UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

Bruno César dos Santos

As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais

Versão Corrigida

São Carlos 2023 Bruno César dos Santos

# As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do Título de Doutor em Ciências da Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Associado Adriano Rogério Bruno Tech

Versão Corrigida

São Carlos 2023 AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

> Santos, Bruno C**é**sar dos S237a As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais / Bruno César dos Santos; orientador Adriano Rogério Bruno Tech. São Carlos, 2023. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental e Área de Concentraçãoem Ciências da Engenharia Ambiental -- Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, 2023. 1. Precipitação. 2. Variabilidade. 3. Tendência. 4. Anos extremos. 5. Estações de superfície. 6. Sensoriamento remoto. 7. Terreno complexo. 8. Efeito orográfico I. Título.

## FOLHA DE JULGAMENTO

## FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Licenciado BRUNO CÉSAR DOS SANTOS.

Título da tese: "As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais".

Data da defesa: 30/03/2023.

#### Comissão Julgadora

#### **Resultado**

Prof. Associado Adriano Rogerio Bruno Tech (Orientador) \_\_\_\_\_\_\_\_\_ (Faculdade de Zootecnia e Engenharia de Alimentos/FZEA-USP)

Prof. Dr. Emerson Galvani (Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas/FFLCH-USP)

Prof. Dr. Vandoir Bourscheidt (Universidade Federal de São Carlos/UFSCar)

Prof. Dr. **Pedro Augusto Breda Fontão** (Universidade Federal do Paraná/UFPR)

Prof. Dr. **Paulo Henrique de Souza** (Universidade Federal de Alfenas/UNIFAL-MG)

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental:

Prof. Titular Marcelo Zaiat

Presidente da Comissão de Pós-Graduação: Prof. Titular **Carlos De Marqui Junior**  APROVADO

BPROVADO

APROVADE

### AGRADECIMENTOS

Aos meus pais (Vilma e Donizete) e à minha família, pelo apoio nessa longa trajetória acadêmica.

Aos meus amigos do grupo de Climatologia e do Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental, que sempre ajudaram na construção deste trabalho, de forma direta ou indireta.

Ao professor Dr. Paulo Henrique de Souza, que despertou o meu interesse pela Climatologia durante a graduação.

Ao professor Dr. Adriano Rogério Bruno Tech, por ter aceitado a minha entrada no Programa de Pós-Graduação em Ciências da Engenharia Ambiental e também por orientar-me ao longo desta pesquisa.

Aos professores Dr. Vandoir Bourscheidt e Dr. Pedro Augusto Breda Fontão, por terem contribuído substancialmente nesta pesquisa.

Ao professor Dr. Emerson Galvani, por ter aceitado participar e contribuir no documento final deste trabalho.

Ao Betão (in memoriam), técnico da estação climatológica, pelos momentos de prosa e sabedoria.

Ás dependências do CRHEA, que proporcionaram bem-estar ao longo dessa jornada, e aos funcionários pela amizade construída.

Agradeço também às instituições públicas nas quais realizei toda a minha trajetória acadêmica (Universidade Federal de Alfenas e Universidade de São Paulo).

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior -Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 - pelo apoio e financiamento do presente trabalho.

I would like to thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel - Brazil (CAPES) - Financing Code 001 - for the support and funding of this work.

### RESUMO

SANTOS, B. C. **As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais**. 2023. 159p. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2023.

A precipitação é um elemento particularmente importante e variável no tempo e no espaço, cuja ocorrência de eventos extremos tem potencial de ocasionar impactos significativos na população e na paisagem. Compreender o comportamento temporal e espacial da precipitação em áreas tropicais é de extrema relevância, considerando seu impacto na dinâmica urbana e rural e, assim, em seu planejamento estratégico. Nessa mesma perspectiva, a orografia é um fator que pode contribuir nesse processo desencadeado pela atmosfera, apresentando influências espaciais por meio das particularidades regionais de cada superfície topográfica e altimétrica. No Brasil, a grande maioria dos estudos sobre chuvas orográficas está concentrada nas regiões de maiores altitudes, localizadas na costa leste do território brasileiro e pouco exploradas no interior do país, onde se encontram planaltos residuais que possuem cotas altimétricas inferiores, como o relevo de Cuestas Basálticas localizado no interior do Estado de São Paulo. Para isso, o objetivo desta pesquisa foi analisar as influências das características geomorfológicas do relevo nas chuvas na região central do Estado de São Paulo, por meio de dados diários de estações de superfície e de satélite em um período mínimo de 30 anos. Foram utilizadas 31 estações de superfície com séries históricas de chuvas observadas no período de 1979 a 2019. Além das estações, foi utilizada uma série histórica de dados estimados por satélite no período de 1981 a 2019, do produto CHIRPS. As metodologias estatísticas utilizadas foram índices climáticos, variabilidade, classificação, tendência, validação e, por fim, a seleção de episódios representativos para identificar o efeito do relevo no comportamento, distribuição e intensificação das chuvas. Os resultados evidenciaram que: 1 - Na região centro-sul da área de estudo, foi observada, temporal e espacialmente, uma maior recorrência na concentração do volume em milímetros (PRCTOT, RX1 dia, RX5 dias) e no número de dias (DCS, DCU e RX46mm) das chuvas sobre esses locais planálticos. 2 - A classificação e seleção dos anos-padrão evidenciaram um padrão de 46% dos anos dentro da habitualidade nas regiões sul, centro e norte, 24% chuvosos na região centro-sul e 30% secos na região sudeste. 3 - Os anos extremos da série histórica (1979-2019) em relação à média anual de 1468,8 mm indicam que o ano de 1983 foi considerado o mais chuvoso (>30%), concentrando volumes de chuvas elevadas em locais da região centro-sul, enquanto 2014 foi considerado o mais seco (<30%), com uma estiagem mais duradoura na região setentrional da área de estudo. 4 - As tendências mostram uma diminuição nos acumulados anuais (PRCTOT) de 87%, uma redução no volume acumulado em cinco dias (RX5) de 45%; por outro lado, houve uma permanência dentro do padrão para o DCS, DCU, RX1 de mais de 50% e um aumento de 43% das chuvas diárias extremas (RX>46mm), principalmente na região central da área de estudo. 5 - A validação e averiguação dos dados CHIRPS mostram-se satisfatórias. Porém, os intervalos de tempo das estações usadas ou não como âncoras pelo CHIRPS, associados à redução na densidade dos postos de superfície, influenciam na qualidade global e mensal dos dados comparados (observado e estimado). 6 - As características do terreno (altitude e declividade) e a sazonalidade também influenciam na qualidade do desempenho e na relação do conjunto de dados e, espacialmente, dependendo da disponibilidade ou não de estações âncoras. 7 - As tendências mostraram um mesmo padrão de variabilidade

das chuvas durante o período de 1981-2019, evidenciando uma prevalência da redução na distribuição da precipitação em áreas oeste e norte e de aumento em áreas leste e sul, no volume de chuvas dentro da área de estudo. 8 - Os episódios representativos evidenciaram que a presença da orografia exerce influência nas chuvas, apontando um padrão de circulação na preferência de direção da intensificação das chuvas em eventos de ZCAS ou entradas de sistemas frontais, no quadrante de orientação SO-S-SE, principalmente na região central e meridional da área de estudo. Portanto, o relevo da região central do estado de São Paulo, apesar de apresentar uma topografia de baixa altitude, exerce uma importante influência orográfica na dinâmica de circulação, na distribuição espacial e na intensificação das chuvas regionais diante dos eventos meteorológicos atuantes na região, como a ZCAS ou SF's, especialmente durante o período úmido (outubro a marco) do clima tropical de altitude. Para futuros estudos dentro dessa temática, recomenda-se o uso de modelos geoestatísticos por meio de índices topográficos, que permitem a avaliação da influência de fatores como altitude, topografia e ventos (velocidade e direção) na distribuição da precipitação (mm/h) em eventos de volumes extremos de chuva.

**Palavras-chave**: Precipitação; Variabilidade; Tendência; Anos extremos; Estações de superfície; Sensoriamento remoto; Terreno complexo; Efeito orográfico.

### ABSTRACT

SANTOS, B.C. Relief rains: the influence of the Itaqueri mountain range on regional rainfall accumulations. 2023. 159p. Thesis (PhD) - São Carlos School of Engineering, University of São Paulo, São Carlos, 2023.

Precipitation is a particularly important and variable element in time and space, whose occurrence of extreme events has the potential to cause significant impacts on the population and landscape. Understanding the temporal and spatial behavior of precipitation in tropical areas is extremely relevant, considering its impact on urban and rural dynamics and thus on strategic planning. In this same perspective, orography is a factor that can contribute to this process triggered by the atmosphere, presenting spatial influences through the regional particularities of each topographic and altimetric surface. In Brazil, the vast majority of studies on orographic rainfall are concentrated in the regions of higher altitudes, located on the east coast of the Brazilian territory and little explored in the interior of the country, where residual plateaus with lower altimetric levels are located, such as the relief of Basaltic Cuestas located in the interior of the State of São Paulo. Therefore, the objective of this research was to analyze the influences of geomorphological characteristics of relief on rainfall in the central region of the State of São Paulo, through daily data from surface and satellite stations in a minimum period of 30 years. 31 surface stations with historical rainfall series observed from 1979 to 2019 were used. In addition to the stations, a historical series of estimated data by satellite from 1981 to 2019, from the CHIRPS product, was used. The statistical methodologies used were climate indices, variability, classification, trend, validation, and, finally, the selection of representative episodes to identify the effect of relief on the behavior, distribution, and intensification of rainfall. The results showed that: 1 - In the central-southern region of the study area, a greater recurrence in the temporal and spatial concentration of rainfall volume in millimeters (PRCTOT, RX1 day, RX5 days) and in the number of days (DCS, DCU, and RX46mm) was observed over these plateau locations. 2 - The classification and selection of standard years showed a pattern of 46% of the years within the usual range in the southern, central, and northern regions, 24% rainy in the centralsouthern region, and 30% dry in the southeastern region. 3 - The extreme years of the historical series (1979-2019) in relation to the annual average of 1468.8 mm indicate that the year 1983 was considered the rainiest (>30%), concentrating high volumes of rainfall in locations in the central-southern region, while 2014 was considered the driest (<30%), with a more prolonged drought in the northern region of the study area. 4 - Trends show a decrease in annual accumulations (PRCTOT) of 87%, a reduction in accumulated volume in five days (RX5) of 45%; on the other hand, there was a consistency within the standard for DCS, DCU, RX1 of over 50%, and a 43% increase in extreme daily rainfall (RX>46mm), mainly in the central region of the study area. 5 - The validation and verification of CHIRPS data are satisfactory. However, the time intervals of the stations used or not used as anchors by CHIRPS, associated with the reduction in surface station density, influence the overall and monthly quality of the compared data (observed and estimated). 6 - Terrain characteristics (altitude and slope) and seasonality also influence the quality of performance and the relationship of the data set, spatially depending on the availability or not of anchor stations. 7 - Trends showed the same pattern of rainfall variability during the period 1981-2019, indicating a prevalence of precipitation distribution reduction in the west and north and an increase in the east and south areas, in the volume of rainfall within the study area. 8 - The representative episodes

showed that the presence of orography influences rainfall, pointing to a circulation pattern in the preference of the direction of rainfall intensification in ZCAS events or frontal system entries, in the orientation quadrant SO-S-SE, mainly in the central and southern regions of the study area. Therefore, the relief of the central region of São Paulo state, despite presenting a low-altitude topography, exerts an important orographic influence on circulation dynamics, spatial distribution, and regional rainfall intensification in the face of meteorological events operating in the region, such as ZCAS or SF's, especially during the wet period (October to March) of the altitude tropical climate. For future studies within this theme, the use of geostatistical models through topographical indexes is recommended, which allows for the evaluation of the influence of factors such as altitude, topography, and winds (velocity and direction) on the distribution of precipitation (mm/h) in events of extreme rainfall volumes.

**Keywords:** Precipitation; Variability; Trend; Extreme years; Surface stations; Remote sensing; Complex terrain; Orographic effect.

# LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Os principais tipos de chuvas.    22
Figura 2. Esquema representativo de escalas utilizadas em estudos climáticos24
Figura 3. Mecanismos básicos que o relevo afeta as nuvens precipitantes
Figura 4. Os diferentes mecanismos de precipitação orográfica
Figura 5. Esquema de importantes feições de circulação atmosférica sobre a região sul-
americana, considerando eventos com (a) e sem (b) ZCAS
Figura 6. Vetor de vento (m/s) e precipitação média (mm/dia), a 850 hPa, e linhas de
corrente (linhas vermelhas sólidas) a 200 hPa no verão (DJF) e no inverno (JJA) na
América do Sul para o período de 1993-2016
Figura 7. Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "orográfico" no mundo43
Figura 8. Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "complex terrain" no mundo
Figura 9. Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "orográfico" no Brasil
Figura 10. Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "complex terrain" no Brasil
Figura 11. Localização e transformação do uso e ocupação do solo em 1985 e 2020 para
área de estudo
Figura 12. (a) Localização da área de estudo sobre o mapa hipsométrico de São Paulo
Figura 13. (a) Localização da área de estudo no Estado de São Paulo dentro da
classificação climática de Köppen para o Brasil; (b) Normal climatológica de São Carlos-
SP54
Figura 14. Classificação da pluviosidade conforme a metodologia dos Anos Padrões61
Figura 15. Distribuição normal padrão de Laplace64
Figura 16. Fluxograma das etapas do procedimento do trabalho
Figura 17. (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual máxima (mm), (b) DCS - Dias
Consecutivos Secos máximo (nº de dia), (c) DCU – Dias Consecutivos Úmidos máximo (nº
de dia), (d) RX1 - Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 - Máximo de
precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 – Chuvas Extremas de 46mm (nº de dia)66
Figura 18. Número de ocorrência e porcentagem entre as classes de anos-padrão69
Figura 19. Distribuição das classes pluviométricas ao longo do período 1979 a 2019, na
área de estudo70

Figura 21. Análise Rítmica dos sistemas atmosféricos e a distribuição espacial da Figura 22. Distribuição espacial das chuvas diárias para o ano chuvoso de 1983. (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual (mm), (b) DCS – Dias Consecutivos Secos (nº de dia), (c) DCU – Dias Consecutivos Úmidos (nº de dia), (d) RX1 – Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 – Máximo de precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 – Chuvas Figura 23. Análise Rítmica dos sistemas atmosféricos e a distribuição espacial da Figura 24. Distribuição espacial das chuvas diárias para o ano chuvoso de 2014. (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual (mm), (b) DCS - Dias Consecutivos Secos (nº de dia), (c) DCU – Dias Consecutivos Úmidos (nº de dia), (d) RX1 – Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 – Máximo de precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 – Chuvas Figura 25. Distribuição espacial das tendências pluviométricas na área de estudo.........82 Figura 26. Etapas tomadas para estimar e validar os dados de precipitação para o produto Figura 28. Distribuição dos postos de superfície sobre o modelo digital de elevação da Figura 30. Etapas realizadas para a construção dos episódios representativos do efeito orográfico em eventos de chuva extrema e da rosa dos ventos...... 102 Figura 31. Gráfico de dispersão entre medidores de chuva e estimativas de CHIRPS. .. 106 Figura 32. Comparação dos valores observados (superfície) em relação aos valores estimados (satélite) separados por décadas (1981-1990, 1990-2000, 2000-2010 e 2010-Figura 33. Comparação de métricas separadas por classes de intensidade de precipitação (0-50mm, 50-150mm e mais de 150mm) para as duas condições da estação (com e sem estações âncoras)......109 Figura 34. Mapas médios gerais de Erro de Viés Médio (MBE), Erro do Quadrado Médio Raiz (RMSE) e Coeficiente de Determinação (R<sup>2</sup>) em três períodos (com estações âncoras, sem estações âncoras e ambos juntos).....111

 Figura 43. Distribuição diária dos acumulados médios das chuvas (azul) ao longo do ano

 de 1983 dos dados CHIRPS.
 127

 Figura 44. Síntese da dinâmica atmosférica do Episódio I.
 128

 Figura 45. Episódio I representativo do efeito orográfico na circulação e precipitação do
 129

 Figura 46. Síntese da dinâmica atmosférica do Episódio II.
 129

 Figura 47. Episódio II representativo do efeito orográfico na circulação e precipitação do

# LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Palavras-chaves utilizadas para a busca bibliométrica.         42
Tabela 2. Informações sobre os postos pluviométricos selecionados dentro da área de
estudo55
Tabela 3. Metodologias Utilizadas para Análise dos Dados de Precipitação.         59
Tabela 4. Informações sobre as estações pluviométricas selecionadas na área de estudo
Tabela 5. Intervalos de classificação do SPI.         99
Tabela 6. Análise pluviométrica da média histórica (1981-2019) entre estações terrestres e
pixels de satélite para todo o período e para os períodos em que as estações foram
utilizadas ou não na computação do produto CHIRPS (estações âncora)104
Tabela 7. Variação decadal em R <sup>2</sup> , MBE e RMSE para estações de referência (não
utilizadas pelo CHIRPS)
Tabela 8. Correlação de Pearson entre altitude e inclinação de terreno com as métricas
estatísticas (R2, MBE, RMSE, IA, inclinação modelo e interceptação)110

# LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Alta da Bolívia
Advanced Baseline Imager
Agência Nacional de Águas
Área de Proteção Ambiental
Alta Subtropical do Atlântico Sul
Cold Cloud Duration
Complexos Convectivos de Mesoescala
Climate Hazards Group Infra-Red Precipitation with Station
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Departamento de Águas e Energia Elétrica
Dias Consecutivos Secos
Dias Consecutivos Úmidos
Dual Precipitation Radar
El Niño Oscilação Sul
Climate Change Detection Monitoring Indices
Estados Unidos da América
Global Microwave Imager
Geostationary Operational Environmental SatellitE
Global Precipitation Mission
Inverse Distance Weighting
Integrated Multi-satellitE Retrievals
Instituto Nacional de Meteorologia
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Index of Agreement
Mean Bias Error
Modelo Digital de Elevação
Sistemas Convectivos de Mesoescala
massa Tropical atlântica
massa Tropical continental
Massa Polar atlântica
Norte
National Climate Data Center

NE	Nordeste
NO	Noroeste
NOAA	Nacional Oceanic & Atmosferic Administratrion
0	Oeste
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OMA	Oscilação Multidecadal do Atlântico
PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks
PRCPTOT	Precipitação Total
PSL	Physical Sciences Laboratory
QPEs	Quantitative Precipitation Estimates
RMSE	Root Mean Square Error
RX1	Máximo de chuva acumulado em 1 dia
RX5	Máximo de chuva acumulado em 5 dias
RX45	Dias chuvosos acima de
S	Sul
SAMS	South American Monsoon Systems
SE	Sudeste
SF	Sistema Frontal
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SO	Sudoeste
SP	São Paulo
SPI	Standardized Precipitation Index
TIFF	Tag Image File Format
USP	Universidade de São Paulo
WRPLOT	Wind Rose Plot
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

# SUMÁRIO

CAPÍTULO I	21
1 AS CHUVAS DE RELEVO: CONCEITOS, ESTUDOS E LEVANTAM BIBLIOMÉTRICO	<b>IENTO</b>
1.1 INTRODUÇÃO	21
1.2 As escalas do clima, sazonalidade das chuvas e os efeitos orográficina intensificação das chuvas	cos na 23
1.3 Estudos das chuvas orográficas no mundo	29
1.4 Estudos das chuvas orográficas no Brasil	36
1.5 Levantamento bibliométrico sobre chuvas orográficas	41
	47
2 O EFEITO DO RELEVO NOS ACUMULADOS PLUVIOMÉTRICOS ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE, NA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DI PAULO	5, EM E SÃO 47
2.1 INTRODUÇÃO	47
2.2 MATERIAL E MÉTODOS	50
2.2.1 Caracterização da área de estudo	50
2.2.2 Seleção dos dados pluviométricos	55
2.2.3 Tratamento dos dados pluviométricos	56
2.2.4 Análise das séries históricas das no período de 1979-2019	57
2.2.5 Índices pluviométricos do RClimdex	58
2.2.6 Classificação e seleção dos anos-padrão extremo (úmido e seco)	60
2.2.7 Análise de anos extremos representativo chuvoso e seco	62
2.2.8 Análise da tendência das chuvas	63
2.2.9 Interpolação dos resultados	64
2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	66
2.3.1 Análise dos valores máximos das chuvas diárias, no período de 1979-2	019 66
2.3.2 Análise das chuvas anuais e escolha dos anos-padrão extremo (chu seco), período de 1979-2019	voso e 68
2.3.3 Análise dos anos excepcionais de 1983 (chuvoso) e de 2014 (seco): A Rítmica e índices climáticos	Análise
2.3.3.1 Ano excepcional chuvoso de 1983	72
2.3.3.2 Ano excepcional seco de 2014	76
2.3.4 Análise da tendência das chuvas diárias no período de 1979-2019	81
2.4 CONSIDERAÇÕES	86
CAPÍTULO III	87
3 A QUALIDADE DOS DADOS CHIRPS PARA ESTUDOS SOBRE CH	IUVAS

OROGRÁFICAS: A INFLUÊNCIA DE TERRENOS COMPLEXOS NA PRECIPITAÇÃO	<b>4</b> 7
3.1 INTRODUÇÃO	7
3.2 MATERIAL E MÉTODOS	9
3.2.1 Banco de dados	9
3.2.1.1 Precipitação - CHIRPS	9
3.2.1.2 Ventos - ERA5	1
3.2.2 Validação dos dados CHIRPS93	3
3.2.2.1 Erro de Viés Médio (MBE)94	4
3.2.2.2 Coeficientes de regressão linear (inclinação, intercepto e coeficiente de determinação)95	e 5
3.2.2.3 Erro quadrático médio (RMSE)96	6
3.2.2.4 Índice de concordância de Willmott (IA)96	6
3.2.2.5 Teste de tendência de Laplace97	7
3.2.3 Análise histórica das chuvas por meio dos dados CHIRPS97	7
3.2.3.1 Índice de Precipitação Normalizada (SPI-12)97	7
3.2.3.2 Regressão linear pixel a pixel99	9
3.2.4 Seleção dos episódios de chuvas extremas100	0
3.2.4.1 Construção dos episódios100	0
3.2 RESULTADOS E DISCUSSÕES	3
3.3.1 Análise no desempenho geral dos dados CHIRPS103	3
3.3.2 Desempenho geral do dados CHIRPS ao longo de décadas	7
3.3.3 Desempenho geral do dados CHIRPS por classe de intensidade 108	8
3.3.4 Variação de desempenho dos dados CHIRPS com o relevo	0
3.3.5 Desempenho dos dados geral CHIRPS espacializado	0
3.3.5.1 Análise espacial geral11	1
3.3.5.2 Análise espacial na escala mensal112	2
3.3.6 Desempenho da tendência mensal dos dados CHIRPS	7
3.3.6.1 Tendência espacializada das chuvas119	9
3.3.7 Análise da distribuição espacial-temporal da variabilidade anual das chuvas do CHIRPS no período de 1981-2020121	s 1
3.3.8 Análise da distribuição espacial das tendências das chuvas	3
3.3.9 Episódios orográficos das chuvas extremas para os anos atípicos úmido (1983) e seco (2014)	o 6
3.4 CONSIDERAÇÕES134	4
CONSIDERAÇÕES GERAIS	6
REFERÊNCIAS140	0

## APRESENTAÇÃO

As cadeias montanhosas presentes em todos os continentes do mundo são resultado de complexos processos geológicos que ocorreram ao longo da história do planeta. Devido às suas características topográficas, essas formações geológicas podem exercer influência significativa no clima de diversas regiões do mundo. Nesse contexto, a topoclimatologia é uma área de estudo que busca entender como as características topográficas de uma determinada região podem afetar o clima local.

Por essa razão, muitas cadeias montanhosas são frequentemente estudadas em pesquisas científicas que buscam compreender como a morfologia do relevo influencia a temperatura, a circulação dos ventos e a precipitação em uma determinada área.

No Brasil, a maioria dos estudos sobre chuva orográfica ocorre nas regiões da costa leste brasileira, devido à presença do relevo de serras conhecidas como "mares de morros". Suas características geomorfológicas são capazes de influenciar na dinâmica da circulação atmosférica, como por exemplo, dificultando os avanços das massas polares vindas do Sul sobre o continente ou desviando-as em direção ao Oceano Atlântico. Além disso, toda essa barreira natural de serras sofre influência dos ventos úmidos vindos do Oceano Atlântico para o continente, o que contribui para a formação de chuvas orográficas sobre a face desse relevo orientado para o Atlântico Sul.

O relevo do Estado de São Paulo apresenta variados domínios geomorfológicos como planaltos, depressões e planícies. Sua topografia, extensão e orientação do relevo são aspectos importantes para a compreensão dos padrões de temperatura e precipitação diante da diversidade climática da região do Estado de São Paulo. Sobre as características da continentalidade do Clima Tropical, a região central do estado de São Paulo apresenta uma transição morfológica de dois tipos de relevo: a depressão periférica e o planalto ocidental.

Entre essa transição geomorfológica, encontra-se a presença das Cuestas basálticas, que são montes ou formações rochosas com um cume plano e achatado, apresentando um extenso alinhamento de frontes descontínuos, planaltos residuais e morros testemunhos, com orientação no sentido de nordeste a sudoeste e considerada de grande fragilidade ambiental.

Com base nisso, a hipótese deste trabalho é investigar a relação entre a dinâmica atmosférica regional e as variações altimétricas do relevo, que geram a possibilidade de ocorrência de chuvas intensas em regiões específicas, devido ao efeito orográfico. Neste sentido, a presente pesquisa buscou compreender a possível relação existente das chuvas intensas com a topografia. Tendo isto como foco central do trabalho, a pesquisa tem como objetivos:

1- Avaliar a influência orográfica da Serra de Itaqueri nos eventos chuvosos a partir de dados diários de precipitação da região central do estado de São Paulo.

2- Analisar e gerar informações cartográficas do efeito orográfico nas chuvas por meio da variabilidade, classificação de anos-padrão, índices climáticos, anos extremos e tendência.

3- Validar e examinar a qualidade da série histórica dos dados de precipitação do CHIRPS com os registros históricos das estações de superfície.

4- Analisar o comportamento espaço-temporal da distribuição da tendência da chuva sobre o relevo por meio dos dados mensais do CHIRPS.

5- Compreender como o efeito orográfico potencializa os eventos de chuvas diárias extremas por meio de episódios representativos.

Dessa forma, a tese apresentada é composta por três "capítulos", organizados na forma de capítulo-artigo, ou seja, em cada capítulo há introdução, material e métodos, resultados e discussões e considerações. Apenas o primeiro capítulo não seguiu essa lógica. Cada capítulo forneceu subsídios para o desenvolvimento dos capítulos seguintes, buscando o entendimento de como o relevo influencia na dinâmica da distribuição espacial e no processo de intensificação das chuvas.

No capítulo I: As chuvas de relevo: conceitos, estudos e levantamento bibliométrico foi abordado conceitos sobre o efeito orográfico na precipitação, os principais estudos e técnicas aplicadas nas principais cadeias montanhosas no mundo e no Brasil, e por último, foi realizado um levantamento bibliométrico das principais palavras-chaves, autores, artigos, revistas e países que realizam pesquisas na linha de chuvas orográficas.

