conjunto de informações seja consistente e não apresente alta variabilidade.

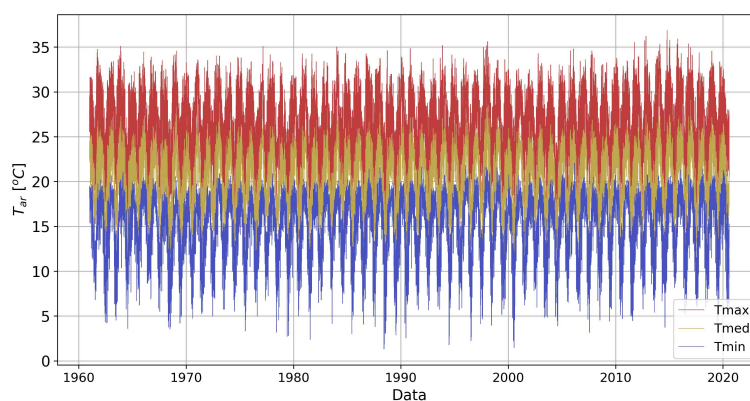
4.1.2.2 Banco de informações na região

A série temporal das temperaturas máxima, média e mínima (figura 12a) e umidade relativa (figura 12b) representadas em 12 permite identificar fortes variações nas variáveis em análise. As causas podem ser decorrentes das oscilações e mudanças nos ciclos da oscilação El Niño Oscilação Sul -ENOS cuja influência poderia afetar diretamente o padrão de comportamento de variáveis meteorológicas como temperatura e umidade relativa, principalmente na região da Mata Atlântica como mencionado Clemente, Júnior e Louzada (2017), Penereiro, Ferreira e Badinger (2020) ou mesmo afetações antrópicas.

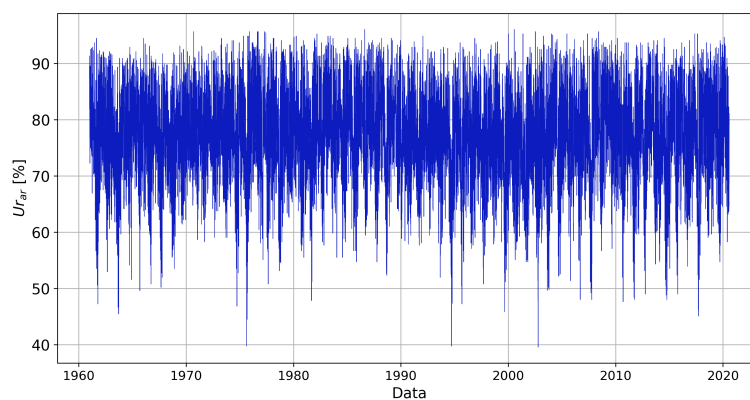
De forma complementar, o diagrama boxplot representado na Figura 13 onde é possível observar um comportamento generalizado para as quatro variáveis obterem dados atípicos inferiores ao primeiro quartil e sem a existência de valores superiores aos máximos. A temperatura máxima tem uma faixa maior de temperaturas em relação à mínima e média, em que estas últimas apresentam assimetria para valores mais baixos enquanto

a máxima, juntamente com a umidade relativa, uma simetria aparente. Por outro lado, a distribuição de temperatura (Figuras 13a a 13c) mostram um comportamento sazonal marcando épocas de altas temperaturas (de janeiro a março) e baixas em junho e agosto. No entanto, esse comportamento não é o mesmo com a umidade relativa (Figura 13d que é quase constante ao longo do ano, mas diminui nos meses de julho, agosto e setembro.

Figura 12 – Evolução Temporal de dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.



(a) Temperatura do ar [°C].

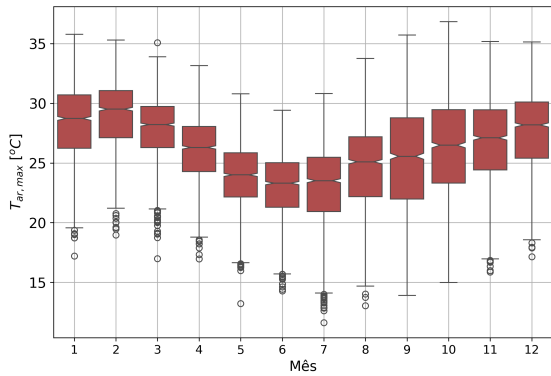


(b) Umidade relativa do ar [%].

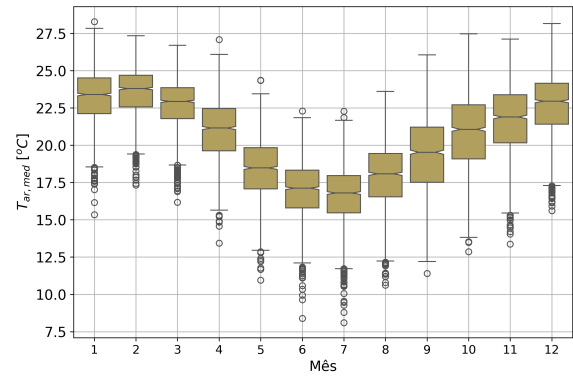
Corresponde à área próxima da torre micrometeorológica entre as datas 1961-01-01 a 2020-07-31.

Fonte: Autoria própria.

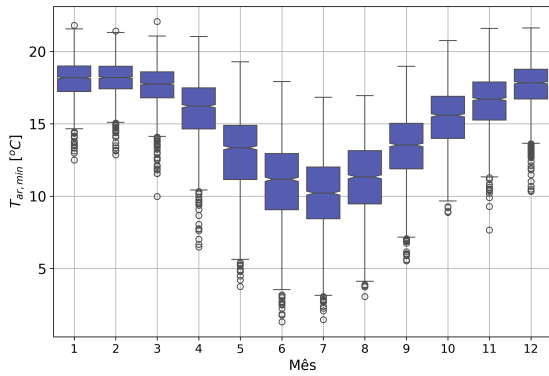
Figura 13 – Distribuição dos dados micrometeorológicos de temperatura e umidade.



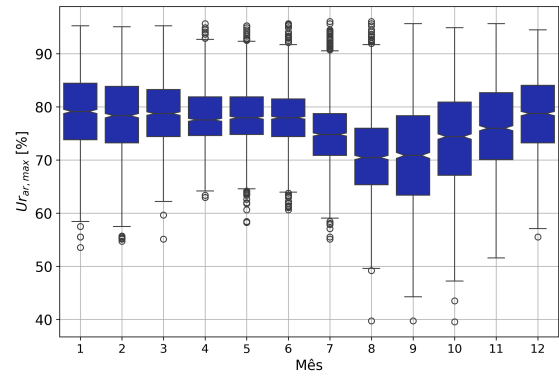
(a) Temperatura máxima do ar.



(b) Temperatura média do ar.



(c) Temperatura mínima do ar.



(d) Umidade relativa.

Corresponde à área próxima da torre micrometeorológica entre as datas 1961-01-01 a 2020-07-31.

Os meses são organizados de forma ascendente, sendo 1-janeiro e 12-dezembro

Fonte: Autoria própria.

4.2 ANÁLISE DA TST

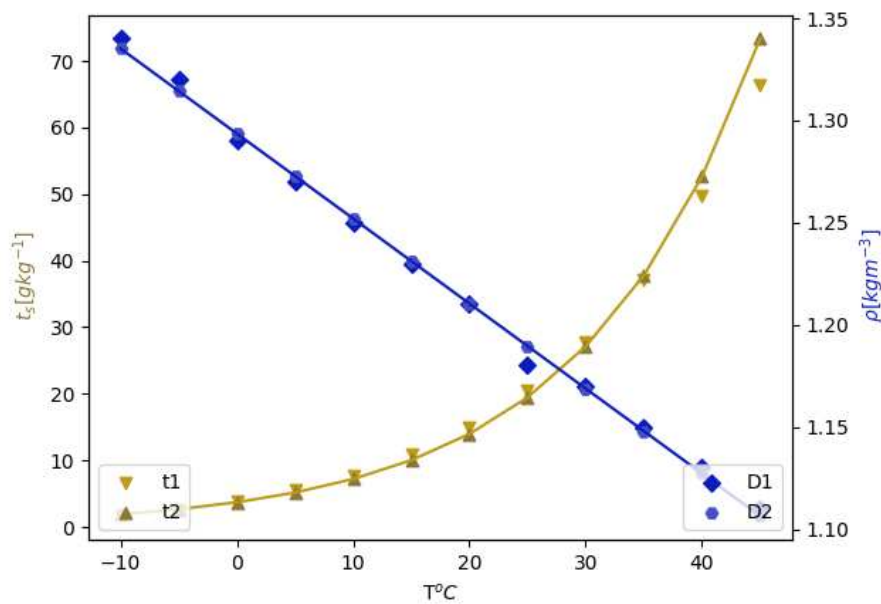
Considerando que, taxa de saturação e densidade do ar, são variáveis que dependem da temperatura do ar cuja importância em sua estimativa é relevante para o cálculo da transmitância atmosférica, as quais, são tabuladas em 2, tornou-se necessário realizar regressão linear para a densidade e regressão exponencial para a taxa de saturação a fim de obter também dados intermediários aos apresentados na tabela, otimizando o algoritmo de processamento para o TST.

As informações de taxa de saturação $t_s [gkg^{-1}]$ e densidade do ar $\rho [kgm^{-3}]$ oferecidas por (WANG et al., 2015) cujas equações geradas apresentam grau de determinação (r^2) e p-valor (respectivamente) de 0.9979 e 3.062×10^{-13} para a equação 1 e -0.9984 e 8.3712×10^{-14} para 2. Os valores entre parênteses representam os erros padrão dos estimadores. Na Figura 14, as relações de t_s e ρ com t_{ar} podem ser observadas com as informações registradas por (WANG et al., 2015) e a regressão realizada nesta pesquisa.

$$t_s = \frac{3.7096}{(33.31 \times 10^{-3})} e^{(1.355 \times 10^{-3})T - 66.52 \times 10^{-3}} \quad (1)$$

$$\rho = -4.161 \times 10^{-3}T + \frac{1.2936}{(18.347 \times 10^{-3})} \quad (2)$$

Figura 14 – Relação da taxa de saturação e densidade do ar.



As variáveis são: Taxa de mistura de saturação t_s , densidade do ar ρ , $t1$ e $D1$ são dados tabulados da tabela 2, enquanto $t2$ e $D2$ são valores regressados.

Fonte: Adatado de (WANG et al., 2015)

4.2.1 Validação Torre Micrometeorológica

Foram descartados 13 registros na análise porque há disparidade e inconsistência entre o elemento padrão e as estimativas de TST pelos algoritmos de Wang e Wang modificados propostos, como pode ser visto na Tabela 8, onde a coluna *Mtd* corresponde ao método de aplicação das informações contidas nos metadados, *W* ao originalmente proposto por (WANG et al., 2015) e *Wmod* a modificação descrita em 3.3.2. Esses 13 registros poderiam ser aumentados para 21, embora o desempenho do modelo avaliado graficamente e ajustando a correlação linear não seja significativamente maior, por isso, decide-se mantê-lo em 13. O critério para descartar as observações foi diferenças superiores a 10K correspondentes a 19% do total de acordo com as restrições de Sobrino, Coll e Caselles (1991) como pode-se detalhar em 2.3.2. *Mtd* corresponde às informações dos metadados, *W* à metodologia proposta por (WANG et al., 2015), e *Wmod*, à modificação da metodologia de (WANG et al., 2015).

Tabela 8 – Valores da validação torre-*Landsat* retirados

Data	Sensor	Mtd	W	Wmod
08-09-2018	14,05	16,49	65,73	65,73
29-12-2018	25,29	31,4	32,05	32,05
22-04-2020	17,63	13,83	529,83	529,83
25-06-2020	20,28	-0,32	1,58	1,58
09-04-2021	18,53	17,08	169,12	169,12
03-11-2021	22,3	12,18	6,53	6,53
03-11-2022	25,02	35,66	37,72	37,22
04-04-2022	20,76	25,2	39,07	39,2
18-08-2022	20,02	-0,31	4,71	4,93
19-09-2022	12,83	13,12	156,95	156,95
10-12-2017	24,39	6,34	6,77	6,86
16-03-2018	26,64	-63,96	-97,22	-97,22
03-05-2018	18,95	18,86	101,41	101,41

As unidades das colunas Sensor, Mtd e Wmod correspondem a K .

Fonte: Autoria própria.

As informações estatísticas complementares ao método gráfico descrito em 3.3.3 podem ser observadas de forma tabulada em 9 dentro do qual, pode-se observar que o valor de probabilidade calculado P_{valor} para todos os métodos é melhor que 5%. O exposto acima sugere que, de forma indistinta, os três métodos não apresentam diferenças significativas entre suas médias (graças à avaliação feita pelo teste t - *student* de amostras independentes) e suas variâncias são homogêneas (graças ao teste de Levene). Por outro lado, ao avaliar a metodologia com menor erro nos estimadores obtidos, a de menor magnitude corresponde a *Mtd*.

Na imagen 15, a equação de regressão é apresentada na forma da equação 16 adicionado um termo de erro $-e$; coeficiente de *Pearson* r^2 ; soma do erro quadrático médio - *ECM* e índice de Willmot. Daí, é possível observar que, as metodologias propostas superestimam de maneira geral, as observações do sensor *SI-111* ao se encontrarem acima da linha azul. Por outro lado, à medida que a temperatura é mais alta, os erros calculados entre as metodologias e o sensor aumentam consideravelmente, sendo o máximo de cerca de 19K. Isso indicaria que, para altas temperaturas superficiais, as propostas introduzem altos valores de viés e incerteza.