O capítulo II: O efeito do relevo nos acumulados pluviométricos, em estações de superfície, na região central do estado de São Paulo buscou analisar, por meio de dados de superfície, o padrão de distribuição espacial e temporal das chuvas sobre o relevo no período de 1979 a 2019.

No último capítulo: A qualidade dos dados CHIRPS para estudos das

chuvas orográficas: a influência das cuestas basálticas na precipitação buscou analisar, validar e verificar, por meio de dados de satélite, a qualidade histórica dos dados de precipitação, o comportamento espacial e temporal das chuvas e por fim, o efeito orográfico em episódios diários de chuva extrema.

Portanto, a tese: As chuvas de relevo: a influência da serra de Itaqueri nos acumulados pluviométricos regionais buscou, de forma geral, analisar as influências das características geomorfológicas na variabilidade temporal e espacial das chuvas na região central do estado de São Paulo.

# 1 AS CHUVAS DE RELEVO: CONCEITOS, ESTUDOS E LEVANTAMENTO BIBLIOMÉTRICO

## 1.1 INTRODUÇÃO

As chuvas são um processo de precipitação da água que se manifesta pela transformação do seu estado físico-químico, recaindo sobre os solos em diferentes formas. Parte desse processo muitas vezes não origina precipitações, porque as gotículas ou cristais de gelo que se formam nas nuvens da atmosfera não alcançam tamanho suficiente para suprir o impulso das correntes de ar ascendentes que as mantêm em suspensão ou na superfície (CUADRAT; PITA, 1997; ROE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2000). Portanto, as nuvens são, consequentemente, a principal fonte de chuvas na maior parte desse processo de transformação físico-químico da água.

Algumas condições são necessárias para que ocorram nuvens precipitantes, como a ascensão do ar e seu resfriamento, a condensação do vapor d'água e a formação de nuvens, a grande concentração de umidade e, por último, o crescimento das gotas d'água na nuvem (CUADRAT; PITA, 1997; VAREJÃO-SILVA, 2000). Para a compreensão dos mecanismos responsáveis pela ocorrência da precipitação, é necessário entender a dinâmica entre o oceano-atmosfera-superfície na gênese dos sistemas atmosféricos produtores de chuvas ao longo do planeta. Dessa maneira, essa interação pode resultar em diferentes tipos de chuvas, como as frontais ou frontogenéticas, a precipitação por convergência, a precipitação convectiva e a precipitação orográfica ou orogenética.

Os tipos de chuvas (Figura 1) reafirmam o processo dinâmico da atmosfera, juntamente com a determinação das quantidades expressas em médias anuais, mensais e diárias, em períodos secos ou úmidos, além da sua frequência, intensidade, tendências, entre outros fatores que provocam mudanças nas dinâmicas das chuvas (CUADRAT; PITA, 1997; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011; LIU, 2004; ROE, 2005; VAREJÃO-SILVA, 2000; SELUCHI et al., 2016).

Entretanto, as chuvas no planeta Terra são divididas em:

• (A) Convectivas - sua origem está na ascensão do ar que converge para as zonas de baixa pressão, onde há ascensão do ar devido à confluência dos ventos alísios na área equatorial, que são reforçados pelos movimentos convectivos do ar (ZCIT - Zona de Convergência Intertropical) (CARVALHO et al., 2004; CUADRAT; PITA, 1997; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011; LIEBMANN et al., 1999; VAREJÃO-SILVA, 2000). Dessa forma, as chuvas convectivas estão associadas às intensas correntes ascendentes de ar que se alojam nas células de convecção, ou seja, são chuvas de grande intensidade procedentes de nuvens cumulus e cumulusnimbus.

• (B) Orográficas - formam-se quando uma massa de ar (Frio - Frente Fria/mPa e Quente - Convecção Profunda, Geometria do terreno, Complexos Convectivos de Mesoescala, entre outros) é forçada a ascender por cima de uma barreira de relevo elevada. Ao elevar-se pelo declive do terreno, o ar se resfria adiabaticamente, condensa e precipita, aumentando o gradiente das chuvas em regiões montanhosas (MIDDLETON W., 1966; HOUZE, 2012; ROE, 2005; STEINKE, 2012; VAREJÃO-SILVA, 2000).

 (C) Frontais - formam-se a partir das superfícies de contato entre massas de ar quentes e/ou frias, dando origem às tempestades ou ciclones, que são gerados pela dinâmica dessas massas de ar. Quando duas massas de ar de diferentes temperaturas se encontram, a massa de ar mais fria penetra encravada sob a massa de ar quente, levantando-a do solo. Ao subir, a massa de ar quente esfria adiabaticamente, formando nuvens e posteriormente as chuvas (CUADRAT; PITA, 1997; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2011; VAREJÃO-SILVA, 2000).



## Figura 1. Os principais tipos de chuvas.

Fonte: Adptado Mendonça; Oliveira (2007).

Entre os três tipos de chuva, é importante destacar que existem apenas dois: o frontal e o convectivo. Esses tipos de chuva são resultantes da dinâmica dos sistemas atmosféricos no processo de ocorrência de precipitações. Segundo Houze (2012), o termo "chuva orográfica" é enganoso, pois são os eventos climáticos que produzem a precipitação e não a topografia da Terra. Para o autor, a terminologia mais adequada para esse processo é "efeitos orográficos em nuvens precipitadas".

23

Portanto, a orografia pode influenciar as precipitações do tipo frontal e convectivo (BARROS; ARULRAJ, 2020; HOUZE, 2012; ROE, 2005). Essa influência pode ser representada pela alteração na velocidade dos ventos, forçando-os a se elevar e se resfriar pela exposição de seus flancos, formando células convectivas em períodos de verão. Isso ocorre devido à intervenção do relevo junto da atuação das massas de ar úmida (CUADRAT; PITA, 1997; VAREJÃO-SILVA, 2000). Através dessas dinâmicas, as chuvas podem sofrer alteração ou reorganização de um dos três principais tipos de tempestade (nuvens convectivas, sistemas frontais e ciclones tropicais) quando encontram características topográficas no caminho da sua trajetória (CARVALHO, et al. 2004; HOUZE, 2012).

Em vista disso, ao longo de milhões de anos, os padrões de chuva orográfica controlam os padrões de erosão e exumação das rochas e, portanto, moldam as formas de relevo (ROE, 2005).

# 1.2 As escalas do clima, sazonalidade das chuvas e os efeitos orográficos na intensificação das chuvas

Na ciência climática, a escala é bastante aplicada aos estudos, contendo uma hierarquia dimensional ou ordem de grandeza espacial (extensão) e temporal (duração) relacionadas com o comportamento atmosférico (MENDONÇA; OLIVEIRA, 2007; RIBEIRO, 1993). Uma vez que o clima se manifesta em todos os locais do Planeta, os climas da Terra se manifestam em três escalas de níveis climáticos: o macroclimático (global), o mesoclimático (regional) e o microclimático (local), conforme ilustrado na Figura 2.

O primeiro corresponde à interação entre a radiação solar, a curvatura da Terra e seus movimentos de rotação e translação, ou seja, está relacionado aos aspectos dos climas zonais associados aos movimentos atmosféricos em larga escala (AYOADE, 1996; BRASIL, et al., 2020; LORENZ, et al., 2016).

O segundo envolve os processos de evaporação, geração de campos de pressão e feições do meio natural da paisagem no clima terrestre. Em áreas relativamente pequenas, regionais ou continentais, no estudo do clima regional, urbano e dos sistemas climáticos locais severos, como tornados e temporais (AYOADE, 1996; FREITAS, et al., 2015; RAMIREZ e LIZARAZO, 2017; SELUCHI, et al., 2016).

O terceiro retrata as interações entre os sistemas ambientais particulares na modificação dos fluxos de energia, umidade e massa, ou seja, o clima local ou próximo à superfície ou de áreas muito pequenas (AYOADE, 1996; LIMA; AMORIM,



Figura 2. Esquema representativo de escalas utilizadas em estudos climáticos.

Fonte: Adaptado de Cuadrat e Pita (1997).

A interação entre as escalas possibilita dinâmicas climáticas no mundo que envolvem uma série de elementos e fatores do clima, como as temperaturas, chuvas, centros de pressão atmosférica, oceanos, continentes, relevo, entre outros, o que possibilita compreender sua gênese e seu padrão climático. Entre essas dinâmicas, as migrações sazonais de centros de pressão (baixa ou alta) são responsáveis pela variabilidade das chuvas durante o período de primavera e verão do clima tropical austral.

Durante esse período, nota-se um padrão de centros de baixa pressão sobre o continente, com ar tropical quente e ascendente, como os principais sistemas atmosféricos produtores de grande nebulosidade e chuva no período úmido. Já no inverno, um centro de alta pressão (Anticiclone Semipermanente do Atlântico Sul) desloca-se para o continente, configurando uma estação seca, com a redução de episódios de chuvas nessa época do ano (CARVALHO et al., 2004; LIEBMANN et al., 1999; LIU, 2004; ZILLI et al., 2017).

A influência sinótica dos sistemas atmosféricos (mesoclima) atuantes durante o verão, somados à orografia do continente, pode desencadear instabilidade, contribuindo no processo de intensificação das chuvas conforme as características do relevo (altitude, declividade e extensão). As precipitações orográficas intensas sobre topografia de mesoescala são causadas por chuva de encosta, em conjunto com instabilidades convectivas de sotavento, ou seja, são formadas na região de encosta a favor dos ventos devido ao aquecimento nas proximidades das montanhas (HOUZE, 2012; LIN et al., 2001). Por exemplo, quando ocorre o avanço de uma frente fria ou uma corrente de ar condicional potencialmente instável que colide com as montanhas, pode-se formar uma corrente de ar muito úmido na topografia inferior, aumentando a chuva, pois o relevo bloqueia o ar frio em níveis baixos, armazenando-o na base ou no fundo de vales da cadeia montanhosa (GROSS, 1994; HOUZE, 2012). Por outro lado, um sistema sinótico quase estacionário sobre regiões de altitude elevada pode retardar o sistema convectivo, provocando a formação de bloqueios atmosféricos (AB'SÁBER, 2003; CHU; LIN, 2000a; HOUZE, 2012; LIN et al., 2001; ROE, 2005; DOLAN et al., 2022).

Dessa maneira, para desencadear a instabilidade das chuvas de acordo com Lin et al (2001, p634):

O levantamento orográfico deve ser forte o suficiente para forçar as parcelas de ar a ascenderem ao seu nível de convecção livre. E a ocorrência de chuva orográfica pode ser determinada pela velocidade do vento perpendicular à cordilheira, pela estabilidade estática úmida da corrente de ar que entra e pela altura da montanha.

Segundo Houze (2012), existem três tipos de tempestades (convecção profunda, sistemas frontais e ciclones tropicais) que podem ser afetados por efeitos orográficos, os quais modificam profundamente a estrutura dos principais sistemas atmosféricos de precipitação por meio da combinação dinâmica com o relevo (formato e tamanho).

Entre esses processos, o autor destaca que a combinação da escala de tempo microfísica da formação da nuvem, a dinâmica do fluxo de ar (instável ou estável) e a termodinâmica do aumento de ar sobre o relevo pode afetar o desenvolvimento da precipitação. Diante disso, o autor contribuiu com a teoria de chuva orográfica das nuvens precipitantes para entender melhor como essa dinâmica pode afetar os fluxos de ar nas proximidades de uma colina ou montanha com diferentes configurações topográficas.

Pela teoria do efeito orográfico, as precipitações são sensíveis à geometria e dimensão do relevo, devido ao fluxo de vapor forçado a subir pelo terreno no processo de condensação, nos papéis de estabilidade (nos bloqueios de fluxo, nos fluxos estáveis desbloqueados, nas convecções de orografia, etc.) e na distribuição das chuvas resultantes dos fluxos orográficos (COLLE et al., 2013; HOUZE; MEDINA, 2005; ROE, 2005).

A Figura 3 ilustra esquematicamente várias maneiras pelas quais o ar flui sobre e ao redor de colinas e montanhas, afetando as nuvens que se precipitam.

Figura 3. Mecanismos básicos que o relevo afeta as nuvens precipitantes.



Segundo Houze (2012), doze efeitos orográficos podem afetar as nuvens precipitantes, os quais serão descritos a seguir:

 a) refere-se ao caso em que o ar se aproxima de uma barreira de forma estável e segue geralmente o terreno para cima, e o componente vertical do movimento produz ou fortalece uma nuvem no lado de barlavento. No lado de sotavento, a nuvem evapora. Esse efeito pode ocorrer isoladamente, mas mais comumente está incorporado e modifica uma entidade de nuvem maior, como pode estar associada a um sistema frontal;

 b) refere-se à situação em que o ar ascendente ao terreno se inverte em uma escala subbarreira à medida que sobe. Essa inversão pode ocorrer de várias maneiras. Uma camada profunda de ar muito instável pode ser elevada acima do seu nível de convecção livre pelo fluxo transversal de montante, resultando na formação de nuvens convectivas e precipitação. Se a instabilidade for forte e se estender por uma camada profunda, a cumulonimbus resultante pode ser intensa e atingir grandes altitudes;

 c) indica o fato bem compreendido de que o aquecimento solar do terreno elevado atrai o ar para cima, convergindo no topo da montanha, fazendo com que os pacotes de ar se elevem acima do nível de convecção livre. O aquecimento da superfície no nível superior também aumenta a capacidade de flutuação dos pacotes ascendentes. Esses efeitos levam a um máximo de precipitação convectiva na parte quente do dia;

 d) ilustra esquematicamente como o resfriamento noturno sobre as terras mais altas suprime a convecção no topo da montanha. No entanto, se o movimento descendente resultante do resfriamento à noite convergir com uma corrente de ar úmida instável em baixos níveis, pode ocorrer um máximo noturno de convecção precipitante na base da montanha;

• e) uma nuvem pré-existente que passa sobre uma colina ou pequena montanha é intensificada para produzir um máximo de precipitação no lado a favor do vento da barreira, mas a colina tem altitude baixa o suficiente para que a nuvem precipitante seja transportada para o lado de sotavento, onde sua capacidade de precipitação é enfraquecida pelo movimento descendente do ar;

• f) ilustra uma situação um tanto similar, porém, em que o processo ocorre em camadas verticalmente separadas. Uma nuvem precipitante pré-existente está sendo deslocada sobre a colina em um nível elevado, enquanto diretamente sobre a colina, uma nuvem orográfica rasa se forma no fluxo ascendente de baixo nível;

 g) indica como as ondas orográficas geradas por uma colina ou pequena montanha podem resultar em uma série de pequenas nuvens convectivas a jusante da colina;

 h) indica uma situação em que a propagação vertical do movimento ondulatório iniciado sobre montanhas altas induz movimentos ondulatórios inclinados para cima e a montante. No lado de sotavento da montanha, a fase de movimento ascendente da onda em propagação favorece e/ou interage com sistemas de nuvens convectivas precipitantes alimentados por fluxo de umidade em baixos níveis;

 i) é uma ilustração simplificada do bloqueio. Quando o ar que flui em direção a uma barreira de terreno está suficientemente lento e/ou estático, o ar não se eleva facilmente sobre o terreno;

• j) às vezes, o bloqueio é parcial, com um fluxo supercrítico na face de sotavento acelerando descendo a montanha, e o retorno ao equilíbrio na forma de um salto hidráulico pode produzir uma nuvem precipitante a jusante da barreira;

 k) indica o fluxo descendente no lado sotavento, produzindo uma inversão de tampa e uma camada de ar seco que permite a acumulação de instabilidade potencial através do aquecimento sensível e latente abaixo da tampa. Cumulonimbus extremamente intensos podem se formar quando a tampa é rompida e ocorre uma convecção profunda;

 I) ilustra uma forma importante em que a instabilidade acumulada na camada limite pode ser liberada: através do encontro do ar úmido e quente de baixo nível, que se eleva sobre um monte à frente da barreira principal, o que pode ser suficiente para permitir que as parcelas de ar se elevem além de seus níveis de convecção livre. Em outros casos, a tampa pode ser rompida pela convergência em uma frente, limite de saída ou linha seca (HOUZE, 2012).

Portanto, essa dinâmica entre o relevo e as chuvas de acordo com Houze (2012, p. 04):

Podem combinar com a geometria do terreno para afetar o crescimento da nuvem de precipitação sobre uma característica topográfica. Os muitos graus de liberdade inerentes ao vento, temperatura, umidade, latitude, proximidade do oceano e forma do terreno e a natureza não linear da atmosfera tornam difícil identificar analogias absolutas de uma área de terreno complexo para outra.

Dessa maneira, a orografia tem efeitos diretos e indiretos na formação de precipitação dentro das nuvens, que devem sua existência às instabilidades fundamentais da atmosfera ao passar por planaltos ou qualquer superfície irregular do relevo (JIANG; SMITH, 2003; SMITH; BASTARD, 2004; ABREU et al., 2017; HOUZE, 2012; ROE, 2005; SANTOS et al., 2020).

Tais efeitos contribuem para a geração combinada de mais de um efeito orográfico nas precipitações que ocorrem em nuvens convectivas profundas, ciclones extratropicais e tropicais, conforme descrito por Roe (2005) apresentado na Figura 4 (ex. auto-conversão, convecção disparada, efeito de bloqueio, efeito do fluxo de ar forte no vale e efeito do fluxo do ar dividido em torno do relevo). Ressaltase, ainda, que eventos de precipitação intensa e longa são comuns na divisão topográfica. No entanto, a gênese pluviométrica é resultado de uma série de mecanismos atmosféricos que, juntamente com elementos físicos da paisagem (biogeográficos), apresentam características intrínsecas, mas que podem evidenciar sua dinâmica de modo quantitativo e qualitativo (SANCHES, 2015).

Nesse sentido, segundo Houze (2012), a precipitação orográfica é intrinsecamente um fenômeno transitório e tende a ocorrer durante a passagem de um distúrbio meteorológico preexistente, e as taxas de precipitação podem variar substancialmente durante o curso de uma única tempestade, conforme as mudanças das condições sinóticas atuantes ao longo do dia.

**Figura 4**. Os diferentes mecanismos de precipitação orográfica: (a) subida estável da encosta, (b) bloqueio parcial da massa de ar que colide, (c) vale abaixo fluxo induzido por resfriamento evaporativo, (d) convergência do lado de sotavento, (e) convecção desencadeada por aquecimento solar, (f) convecção devido ao levantamento mecânico acima do nível de convecção livre e o mecanismo seed-feeder (g).



Fonte: Adaptado de Roe (2005).

Por fim, as investigações sobre a precipitação orográfica seguiram três caminhos paralelos de investigação: a observação (dados), a teoria (conceitos) e a modelagem (software). Nas últimas décadas, houve progresso na compreensão da precipitação orográfica com base nos dados climatológicos, no uso de conjuntos de dados de coletas em campo, em modelos lineares e no desenvolvimento de uma nova teoria para a precipitação orográfica. Entre os elementos dentro dos modelos lineares para precipitação orográfica, na aplicabilidade, estão as escalas de tempo de nuvem e precipitação, divididas em três escalas: a escala de tempo de advecção, a escala de tempo de precipitação e uma escala de tempo constante para geração de neve (JIANG; SMITH, 2003).

Dessa maneira, estudos foram capazes de ilustrar a complexidade das chuvas orográficas em diversas escalas, assim como entender a importância da evolução sinótica de escala superior no transporte de umidade de longo alcance (por exemplo, rios atmosféricos) ou processos ocorridos em pequena escala sobre cristas a barlavento, relacionando-os com a dinâmica úmida da atmosfera (ondas de gravidade, bloqueio de fluxo, etc.) que desencadeiam os processos de precipitação secundários (mecanismo seeder-feeder) (HOUZE; MEDINA, 2005; COLLE et al., 2013). A seguir, são demonstrados alguns estudos sobre a temática realizados em diversas cadeias montanhosas nos diferentes continentes.

## 1.3 Estudos das chuvas orográficas no mundo

Chuvas orográficas intensas ocorrem em diversas partes do planeta Terra, como, por exemplo, na América do Norte, sobre as Montanhas Rochosas (KINGSMILL et al., 2006; SMITH et al., 2011); na América do Sul, sobre a Cordilheira dos Andes (SCHILDGEN et al., 2022; ROSALES et al., 2022); na Europa, sobre os Alpes (FURCOLO et al., 2016; FORMETTA et al., 2022; ABBATE et al., 2022); na Ásia, sobre a Cordilheira do Himalaia (TAHIR et al., 2015, MISHRA et al., 2022; REGMI; BOOKHAGEN, 2022); nos Alpes localizados ao sul da Nova Zelândia (PURDY; AUSTIN, 2003; UMMENHOFER; ENGLAND, 2007; CALOIERO, 2014) e nas cadeias montanhosas da África (RAGHAVENDRA et al., 2022; NAKULOPA et al., 2022).

Todos esses estudos trazem contribuições significativas por meio de técnicas ou ferramentas geoestatísticas que possam contribuir para o entendimento da gênese das chuvas entre os sistemas atmosféricos e sua interação com o relevo. Essas contribuições permitem entender como a complexidade do terreno (comprimento, altitude e declividade) é capaz de liberar instabilidade atmosférica durante a presença de alto fluxo de umidade (jet stream), com elevada eficiência de precipitação, forçando os movimentos verticais ascendentes do fluxo confluente do ar sobre o relevo e, portanto, possibilitando configurar um sistema convectivo de mesoescala (CCMs) ou os bloqueios atmosféricos (impedidos ou retardados) dos sistemas convectivos (BARROS; ARULRAJ, 2020; CHU; LIN, 2000a; LIN et al., 2001; ROE, 2005).

Os diversos efeitos que a orografia exerce sobre os sistemas atmosféricos, sobretudo os fluxos de ar frio e os sistemas convectivos de mesoescala (CCMs), são estudados em Taiwan, com o objetivo de compreender a propagação de sistemas convectivos induzidos por forçamentos orográficos e térmicos, bem como sistemas convectivos quase estacionários na região leste da Ásia (CHU; LIN, 2000).

No sul da Itália, as ocorrências de chuvas extremas sobre a orografia são determinadas pela convergência do ar devido à presença de barreiras orográficas que afetam a variabilidade espacial e temporal. Dessa forma, observações anormais (outliers) encontradas em séries históricas mostram uma maior influência do relevo nos máximos diários acumulados das chuvas, ao longo do ano (FURCOLO et al., 2016).

As Montanhas Tianshan, localizadas na China, possuem uma topografia complexa e imensa composta por uma série de altas montanhas, bacias intermontanhas e vales, sendo as montanhas mais distantes do oceano no mundo. Devido às suas características geomorfológicas, a região exerce influência na distribuição orográfica do tamanho das gotas de chuvas para a precipitação total e

nas diferentes classes de taxas de chuva medidas no topo e na base da montanha. Afetada pela diferença de altitude, a base apresenta condições relativamente mais quentes e secas do que o topo durante o período de chuva. Além disso, a convecção mais forte e o processo de coalescência relacionado ao mecanismo semeadoralimentador (seed-feeder) são mais fortes no topo durante o período de chuva, sendo responsáveis por mais gotas de chuva de tamanho médio e grande do que na base da montanha (ZENG et al., 2022).

Na África equatorial central, a floresta tropical do Congo é cercada por características orográficas complexas, como as terras altas da Etiópia, o canal de Turkana e as terras altas da África Oriental, que desempenham o papel de canalizar a umidade ao redor do Congo e de aumentar ou suprimir atividades de tempestades e chuvas. Nesse sentido, o impacto dinâmico da orografia africana inclui o bloqueio dos ventos de leste tropicais, o que aumenta o cisalhamento vertical do vento, gerando uma propagação mais lenta do vento e, portanto, produzindo sistemas convectivos de mesoescala (MCSs) intensos que aumentam a precipitação sobre a Bacia do Congo (RAGHAVENDRA et al., 2022).

A topografia do Himalaia exerce um controle substancial sobre a distribuição espacial das chuvas de monção, mas a ocorrência de chuvas de curta duração e de alta intensidade resulta em perdas socioeconômicas. Quantidades extremas de precipitação seguem uma faixa quase uniforme paralela às linhas de contorno topográficas nas montanhas do sul do Himalaia no centro e leste do Nepal, mas não no oeste do Nepal. A relação dos índices de precipitação extremas diminuem com o aumento da altitude, mas os dias extremos aumentam em áreas de maior altitude. Além disso, as estações de superfície em alta altitude têm relativamente mais eventos extremos de baixa frequência e alta magnitude do que as estações em regiões de baixa altitude e, portanto, geram um comportamento fundamentalmente diferente da distribuição de chuvas e um aumento da ocorrência de tempestades de chuva extremas nas áreas de maior altitude do Nepal (REGMI e BOOKHAGN, 2022).

A precipitação orograficamente aumentada é também uma característica climática dominante das regiões alpinas no Sul da Nova Zelândia. Esse processo depende da pré-existência de gotículas de nuvens parcialmente amadurecidas dentro da massa de ar em direção às montanhas. As massas de ar que atingem os Alpes do Sul são geralmente transportadas sobre a divisão alpina em tempos que normalmente são considerados insuficientes para as nuvens produzirem partículas do tamanho de precipitação. Dessa forma, o mecanismo de chuva predominante na região parece envolver a condensação de ar orograficamente elevado em sistemas sinóticos pré-existentes. Portanto, a elevada pluviosidade está associada a

condições atmosféricas que são geralmente de natureza estável, uma vez que se espera que as chuvas convectivas sejam muito intermitentes para correlações entre um esquema de previsão de escala sinótica e uma observação pontual (PURDY; AUSTIN, 2003).

A região sudeste do Mediterrâneo apresenta uma fisiografia longitudinal organizada, dividida a partir do Mar Mediterrâneo em uma planície costeira, uma barreira orográfica (montanhas da Judéia), um vale de rift profundo (Vale do Rift do Jordão) e uma segunda barreira orográfica (planalto da Jordânia). Os sistemas climáticos interagem fortemente com essas características orográficas bastante regulares, gerando gradientes acentuados nos totais de precipitação com a latitude e elevação e uma diminuição no sentido do interior devido à distância da costa. Três regimes distintos respondem de forma diferente ao forçamento costeiro e orográfico:

durações curtas (~10min), relacionadas às taxas de chuva convectiva de pico;

 durações horárias (~1h), relacionadas à formação de células convectivas individuais;

 longas durações (~6-24h), relacionado ao acúmulo de múltiplas células convectivas e a processos estratiformes.

Em durações curtas e horárias, os níveis extremos de retorno atingem o máximo na linha costeira, enquanto em durações mais longas atingem o pico correspondente às barreiras orográficas. Esses efeitos distintos sugerem que os riscos de curta escala, como inundações pluviais urbanas, podem ser mais preocupantes para as regiões costeiras, enquanto os riscos de escala mais duradoura, como enchentes causais, podem ser mais relevantes em áreas montanhosas (MARRA, et al., 2022).