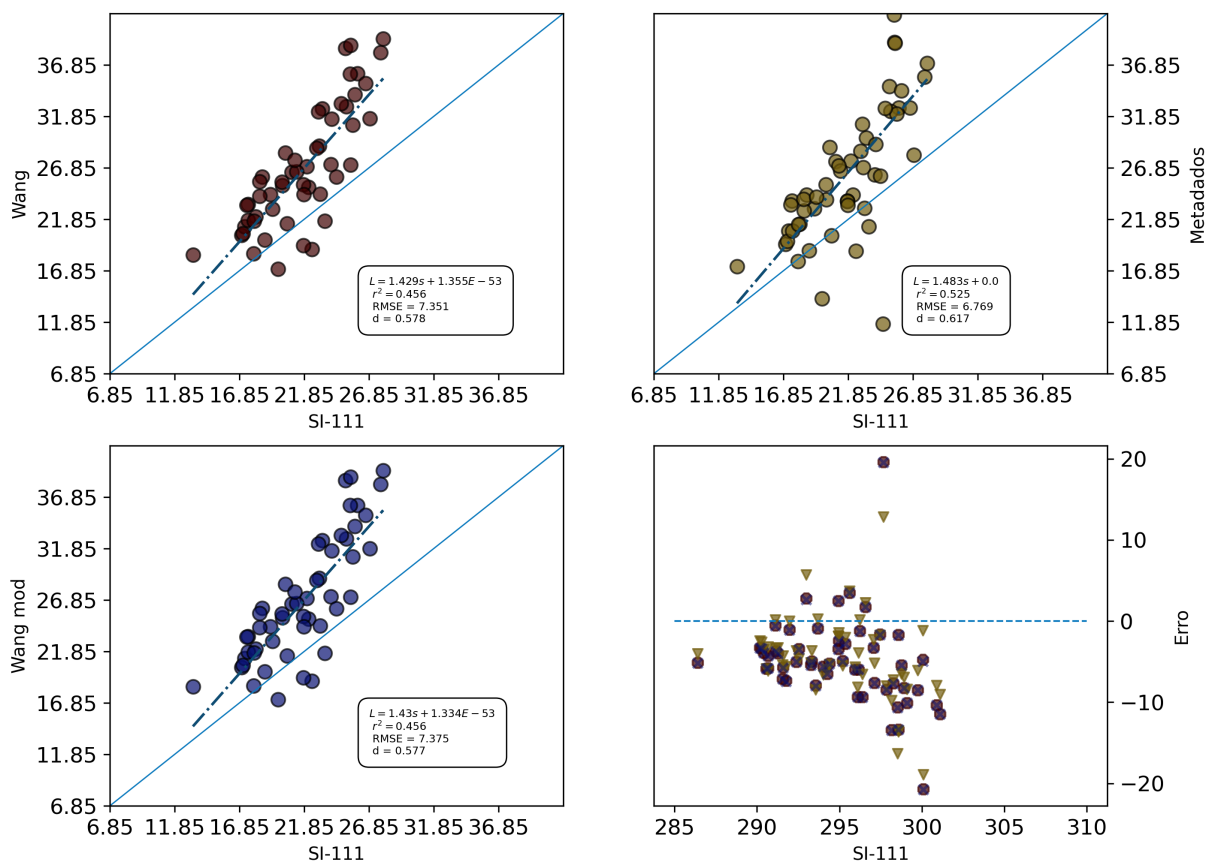
Tabela 9 – Resultados dos testes estatísticos

Método	p	c	P_T	P_L
W	0.217	63.896	0.110×10^{-6}	0.530×10^{-3}
Wmod	0.216	63.868	9.6×10^{-6}	0.520×10^{-3}
Mtd	0.196	57.706	0.290×10^{-6}	0.312×10^{-3}

As colunas p e c correspondem respectivamente ao valor de declive e intercepto da equação 16; e as colunas P_T e P_L ao valor «p» dos testes t -*student* e *Levene*, nessa ordem.

Fonte: Autoria própria.

Figura 15 – Avaliação pelo método da regressão.



Linha de cor azul, representa relação 1 : 1. No gráfico de erro, os pontos triangulares amarelos correspondem à metodologia (WANG et al., 2015), vermelho aos metadados e azul Wang modificado.

Fonte: Autoria própria.

Um relatório anterior feito por Li et al. (2021) que combinando os produtos *Landsat* e *MODIS*, indica que os autores obtiveram um conjunto de dados TST para uma área plana designada com múltiplas CUS localizadas em uma fração da bacia do rio *Heihe* (China). As informações da TST passaram por um processo de validação com o sensor *SI-111*, obtiveram desvios padrão inferiores a $1K$; a $R^2 > 0,95$; e a distribuição de erro máxima foi de $[-3, 3]K$ e a mínima de $[-6, -8]K$. Este estudo contrasta com o seu, dado que o máximo foi de $0,525$ e com a distribuição de erros no sentido de que, os erros mínimos são cerca de $7,5$ vezes mais do que o referenciado por Li et al. (2021) embora, se for semelhante, sejam máximos para altas temperaturas.

Por outro lado, Li et al. (2018) validou as informações provenientes dos produtos

MxD11 e *MxD21* de *MODIS*¹ que recuperam a TST com dois instrumentos: de um lado, um *SI-111* e do outro, um *CNR1* ou *CNR4* fabricado pela *Kipp & Zonen*. O acima, para uma região árida e a cidade *Zhanhye* localizada na China. Um dos resultados mais marcantes é que o algoritmo que tem o melhor desempenho é aquele que utiliza mais bandas para obter as propriedades da superfície. Quanto à validação, o instrumento com menor viés acumulado é o *CNR1*, enquanto o *SI-111* apresenta os valores máximo e mínimo. Assim como no [Li et al. \(2021\)](#), esses resultados contrastam com os processados nesta pesquisa.

Os resultados obtidos utilizando diferentes formas de estimar as propriedades superficiais, contrastam com o que foi relatado por [Giannini et al. \(2015\)](#) que estimou a TST em uma área de estudo localizada em *Campania* (Itália) por quatro métodos variando a forma de obter a emissividade superficial incluindo, o uso de *IVDN* como proposto por [Sobrinho et al. \(2008\)](#) e [Wang et al. \(2015\)](#); e o uso de um valor constante para a correção atmosférica (entre outros). Nesse caso, ele constatou que a TST apresenta melhor estimativa na emissividade superficial; enquanto na presente pesquisa, apresentam o pior desempenho. Ressalta-se que o algoritmo utilizado por [Giannini et al. \(2015\)](#) para recuperar a TST foi diferente do da presente pesquisa, razão pela qual essa diferença de resultados pode ser explicada (sem falar na qualidade das imagens devido à influência do vapor d'água p.e.).

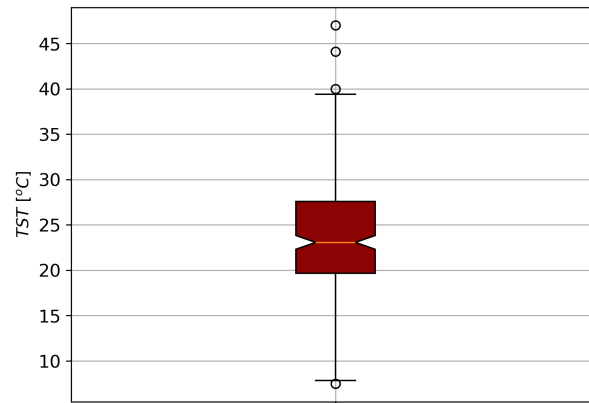
4.2.2 Série TST

Para verificar se a TST recuperada é consistente, será realizada uma inspeção visual de sua distribuição através do diagrama de caixa 16. Nele, pode-se observar uma baixa quantidade de dados atípicos. Ao analisar a causa desses valores, duas imagens espaçadas no tempo relacionadas aos valores mínimos foram selecionadas aleatoriamente para exibição em *Qgis*. Ao abrir as imagens, verificou-se que havia nebulosidade sobre a área da torre micrometeorológica que, pode ser observada em 29 A 31.

Com a inspeção visual realizada, foram retiradas 15 observações do número total 267 (resultando na Figura 16), que corresponde a $\approx 0,06$ do total de informações processadas. Essa baixa proporção de dados inconsistentes (menos de 0,1) sugere que esses dados podem ser usados para processamento e análise subsequentes sem nenhum problema em 94% dos casos. A causa das inconsistências pode ser devido ao filtro de nuvens aplicado no download da imagem e exposto em 3.2.3 foi aplicado a toda a área do PNI cuja cobertura de nuvens incluiu a fração de área que ocupa a área tampão da torre micrometeorológica.

¹ A diferença de ambos, são os algoritmos, onde um utiliza duas bandas; enquanto os outros três. Para maiores detalhes, consulte o [Li et al. \(2018\)](#) e a documentação oficial do *MODIS*

Figura 16 – Distribuição da TST.



Corresponde à área próxima da torre micrometeorológica entre as datas 1961-01-01 a 2020-07-31.

Fonte: Autoria própria.

4.2.2.1 Correspondência entre missões

Conforme mencionado em 3.3.3.3, foram aplicados os testes *t-student* e *Levene* para um nível de significância $\alpha/2 = 0,025$ cujos resultados são encontrados em 10. Assim, quando se estabelece que os valores são maiores que α , aceita-se a hipótese nula (MOLINA, 2022) em que, as amostras dos dados computados do TST para as missões 5, 7 e 8 não apresentam diferenças significativas entre si e provêm do mesmo conjunto de dados. Ou seja, as temperaturas processadas podem ser analisadas em toda a série temporal.

Tabela 10 – Resultados dos testes estatísticos

	P_T	P_L
L5-L7	0.200	0.310
L7-L8	0.261	0.254

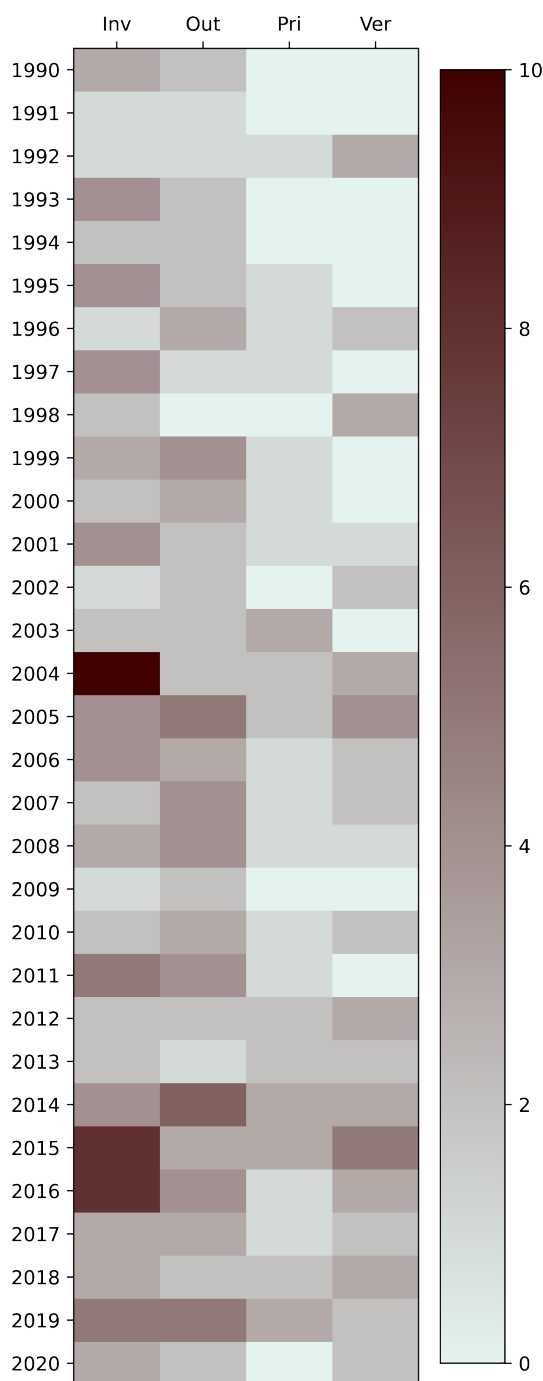
L5-L7 corresponde à comparação entre as missões 5 e 7; enquanto L7-L8 entre as 7 e 8. Ambas as missões tiveram 34 graus de liberdade no teste *t-student*. As colunas P_T e P_L ao valor «p» dos testes *t-student* e *Levene*, nessa ordem ao igual que em 9.

Fonte: Autoria própria.

4.2.2.2 Sazonalidade TST

Foi criado um algoritmo que classificou a data de obtenção de cada imagem com a estação na época do ano em que foi obtida. O número de imagens que compõem cada estação, a cada ano, pode ser observado na figura 17. Observe que, pode-se evidenciar que nas estações com baixa precipitação ou teor de umidade na atmosfera (inverno e outono) possuem de maneira generalizada uma maior quantidade de imagens, em contraposição com primavera (que é quando iniciam as precipitações) e verão (quando a época úmida se

Figura 17 – Quantidade de imagens por estação.



Cor vermelha apresenta maior quantidade de imagens; branca, zero imagens. Inv, Out, Pri e Ver, correspondem as estações Inverno, Outono, Primavera e Verão respectivamente.

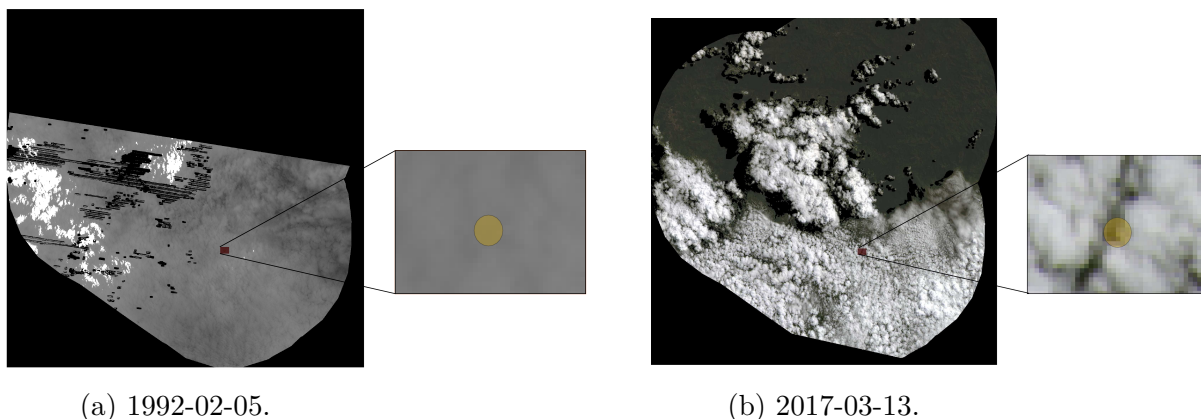
Fonte: Autoria própria.

encontra vigente) as menores quantidades de imagens, chegando inclusive a ser nulo. O exposto acima acontece principalmente devido ao filtro de cobertura de nuvens aplicado em *GEE* conforme explicado em 3.2.3.

Foram encontrados 7 valores atípicos, os quais correspondem a Inv-2010: 278, 537,

Inv-2020: 272, 696, Out-2002: 233, 930, Out-2004 151, 774, Pri-2017: 278, 827, Ver-1992: 217, 457 e Ver-2002: 373, 938 . Ao verificar a base de dados, verificou-se que as causas correspondem à existência de pixels com valores com temperaturas próximas ou inferiores às indicadas acima (como pode ser observado na figura 18 e 19 devido à «contaminação» de massas de vapor de água sobre a área de estudo (LU et al., 2011), as quais representam um fator de modificação relevante sobre a TST (ABBASI et al., 2020) e geralmente, produzem informações espacialmente inconsistentes (ZHANG; PANG; LI, 2015; ZHU et al., 2022). O acima, acontece apesar de ter implementado um filtro para a cobertura de nuvens como explicado em 3.2.3.

Figura 18 – Visualização de TST atípicos no PNI.