Por sua vez, nos Apalaches, localizados nas montanhas rochosas dos Estados Unidos da América, encontram-se os maiores eventos de elevados acumulados pluviométricos em curtos intervalos de tempo do mundo. Os sistemas orográficos de tempestades são capazes de produzir inundações catastróficas nos Apalaches centrais. Essas tempestades refletem três elementos importantes da climatologia de chuvas extremas:

 os Apalaches centrais contêm os máximos locais na frequência espacial de chuvas extremas para os Estados Unidos;

• a ocorrência sazonal de eventos extremos de chuva nos Apalaches centrais está fortemente concentrada na estação quente;

• as tempestades mais extremas nos Apalaches centrais são tempestades em terreno complexo.

Portanto, os eventos orográficos de inundação foram associados principalmente a sistemas extratropicais no verão e foram caracterizados por elementos de tempestades em movimentos rápidos em terreno complexo (SMITH et al., 2011). Por outro lado, modelos conceituais mostram padrões associados ao escoamento em larga escala que favorecem a precipitação orográfica, como, por exemplo, uma onda baroclínica em queda livre interagindo com rios-atmosféricos na Costa Oeste dos EUA. Há também um padrão na ciclogênese a leste das Montanhas Rochosas, que apresenta uma barreira orográfica no sentido norte-sul, e na região sudoeste dos Alpes, com obstáculos orientados na direção oeste-leste (COLLE et al., 2013).

A oeste da América do Sul, a presença dos Andes exerce influência na dinâmica da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico-Sul), que se caracteriza como um fenômeno atmosférico típico de verão da América do Sul. Este fenômeno apresenta uma faixa de nebulosidade de sentido noroeste-sudeste (conforme a Figura 5) e, devido à sua persistência de alguns dias, exerce um papel preponderante no regime pluviométrico, trazendo altos índices de chuva, inclusive em eventos extremos (STEINKE, 2012; ESPINOZA et al., 2020; FERREIRA; REBOITA, 2022). Nesse período, ocorre um forte aquecimento da América do Sul, o que forma uma região ascendente na troposfera, com divergência de ar próximo à tropopausa, denominada Alta da Bolívia (AB).

De acordo com Steinke (2012, p. 117):

Com a AB estabelecida, ocorre convergência de ar úmido nos níveis inferiores, próximo à superfície. Um sistema frontal, ou frente, ao se deslocar em direção ao equador, fica ancorado pela AB, formando uma faixa de precipitação contínua durante vários dias, orientada do noroeste da Amazônia para o sudeste do Brasil (Rio de Janeiro/São Paulo).

Portanto, a intensificação das chuvas ocorre mesmo sob a influência do relevo, concentrando-se principalmente durante o período primavera-verão (outubromarço) do clima tropical meridional. Durante esse período, a passagem de sistemas atmosféricos desencadeia a formação de instabilidades, contribuindo para a ocorrência de eventos extremos de precipitação em escalas de tempo mais curtas.

**Figura 5**. Esquema de importantes feições de circulação atmosférica sobre a região sulamericana, considerando eventos com (a) e sem (b) ZCAS. SALLJ = jato sul-americano de baixo nível a leste dos Andes; Alísios da TNA = ventos alísios tropicais do Atlântico Norte; Alísios TSA = ventos alísios tropicais do Atlântico Sul; ET = evapotranspiração das florestas amazônicas; MCS = sistema convectivo de mesoescala; ZCIT = zona de convergência intertropical; SPSA = anticiclone subtropical do Pacífico Sul; SASA = anticiclone subtropical do Atlântico Sul; CL = Chaco baixo; NAL = baixa do noroeste argentino; NT = vale nordeste; BH = Alto Boliviano; SJ = jato subtropical; PJ = jato polar.



Fonte: Adaptado Ferreira & Reboita (2022).

As chuvas orográficas nas zonas tropicais são distintas em relação aos continentes em geral na Terra. No entanto, as teorias envolvendo flutuações de umidade ambiente podem ser consistentes com as estatísticas descritas pelos padrões espaciais da orografia presente nos trópicos e das estatísticas de taxas de chuvas (extremas) (ROE, 2005; SMITH et al., 2009). O fato de algumas flutuações de umidade estarem sempre presentes ajuda a explicar por que a precipitação orográfica ocorre mesmo com o desaparecimento da precipitação a montante (LIN et al., 2001; SMITH et al., 2009).

Diante disso, as modelagens estatísticas permitem produzir conhecimento mais preciso sobre a influência de barreiras orográficas em episódios de chuvas extremas, por meio das informações coletadas em estações de superfície. Para isso, é necessária uma rede pluviométrica bem distribuída ao longo da superfície do relevo, que possa oferecer informações sobre a intensificação das chuvas induzidas por obstáculos orográficos em determinadas regiões montanhosas. Com o avanço

34

da tecnologia, como radares, satélites meteorológicos e ferramentas estatísticas, é possível melhorar os modelos regionais desenvolvidos para entender como os efeitos orográficos agem na intensificação das chuvas (BARROS; ARULRAJ, 2020; BARSTAD; SMITH, 2005; FURCOLO et al., 2016; ROE, 2005).

Os radares meteorológicos estão sujeitos a interferências e bloqueios no solo, e nota-se que suas medições sobre terrenos complexos tornam-se cada vez menos precisas para as precipitações à medida que a distância para o radar aumenta (CROCHET, 2009). Entretanto, com base no sensoriamento remoto por satélite e na recente introdução de sistemas baseados em radar multifrequência, torna-se mais claro que os produtos de precipitação têm o potencial de melhorar a estimativa de precipitação. Dessa forma, é possível complementar os dados obtidos pelos radares com informações de satélite e usar modelos que considerem a complexidade do terreno para obter uma estimativa mais precisa da precipitação em uma determinada região.

De acordo com Barros e Arulraj (2020, p. 576):

O grande desafio em sensoriamento remoto de precipitação orográfica, é de fato precipitação em regiões de terreno complexo em geral, como medir extremos de chuva, as taxas de chuvas leves e pesadas, no espaço hidrometeorológico relevante e escalas temporais com a habilidade necessária para entender o ciclo da água, de acordo com as necessidades sociais multissetoriais que vão desde o abastecimento de água até a segurança alimentar, energia produção e prevenção e segurança de riscos hídricos.

Nesse caminho, as chuvas extremas são facilmente observadas por meio de produtos (TRMM, GPM, CHIRPS, PERSIANN, entre outros) que apresentam dados baseados em satélites meteorológicos. Esses produtos visam capturar, remotamente, por meio de sensores específicos (como, por exemplo, o ABI do GOES, o DPR e o GMI do GPM, entre outros), a estimativa da precipitação de uma determinada região do planeta (HOU, et al., 2014; HUFFMAN, et al., 2015; HUFFMAN, et al., 2007; FUNK, et al., 2015; NGUYEN, et al., 2018).

Por meio de seus produtos de precipitação em grade (pixel), as estimativas por satélite favoreceram o desenvolvimento de estudos pluviométricos temporal e espacialmente, como a variabilidade, tendências, secas ou inundações, em lugares inóspitos da superfície terrestre que não apresentam informações coletadas in situ pelas estações meteorológicas (AGHAKOUCHAK, et al., 2020; BARROS; ARULRAJ, 2020; CAVALCANTI, 2012; ZILLI, et al., 2017). Entre esses lugares, as regiões montanhosas apresentam grandes obstáculos para o monitoramento climático in situ devido à complexidade do terreno que algumas cadeias montanhosas dispõem.

Dessa maneira, estudos usando dados orbitais vêm sendo realizados em regiões de cordilheiras, montanhas, serras, planaltos, entre outros tipos de relevo,

que auxiliam no entendimento dos efeitos orográficos na intensificação das chuvas ou nas limitações geradas pelos sensores infravermelhos, que apresentam baixo desempenho em terrenos complexos (GIOVANNETTONE; BARROS, 2008; MOURRE, et al., 2016; ADHIKARI; BEHRANGI, 2022; DIBA, et al., 2022; NAKULOPA, et al., 2022).

Apesar disso, os episódios de chuvas extremas se associam, principalmente, aos aspectos naturais do relevo, como a declividade do terreno, sobre as características socioambientais da paisagem. Dessa forma, os efeitos orográficos nos eventos de chuvas intensas ou prolongadas ocorridos nesses lugares explicitam uma alta vulnerabilidade das populações em áreas de risco, devido à segregação espacial da sociedade urbanizada (BARROS; ARULRAJ, 2020; CHU; LIN, 2000b; LIMA; AMORIM, 2015; MENDONÇA; LEITÃO, 2009; SANCHES et al., 2020; SMITH et al., 2011; NAKULOPA et al., 2022). Desse modo, uma das maneiras de verificar a ocorrência de um episódio de chuva extrema é por meio da frequência de sua distribuição, onde a maior amplitude da periodicidade de dias supera os volumes de chuva com quantis acima de 99% (SANCHES, 2019; TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2011; 2007; TERASSI et al., 2020).

Em tempo, o elemento básico para que a gênese das precipitações (frontais, convectivas e orográficas) ocorra é a formação e persistência de ciclones ou o avanço de sistemas frontais atuantes sobre o relevo de uma região para outra (NIMER, 1979). Entretanto, uma vez que nenhum fenômeno da natureza pode ser compreendido de modo isolado, sem a observação de seus elementos circundantes da atmosfera, torna o seu entendimento limitado aos estudos climáticos. Por fim, no Brasil, a orografia também exerce influência na dinâmica atmosférica e, consequentemente, nos volumes de chuva ao longo do território. No capítulo a seguir, serão retratados trabalhos realizados sobre as regiões geomorfologicamente relevantes encontradas ao longo do território brasileiro.

### 1.4 Estudos das chuvas orográficas no Brasil

O Brasil apresenta a maior porção de seu território na Zona Intertropical, zona climática localizada entre os trópicos de Câncer e Capricórnio, a partir do balanço de radiação solar, que é chamada de Zona Tórrida. Por sua extensão territorial, corresponde ao país de maior abrangência territorial da América do Sul dentro dos trópicos (SANCHES, 2019).

Essa posição do território brasileiro implica em um padrão climático, onde no verão, o predomínio de centros de baixa pressão (ciclones) sobre o continente, devido ao aumento da incidência solar nessa época do ano, faz com que o ar tropical
quente e ascendente produza nebulosidade e chuva. No inverno, com menos incidência solar, a interferência de um centro de alta pressão (anticiclone) que se desloca do Atlântico Sul para o continente configura um bloqueio atmosférico que caracteriza a estação seca (VIANELLO; ALVES, 2000).

Portanto, as chuvas tropicais no Brasil, em áreas de latitudes baixas na zona intertropical, apresentam duas estações em decorrência da precipitação: uma úmida durante o verão e outra de estiagem durante o inverno. Dessa maneira, as precipitações nas áreas tropicais tendem a ser mais sazonais, enquanto as áreas extratropicais apresentam um padrão das chuvas mais perenes devido aos avanços frontais, especialmente na porção sul do território (AYOADE, 1996).

De acordo com esse padrão, as gêneses das chuvas no Brasil seguem uma série de mecanismos atmosféricos, físicos e químicos, que, somados aos elementos físicos da paisagem, resultam na heterogeneidade espacial da precipitação sobre as diferentes partes do território. Nesse sentido, as massas de ar são um dos fatores climáticos mais significativos sobre as transformações atmosféricas ao longo da sazonalidade. A sua formação e origem podem apresentar características físicas distintas na sua gênese, sendo modificadas pela dinâmica atmosférica, entre as massas de ar Tropicais e Polares, sobre o território brasileiro, e o que as tornam elementos de grande influência na climatologia geográfica.

As características das massas de ar e suas regiões de influência resultam em áreas de convergência sobre o continente que formam sistemas atmosféricos produtores de chuvas, como por exemplo a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a Zona de Convergência do Atlântico Sul e as Frentes Frias. Os avanços dos sistemas frontais sobre o continente em direção ao equador podem dar origem às chuvas frontais ou se associar à ZCAS e, dessa forma, contribuir no aumento da duração, intensidade e volumes de chuvas que geram eventos extremos durante o verão. Esse padrão representa, em média, 64,4% das chuvas durante a primaveraverão (período úmido) e cerca de 35,6% no outono-inverno (período seco) (SANTOS; GALVANI, 2014).

Somados a esses principais sistemas atmosféricos, o relevo da América do Sul apresenta em algumas porções do território a presença de terrenos complexos geomorfologicamente, como cordilheiras, serras, planaltos e planícies, que contribuem para os microclimas e para a distribuição das chuvas, devido a mudanças bruscas na elevação que obstruem o movimento de massas de ar úmidas. Entre esses tipos de relevo, a Cordilheira dos Andes é um fator orográfico importante nessa dinâmica da ZCAS, devido à sua localização, extensão e altura, que atua como forma de bloqueio do ar úmido e desvia o fluxo de umidade para regiões setentrionais, centrais e meridionais do Brasil durante os meses de verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) demonstrado na Figura 6.

Em escala regional, tanto a Cordilheira dos Andes quanto o Planalto Brasileiro exercem controle sobre a posição e intensidade da ZCAS, principalmente por meio de seu fluxo de umidade de baixo nível e no ramo litorâneo dos anticiclones subtropicais. A topografia do norte da América do Sul parece ser crucial para determinar o principal modo de variabilidade das chuvas no leste da América do Sul, manifestando-se como um padrão dipolar entre o sudeste da América do Sul e a região da ZCAS. Diante disso, quando o Planalto Brasileiro e os Andes são suprimidos, há uma diminuição da precipitação na região da ZCAS, associada a um enfraquecimento da ascendência em larga escala (JUNQUAS et al., 2013, 2016).