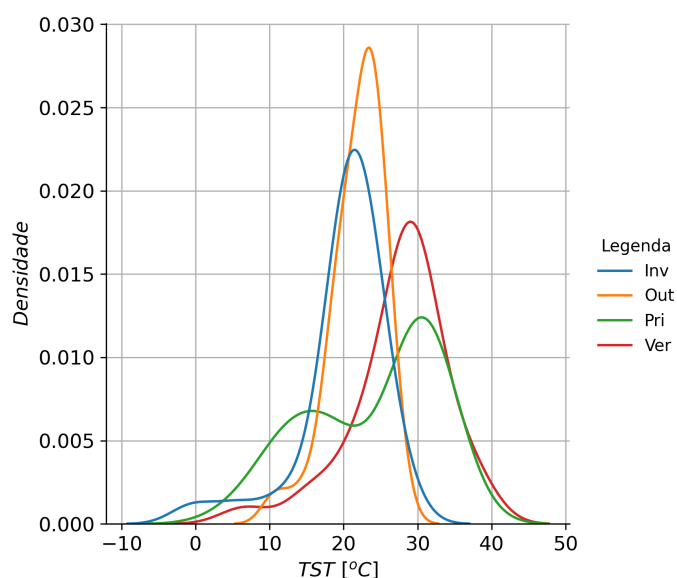


Valores pretos correspondem a 0. Área amarela é o amortecimento da torre micrometeorológica.

Fonte: A autoria própria.

A figura 19 permite saber qual é a distribuição das temperaturas para cada estação, ao longo de toda a série temporal. Pode-se observar que, há dois tipos de épocas que predominam majoritariamente: uma de temperaturas baixas ou frias que correspondem ao inverno e ao outono; e outra de altas temperaturas ou quentes que incluem o verão e a primavera, embora esta última, poderia ser uma época de transição por seu comportamento bimodal. Isso sugere que, a transição entre a estação fria para a estação quente é progressiva, enquanto de quente para frio pode ser muito mais agressiva em termos de mudança de temperatura.

Figura 19 – Termograma por estação.



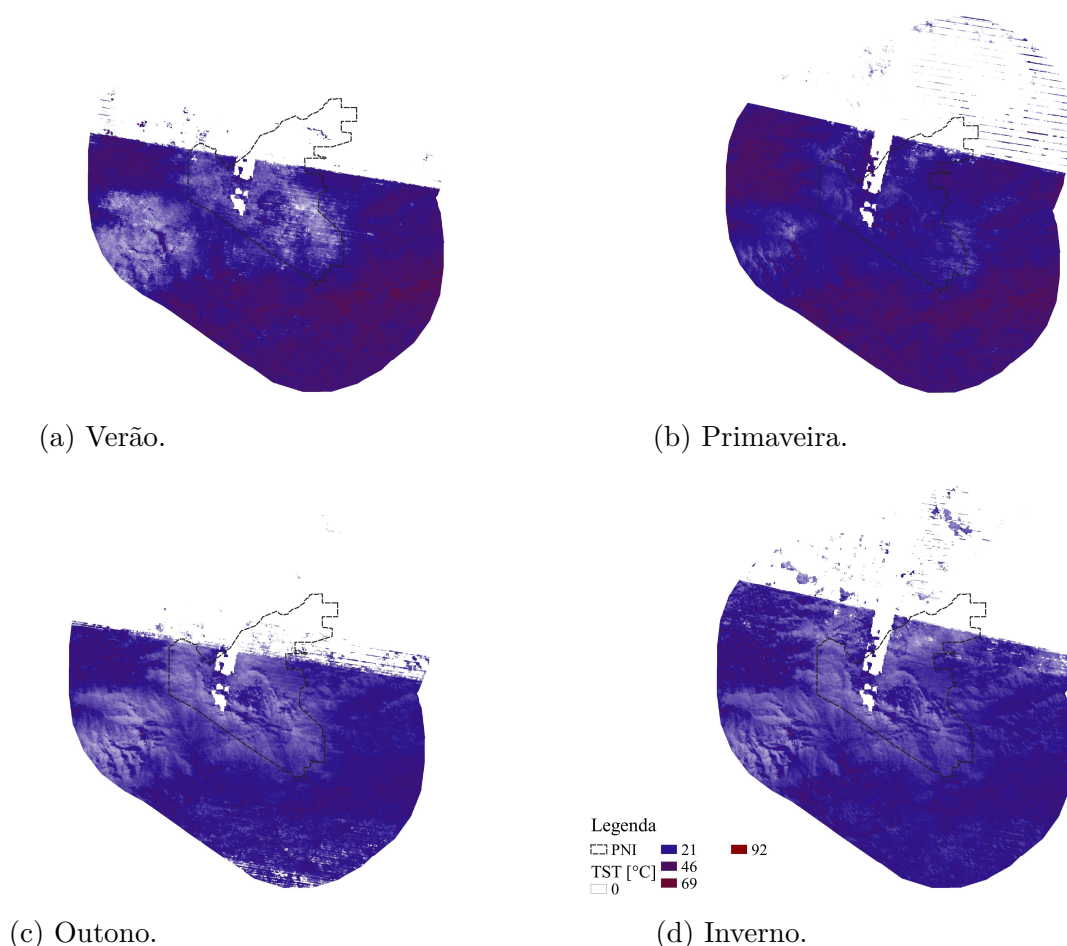
Densidade expressada em fração decimal.

Fonte: A autoria própria.

Em relação, as temperaturas esperadas de menor a maior magnitude correspondem

às épocas de inverno, outono, primavera e verão, embora possam existir temperaturas na primavera maiores que as do verão, como pode ser observado em [20. Geirinhas \(2016\)](#) quem caracterizou as ondas de calor em várias cidades do Brasil, descobriu que São Paulo é a segunda cidade com maior incidência de ondas de calor durante a época do verão e em geral, possui tendência significativa a aumentar tanto a frequência como a duração mínima de ondas de calor por ano. Caso contrário acontece com o Rio de Janeiro, dado que seu comportamento em relação às ondas de calor é quase que estável, pois estes eventos os associam mais com as temperaturas mínimas do que com as máximas (como ocorre com as demais cidades estudadas).

Figura 20 – Visualização da qualidade da TST computada



Valores brancos correspondem a 0.

Fonte: Autoria própria.

Isto é importante porque a ocorrência de sistemas de alta pressão ocasionados pelas ondas de calor, inibem a formação de nuvens (que neste caso, seria esperado que ocorresse em São Paulo) e gera um arrasto de massas de ar para os sistemas de baixa produzindo uma maior produção de nuvens nos sistemas de baixa, fruto da ascensão do ar quente e úmido ([REIS, 2017](#)). Assim, como pode ser estabelecido que, a grande quantidade de

nuvens que cobrem a zona de estudo, pode ser devido à combinação da evaporação de água na Usina Hidroelétrica-UHE Funil (escala local) e o efeito sinóptico das ondas de calor que ocorrem em regiões próximas ao PNI.

A distribuição espacial esperada por estações, representada na figura 18, permite observar que nas estações de verão e primavera, existe predominância de uma zona de altas temperaturas ao sul e oeste da zona estudada, pelo que se poderia esperar a ocorrência de fenômenos de advecção para o centro da região. O fato anterior, é de vital importância, tendo em conta que, para o sul do parque existe um corpo de água do produto represamento do rio Paraíba do Sul (que pertence à bacia do rio Paraná), com o fim de gerar até 180MW (PINHEIRO et al., 2019) e conta com uma área inundada de cerca de 40km² em um volume útil de us 605hm³ (DIAS, 2019; CAMPOS, 2021) por que, seu espelho de água representa um aporte de vapor de água significativo no PNI.

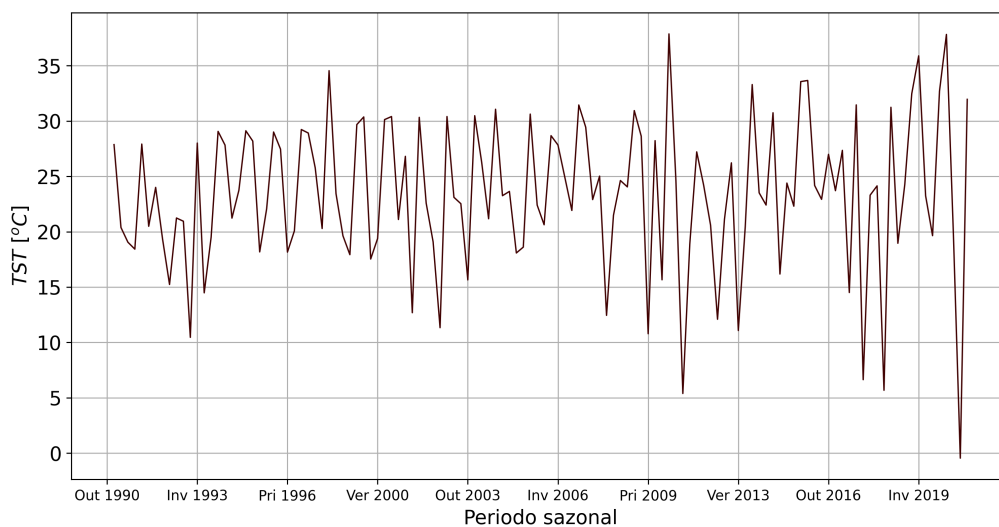
4.2.2.3 ARIMA

Para poder construir o modelo *ARIMA* de acordo com o exposto em 3.3.4, foi realizado o gráfico da série temporal TST para detectar graficamente se ela é estacionária ou não. O gráfico é complementado pela aplicação do teste *Mann Kendall* a um nível de significância de 5%. Como resultado, a figura 21 foi gerada. O gráfico sugere a aparente ausência de tendência contrastando com os resultados do teste *Mann Kendall*, onde há evidência significativa para aceitar H_0 e rejeitar a existência de tendência (dado que o $p - valor > 0,05$ que neste caso, está em aumento. O valor de z obtido nesta prova é de 1,391 e de acordo com Muñoz, Tocados e Marín (2020), Chávez e Long (2023), por ser menor que 1,96 a tendência é não significativa.

Da figura 22, destaca-se que todos os atrasos estão abaixo dos intervalos de confiança indicando que não há correlação significativa entre as observações, exceto o atraso 40. As correlações tentam enfraquecer-se aproximadamente entre o atraso 10 e 20, momento a partir do qual, «toma força» para depois diminuir mais ou menos a uma autocorrelação constante até o atraso 100 e depois, diminui até se tornar fraco. Isso pode sugerir que a série é fortemente autocorrelacionada.

A figura 23 é representada pela FAC e FACP das observações diferenciadas de ordem 1 para um total de 50 atrasos. Lá, pode-se observar em 23a que a partir do primeiro atraso, as observações não são significativas (com exceção do 40). Portanto, o segundo parâmetro do modelo *ARIMA* (p) pode ser 40. No entanto, ao optar por este grau, o modelo ficaria extenso e somada a «baixa» significância que adquire o atraso 40 ao estar fora do intervalo de confiança, decide-se testar com $p = 1$. Por outro lado, a FACP revela um menor grau de correlação entre as observações, so até o terceiro atraso que ligeiramente sobressai do intervalo de confiança. É por isso que, o último parâmetro do *ARIMA* (q) o valor de 3. Note-se que ao ter um grau 3, o polinômio (21) não fica tão extenso ao

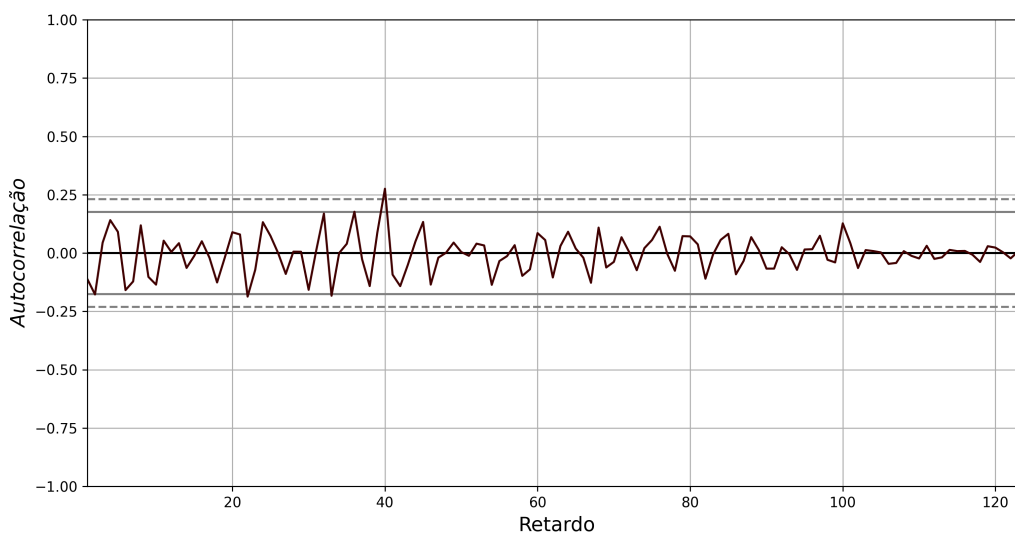
Figura 21 – Série temporal da TST.



No quadro, são apresentadas as informações da tendência.

Fonte: Autoria própria.

Figura 22 – Autocorrelação da TST.

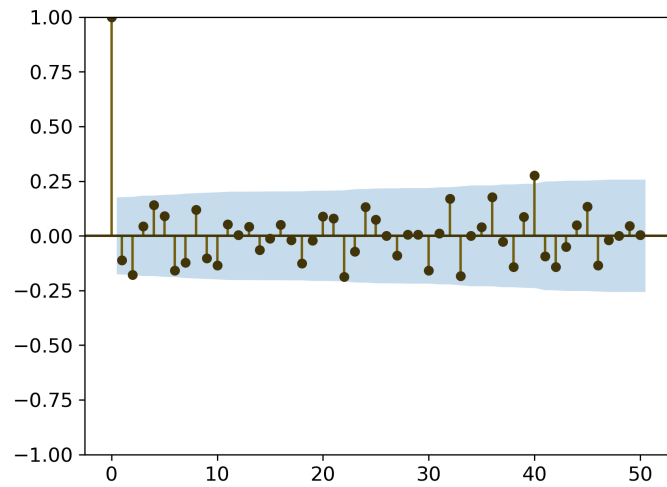


Fonte: Autoria própria.

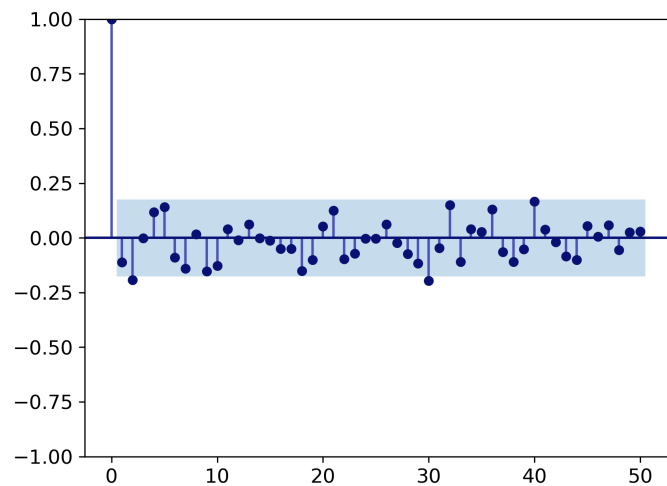
comparar $p = 40$ com $q = 3$ e por isso, opta-se por deixar esse valor.

Com o exposto acima, o modelo *ARIMA* será construído com os parâmetros ($p = 1, d = 0, q = 3$). Para avaliar a confiabilidade, realizou-se um modelamento com 93 de 124 observações (25%), os quais foram ordenados cronologicamente. Isso, a fim de prever os próximos 31 que correspondem às últimas 31 observações. A partir dessa modelagem,

Figura 23 – Autocorrelação da série TST



(a) FAC.



(b) FACP

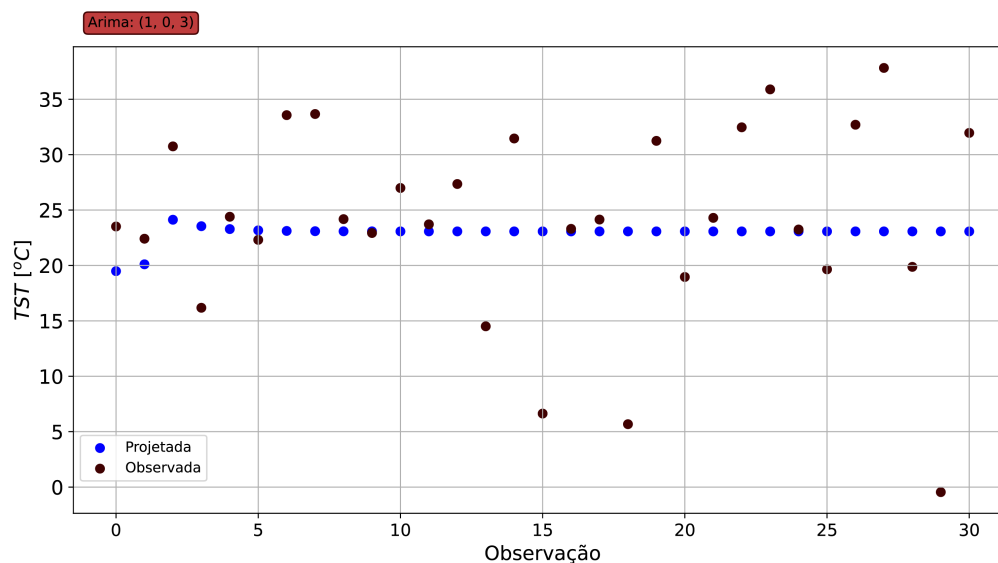
FAC: função de autocorrelação; FACP: função de autocorrelação. Ambos os gráficos foram feitos para cinquenta atrasos.

Fonte: Autoria própria.

um $ECA = 6,606K$ e $ECM = 36,78K$. O acima, pode ser observado na figura 24 pois apresenta-se maioritariamente um comportamento linear da projecção (linha azul) que chega a corresponder quase 30% dos valores observados. Por outro lado, ao executar o modelo com a função `autoauto_arima`, descobriu-se que o melhor ajuste era obtido com $(p = 0, d = 0, q = 0)$, ou seja, não está determinado para esta série.

ARIMA é um modelo que tem sido amplamente utilizado para prever a TST recuperado através de plataformas de satélite como *MODIS* (SAELIM; MUSIKASUWAN; CHETAE, 2020; HAQ et al., 2020; ABDULMANA et al., 2024) na sua grande maioria;

Figura 24 – Comparativa del ARIMA y datos computados.



Observação corresponde às estações iniciando em inverno do 2012 (0) e finalizando em verão do 2022 (30).

Fonte: Autoria própria.

enquanto, através de *Landsat*, poucos foram encontrados (KESAVAN et al., 2021). De maneira generalizada, encontra-se que os estudos sobre TST focam na identificação de ilhas urbanas de calor e, as zonas de estudo, têm uma alta composição de construções antrópicas onde predominam condições impermeáveis e de alta refletância superficial. Nas informações consultadas, poucas análises de TST (SAYAH et al., 2021) realizadas sobre regiões onde predomina a cobertura vegetal.

Um caso particular na análise da TST (integrado com outros parâmetros meteorológicos) focado em uma CUS que não é exclusivamente urbana corresponde ao efetuado sobre a bacia do rio *Nahr Ibrahim* por Sayah et al. (2021), sobre a qual foram caracterizados 7 CUS, existentes desde o nível do mar até os 2660m. De maneira generalizada, modelos de previsão foram construídos para temperatura e precipitação com alto grau de ajuste e significância maior que 0,6, mas não evidenciados para TST e outros índices climáticos pela presença de tendências heterogêneas em várias partes da bacia. Neste estudo, a projeção do TST não foi modelada.

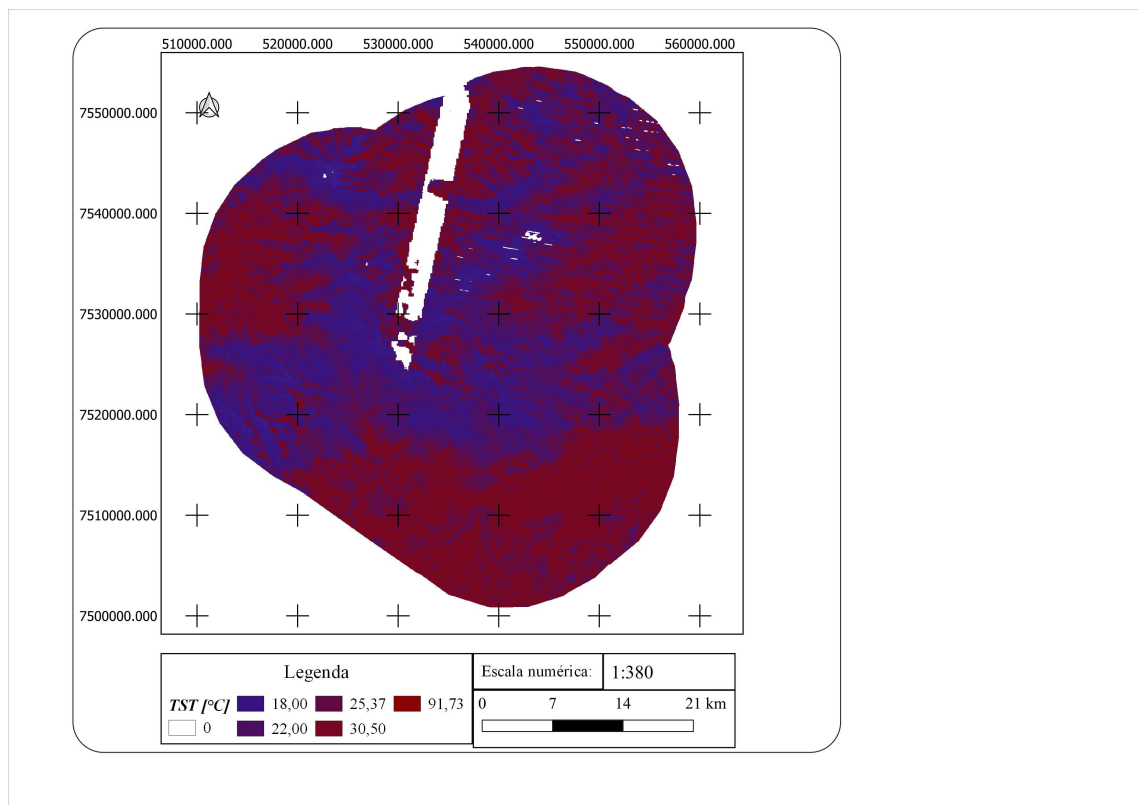
Não obstante, casos de sucesso referente à previsão da TST foram publicados, como o fez Kesavan et al. (2021), que criou um modelo preditivo ajustado para mais de us 90% e ponderação inferior a 0,8°C gerando, como $EMC = 1,110^{\circ}C$. A particularidade desta modelagem é que Kesavan et al. (2021) usaram imagens *Landsat* no ano de 2018 para prever qual é o potencial TST que poderia ser alcançado nesse mesmo ano, embora não seja especificado quantos nem quais dados foram usados como entrada e/ou saída do modelo (embora aparentemente tenham usado uma imagem obtida em 4 de janeiro

de 2018). Por outro lado, na recuperação do TST, utilizaram uma expressão baseada no tratamento da radiância espectral dos sensores *Landsat* que, não necessitaram como valor de entrada as propriedades atmosféricas.

4.2.2.4 CUS

Ao procurar as imagens que serviriam para caracterizar a cus do PNI nas datas descritas em 3.3.1, verificou-se que 11 imagens TST podem ser utilizadas, as quais correspondem às datas [2010 – 10 – 28, 2011 – 09 – 29, 2011 – 04 – 06, 2011 – 04 – 22, 2011 – 05 – 08, 2011 – 05 – 24, 2011 – 07 – 11, 2011 – 07 – 27, 2011 – 08 – 12, 2011 – 08 – 28, 2011 – 09 – 13]. Posteriormente, computou-se uma única imagem TST (Figura 25) onde, para valores menores a $0^{\circ}C$ os valores são 0, enquanto os maiores correspondem à mediana dos formados pelo arranjo das TST para cada data (maiores a $0C$). Quer dizer que, se uma temperatura calculada (por exemplo) for $-129,35^{\circ}C$, será tomada como 0. Isso porque, esta magnitude pode ser devida à influência de alguma massa de vapor de água sobre um pixel.

Figura 25 – TST mediana.



Pixels brancos representam temperaturas abaixo de $0^{\circ}C$ tomadas como 0 pois são erros de filtragem nas imagens.

Fonte: Autoria própria.

Da figura 25, dois elementos importantes são destacados. O primeiro deles é a existência de falhas na captura de informação radiométrica representada em (1) pixels brancos, no interior da área de amortecimento, onde se destaca uma faixa entre $2,8km$ e

0,3km aproximadamente a partir da parte norte para a parte central, que compreende um trajeto próximo dos 28km. Além disso, existem «buracos» distribuídos principalmente na parte nordeste e poucos na parte noroeste. Outro elemento importante a destacar é a presença de um possível ruído com inclinação em torno de ocidente 10° sentido sentido oeste-leste, possivelmente proveniente das ferramentas de satélite e da metodologia de compilação efetuada.

Ao implementar a função «estatísticas de zona», verificou-se que os polígonos da CUS (figura 5) apresentaram 14 erros topológicos relacionados a autointerseções entre os polígonos. Por isso, foi realizada uma correção linear através da ferramenta «Corrigir geometria» para cada um deles, resultando em uma nova camada com os polígonos livres de interseções e mantendo os mesmos atributos que seu original. Depois disso, foi possível aplicar a ferramenta «estatísticas de zona» conforme descrito em 3.3.1. Como resultado, obteve-se como informação a tabela 11 e cuja distribuição espacial é representada em 26.

Tabela 11 – Resultados dos testes estatísticos

CUS	Media	Mediana	Min	Max	Rango	Varianza
AR	282.250	294.160	0	324.849	324.849	3752.576
ACA	265.504	297.872	0	337.344	337.344	9060.060
AU	293.073	300.340	0	320.850	320.850	2518.272
AP	295.149	294.777	292.126	302.300	10.173	3.361
FAM	285.197	292.704	0	346.172	346.172	2192.473
FM	292.443	295.030	0	319.010	319.008	877.062
FSM	298.348	297.934	290.470	315.640	25.1716	12.283
RV	280.185	294.803	0	328.806	328.806	4385.140

Os valores mínimos de temperatura em 0 estão associados à alta cobertura de nuvens sobre a categoria durante o processo de caracterização.

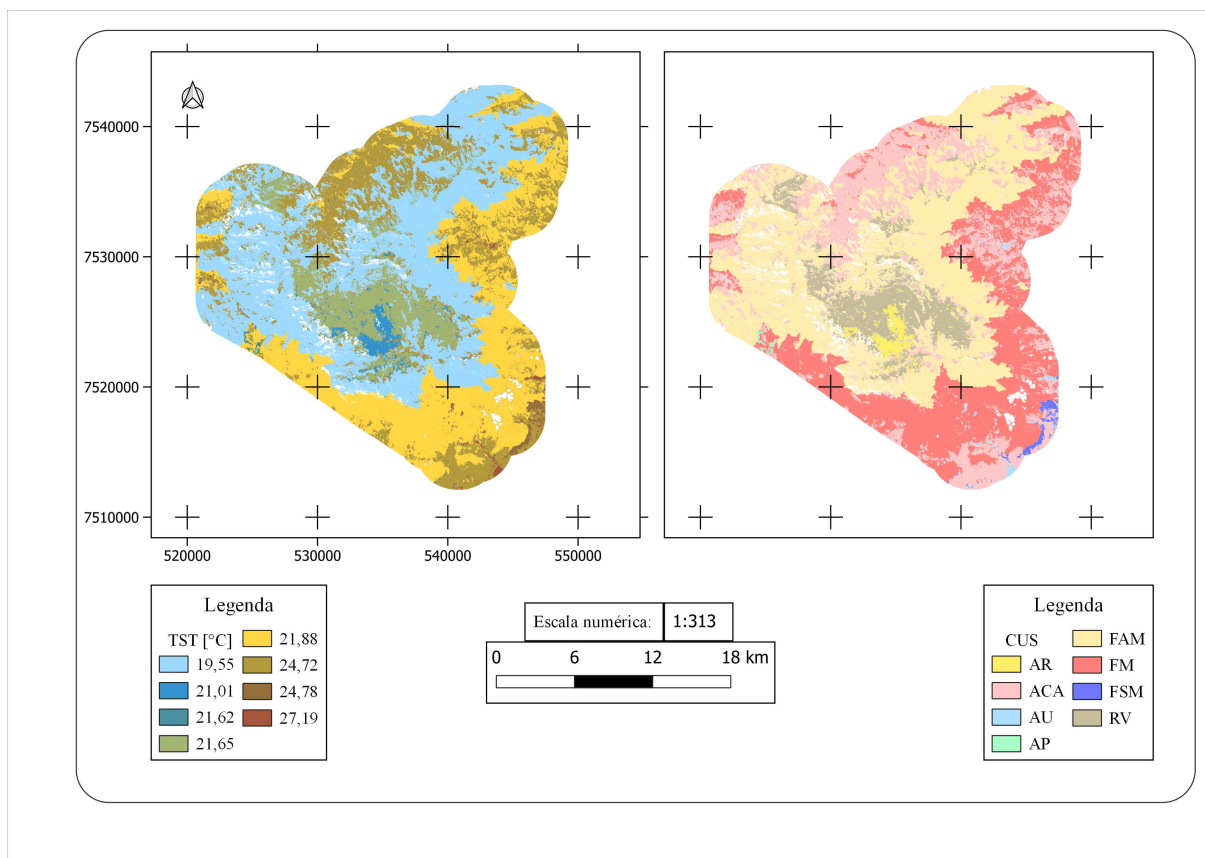
Fonte: Autoria própria.

Os resultados indicam que, seria esperada a existência de advecção principalmente da parte sul para a central do PNI. Por outro lado, ao sobrepor o MDE com a TST mediano, percebe-se que as baixas temperaturas estão localizadas principalmente sobre áreas de alta altitude, enquanto as altas TST em baixas alturas, o que é lógico se lembrarmos que a relação temperatura-altura é inversamente proporcional.