**Figura 6**. Vetor de vento (m/s) e precipitação média (mm/dia), a 850 hPa, e linhas de corrente (linhas vermelhas sólidas) a 200 hPa no verão (DJF) e no inverno (JJA) na América do Sul para o período de 1993-2016.



Fonte: Adaptado Ferreira & Reboita (2022).

Portanto, a orografia é um fator importante nos estudos das dinâmicas dos elementos da climatologia, estimulando as chuvas orográficas devido a variações rápidas que os sistemas atmosféricos sofrem sobre terrenos complexos em solo brasileiro. Isso implica na evolução dos eventos intensos de precipitação, devido aos fluxos de ar perturbados pela orografia (altitude e declividade) e dos fundos dos vales que, nos processos da formação de nuvens, reiteram, fazendo chover nos mosaicos da altimetria dos relevos (CONTI, 1975).

O mosaico de um relevo irregular pode condicionar a ocorrência de efeitos orográficos diferentes nas chuvas, assim como acrescentar volumes nos totais pluviométricos em diferentes locais (CÂNDIDO e NUNES, 2008; GIOVANNETTONE et al., 2020). Portanto, as chuvas orográficas são intensas e longas e podem resultar em diferenças (aumento ou redução) nos valores médios das chuvas entre as divisões topográficas de uma área nos relevos (BARROS e LETTENMAIER, 1994). Esse processo de intensificação das chuvas pode ocorrer durante as variações rápidas na elevação sobre as montanhas, levando à ocorrência de chuvas orográficas em algumas regiões do Brasil, principalmente na costa litorânea brasileira, onde a presença do domínio de serras ou mares de morro está presente no território. Nesse sentido, uma análise pluviométrica a partir de dados qualitativos dos estados de tempo (os pré-frontais, os pós-frontais, os Complexos Convectivos de Mesoescala-CCMs, etc.) pode se suceder ou se encadear para uma visão qualitativa das variações regionais, como por exemplo, o relevo, que se mostram diferentes no quadro regional para chuvas intensas (ZAVATTINI, 2009).

A rede pluviométrica para o monitoramento de chuvas orográficas no Brasil é dispersa em seu território, principalmente em terrenos montanhosos (nos terrenos complexos), tornando assim a sua representatividade espacial por meio dos dados históricos limitada (FORGIARINI et al., 2013). Apesar disso, alguns trabalhos foram realizados com o objetivo de compreender os efeitos orográficos nas chuvas nas regiões Sul, Sudeste e Nordeste do país.

Em Santa Catarina, localizada na região sul do Brasil, foram verificados eventos de chuvas extremas ao longo da faixa litorânea situada entre as montanhas e o Oceano Atlântico. Todos os eventos foram caracterizados por condições pósfrontais, ou seja, a presença de um anticiclone sobre o mar e ciclones de nível médio lentos ou quase estacionários sobre o continente, o que favoreceu a intensificação orográfica das chuvas (RODRIGUES; YNOUE, 2016). As chuvas no relevo do estado do Rio Grande do Sul estão condicionadas à predominância do avanço das massas de ar polares (direção principal sudoeste-nordeste), em detrimento da invasão de massas de ar subtropicais (direção principal nordeste-sudeste) (FORGIARINI et al., 2013).

No Paraná, os grupos homogêneos permitiram identificar a variabilidade pluviométrica e as relações entre os efeitos da influência oceânica, a ação orográfica da Serra do Mar e a dinâmica atmosférica regional subjacente à estrutura espacial pluviométrica para cada bacia hidrográfica do estado. As chuvas orográficas estão diretamente ligadas às regiões pluviométricas nas bacias hidrográficas da região leste do estado do Paraná, que são fruto das teleconexões do oceano e da dinâmica atmosférica regional da bacia do Paraná. Dessa forma, determinou-se que a bacia

hidrográfica do rio Ribeira apresenta a maior variabilidade espacial da precipitação devido às suas maiores variações de hipsometria e a bacia do Alto Iguaçu apresenta diferenças menores nas chuvas, o que é atribuído ao relevo mais plano e ao regime de chuvas mais homogêneo inerente ao domínio do clima subtropical (TERASSI et al., 2022; TERASSI e GALVANI, 2017). Por fim, o efeito da pluviosidade orográfica no Paraná também influencia no desempenho limitado das estimativas de chuvas diárias realizadas por sensores a bordo de satélites, principalmente em eventos diários extremos em regiões montanhosas (NASCIMENTO et al., 2021).

A Serra do Mar, localizada no leste do Estado de São Paulo, apresenta um perfil topográfico que favorece as chuvas orográficas. Entre os tipos de efeito orográfico nas chuvas, predominam o seeder-feeder, associados à convecção disparada e autoconversão. Esses efeitos resultam em impactos de maior interesse nos processos de intensificação orográfica das chuvas intensas e extremas nessa região (BLANCO, 1999). Nesse sentido, a configuração de obstáculo da Serra do Mar, no sentido SE-NE, e a atuação dos sistemas atmosféricos são responsáveis por totais de chuvas significativamente diferentes ao longo de seu perfil, principalmente na porção que sofre influência dos ventos úmidos provenientes do oceano, como forte atributo para a intensificação das chuvas pela orografia da costa litorânea (PELLEGATTI; GALVANI, 2010).

Entre a região do Vale do Tietê e a Serra da Mantiqueira, a existência de maiores amplitudes pluviométricas aumenta em áreas que apresentam relevo irregular, intensificando a pluviosidade total nesses locais. Além disso, a distribuição espacial das chuvas é mais regular em áreas menos elevadas e mais planas, pois a morfologia desse tipo de terreno exerce pouca influência na intensificação das chuvas nesses lugares (CÂNDIDO; NUNES, 2008). Todavia, as chuvas orográficas e sua variabilidade são resultantes dos processos atmosféricos e da ação orográfica da Serra do Mar, no estado de São Paulo, que ocorrem sazonalmente. Nesse caso, as interações atmosféricas com o relevo podem influenciar nos totais de chuva na bacia costeira, ou seja, o efeito orográfico contribui para a redução das chuvas mensais nas bacias hidrográficas do Alto Iguaçu e Ribeira, localizadas na região Sudeste do Brasil (TERASSI et al., 2022; TERASSI; GALVANI, 2017).

No estado do Rio de Janeiro, que possui regiões com padrões de chuvas homogêneos, uma topografia associada à proximidade com o litoral resulta em padrões de chuvas entre a orografia e os eventos extremos de precipitação, que provocam expressivos impactos relacionados aos desastres naturais, como inundações e movimentos de massa (BRITO et al., 2017; TAVARES; FERREIRA, 2020; PEREIRA et al., 2022). A maior concentração de deslizamentos de terra ocorre em áreas onde a resistência das raízes da vegetação é uma importante contribuição para a estabilidade de encostas em regiões de chuvas orograficamente reforçadas no flanco topográfico costeiro (GUIMARÃES et al., 2017). Portanto, a cadeia montanhosa da Serra do Mar está orientada paralelamente à costa, fazendo com que as estações voltadas para o Oceano Atlântico tenham um padrão pluviométrico diferente quando comparado à região voltada para o continente, o que é característico da estação chuvosa na região (BRITO et al., 2017).

Por último, o estado do Ceará, localizado na região Nordeste, pode ser dividido espacialmente em regiões homogêneas de precipitação:

• a parte noroeste do estado é localmente influenciada pelo maciço montanhoso da Serra da Ibiapaba;

• o norte e nordeste do Ceará são influenciados localmente pela brisa marítima e pelas encostas da Serra de Baturité;

 o estado central é influenciado pela Chapada do Apodi e pela Serra de Uruburetama;

• o sul do estado é influenciado principalmente pelas frentes frias e pelas encostas da Serra do Araripe.

Portanto, a influência orográfica tem o efeito de intensificar a ocorrência de chuvas na região norte, ao passo que tende a reduzir a quantidade de precipitação na parte central do estado do Ceará (UVO; BERNDTSSON, 1996).

No estado de Alagoas, a precipitação não é uniformemente distribuída no espaço e no tempo em todas as regiões, sendo maior nas regiões litorâneas e em áreas do estado com altitude elevada, devido às chuvas orográficas. Portanto, as chuvas sobre o estado de Alagoas são caracterizadas por fortes gradientes do litoral ao continente e de norte a sul, devido à fisiografia da região e à influência de sistemas climáticos com diferentes escalas de tempo (LYRA et al., 2014).

A seguir, foi conduzida uma análise bibliométrica abordando os termos mais frequentemente utilizados, seguida de uma avaliação da quantidade de estudos orográficos sobre as chuvas, tanto em nível mundial quanto no Brasil.

#### 1.5 Levantamento bibliométrico sobre chuvas orográficas

Para realizar um levantamento qualitativo e quantitativo sobre chuvas orográficas, foi realizada uma consulta bibliométrica por meio da plataforma Scopus, que é uma plataforma consolidada de pesquisa científica. Essa plataforma permite acesso aberto para pesquisadores brasileiros a um amplo leque de periódicos e conversa diretamente com a plataforma Periódicos Capes.

Para isso, foram utilizados os principais termos encontrados em trabalhos

sobre essa temática para filtrar e obter um maior alcance do levantamento bibliográfico sobre o tema da pesquisa. Para verificar a constância dos termos em títulos e resumos e a correlação entre autores e palavras-chave mais citadas dentro do estado da arte, utilizou-se o software VOSviewer, versão 1.6.15 CWTS (2020). Esse software foi desenvolvido para criar parâmetros de relação entre os dados bibliográficos e de texto das publicações.

Posteriormente, estabeleceu-se um critério por meio de recursos de busca, filtros, gráficos e tabelas disponíveis no software supracitado, sendo possível obter um panorama sobre o estado da literatura, quantificando o número de publicações por ano, a contribuição de cada país por meio do endereço dos autores, as revistas que abordam o tema, os termos mais citados e suas correlações, a conexão entre os autores, bem como as informações sobre chuvas orográficas no mundo e no Brasil. Dessa forma, as palavras-chave utilizadas para a busca bibliométrica e a quantidade de documentos são mostradas na Tabela 1 a seguir.

Tabela 1. Palavras-chaves utilizadas para a busca bibliométrica.					
TITLE-ABS-KEY	LIMIT-TO AFFILCOUNTRY	TOTAL			
orographic AND rainfall AND precipitation	World	3.012			
complex terrain AND rainfall AND precipitation	world	1.107			
TITLE-ABS-KEY	LIMIT-TO AFFILCOUNTRY	TOTAL			
orographic AND rainfall AND precipitation	Brozil	40			
complex terrain AND rainfall AND precipitation	DIdZII	13			
Eante: Sconus (2022)					

Fonte: Scopus (2022).

As Figuras 7, 8, 9 e 10 resumem separadamente, por meio de gráficos, os resultados encontrados entre as palavras-chave "orográfico" e "terreno complexo" e também foram analisados em duas escalas: a nível global (mundo) e nacional (Brasil).

Na primeira etapa, a pesquisa foi realizada usando as palavras-chave "orographic", "rainfall", "precipitation" e "world". A busca foi dividida por ano, fonte, país e autor dos trabalhos realizados no mundo, conforme os resultados apresentados na Figura 7.

Entre a evolução temporal do uso da palavra "orographic" por ano, o número de documentos teve um aumento exponencial com o avanço da internet a partir de 1985, chegando a um máximo de 200 trabalhos no ano de 2022, que utilizaram o termo "orographic" no meio científico. Para os periódicos entre os Top5, a evolução temporal mostrou um aumento de trabalhos usando o termo "orographic" a partir de 1998 para todos os periódicos, mas o periódico "Monthly Weather Review", seguido

do periódico "Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society" e "Journal of Hydrometeorology", foram os periódicos que mais tiveram o termo "orographic" usado em seus trabalhos publicados. Entre os resultados dos top 10 autores que mais usaram o termo "orographic" em seus estudos, "Barros, A. P." ficou em primeiro lugar com mais de 40 trabalhos, seguido por "Geerts, B." em segundo e "Houze, R. A." em terceiro, ambos com um total acima de 30 trabalhos. Por último, os países que mais usaram o termo "orographic" foram os Estados Unidos da América com um total acima de 1100 documentos, seguido da Alemanha, Reino Unido e China, com um total acima de 200 documentos.

**Figura 7.** Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "orográfico" no mundo. a) Evolução temporal do número de artigos publicados no período de 1943-2022. b) Evolução temporal do número de trabalhos publicados nas cinco maiores revistas, no período de 1947-2022. c) Comparação do número de trabalhos publicados pelos dez maiores autores. d) Dez países com o maior número de trabalhos publicados.



Fonte: Adaptado de Scopus (2022).

Na segunda pesquisa, foram utilizadas as palavras-chave "complex terrain", "rainfall", "precipitation" e "world". A Figura 8 apresenta os resultados, divididos por ano, por fonte, por país e por autor, dos trabalhos produzidos em todo o mundo.

Em relação à evolução temporal do uso da expressão "complex terrain" por ano, observou-se um aumento exponencial no número de documentos a partir de 1995, chegando a um total máximo de 125 trabalhos no ano de 2022, que utilizaram o termo "complex terrain" no meio científico. Quanto aos periódicos entre os Top 5, a evolução temporal revelou que, a partir de 2010, o periódico "Journal of Hydrometeorology" foi o que mais apresentou o termo "complex terrain" em seus trabalhos publicados, principalmente no ano de 2017 (com mais de 10 trabalhos), seguido pelos periódicos "Journal of Hydrology", "International Journal of Climatology", "Journal of Applied Meteorology and Climatology" e, por último, o "Journal of Geophysical Research Atmospheres", com trabalhos (abaixo de 5) que usaram o termo "complex terrain". Em relação aos resultados do top 10 dos autores que mais utilizaram a expressão "complex terrain" em seus estudos, destacou-se "Anagnostou, E. N." seguido por "Hong, Y.", com um total de 17 trabalhos. Por fim, os países que mais utilizaram a expressão "complex terrain" foram os Estados Unidos da América, com um total acima de 450 documentos, seguidos da China, com mais de 200 documentos, e depois a Alemanha, com aproximadamente 100 documentos.