Uma análise realizada por Kesavan et al. (2021) na área metropolitana da cidade *Chennai* no sul da Índia para identificar as mudanças na temperatura de 8 CUS, descobriu que a extensão aumentou para todas as coberturas, com exceção das zonas úmidas, as quais, foram reduzidas em quase metade. Por outro lado, não discrimina para cada CUS uma análise da TST. Pelo contrário, discrimina em máximas, médias e mínimas, em cuja pesquisa pode detalhar-se um aumento na faixa de temperaturas no intervalo $[32, 26]^{\circ}C$, em 2008, até $[36, 6, 29]^{\circ}C$, em 2018, ou seja, um aumento próximo a $1, 5^{\circ}C$.

Na província de *Punjab* (Paquistão), Mehmood et al. (2022) conseguiu gerar mode-

Figura 26 – Distribuição espacial da TST segunda CUS.



As categorias da CUS (direita) são:AR-Afloramento Rochoso, ACA-Agricultura, AU-Área urbana, AP-Áreas de plantação, FAM Floresta Ombrófila Densa Alto Montana, FM-Floresta Ombrófila Densa Montana, FSM Floresta Ombrófila Densa SubMontana, RV-Refúgio Vegetacional.

Fonte: Autoria própria.

los *ARIMA* para identificar diferenças entre TST urbano e rural através da Intensidade Superficial das Ilhas de Calor-ISIC ou *SUHII* para aproximadamente 11 anos. Os resultados anteriores, pode dever-se à hipótese levantada nesta pesquisa sobre a característica que tem a TST de por si mesma, não ser capaz de modelar-se assim mesmo dado que aqui, foi utilizada uma variável subsidiária (que é, a diferença de TST) podendo talvez, mitigar esse efeito «imunomodador» no momento de fazer a modelagem preditora.

Particularmente no bioma da Mata Atlântica, [Jesus \(2020\)](#) através de seu trabalho, indica que a ocorrência de incêndios e desastres naturais acontece através da relação direta que existe com a temperatura do solo (e, portanto, com a superfície), a infiltração de água no solo e o regime de precipitação. Esses fatores são alterados pela mudança na cobertura e uso da terra, mudanças nos sistemas climáticos e intensificação de eventos extremos. Por isso, o monitoramento por O Estado e o trabalho com as comunidades é de extrema importância para a gestão e a atenção dos riscos e desastres.

4.2.3 Considerações finais

Nesta pesquisa, foi possível complementar estudos relativos à estimativa da Temperatura Superficial Terrestre-TST mediante o processamento de imagens de satélite com o fim de validar seu uso (ANDRADE, 2019); ou a análise da relação com a cobertura e uso do solo (LIU et al., 2021), através da construção de séries temporais, o uso de modelos estatísticos e a aplicação de uma metodologia com enfoque altimétrico para reduzir a generalização nas relações geográficas e climáticas.

O uso do algoritmo monocanal implementado nesta pesquisa induz alto viés à recuperação da TST. Isto pode ser devido à modelagem das propriedades atmosféricas que não foram atualizados para as condições atmosféricas atuais e para uma maior cobertura acompanhada do detalhamento de regiões ou características de aplicação onde possam ser implementadas, especialmente em áreas onde possa existir alta influência de transporte de massas de água (para mencionar um fator). O acima pode ser apoiado porque Yang et al. (2020) menciona que os modelos para recuperar o vapor de água atmosférico possuem alta variabilidade e recomenda usar aqueles produtos provenientes de reanálise.

Outro estudo onde se procurou estimar T_a a partir do TST desenvolvido por Liu et al. (2021) em uma área da bacia do rio *Shinyang* (China) com uso predominante de áreas urbanas, culturas e pastais, teve um ECM 3,27K e 4,8K (significativamente mais baixo do que a validação apresentada no 4.2.1 e a encontrada aqui com o ARIMA (6 vezes menor), mas com um ajuste ligeiramente superior a da validação desta pesquisa.

Da mesma forma, Liu et al. (2021) avaliou o desempenho de 7 modelos de regressão linear que relacionam T_a e TST, descobrindo que o ajuste mínimo e máximo em erro e viés é dado para o modelo de uma única variável, e inverte a situação significativamente a partir de 3. O acima exposto, pode indicar que as projeções feitas para tomar ou tomar a TST por si só não permite explicar outras variáveis de monitoramento meteorológico, então você pode precisar de outras variáveis, parâmetros adicionais.

As condições acima podem explicar a baixa precisão e exatidão tanto para validação com o uso de outros instrumentos quanto para projeção. Por isso, tornou-se muito mais conveniente utilizar, pelo menos, metodologias que utilizem duas bandas no processamento propriamente dito da TST, ou auxiliares para a estimativa das propriedades atmosféricas ou superficiais.

Nesta pesquisa, verificou-se que a TST pode ser «imunomodulador» inibindo que possa ser projetado para o futuro através do uso de modelos estatísticos como ARIMA. Aquele recurso intrinsecamente esta propriedade pode ser visto no estudo de Liu et al. (2021) e Mehmood et al. (2022) (como explicado anteriormente). Isso poderia explicar a baixa correlação na validação com o sensor *SI-111*, alta interferência de vapor de água e desempenho nulo para prever).

Embora existam essas e outras investigações que são realizadas para contribuir com o desenvolvimento de novas tecnologias voltadas para o monitoramento, restauração, conservação e/ou atividades correlatas, elas devem ser sempre acessíveis e vinculantes para as comunidades e instituições do Estado. Para realizar uma melhor caracterização do PNI, foi pesquisado o Plano de Manejo hospedado no site oficial do Instituto Chico Mendes de conservação da Biodiversidade-[ICMBio](#) que data de 1982. Ao tentar entrar em contato com os mecanismos de comunicação do mesmo site, nenhum contato foi obtido. Por isso, universidades, comunidades e instituições são convidadas a trabalhar em coordenação para que os programas possam ser desenvolvidos de melhor forma ambiental, social e tecnológica.

5 CONCLUSÃO

O Parque Nacional do Itatiaia possui ampla distribuição altimétrica e de cobertura e uso do solo, o que influencia de forma generalizada no comportamento da temperatura da superfície terrestre. O exposto acima pôde ser verificado pelo Zoneamento realizado para poder espacializar adequadamente e de acordo com as informações radiométricas geradas por *Landsat* permitindo obter um TST com maior detalhamento, tendo determinado uma temperatura média para toda a região.

A composição das séries temporais relacionadas às informações radiométricas sofre grandes riscos quanto à aquisição e armazenamento de dados (como pôde ser observado em 4.1.2.1, principalmente para variáveis fundamentais como temperatura e umidade. A presença de outliers e valores incomuns, possivelmente devido à interferência durante a aquisição de dados. Apesar da aplicação de metodologias para corrigir as falhas, a indução de erros e vieses poderia ter repercutido na validação. Portanto, fica evidente a necessidade de aprimorar os processos de aquisição de informações a fim de ter uma boa base histórica para análise e tomada de decisão.

Na validação do uso do *Landsat* como ferramenta confiável para recuperar o TST, os resultados mostraram um ajuste inferior a 0,6, indicando assim um desempenho médio para sua estimativa. Fatores como o algoritmo, suposições, parametrização do modelo atmosférico e teor de vapor de água atmosférico induzem viés significativo ao comparar dados do sensor SI-111. Acima, apesar de ter gerado duas expressões para determinar a taxa de saturação do ar $t_s [gkg^{-1}]$ e densidade $\rho [kgm^{-3}]$ em função da temperatura ambiente com ajuste superior a 0,997. Essas expressões podem ser facilmente utilizadas para recuperar essas propriedades e aplicá-las em diferentes modelos que as exijam, não apenas na recuperação do TST.

Por outro lado, foi avaliado se existem diferenças significativas entre os dados obtidos pelas diferentes missões *Landsat*. A avaliação mostrou que não há diferenças significativas entre eles, sendo possível construir uma série temporal contínua e irrestrita de produtos derivados de *Landsat* (como neste caso, TST). Com o exposto, foi possível encontrar diferenças no TST quando classificado por estações, encontrando particularidades de verão e primavera que compõem uma estação quente, enquanto inverno e outono, uma estação fria ou de baixa temperatura.

A partir da proposta de zoneamento mostrada em 9, percebe-se que a grande maioria das zonas corresponde a um tamanho menor ou igual à grade proposta por Xavier et al. (2022) e apenas oito (8) são maiores que ela. O exposto, poderia servir para fazer um maior detalhamento na área de estudo no que diz respeito às variáveis climáticas que para

os fins desta pesquisa, trabalharemos com a hipótese (que ficará para outras pesquisas futuras verificarem) de que o referido zoneamento apresenta condições homogêneas que validam a composição do mesmo.

5.1 ALCANCE E LIMITAÇÕES

Os perfis atmosféricos trabalhados por [Sobrino, Coll e Caselles \(1991\)](#) pode não considerar mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa sem mencionar que, não é mencionado quais são as condições superficiais de cada um deles. Por exemplo, eles não nos permitem responder se são perfis continentais ou marítimos, quão próximos estão de costas ou grandes massas de água, ou qual é a cobertura vegetal das informações geradas.

Esta pesquisa foi desenvolvida a partir da funcionalidade do *Google Earth Engine* para o pré-processamento de imagens de satélite *Landsat* antes de janeiro de 2024. Pode-se ver que existe um aparente erro na aplicação de filtros de nuvens, o qual, pôde ser percebido uma vez que as imagens foram processadas, gerando uma profunda limitação (referente à qualidade) na aplicação do algoritmo para recuperar o TST. Da mesma forma, apesar de ter enviado a geometria de filtro e corte, o algoritmo omitiu de maneira geral, a fusão de algumas cenas (como pode ser visto em [18](#) e [20](#). No entanto, é possível que, após essa data, o algoritmo do *GEE* melhore essas falhas.

Por outro lado, a recuperação da TST esteve limitada às condições atmosféricas modeladas por *LOWTRAN 7* e *MODTRAN* de acordo com os desenvolvimentos de [Sobrino, Coll e Caselles \(1991\)](#) e [Wang et al. \(2015\)](#) as quais, possivelmente não tenham sido atualizadas às concentrações atuais de vapor de água e outros gases que compõem a atmosfera atual. Da mesma forma, aparentemente as zonas onde foram amostrados os perfis atmosféricos poderiam não corresponder a condições particulares como a Mata Atlântica e possivelmente entre outros biomas da América do Sul, pelo que, o TST obtido possui esta forte limitação.

Devido ao exposto, a metodologia monocal canal ou *Mono-window* parece ser limitada como exposto pela análise de resultados previamente, destacando-se em zonas de altos teores de vapor de água atmosféricos encontrados. É possível que, com outras metodologias (como «janela separada» (*Split-window*) ou o uso misto de plataformas de satélite possa melhorar esses obstáculos.

Durante a execução do algoritmo, um erro, talvez, bastante significativa, foi a superestimação da coluna de vapor de água (C_{vap}) que saía dos limites colocados por [Wang et al. \(2015\)](#) para recuperar a transmissibilidade atmosférica, uma vez que se recuperaram valores a partir de $6,8gcm^{-2}$, particularmente da ordem de us $7,2gcm^{-2}$ e, até mesmo, superiores a us $8,4gcm^{-2}$. Para poder aplicar as equações levantadas, os valores que excederam $6,8gcm^{-2}$ fueron foram igualados a $6,8gcm^{-2}$. para o modelo tropical. Este fato, poderia suportar a alta formação de nuvens na área de análise fruto de movimentos de advecção e transporte de vapor de água de outras regiões anexas ao PNI. Valores «normais» da coluna de vapor de água variaram de $1,178gcm^{-2}$ e $2,864gcm^{-2}$.

REFERÊNCIAS

- LOGAN, T. M. et al. Night and day: The influence and relative importance of urban characteristics on remotely sensed land surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, v. 247, p. 111861, 2020. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425720302315>>. Citado na página 14.
- MUSHORE, T. D. et al. Determining extreme heat vulnerability of harare metropolitan city using multispectral remote sensing and socio-economic data. <https://doi.org/10.1080/14498596.2017.1290558>, Taylor & Francis, v. 63, p. 173–191, 1 2017. ISSN 14498596. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/14498596.2017.1290558>>. Citado na página 14.
- WU, B. et al. Regional actual evapotranspiration estimation with land and meteorological variables derived from multi-source satellite data. *Remote Sensing 2020*, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 12, p. 332, 1 2020. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2072-4292/12/2/332/htmlhttps://www.mdpi.com/2072-4292/12/2/332>>. Citado na página 14.
- SUN, Z. et al. Relationship between evapotranspiration and land surface temperature under energy- and water-limited conditions in dry and cold climates. *Advances in Meteorology*, Hindawi Publishing Corporation, v. 2016, 2016. ISSN 16879317. Citado na página 14.
- ARYA, S. P. *Introduction to Micrometeorology*. 2. ed. [S.l.: s.n.], 2001. 15 p. ISBN 9780080489261. Citado na página 14.
- SÁNCHEZ, J. M. et al. Impact of land cover change induced by a fire event on the surface energy fluxes derived from remote sensing. *Remote Sensing*, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 7, p. 14899–14915, 11 2015. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2072-4292/7/11/14899/htmlhttps://www.mdpi.com/2072-4292/7/11/14899>>. Citado na página 14.
- OLIVEIRA, C. M. M. de et al. Spatiotemporal assessment of land surface temperature and vegetation in tropical urban areas. *Urban Ecosystems*, Springer, p. 1–21, 9 2022. ISSN 15731642. Disponível em: <<https://link.springer.com/article/10.1007/s11252-022-01276-x>>. Citado 2 vezes nas páginas 14 e 53.
- SANTOS, R. de O. et al. Nmdi application for monitoring different vegetation covers in the atlantic forest biome, brazil. *Weather and Climate Extremes*, v. 33, p. 100329, 9 2021. ISSN 22120947. Citado na página 14.
- THAKUR, S. et al. Assessment of changes in land use, land cover, and land surface temperature in the mangrove forest of sundarbans, northeast coast of india. *Environment, Development and Sustainability*, v. 23, p. 1917–1943, 2 2021. ISSN 1387-585X. Citado na página 14.

KAYET, N. et al. Spatial impact of land use/land cover change on surface temperature distribution in saranda forest, jharkhand. *Modeling Earth Systems and Environment*, v. 2, p. 127, 9 2016. ISSN 2363-6203. Citado na página 14.

TAFESSE, B.; SURYABHAGAVAN, K. V. Systematic modeling of impacts of land-use and land-cover changes on land surface temperature in adama zuria district, ethiopia. *Modeling Earth Systems and Environment*, v. 5, p. 805–817, 9 2019. ISSN 2363-6203. Citado na página 14.

CARRASCO, R. A. et al. Land use/land cover change dynamics and their effects on land surface temperature in the western region of the state of são paulo, brazil. *Regional Environmental Change*, v. 20, p. 96, 9 2020. ISSN 1436-3798. Citado na página 15.

SAYÃO, V. M. et al. Land use/land cover changes and bare soil surface temperature monitoring in southeast brazil. *Geoderma Regional*, v. 22, p. e00313, 9 2020. ISSN 23520094. Citado na página 15.

LEEUWEN, T. T. van et al. Optimal use of land surface temperature data to detect changes in tropical forest cover. *Journal of Geophysical Research*, v. 116, p. G02002, 4 2011. ISSN 0148-0227. Citado na página 15.

ANDRADE, M. D. de. Avaliação do produto mod11a2 para o monitoramento da temperatura do dossel florestal em área de mata atlântica, brasil. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 12 2019. Disponível em: <<https://tede.ufrrj.br/handle/jspui/5813>>. Citado 7 vezes nas páginas 15, 42, 43, 45, 52, 55 e 83.

ÇOLAK, E.; SUNAR, F. Evaluation of forest fire risk in the mediterranean turkish forests: A case study of menderes region, izmir. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, v. 45, p. 101479, 5 2020. ISSN 22124209. Citado na página 15.

CLEMENTE, S. dos S.; JÚNIOR, J. F. de O.; LOUZADA, M. A. P. Focos de calor na mata atlântica do estado do rio de janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 32, p. 669–677, 12 2017. ISSN 1982-4351. Citado na página 15.

CABALLERO, C. B.; RUHOFF, A. L. Relação entre temperatura de superfície e mudanças de uso e cobertura do solo em áreas do bioma pampa e mata atlântica. In: . ABRHidro, 2021. p. 24. Disponível em: <<https://www.lume.ufrgs.br/bitstream/handle/10183/233891/001135592.pdf?sequence=1>>. Citado na página 15.

PAIXÃO, B. M. da et al. Análise das alterações de temperatura superficial na bacia hidrográfica do rio paiol, ibiúna (sp). *Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental*, v. 9, p. 108, 2 2020. ISSN 2238-8753. Citado na página 15.

SANTOS, A. A. dos; ZIKAN, C. E. Descrição geral do parque nacional do itatiaia. In: _____. 1. ed. [S.l.]: Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável, 2000. v. 1, p. 21–31. Citado na página 15.

BRASIL. *Lei 5197 de 1967*. 1967. Disponível em: <https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/l5197.htm>. Citado na página 15.

KESAVAN, R. et al. Arima modeling for forecasting land surface temperature and determination of urban heat island using remote sensing techniques for chennai city, india. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 14, p. 1016, 6 2021. ISSN 1866-7511. Citado 3 vezes nas páginas 15, 79 e 81.

GÁBOR, P.; JOMBACH, S. The relation between the biological activity and the land surface temperature in budapest. *APPLIED ECOLOGY AND ENVIRONMENTAL RESEARCH*, v. 7, p. 241–251, 2009. Disponível em: <<https://citeseerx.ist.psu.edu/document?repid=rep1&type=pdf&doi=883d2dd36df1abe7220ffc117ed645b7ef45c873>>. Citado na página 15.

GOLDBLATT, R. et al. Remotely sensed derived land surface temperature (lst) as a proxy for air temperature and thermal comfort at a small geographical scale. *Land*, v. 10, p. 410, 4 2021. ISSN 2073-445X. Citado na página 15.

ARAUJO, R. V. et al. São paulo urban heat islands have a higher incidence of dengue than other urban areas. *The Brazilian Journal of Infectious Diseases*, v. 19, p. 146–155, 3 2015. ISSN 14138670. Citado na página 15.

ROBERTS, D. A. et al. Relationships between dominant plant species, fractional cover and land surface temperature in a mediterranean ecosystem. *Remote Sensing of Environment*, v. 167, p. 152–167, 9 2015. ISSN 00344257. Citado na página 15.

PINO, V. et al. Australian soil microbiome: A first sightseeing regional prediction driven by cycles of soil temperature and pedogenic variations. *Molecular Ecology*, 3 2023. ISSN 0962-1083. Citado na página 15.

ÇENGEL, Y.; AFSHIN, G. *Transferencia de Calor y Masa*. 3. ed. [S.l.]: McGraw Hill, 2011. v. 1. 684-688; 700-702; 708-709 p. Citado 3 vezes nas páginas 17, 18 e 19.

MODEST, M. F. Chapter 1 - fundamentals of thermal radiation. In: MODEST, M. F. (Ed.). *Radiative Heat Transfer (Third Edition)*. Third edition. Boston: Academic Press, 2013. p. 1–9. ISBN 978-0-12-386944-9. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123869449500017>>. Citado na página 17.

YOSHIMURA, E. M. Física das radiações: interação da radiação com a matéria. *Revista Brasileira de Física Médica*, v. 3, p. 57–67, 2009. Disponível em: <<https://www.rbmf.org.br/rbmf/article/view/35/v3n1p57>>. Citado na página 17.

HOSÉ, G. B. J.; LENIN, P. C.; RUBEN, B. P. Evaluación de la exergía de la radiación solar utilizando datos reales. *Ingeniería Energética*, scielocu, v. 37, p. 105 – 114, 08 2016. ISSN 1815-5901. Disponível em: <http://scielo.sld.cu/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1815-59012016000200004&nrm=iso>. Citado na página 17.

ALVES, C. G. A. *ANÁLISE DA TRANSFERÊNCIA DE CALOR POR RADIAÇÃO EM COMBUSTOR DE TURBINA TURBO-FAN PELO MÉTODO LBL*. 22-25 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Mecânica) — Programa de pos-graduação em Engenharia Mecânica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1 2019. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/jspui/bitstream/123456789/26976/1/An%20c3%a1lisetransfer%20aanciacalor_Alves_2019.pdf>. Citado na página 17.

COELHO, J. C. M. *Energia e fluidos: transferência de calor*. Editora Blucher, 2016. v. 3. 24-25 p. Disponível em: <https://books.google.com.br/books?hl=pt-BR&lr=&id=HRygDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PA19&dq=radiaci%C3%B3n+transferencia+de+energia&ots=-TBZj0ToBb&sig=S__pQD_NIy-gYbKGDs7R2-IipjU#v=onepage&q&f=false>. Citado na página 17.

LEARNING, L. *The Electromagnetic Spectrum*. 2021. Disponível em: <<https://pressbooks.nsc.ca/heatlightsound/chapter/24-3-the-electromagnetic-spectrum/>>. Citado na página 17.

PETRAKOV, A. V. et al. Leitura (identificação) nas faixas infra-visíveis do espectro eletromagnético. *T-Comm*, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 17 e 18.

HERRERA, M.; PORRAS, L.; ESTRELLA, C. Propuesta de declaración del espectro electromagnético para Ecuador. *Revista Geoespacial*, Universidad de las Fuerzas Armadas ESPE, v. 15, p. 15–32, 8 2019. ISSN 1390-3993. Disponível em: <<https://journal.espe.edu.ec/ojs/index.php/revista-geoespacial/article/view/1356>>. Citado na página 18.

FONTAL, B. *El Espectro Electromagnético y sus Aplicaciones*. Escuela Venezolana para la Enseñanza de la Química, 2005. 79-98 p. Disponível em: <https://recursos.salonesvirtuales.com/wp-content/uploads/bloques/2012/07/espectro_electromagnetico.pdf>. Citado na página 18.

MODEST, M. F. Chapter 3 - radiative properties of real surfaces. In: MODEST, M. F. (Ed.). *Radiative Heat Transfer (Third Edition)*. Third edition. Boston: Academic Press, 2013. p. 58. ISBN 978-0-12-386944-9. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123869449500017>>. Citado na página 19.

FREYCHET, N. et al. The local aerosol emission effect on surface shortwave radiation and temperatures. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 11, p. 806–817, 3 2019. ISSN 1942-2466. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 21.

LÓPEZ, G. D. S. Estimación de la distribución espectral de la radiación solar en función de las condiciones del emplazamiento. p. 4–7, 38, 2019. Disponível em: <<https://idus.us.es/handle/11441/90844>>. Citado 2 vezes nas páginas 19 e 20.

CHAMORRO, M. V. et al. Cálculo de las radiaciones total, directa y difusa a través de la transmisibilidad atmosférica en los departamentos del Cesar, la Guajira y Magdalena (Colombia). *Revista Espacios*, v. 38, p. 3, 2019. Disponível em: <<https://repositorio.cuc.edu.co/bitstream/handle/11323/1998/C%c3%a1culo%20de%20las%20radiaciones%20total%2c%20directa%20y%20difusa%20a%20trav%c3%a9s%20de%20la%20transmisibilidad%20atmosf%c3%a9rica%20en%20los%20departamentos%20del%20Cesar%2c%20La%20Guajira%20y%20Magdalena%20%28Colombia%29.pdf?sequence=3&isAllowed=y>>. Citado na página 19.

SALINAS, L. M.; ARAVENA, J. C. P. Estimación de la radiancia emitida por la atmósfera en el infrarrojo térmico usando datos del reanálisis. *Rev. Mex. Fís*, v. 48, n. S3, p. 119–121, 2002. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Luis-Morales-Salinas/publication/267992235_ESTIMACION_DE_LA_RADIANCIA_EMITIDA_POR_LA_ATMOSFERA_EN_EL_INFRARROJO_TERMICO_USANDO_DATOS_DEL_REANALISIS/links/55c11d2a08ae9289a09d00b1/ESTIMACION-DE-LA-RADIANCIA-EMITIDA-POR-LA-ATMOSFERA-EN-EL-INFRARROJO-TERMICO.pdf>. Citado na página 20.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. *Atmosphere, weather and climate*. [S.l.]: Routledge, 2009. 32-34 p. ISBN 0-203-42823-4. Citado na página 20.

MÜLLER, W.; PIAZENA, H.; VAUPEL, P. From sun to therapeutic wira. In: _____. [S.l.]: Springer International Publishing, 2022. p. 17–33. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 21.

ROMERO, F. M. *Modelización de la radiación solar para la obtención del contenido de vapor de agua atmosférico mediante técnicas radiométricas*. 8-9 p. Dissertação (Mestrado), 2021. Disponível em: <<https://uvadoc.uva.es/handle/10324/50632>>. Citado na página 20.

PALACIOS, F. N. A. et al. Extracción de conocimiento mediante ventanas de tiempo en variables atmosféricas. *Revista Tecnológica-ESPOL*, v. 34, n. 3, p. 72–83, 2022. Disponível em: <https://www.researchgate.net/profile/Eloy-Condori-Mamani/publication/366674026_MODELADO_POR_HOMOLOGIA_Y_PERFIL_COMPARATIVO_DE_SUPEROXIDO_DISMUTASA_ENTRE_EXTREMOFILOS_METHYLOBACTERIUM_COMO_ORGANISMO_MODELO/links/63ae20d503aad5368e4e9ecd/MODELADO-POR-HOMOLOGIA-Y-PERFIL-COMPARATIVO-DE-SUPEROXIDO-DISMUTASA-pdf#page=70>. Citado na página 20.

GUO, Y. et al. Construction of the global reference atmospheric profile database. *Remote Sensing*, v. 15, p. 3006, 6 2023. ISSN 2072-4292. Citado na página 20.

SCHREIER, F. et al. Py4cats—python for computational atmospheric spectroscopy. *Atmosphere*, v. 10, p. 262, 5 2019. ISSN 2073-4433. Citado na página 20.

MLAČNIK, V.; PUŠNIK, I. Influence of atmosphere on calibration of radiation thermometers. *Sensors*, v. 21, p. 5509, 8 2021. ISSN 1424-8220. Citado na página 20.

PINCUS, R.; MLAWER, E. J.; DELAMERE, J. S. Balancing accuracy, efficiency, and flexibility in radiation calculations for dynamical models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 11, p. 3074–3089, 10 2019. ISSN 1942-2466. Citado na página 21.

BARKER, H. W. et al. A parametrization of 3-d subgrid-scale clouds for conventional gcms: Assessment using a-train satellite data and solar radiative transfer characteristics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, v. 8, p. 566–597, 6 2016. ISSN 19422466. Citado na página 21.

LEPTOUKH, G. et al. Nasa ges disc on-line visualization and analysis system for gridded remote sensing data. In: *Leptoukh, S. Berrick, H. Rui, Z. Liu, T. Zhu, S. Shen//Proc. of the 31th International Symposium of Remote Sensing of the Environment*. [s.n.], 2005. Disponível em: <<https://www.isprs.org/proceedings/2005/ISRSE/html/papers/392.pdf>>. Citado na página 22.

WEI, J. et al. *NASA GES DISC Giovanni: Current and Future*. 2019. Disponível em: <<https://ntrs.nasa.gov/citations/20190029632>>. Citado na página 22.

ACKER, J. et al. Use of the nasa giovanni data system for geospatial public health research: Example of weather-influenza connection. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, v. 3, n. 4, p. 1372–1386, 2014. ISSN 2220-9964. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2220-9964/3/4/1372>>. Citado na página 22.

ACKER, J. G. Using the nasa giovanni system to assess and evaluate remotely-sensed and model data variables relevant to public health issues. In: _____. [S.l.]: Springer International Publishing, 2022. p. 127–149. Citado na página 22.

ZHANG, Y.; HUANG, T.; BOMPARD, E. F. Big data analytics in smart grids: a review. *Energy informatics*, Springer, v. 1, n. 1, p. 1–24, 2018. Citado na página 22.

AMORIM, A. C.; CARLO, J. C. Análise das propostas de revisão do zoneamento bioclimático brasileiro: estudo de caso de colatina, es. *Ambiente Construído*, v. 17, p. 373–391, 3 2017. ISSN 1678-8621. Citado na página 22.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in brazil (1980–2013). *International Journal of Climatology*, v. 36, p. 2644–2659, 5 2016. ISSN 0899-8418. Citado na página 23.

LABE, Z. M.; JOHNSON, N. C.; DELWORTH, T. L. Changes in united states summer temperatures revealed by explainable neural networks. *Earth's Future*, v. 12, 2 2024. ISSN 2328-4277. Citado na página 23.

LEE, J. et al. Evaluation of cmip5 ability to reproduce twentieth century regional trends in surface air temperature and precipitation over conus. *Climate Dynamics*, v. 53, p. 5459–5480, 11 2019. ISSN 0930-7575. Citado na página 23.

ARIAS, P. A. et al. Colombian climatology in cmip5/cmip6 models: Persistent biases and improvements. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*, 5 2021. ISSN 2422-2844. Citado na página 23.

DURRE, I. et al. Daily high-resolution temperature and precipitation fields for the contiguous united states from 1951 to present. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 39, p. 1837–1855, 12 2022. ISSN 0739-0572. Citado na página 23.

BUONTEMPO, C. et al. The copernicus climate change service: Climate science in action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 103, p. E2669–E2687, 12 2022. ISSN 0003-0007. Citado na página 23.

SORIA, G. S. Reanálisis climatológico era5: Una revisión sobre su uso en el cálculo de atenuación atmosférica en sistemas de comunicaciones satelitales (monografía). *Revista Investigación & Desarrollo*, v. 22, 7 2022. ISSN 2518-4431. Citado na página 24.

M., V. S. S. et al. A global drought monitoring system and dataset based on era5 reanalysis: A focus on crop-growing regions. *Geoscience Data Journal*, v. 10, p. 505–518, 10 2023. ISSN 2049-6060. Citado na página 24.

TOTH, C.; JÓZKÓW, G. Remote sensing platforms and sensors: A survey. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 115, p. 22–36, 5 2016. ISSN 09242716. Citado na página 24.