**Figura 8**. Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "complex terrain" no mundo: a) evolução temporal do número de artigos publicados no período de 1975 a 2022; b) evolução temporal do número de trabalhos publicados entre as cinco maiores revistas no período de 1990 a 2022; c) comparação do número de trabalhos publicados entre os dez maiores autores; d) dez países com o maior número de trabalhos publicados.



Fonte: Adaptado de Scopus (2022).

Em suma, o termo "orográfico" é o mais utilizado em trabalhos publicados em todo o mundo, em comparação com o termo "terreno complexo", mas ambos apresentaram uma preferência de uso maior nos EUA. O autor Barros, A. P. foi aquele que mais utilizou o termo "orográfico" e os autores "Anagnostou, E. N." e "Hong, Y." foram os que mais usaram o termo "terreno complexo". Entre os periódicos, aquele que mais teve o termo "orográfico" citado em seus trabalhos publicados foi o "Monthly Weather Review" e para o termo "terreno complexo", o periódico "Journal of Hydrometeorology". Por fim, em 2022, aproximadamente 200 trabalhos utilizaram o termo "orográfico" e 125 usaram "terreno complexo".

Na terceira etapa, a Figura 9 mostra os resultados da busca usando as palavras-chave "orographic", "rainfall", "precipitation" e "Brazil". A busca dos

documentos foi dividida por ano, autor e instituição dos principais trabalhos realizados no Brasil.

Entre a evolução temporal do uso da palavra "orographic" por ano, foram encontrados 40 trabalhos que utilizaram o termo "orographic" entre 1997 e 2022. O ano de 2017 apresentou a maior quantidade de trabalhos em 22 anos. Entre os resultados dos 10 principais autores que mais usaram o termo "orographic" em seus estudos, destacam-se "Arigony-Neto, J.", seguido de "Casassa, G.", "De Almeida Santos, F. L.", "Do Nascimento, F. R.", "Jaña, R.", "Schneider, C." e "Weidmann, S. S.", todos com um total de 2 trabalhos. Por fim, a instituição brasileira com mais trabalhos que utilizaram o termo "orographic" foi a Universidade de São Paulo (USP), com um total de mais de 12 trabalhos.

**Figura 9.** Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "orográfico" no Brasil: a) Evolução temporal do número de artigos publicados no período de 1997 a 2022. b) Comparação do número de trabalhos publicados pelos dez maiores autores. c) Dez instituições com o maior número de trabalhos publicados.



Fonte: Adaptado de Scopus (2022).

Na última pesquisa, foram utilizadas as palavras-chave "complex terrain", "rainfall", "precipitation" e "Brazil" para pesquisa. A Figura 10 apresenta os resultados dos trabalhos produzidos no Brasil, divididos por ano, autor e instituição.

Quanto à evolução temporal do uso da palavra "complex terrain", verificou-se que, de 2013 a 2022, foram produzidos apenas 13 trabalhos que utilizaram o termo no meio científico nacional. Os anos de 2021 e 2022 apresentaram a maior quantidade de trabalhos nos últimos nove anos. Entre os resultados do top 10 dos autores que mais utilizaram o termo "complex terrain" em seus estudos, destaca-se "Mello, C. R." com um total de 2 trabalhos. Por último, o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) foi a instituição brasileira com mais trabalhos que

utilizaram o termo "complex terrain", com um total superior a 4 trabalhos.

**Figura 10.** Gráficos bibliométricos utilizando a palavra-chave "complex terrain" no Brasil. a) Evolução temporal do número de artigo publicados no período de 2013-2022. b) Comparação do número de trabalhos publicados entre os dez maiores autores. c) Dez instituições com maior número de trabalhos publicados.



Fonte: Adaptado de Scopus (2022).

Em suma, o termo "orográfico" é o mais utilizado em trabalhos publicados no Brasil, em comparação com o termo "terreno complexo". O autor "Arigony-Neto, J" foi quem mais utilizou o termo "orográfico", enquanto o autor "Mello, C. R." foi quem mais usou o termo "terreno complexo". Entre as instituições, a USP apresenta a maior quantidade de trabalhos que utilizaram o termo "orográfico", enquanto o INPE apresenta a maior quantidade de trabalhos que utilizaram o termo "terreno complexo". Por fim, em 2022, a quantidade de trabalhos usando o termo "terreno complexo" foi maior do que a quantidade de trabalhos que utilizaram o termo "orográfico".

# 2 O EFEITO DO RELEVO NOS ACUMULADOS PLUVIOMÉTRICOS, EM ESTAÇÕES DE SUPERFÍCIE, NA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DE SÃO PAULO

# 2.1 INTRODUÇÃO

A variabilidade das chuvas tem sido um tema constante e cada vez mais investigado nas pesquisas científicas, tendo em vista sua importância em escala regional e local. Isso porque as oscilações pluviométricas impactam nas mais diversas regiões do planeta. Nesse sentido, embora a atmosfera apresente condições habituais de tipos de tempo na maior parte do tempo, os eventos extremos têm o potencial de ocasionar situações para as quais a população de uma determinada área não se encontra preparada, como é o caso de chuvas intensas (GENOVEZ; ZUFFO, 2000; SANCHES, et al., 2018), enchentes e inundações (ABREU, et al., 2017), episódios de seca (SETH, et al., 2015), dentre outras conjunturas impactantes. Por conseguinte, circunstâncias climáticas excepcionais passam a ser um objeto de atenção na gestão de riscos e ocorrem com maior frequência em anos destoantes do padrão habitual esperado, levando em conta o contexto das oscilações climáticas (EASTERLING, et al., 2000).

Nesse entendimento, diversos estudos recentes têm apontado para tendências de alteração na distribuição espacial e temporal das chuvas, com uma possível intensificação dos eventos extremos, a exemplo de Donat et al. (2016), Marvel et al. (2017), Pfahl et al. (2017), entre outros. No entanto, sem embargo das atuais tendências e/ou projeções elaboradas pela modelagem climática, que acabam por valorizar ainda mais a importância de investigar este tema, ressalta-se que a própria ocorrência desses episódios ou períodos excepcionais (secos e chuvosos) já é algo bastante marcante na atualidade, e um dos escopos de investigação da Climatologia elaborada por geógrafos.

Nesse caminho, as chuvas na América do Sul são distribuídas de forma heterogênea e complexa no seu entendimento, devido à interação dinâmica entre oceano-atmosfera-continente. Diante das características que compõem os climas no continente sul-americano e também no território brasileiro, nota-se a existência de inúmeros estudos que reafirmam a complexidade de seus elementos, bem como da análise temporal de seus efeitos espaciais no espaço geográfico (CAVALCANTI, 2012; DUFEK; AMBRIZZI, 2008; HAYLOCK, et al., 2006; REBOITA, et al., 2012; VÁSQUEZ, et al., 2018; ZILLI, et al., 2017).

No Sudeste brasileiro, tais efeitos podem ser verificados por meio das

influências que o oceano e a atmosfera podem provocar nas tendências para o aumento ou diminuição dos volumes de chuvas nas diferentes paisagens ao longo do território (KAYANO; CAPISTRANO, 2014; PSCHEIDT; GRIMM, 2009; VÁSQUEZ, et al., 2018). As teleconexões, nesse sentido, contribuem para o entendimento da flutuação climática por meio de dados oceânicos do Atlântico e do Pacífico, como a OMA (Oscilação Multidecadal do Atlântico), as fases do El Niño - sua fase positiva (ENSO - El Niño Oscilação Sul; aumento na temperatura do Pacífico) e La Niña - sua fase negativa (resfriamento na temperatura do Pacífico), a ODP (Oscilação Decadal do Pacífico), por exemplo (DRUMOND; AMBRIZZI, 2008; EVANGELISTA, et al., 2007; KAYANO; CAPISTRANO, 2014; PSCHEIDT; GRIMM, 2009; VÁSQUEZ, et al., 2018).

As características da paisagem também contribuem para a compreensão das especificidades regionais do clima, como por exemplo o relevo do Estado de São Paulo, que apresenta variados domínios geomorfológicos como planaltos, depressões e planícies. Portanto, a topografia, a configuração e a orientação do relevo são aspectos importantes para a compreensão dos padrões de temperatura e precipitação diante da diversidade climática que a região do Estado de São Paulo possui (ROSS, 1996, CAVALCANTI, 2009). É nessa perspectiva que Monteiro (1971; 1973; 1991; 2015) propôs o conceito de anos-padrão como forma de separar e categorizar anos (ou períodos) que representem comportamentos e características semelhantes quanto a uma determinada variável climática, e assim eleger momentos representativos para avançar na pesquisa utilizando técnicas dinâmicas, como, por exemplo, a Análise Rítmica, procedimento tradicional e amplamente divulgado pela Escola Brasileira de Climatologia Geográfica (MONTEIRO, 2015; NEVES, et al., 2017).

Entre as variáveis, episódios de chuvas intensas e extremas, que expressam elevados volumes de chuvas em curtos períodos de tempo (horário ou diário), representam um dos elementos mais estudados e dinâmicos em climatologia, uma vez que se associam às enchentes, escorregamentos, erosão, perda de safras agrícolas, entre outros impactos no espaço rural e urbano. No entanto, vários estudos que analisaram a distribuição temporal e as tendências das chuvas observaram para o Estado de São Paulo uma tendência de aumento nos volumes pluviométricos, especialmente para os valores extremos de chuva (DUFEK; AMBRIZZI, 2008; LIEBMANN, et al., 2001; LIMA; SATYAMURTY; FERNÁNDEZ, 2010; BARREIRO; TIPPMANN, 2008; SILVA DIAS, et al., 2013; ZILLI, et al., 2017; SANCHES, et al., 2022).

Para tanto, analisar a tendência de aumento ou diminuição nas chuvas, o aumento no número de episódios extremos de chuva (acima de 40 mm), o aumento

dos valores diários pluviométricos e as mudanças observadas no último século para as chuvas no sudeste brasileiro foram alguns dos esforços apontados em tais estudos regionais (MARENGO, et al., 2010; SUGAHARA; ROCHA; SILVEIRA, 2009; ZILLI, et al., 2017). Esses diferentes estudos possibilitam a compreensão dos dados pluviométricos, do seu comportamento sazonal na região e das tendências para as chuvas, seja no seu total ou em eventos extremos chuvosos ou secos (DUFEK; AMBRIZZI, 2008; HAYLOCK, et al., 2006; OLIVEIRA; GALVANI, 2017; VÁSQUEZ, et al., 2018; ZILLI, et al., 2017).

Diante disso, observam-se diversos apontamentos para mudanças no padrão regional das chuvas no Sudeste brasileiro e, especificamente, no estado de São Paulo, inclusive associados aos efeitos urbanos e do relevo. Dentre estes, destacamse o aumento nos dias chuvosos com baixo volume pluviométrico, a concentração do volume de chuvas em um menor número de dias chuvosos no estado de São Paulo, além de mudanças em padrões extremos como enchentes ou secas (DUFEK; AMBRIZZI, 2008; HAYLOCK, et al., 2006; VÁSQUEZ, et al., 2018; ZILLI, et al., 2017).

Na região central do Estado de São Paulo, nota-se a ocorrência de alterações nos regimes de chuvas totais, interanuais e extremos, claramente influenciados pelas anomalias oceânicas nessa área. Tais alterações reafirmam a necessidade de se observar a evolução temporal das tendências para as chuvas e os impactos provocados no espaço geográfico dessa região do sudeste brasileiro (BLAIN, 2011, 2013; SANCHES, et al., 2018; 2019; 2022; SANTOS, et al., 2012). Parte dessa região, por exemplo, encontra-se numa área de transição geomorfológica com relativa influência das depressões, serras e cuestas, consideradas de grande fragilidade ambiental, com áreas ocupadas por vegetação remanescente a serem preservadas (CORVALÁN; GARCIA, 2011).

Diante disso, entende-se que adotar uma perspectiva espacial e geográfica nas análises climáticas apresenta relevância por contribuir com o entendimento dos fenômenos e dos processos desencadeados pela atmosfera, recobrando, por conseguinte, atenção às particularidades regionais de cada superfície, bem como aos aspectos topográficos e geomorfológicos que podem influenciar a distribuição e a tendência de tais eventos pluviométricos por diferentes efeitos orográficos (ROE, 2005; EBTEHAJ; FOUFOULA-GEORGIOU, 2010; HOUZE, 2012). Esses efeitos podem ocorrer de forma direta ou indireta na formação da precipitação dentro das nuvens afetadas quando uma tempestade passa por um terreno irregular.

Segundo Houze (2012), três tipos de tempestades (convecção profunda, sistemas frontais e ciclones tropicais) podem desencadear efeitos orográficos que modificam profundamente a estrutura dos principais sistemas atmosféricos de

precipitação por meio da combinação dinâmica com o relevo (formato e tamanho). Entre essas dinâmicas, o autor destaca ainda que a combinação da escala de tempo microfísica da formação da nuvem de precipitação a ser precipitada, a dinâmica do fluxo de ar e a termodinâmica do aumento de ar sobre o relevo podem afetar o desenvolvimento da precipitação.

Tendo em vista a forte influência das águas provenientes da chuva no Estado de São Paulo, em função do caráter regional da paisagem apresentada pela região central, o objetivo deste estudo foi analisar espacialmente a influência do relevo nas chuvas diárias por meio de estações de superfície no período de quarenta anos. Para isso, foram aplicados índices de chuvas, classificação de anos-padrão, seleção de anos extremos representativos e tendência das chuvas, para avaliar a participação do relevo na distribuição espacial das chuvas na região observada.