BAN, Y. Multitemporal remote sensing: Current status, trends and challenges. In: _____. [S.l.: s.n.], 2016. p. 1–18. Citado na página 24.

TAFUR, E. et al. Técnicas no destructivas para la estimación de la biomasa forestal aérea. *Idesia (Arica)*, sciELOcl, v. 40, p. 7 – 17, 00 2022. ISSN 0718-3429. Disponível em: <http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-34292022000300007&nrm=iso>. Citado na página 24.

- HERNÁNDEZ, J. C. S. Estudio y caracterización de la enseñanza de la imagen satelital: una revisión documental en los programas profesionales de pregrado de las universidades públicas de Colombia (2010-2017). p. 14–15, 11 2017. Disponível em: <<https://repository.udistrital.edu.co/handle/11349/13095>>. Citado na página 24.
- BELWARD, A. S.; SKØIEN, J. O. Who launched what, when and why; trends in global land-cover observation capacity from civilian earth observation satellites. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 103, p. 115–128, 5 2015. ISSN 09242716. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 26.
- CAMACHO, A. et al. Aplicaciones y retos del sensado remoto hiperespectral en la geología colombiana. *REVISTA FACULTAD DE INGENIERÍA*, v. 24, p. 17, 09 2015. Citado na página 24.
- HEMATI, M. et al. A systematic review of landsat data for change detection applications: 50 years of monitoring the earth. *Remote Sensing*, v. 13, n. 15, 2021. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2072-4292/13/15/2869>>. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 27.
- CRACKNELL, A.; VAROTSOS, C. Fifty years after the first artificial satellite: From sputnik 1 to envisat. *International Journal of Remote Sensing*, v. 28, p. 2071–2072, 05 2007. Citado na página 25.
- TATEM, A.; GOETZ, S.; HAY, S. Fifty years of earth observation satellites: views from above have lead to countless advances on the ground in both scientific knowledge and daily life. *American Scientist*, v. 96, 09 2008. Citado na página 25.
- MENESES, P.; ALMEIDA, T. *INTRODUÇÃO AO PROCESSAMENTO DE IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO*. [S.l.]: CNPq, 2012. 24-31 p. Citado na página 25.
- SUNNY, D. S. et al. Performance study of imageries from modis, landsat 8 and sentinel-2 on measuring shoreline change at a regional scale. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, Elsevier, v. 28, 11 2022. ISSN 2352-9385. Citado na página 25.
- WANG, Q.-Y.; ZHU, M.; CHEN, Z. Comparison of thermal emissive bands calibration methods of geostationary satellite sensors. In: . [S.l.]: IEEE, 2022. p. 1–7. ISBN 978-1-6654-7189-3. Citado na página 26.
- ZHAO, M. et al. Applications of satellite remote sensing of nighttime light observations: Advances, challenges, and perspectives. *Remote Sensing 2019, Vol. 11, Page 1971*, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 11, p. 1971, 8 2019. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2072-4292/11/17/1971>>. Citado na página 26.
- WULDER, M. A. et al. Fifty years of landsat science and impacts. *Remote Sensing of Environment*, v. 280, p. 113195, 10 2022. ISSN 00344257. Citado na página 26.
- GUO, H. Big earth data: A new frontier in earth and information sciences. *Big Earth Data*, v. 1, p. 4–20, 12 2017. ISSN 2096-4471. Citado na página 26.
- ELMES, A. et al. Accounting for training data error in machine learning applied to earth observations. *Remote Sensing*, v. 12, p. 1034, 3 2020. ISSN 2072-4292. Citado na página 26.

GUO, H.-D.; ZHANG, L.; ZHU, L.-W. Earth observation big data for climate change research. *Advances in Climate Change Research*, v. 6, p. 108–117, 6 2015. ISSN 16749278. Citado na página 26.

USGS. *Landsat Satellite Missions*. s.d. Disponível em: <<https://landsatlook.usgs.gov/>>. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 27.

USGS. *What is the Landsat satellite program and why is it important?* 2017. Citado na página 26.

MARKHAM, B. L. et al. Landsat 9 mission update and status. *SPIE-Intl Soc Optical Eng*, p. 23, 8 2020. ISSN 1996756X. Citado na página 27.

WOODCOCK, C. et al. Free access to landsat imagery. *Science (New York, N.Y.)*, v. 320, p. 1011, 06 2008. Citado na página 27.

USGS. *Imagery for Everyone...* 2008. 1-2 p. Disponível em: <<https://d9-wret.s3.us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production/s3fs-public/atoms/files/USGStechann-20080421-landsat-imagery-release.pdf>>. Citado na página 27.

ZHU, Z. Change detection using landsat time series: A review of frequencies, preprocessing, algorithms, and applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 130, p. 370–384, 2017. ISSN 0924-2716. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S092427161730103X>>. Citado na página 27.

MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Forty-year calibrated record of earth-reflected radiance from landsat: A review. *Remote Sensing of Environment*, v. 122, p. 30–40, 7 2012. ISSN 00344257. Citado na página 28.

WULDER, M. A. et al. Current status of landsat program, science, and applications. *Remote Sensing of Environment*, v. 225, p. 127–147, 2019. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425719300707>>. Citado 2 vezes nas páginas 28 e 30.

LI, S. et al. Radiometric characteristics of the landsat collection 1 dataset. *Advances in Remote Sensing*, v. 07, p. 203–217, 2018. ISSN 2169-267X. Citado na página 28.

MARKHAM, B. et al. Landsat-7 etm+ on-orbit reflective-band radiometric stability and absolute calibration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 42, n. 12, p. 2810–2820, 2004. Citado na página 29.

MARKHAM, B. L. et al. On-orbit performance of the landsat-7 etm+ radiometric calibrators. *International Journal of Remote Sensing*, v. 24, p. 265–285, 1 2003. ISSN 0143-1161. Citado na página 29.

FRANKS, S.; STOREY, J.; RENGARAJAN, R. The new landsat collection-2 digital elevation model. *Remote Sensing*, v. 12, p. 3909, 11 2020. ISSN 2072-4292. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 30.

USGS. *Landsat Collection 1*. s.d. Disponível em: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-collection-1?qt-science_support_page_related_con=1#qt-science_support_page_related_con>. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 30.

USGS. *National Land Archive Production System*. s.d. Disponível em: <<https://www.usgs.gov/landsat-missions/national-land-archive-production-system>>. Citado na página 29.

USGS. *Landsat Level-1 Processing Details*. s.d. Disponível em: <<https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-level-1-processing-details>>. Citado na página 29.

GETTINGER, A. L.; SIVANPILLAI, R. Evaluation of converting landsat dn to ta and sr values on select spectral indices. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLIV-M-2-2020, p. 29–36, 11 2020. ISSN 2194-9034. Citado na página 31.

KÄFER, P. S. et al. Comparative analysis of split-window and single-channel algorithms for land surface temperature retrieval of a pseudo-invariant target. *Boletim de Ciências Geodésicas*, v. 26, 2020. ISSN 1982-2170. Citado na página 31.

DU, C. et al. A practical split-window algorithm for estimating land surface temperature from landsat 8 data. *Remote Sensing*, v. 7, p. 647–665, 1 2015. ISSN 2072-4292. Citado na página 31.

LI, Z.-L. et al. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, v. 131, p. 14–37, 4 2013. ISSN 00344257. Citado na página 31.

WANG, F. et al. An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote Sensing*, v. 7, p. 4268–4289, 4 2015. ISSN 2072-4292. Citado 13 vezes nas páginas 31, 38, 39, 40, 41, 52, 53, 54, 66, 67, 69, 70 e 87.

WANG, C. et al. New method to estimate surface upwelling long-wave radiation from modis cloud-free data. *Optics Express*, v. 25, p. A574, 6 2017. ISSN 1094-4087. Citado na página 31.

BRADLEY, E. Boundary layer (atmospheric) and air pollution | observational techniques in situ. In: NORTH, G. R.; PYLE, J.; ZHANG, F. (Ed.). *Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition)*. Second edition. Oxford: Academic Press, 2015. p. 274–283. ISBN 978-0-12-382225-3. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123822253000888>>. Citado na página 31.

SCHMID, M.; READ, J. Heat Budget of Lakes. In: MEHNER, T.; TOCKNER, K. (Ed.). *Encyclopedia of Inland Waters (Second Edition)*. Second edi. Oxford: Elsevier, 2022. p. 467–473. ISBN 978-0-12-822041-2. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128191668000116>>. Citado na página 31.

SOBRINO, J.; COLL, C.; CASELLES, V. Atmospheric correction for land surface temperature using noaa-11 avhrr channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*, v. 38, n. 1, p. 19–34, 1991. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003442579190069I>>. Citado 7 vezes nas páginas 32, 33, 34, 35, 37, 67 e 87.

ZHENG, X. et al. Determination of global land surface temperature using data from only five selected thermal infrared channels: Method extension and accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, v. 268, p. 112774, 2022. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425721004946>>. Citado na página 32.

QIN, Z.; KARNIELI, A.; BERLINER, P. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from landsat tm data and its application to the israel-egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, v. 22, p. 3719–3746, 1 2001. ISSN 0143-1161. Citado 7 vezes nas páginas 35, 36, 37, 39, 40, 53 e 54.

GRÖBNER, J. et al. Effective atmospheric boundary layer temperature from longwave radiation measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 114, 10 2009. ISSN 0148-0227. Citado na página 37.

NOSKOV, S. N. et al. Assessment of the population health risk under the impact of climatic factors in the territory of st petersburg. St Petersburg State University, 2022. Citado na página 37.

SOBRINO, J. A.; RAISSOUNI, N. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to morocco. *International Journal of Remote Sensing*, Taylor & Francis, v. 21, n. 2, p. 353–366, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/014311600210876>>. Citado na página 38.

CARLSON, T. N.; RIPLEY, D. A. On the relation between ndvi, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, v. 62, n. 3, p. 241–252, 1997. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425797001041>>. Citado na página 38.

SOBRINO, J. A. et al. Land surface emissivity retrieval from different vnir and tir sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 46, n. 2, p. 316–327, 2008. Citado 3 vezes nas páginas 38, 53 e 70.

RUIZ-ARIAS, J. A. Spectral integration of clear-sky atmospheric transmittance: Review and worldwide performance. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v. 161, p. 112302, 2022. ISSN 1364-0321. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364032122002180>>. Citado na página 39.

ZEVENHOVEN, R.; FÄLT, M. Radiative cooling through the atmospheric window: A third, less intrusive geoengineering approach. *Energy*, v. 152, p. 27–33, 2018. ISSN 0360-5442. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0360544218304936>>. Citado na página 39.

ZHANG, Y. et al. The research on the effect of atmospheric transmittance for the measuring accuracy of infrared thermal imager. *Infrared Physics & Technology*, v. 77, p. 375–381, 2016. ISSN 1350-4495. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1350449516301451>>. Citado na página 39.

NOVO, E. M. L. de M. et al. Integração de dados do sistema automático de monitoramento de variáveis ambientais (sima) e de imagens orbitais na avaliação do estado trófico do reservatório da uhe funil. In: . [s.n.], 2009. p. 4797–4804. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/profile/Enner-Alcantara/>>

publication/228508370_do_sistema_automatico_de_monitoramento_de_variaveis_ambientais_SIMA_e_de_imagens_orbitais_na_avaliacao_do_estado_trofico_do_Reservatorio_da_UHE_Funil/links/09e4150cf02b1ee34b000000/do-sistema-automatico-de-monitoramento-de-variaveis-ambientais-SIMA-e-de-imagens-orbitais-na-avaliacao-do-estado-trofico-do-reservatorio-da-uhe-funil.pdf>. Citado na página 42.

WALTER, I. L. R. Análise de riscos em usinas hidrelétricas por abordagens complementares: Estudo prático na usina de funil. p. 46, 1 2019. Citado na página 42.

RIBEIRO, C. de S. C. et al. Ações antrópicas que exercem pressão sobre o parque nacional do itatiaia. In: . [S.l.: s.n.], 2021. v. 18, p. 1–12. Citado na página 43.

ANDRADE, C. A. dos S. et al. Conflitos fundiários em unidades de conservação: Estudo de caso da parte baixa do parque nacional do itatiaia. *Biodiversidade Brasileira - BioBrasil*, v. 13, 3 2023. ISSN 2236-2886. Citado na página 43.

XAVIER, A. C. et al. New improved brazilian daily weather gridded data (1961–2020). *International Journal of Climatology*, v. 42, p. 8390–8404, 12 2022. ISSN 0899-8418. Citado 5 vezes nas páginas 45, 47, 60, 61 e 85.

INSTRUMENTS, A. *Owner's Manual Infrared Radiometer*. 2022. 5,7-8,10 p. Disponível em: <<https://www.apogeeinstruments.com/content/SI-100-manual.pdf>>. Citado na página 45.

SCIENTIFIC, C. *HC2S3 Temperature and Relative Humidity Probe*. 2015. 5-7 p. Disponível em: <<https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/hc2s3.pdf>>. Citado na página 45.

CHEN, F. et al. Challenges to quantitative applications of landsat observations for the urban thermal environment. *Journal of Environmental Sciences*, v. 59, p. 80–88, 9 2017. ISSN 10010742. Citado na página 50.

AGUILAR, Y. E. C.; ANGARITA, G. P. G.; DAZA, P. A. S. Análisis de la cobertura vegetal en incendios forestales mediante índices espectrales: caso de estudio cerros orientales (bogotá, colombia). *Avances Investigación en Ingeniería*, v. 18, 4 2021. ISSN 2619-6581. Citado na página 53.

GUHA, S.; GOVIL, H. Covid-19 lockdown effect on land surface temperature and normalized difference vegetation index. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, v. 12, p. 1082–1100, 1 2021. ISSN 1947-5705. Citado na página 53.

GIL, D. P. *Influencia de las tendencias de largo plazo en el balance hidrológico de la cuenca Amazónica*. 2020. 29-31 p. Disponível em: <<https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/78191>>. Citado na página 57.

CARVAJAL, A. D. D. *Variabilidad hidroclimática en la cuenca del río Sinú 1981-2020*. 2022. 10, 18 p. Disponível em: <<https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/82816>>. Citado na página 57.

AMARÍS, G.; ÁVILA, H.; GUERRERO, T. Aplicación de modelo arima para el análisis de series de volúmenes anuales en el río magdalena. *Tecnura*, v. 21, p. 88–101, 2017. ISSN 0123-921X. Citado na página 57.

TINUNGKI, G. M. The analysis of partial autocorrelation function in predicting maximum wind speed. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, v. 235, p. 012097, 2 2019. ISSN 1755-1315. Citado na página 57.

PRADES, E.; MARÍN, S. Modelos estadísticos para las predicciones de la covid-19 en cuba. *Revista Cubana de Higiene y Epidemiología*, v. 20, 2020. Disponível em: <<https://www.medigraphic.com/cgi-bin/new/resumen.cgi?IDARTICULO=105281>>. Citado na página 57.

MESTRE, G. et al. Functional time series model identification and diagnosis by means of auto- and partial autocorrelation analysis. *Computational Statistics & Data Analysis*, v. 155, p. 107108, 3 2021. ISSN 01679473. Citado na página 57.

RODRÍGUEZ, G. J. A. et al. Predicción de variables meteorológicas por medio de modelos arima. *Agrociencia*, v. 50, p. 1–13, 2016. Disponível em: <https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S1405-31952016000100001&script=sci_arttext>. Citado 2 vezes nas páginas 57 e 58.

DIMRI, T.; AHMAD, S.; SHARIF, M. Time series analysis of climate variables using seasonal arima approach. *Journal of Earth System Science*, v. 129, p. 149, 12 2020. ISSN 2347-4327. Citado na página 57.

CLEMENTE, S. dos S.; JÚNIOR, J. F. de O.; LOUZADA, M. A. P. Focos de calor na mata atlântica do estado do rio de janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 32, p. 669–677, 12 2017. ISSN 1982-4351. Citado na página 64.

PENEREIRO, J. C.; FERREIRA, D. H. L.; BADINGER, A. Tendências de insolação, temperatura média e precipitação nos máximos do inverno e verão no brasil. *ACTA GEOGRÁFICA*, v. 14, p. 54–73, 4 2020. ISSN 2177-4307. Citado na página 64.

LI, S. et al. Evaluation of landsat 8-like land surface temperature by fusing landsat 8 and modis land surface temperature product. *Processes*, v. 9, p. 2262, 12 2021. ISSN 2227-9717. Citado 2 vezes nas páginas 69 e 70.

LI, H. et al. Preliminary evaluation of the two collection 6 modis land surface temperature products in an arid area of northwest china. In: . [S.l.]: IEEE, 2018. p. 2531–2534. ISBN 978-1-5386-7150-4. Citado 2 vezes nas páginas 69 e 70.

GIANNINI, M. B. et al. Land surface temperature from landsat 5 tm images: Comparison of different methods using airborne thermal data. *Journal of Engineering Science and Technology Review*, v. 8, p. 83–90, 11 2015. Citado na página 70.

MOLINA, M. Paso a paso. prueba de la t de student para muestras independientes. *Revista Electrónica AnestesiaR*, Asociación Aestesia Reanimación España (AnestesiaR), v. 14, n. 8, p. 4, 2022. Citado na página 71.

LU, L. et al. Estimating land-surface temperature under clouds using msg/seviri observations. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 13, n. 2, p. 265–276, 2011. ISSN 1569-8432. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0303243410001443>>. Citado na página 73.

ABBASI, B. et al. Effects of cloud on land surface temperature (lst) change in thermal infrared remote sensing images: a case study of landsat 8 data. In: *IGARSS 2020 - 2020 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. [S.l.: s.n.], 2020. p. 5430–5433. Citado na página 73.

ZHANG, X.; PANG, J.; LI, L. Estimation of land surface temperature under cloudy skies using combined diurnal solar radiation and surface temperature evolution. *Remote Sensing*, v. 7, n. 1, p. 905–921, 2015. ISSN 2072-4292. Disponível em: <<https://www.mdpi.com/2072-4292/7/1/905>>. Citado na página 73.

ZHU, X. et al. Reconstruction of land surface temperature under cloudy conditions from landsat 8 data using annual temperature cycle model. *Remote Sensing of Environment*, v. 281, p. 113261, 2022. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425722003674>>. Citado na página 73.

GEIRINHAS, J. L. M. Caracterização climática e sinóptica das ondas de calor no brasil. p. 40, 2016. Disponível em: <https://repositorio.ul.pt/bitstream/10451/25708/1/ulfc106486_tm_Jo%c3%a3o_Geirinhas.pdf>. Citado na página 75.

REIS, N. C. S. dos. Variabilidade das ondas de calor na região subtropical do brasil. p. 15, 2017. Disponível em: <<https://repositorio.ufsm.br/handle/1/13670>>. Citado na página 75.

PINHEIRO, M. B. et al. Uso de dados de multiplataformas orbitais na obtenção da batimetria da represa do funil, no sul de minas gerais. In: . [S.l.: s.n.], 2019. Citado na página 76.

DIAS, L. S. Variação da geração de energia hidrelétrica com o uso múltiplo da água no rio paraíba do sul. p. 24, 2 2019. Disponível em: <<https://pantheon.ufrj.br/handle/11422/13702>>. Citado na página 76.

CAMPOS, J. R. Abordagem sistêmica na gestão dos recursos hídricos de reservatórios hidrelétricos: aplicação no reservatório da uhe de funil - rj. p. 67, 70–72, 2021. Disponível em: <https://www.ppe.ufrj.br/images/publica%C3%A7%C3%B5es/mestrado/Disserta%C3%A7%C3%A3o_Julia.pdf>. Citado na página 76.

MUÑOZ, J. L. A.; TOCADOS, E.; MARÍN, A. P. G. Identification of trends in the historical series of daily temperatures in Córdoba (1960-2018). In: . [s.n.], 2020. Disponível em: <<http://dSPACE.aepro.com/xmlui/handle/123456789/2520>>. Citado na página 76.

CHÁVEZ, C. C.; LONG, M. E. F. Aproximaciones al cambio climático: tendencias históricas en paraguay. *Revista de la Sociedad Científica del Paraguay*, v. 28, p. 370–395, 10 2023. ISSN 2617-4731. Citado na página 76.

SAELIM, R.; MUSIKASUWAN, S.; CHETAE, N. Land surface temperature changes in songkhla, thailand from 2001 to 2018. *Science and Technology*, v. 28, p. 39–45, 2020. Citado na página 78.

HAQ, M. A. et al. Assessment of trends of land surface vegetation distribution, snow cover and temperature over entire himachal pradesh using modis datasets. *Natural Resource Modeling*, v. 33, 5 2020. ISSN 0890-8575. Citado na página 78.

ABDULMANA, S. et al. Statistical modeling for forecasting land surface temperature increase in taiwan from 2000 to 2023 using three knots cubic spline. *Modeling Earth Systems and Environment*, v. 10, p. 2793–2801, 4 2024. ISSN 2363-6203. Citado na página 78.

SAYAH, M. J. A. et al. A framework for climate change assessment in mediterranean data-sparse watersheds using remote sensing and arima modeling. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 143, p. 639–658, 1 2021. ISSN 0177-798X. Citado na página 79.

MEHMOOD, M. S. et al. Time series analyses and forecasting of surface urban heat island intensity using arima model in punjab, pakistan. *Land*, v. 12, p. 142, 12 2022. ISSN 2073-445X. Citado 2 vezes nas páginas 81 e 83.

JESUS, C. S. Leite de. *Risco de incêndios associado a mudanças da paisagem e eventos climáticos na Mata Atlântica*. 28 p. Dissertação (Mestrado), 1 2020. Disponível em: <<https://tede.ufrj.br/jspui/handle/jspui/6783>>. Citado na página 82.

LIU, Y. et al. Estimation of surface and near-surface air temperatures in arid northwest china using landsat satellite images. *Frontiers in Environmental Science*, v. 9, 12 2021. ISSN 2296-665X. Citado na página 83.

YANG, J. et al. Evaluation of seven atmospheric profiles from reanalysis and satellite-derived products: Implication for single-channel land surface temperature retrieval. *Remote Sensing*, v. 12, p. 791, 3 2020. ISSN 2072-4292. Citado na página 83.

Anexos

ANEXO A – GEE

Link de [acesso](#)

Figura 27 – Fracção do script

```
var PNI_B = ee.FeatureCollection("users/pabloramirez/PNI_buffer");
var geometria = PNI_B ; // selecciona la geometria para aplicar filtro de contorno
var colecciones, fechas, fecha_ini, fecha_fin, dias, anos,
    bL4, bL5, bL7, bL8, bL9, L8, L9, dL4, dL5, dL7, dL8, dL9,
    imagen, mosaico;

colecciones = "LANDSAT/LT05/C02/T1_L2";

fecha_ini = "1990-04-08"
fecha_fin = "2006-04-04"

Map.addLayer(geometria, {color: 'green'});

function mascara_nubes_Landsat(imagen) {
  var qa = imagen.select('QA_PIXEL')
  var mascara_nubes_bits = ee.Number(2).pow(4).int()
  var mascara = qa.bitwiseAnd(mascara_nubes_bits).eq(0)
  return imagen.updateMask(mascara)
    .select("S.*")
    .copyProperties(imagen, ["system:time_start"])
}

var imagenes = ee.ImageCollection(colecciones).filterDate(fecha_ini, fecha_fin)
  .filterMetadata('CLOUD_COVER','Less_Than',20)
```

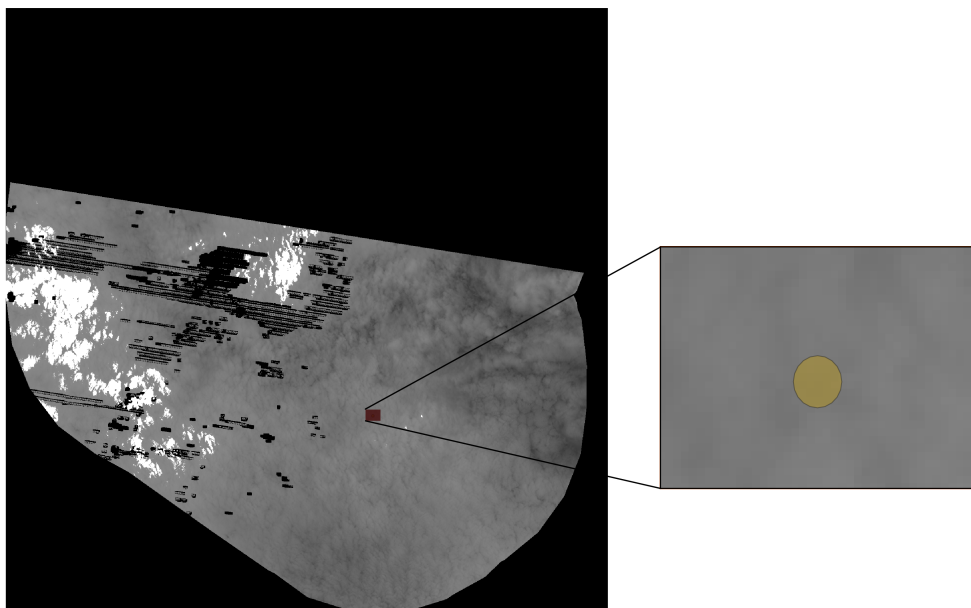
Fonte: Autoria própria.

ANEXO B – IMAGENS

Figura 28 – Diagrama de fluxo metodológico da pesquisa.



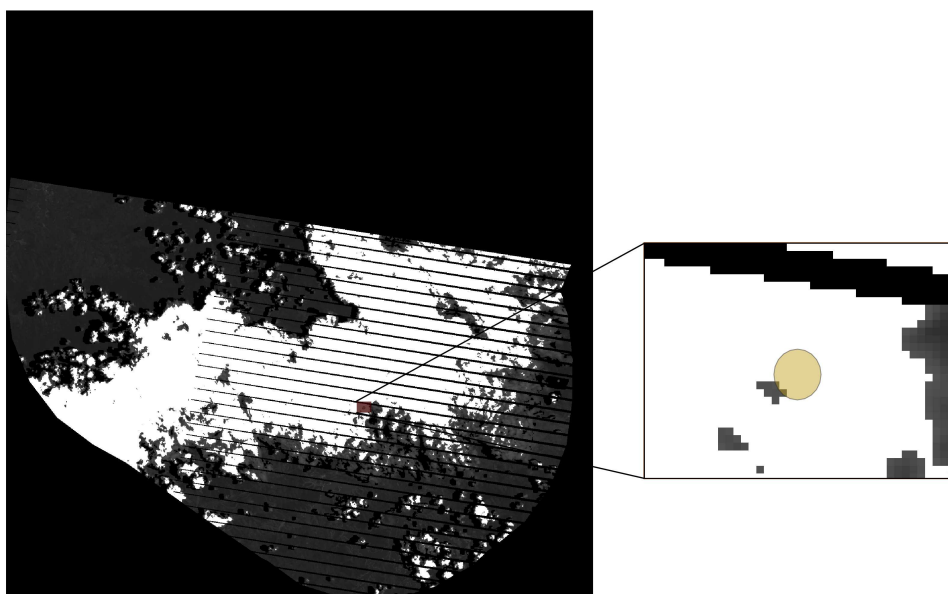
Figura 29 – Imagem de comprovação PNI-Torre 1992 – 02 – 05.



Vista geral do PNI (esquada) e ampliação na torre (direita) em 1992 – 02 – 05.

Fonte: Autorial própria.

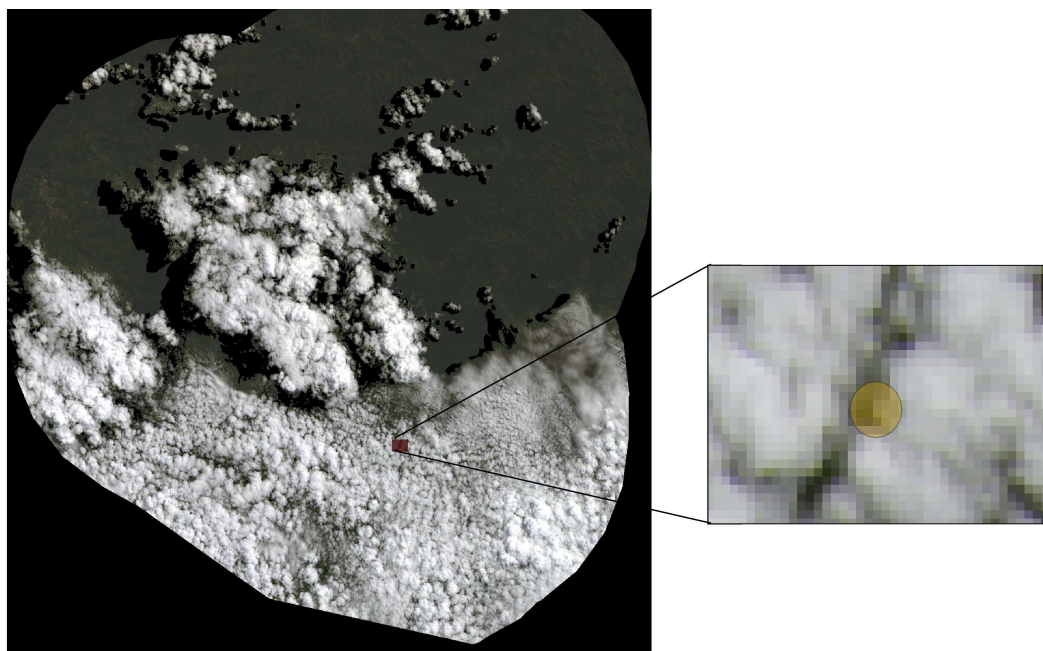
Figura 30 – Imagem de comprovação PNI-Torre 2004 – 12 – 14.



Vista geral do PNI (esquada) e ampliação na torre (direita) em 2004 – 12 – 14.

Fonte: Autorial própria.

Figura 31 – Imagem de comprovação PNI-Torre 2017 – 03 – 13.



Vista geral do PNI (esquada) e ampliação na torre (direita) em 2017 – 03 – 13.

Fonte: Autoria própria.