# 2.2 MATERIAL E MÉTODOS

#### 2.2.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo situa-se na região Sudeste do Brasil, no centro-leste do estado de São Paulo, totalizando uma área de 9.151,7 km<sup>2</sup>, e integra um total de 17 municípios: Analândia, Água de São Pedro, Brotas, Charqueada, Corumbataí, Descalvado, Dois Córregos, Dourado, Ibaté, Ipeúna, Itirapina, Ribeirão Bonito, Rio Claro, Santa Maria da Serra, São Carlos, São Pedro e Torrinha (Figura 11).





Fonte: MapBiomas (2020).

A região passou por uma grande transformação no espaço geográfico nos últimos 35 anos, como pode ser observado no mapa de uso e ocupação do solo de 1985 e 2020 (Figura 11). Essa transformação da paisagem ocorreu devido às características do solo e do clima e também pela posição estratégica que a região possui para as atividades agrícolas. Nessa região, a produção de cana-de-açúcar é a cultura agrícola mais expressiva do setor primário em área plantada e produção, constatando-se que continua em crescimento e de suma importância econômica para o Estado de São Paulo (SANCHES, et al. 2019).

Segundo Bueno et al. (2022), as mudanças no uso da terra, em especial a conversão de pastagens para monocultura de cana-de-açúcar, aumentaram o cultivo da terra nas últimas décadas, o que expandiu áreas altamente suscetíveis à erosão. Além disso, o autor destaca que a erosividade das chuvas também contribui para aumentar a suscetibilidade da região à erosão. No entanto, a erosividade não apresentou tendência de aumento para a região.

A área de estudo também está parcialmente inserida dentro da Área de Proteção Ambiental (APA) Corumbataí, que visa proteger elementos naturais de importância ecológica e paisagística, considerados de grande fragilidade ambiental. A APA é conhecida pelas suas atividades ecoturísticas e apresenta inúmeros atrativos naturais, como a presença do relevo de cuestas basálticas, também considerado de grande fragilidade ambiental. Além disso, apresenta áreas ocupadas por vegetação remanescente que devem ser preservadas. Nas últimas três décadas, houve uma redução de cerca de 2% de sua área (CORVALÁN; GARCIA, 2011).

Em termos geomorfológicos (conforme Figura 12) a área está localizada na transição entre o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica Paulista. O Planalto Ocidental é composto por uma grande zona de relevo suave, formada por colinas, morros baixos e serras, com uma altitude média de aproximadamente 900m. Já a Depressão Periférica Paulista apresenta um relevo predominantemente colinoso e suave, além de morros e serras isoladas, com altitudes em torno de 600m (ROSS; MOROZ, 1996; PENTEADO, 1976; PINHEIRO; QUEIROZ NETO, 2014).

Outras características geomorfológicas são a declividade, a orientação das vertentes do relevo e a orientação das vertentes a barlavento e sotavento, mostradas na Figura 12. Na porção Norte, encontram-se ao longo do planalto a Serra de Santana, do Cuscuzeiro, de Atalaia e de São Carlos, entre os municípios de São Carlos, Itirapina, Analândia e Descalvado. Ao sul, posicionada entre as duas morfoestruturas (planalto e depressão), encontra-se a Serra de Itaqueri, que separa os municípios de Brotas, Itirapina, Dois Córregos, Torrinha, São Pedro, Santa Maria da Serra, Charqueada e Ipeúna, por um "paredão" íngreme de centenas de metros de elevação e com declividade acentuada.

Figura 12. (a) Localização da área de estudo sobre o mapa hipsométrico de São Paulo e os transectos (I e II) do relevo, representados pelas linhas tracejadas em branco, do perfil vertical no sentido N-S e do perfil horizontal na direção O-L. (b) Modelo digital de elevação; (c) Declividade do terreno; (d) Orientação das vertentes; (e) Orientação das vertentes a barlavento (úmido) e sotavento (seco).



A serra localizada na parte meridional do mapa apresenta particularidades morfológicas relevantes devido à sua altitude de 1100 metros em seu topo máximo, extensão longitudinal no sentido Leste-Oeste, declividade acentuada acima de 45% e orientação das escarpas voltadas para os quadrantes Sul, Norte e Leste. Portanto, essa formação possui alto coeficiente de permeabilidade, favorecendo a infiltração, que ocorre principalmente na área aflorante, caracterizada como região de recarga do Aquífero Guarani.

Entre os tipos climáticos do Brasil, a área em questão é classificada de acordo com a classificação de Köppen como do tipo Cwb (Figura 13) (a), ou seja, clima subtropical de terras altas com invernos secos (ALVARES et al., 2013). Isso representa uma caracterização importante no padrão climático, que é sazonalmente dividido em dois períodos, como demonstrado pelos elementos climáticos (temperatura, umidade do ar, precipitação, dias consecutivos úmidos e secos, pressão atmosférica, nebulosidade, velocidade e direção do vento) apresentados na Figura 13 (b).

Em relação à precipitação, o padrão das chuvas apresenta dois períodos distintos ao longo da distribuição dos doze meses do ano do Clima Regional Tropical, ou seja, um período seco (abril a setembro) e um período úmido (outubro a março). Durante o período úmido, a atuação dinâmica da Massa Equatorial Continental, responsável por transportar a umidade da Amazônia para as regiões centrais do Brasil, junto com o dinamismo da Massa Polar Atlântica (mPa) deslocando-se em direção sul-sudeste sobre a Massa Tropical Atlântica (mTa), contribui para a ocorrência de elevados índices de chuvas nessa época do ano (VECCHIA, TECH, NEVES, 2020).

Dessa forma, o padrão atmosférico das chuvas está associado à interação dinâmica entre sistemas atmosféricos tropicais e extratropicais, controlados pelo avanço de sistemas frontais polares sobre a porção Centro-Sul do Brasil. Esses sistemas contribuem para a configuração de episódios de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), gerando condições de instabilidade atmosférica e elevados volumes de chuvas precipitadas (CAVALCANTI, 2009; REBOITA et al., 2012). Portanto, esse padrão representa um aspecto importante e pontual da variação sazonal da distribuição das chuvas frente ao padrão da circulação atmosférica regional que compõe a área estudada, diante da eventualidade de episódios excepcionais que se manifestem na região (MORUZZI; OLIVEIRA, 2009; ZILLI et al., 2017; SANCHES et al., 2018; SANCHES, 2019; SANTOS et al., 2017, 2018 e 2020).



Figura 13. (a) Localização da área de estudo no Estado de São Paulo dentro da classificação climática de Köppen para o Brasil; (b) Normal climatológica de São Carlos-SP (1991-2020).

Fonte: Adaptado de Alvares (2013) e INMET (2020).

Diante disso, Monteiro (1973) relata que, por ser uma região planáltica, na faixa da borda do Planalto Ocidental Paulista, onde encontra-se o relevo de Cuestas, há trechos mais elevados que contribuem para um ligeiro aumento na quantidade de precipitação por efeito orográfico. Segundo Tavares et al. (1985), há um contraste na faixa da borda do Planalto Ocidental Paulista entre os fronts norte e sul das Cuestas. Isso ocorre devido à variação da insolação anual recebida em cada uma delas, sendo a escarpa sul mais fria e úmida do que a norte.

Esta diferença de umidade, do ponto de vista climático, ocorre segundo o autor devido à existência da mata natural, que contribui para alimentar mais umidade na configuração da estrutura atmosférica adjacente através da circulação regional do ar. De modo geral, a mata protege o solo das escarpas da ação direta da chuva e também pode dificultar ou evitar condições de inversão térmica prejudiciais no desenvolvimento das culturas agrícolas, principalmente em períodos mais secos.

Portanto, toda essa conjuntura oferece um importante aspecto de variação sazonal da distribuição espacial das chuvas, conforme o caráter da circulação atmosférica regional e as influências exercidas pelo relevo, incluindo declividade, altitude, orientação das vertentes e presença da mata natural, principalmente quando sob a influência dos diferentes tipos de tempo que podem contribuir para a formação ou intensificação das chuvas (MONTEIRO, 1973; TAVARES, 1985; SANTOS et al., 2018, 2020, 2021).

#### 2.2.2 Seleção dos dados pluviométricos

Para a realização do estudo, foram utilizados 31 postos pluviométricos, com dados diários de séries históricas de 40 anos (1979-2019) e com o mínimo possível de falhas (BABA et al., 2014; BIER e FERRAZ, 2017; FERRARI, 2012; MACHADO e ASSIS, 2018). Os dados de chuva foram consultados na plataforma online Hidroweb, pertencente à Agência Nacional de Águas (ANA), e no site do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE).

A Tabela 2 mostra as informações dos postos pluviométricos escolhidos para a área de estudo.

CÓDIGO DO POSTO	NOME DO POSTO	órgão Responsável	MUNICÍPIO	LATITUDE	LONGITUDE	ALTITUDE (Metros)	FALHAS (%)
2247004	ANALÂNDIA	DAEE-SP	ANALÂNDIA	-22.1333	-47.6667	660	0,4%
2247185	FAZENDA CAMPO ALEGRE	ANA	BROTAS	-22.1483	-48.0006	733	8,1%

 Tabela 2. Informações sobre os postos pluviométricos selecionados dentro da área de estudo.

2247197	EST. FERROVIÁRIA CAMPO ALEGRE	ANA	BROTAS	-22.2364	-47.9586	747	4,4%
2247208	RECREIO	DAEE-SP	CHARQUEAD A	-22.5833	-47.6833	510	0%
2247010	CORUMBATAÍ	DAEE-SP	CORUMBATA Í	-22.2167	-47.6167	600	0,4%
2147043	FAZENDA SANTA RITA	DAEE-SP	DESCALVAD O	-21.9667	-47.7	780	0,2%
2248116	GUARAPUA	DAEE-SP	DOIS CÓRREGOS	-22.25	-48.3833	720	13,8%
2248009	DOURADO	DAEE-SP	DOURADO	-22.1333	-48.3167	700	0,6%
2148164	IBATÉ	ANA	IBATÉ	-21.9542	-48.0061	840	7%
2247021	IPEÚNA	DAEE-SP	IPEÚNA	-22.4333	-47.7167	630	7%
2247198	FAZENDA PEQUENA HOLANDA	ANA	ITIRAPINA	-22.18	-47.7847	780	2,7%
2247015	GRAÚNA	DAEE-SP	ITIRAPINA	-22.3	-47.75	610	4,4%
2247006	VISCONDE DE RIO CLARO	DAEE-SP	ITIRAPINA	-22.15	-47.8	740	11,5%
2247180	ITIRAPINA	ANA	ITIRAPINA	-22.2492	-47.8267	739	10,4%
2247184	ITAQUERI DA SERRA	ANA	ITIRAPINA	-22.3422	-47.9178	894	2,7%
2247196	CRHEA-BROA	ANA	ITIRAPINA	-22.17	-47.8989	732	0%
2248005	RIBEIRÃO BONITO	DAEE-SP	RIBEIRÃO BONITO	-22.0833	-48.1833	590	7%
2148168	GUARAPIRANGA	ANA	RIBEIRÃO BONITO	-21.9614	-48.2489	545	7,2%
2248110	RIBEIRÃO BONITO 2	ANA	RIBEIRÃO BONITO	-22.0778	-48.1803	486	6,4%
2247020	RIO CLARO	ANA	RIO CLARO	-22.41666666666	-47.55	600	2,1%
2247018	FAZENDA SÃO JOSÉ	DAEE-SP	RIO CLARO	-22.33333333333	-47.4833333333	600	5,5%
2147059	USINA CAPÃO PRETO	DAEE-SP	SÃO CARLOS	-21.8667	-47.8	610	8,3%
C4-092	FAZENDA DA BARRA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	- 21.8855555555	-47.7858333333	610	0,2%
2247109	FAZENDA ÁGUA BRANCA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	-22.0675	-48.0461111111	598	2,1%
2247206	FAZENDA SANTA BÁRBARA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	-22.1	-47.9833	780	1,4%
2147031	SANTA EUDOXIA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	-21.7833	-47.7833	620	1,2%
2247182	RIBEIRÃO DO FEIJÃO	ANA	SÃO CARLOS	-22.1522	-47.8864	676	4,4%
83726	INMET/UFSCar	INMET	SÃO CARLOS	-21.98	-47.88	856	3,2%
2247025	SÃO PEDRO	DAEE-SP	SÃO PEDRO	-22.5333	-47.9167	600	1,4%
D5-006	SITIO BOA VISTA	DAEE-SP	TORRINHA	-22.3958333333	-48.1638888888	783	1,7%
2248045	PCH TRÊS SALTOS	JAYADITYA	TORRINHA	-22.3833	-48.1667	720	1,7%
		·					

Fonte: Adaptado de hidroweb-ANA (2019).

# 2.2.3 Tratamento dos dados pluviométricos

Após a aquisição dos dados, foi realizada uma seleção das informações inexistentes para o processo de preenchimento dos dados de precipitação. Para

isso, foi realizado o processo de preenchimento das lacunas existentes nas séries históricas dos postos que apresentaram falhas, utilizando o método da ponderação regional (BERTONI; TUCCI, 2009) na escala mensal.

Este método é capaz de estimar o valor de precipitação em postos que não contêm informações. Assim, foram considerados os valores de precipitação dos postos vizinhos para procedimento de completar os hiatos existentes. Para isso, é necessário utilizar pelo menos 3 postos vizinhos próximos daqueles postos com falhas e que estejam localizados na mesma região climática.

A Eq. (1) que representa o método de ponderação regional:

$$Px = \frac{1}{3} \left( \frac{Pz}{Pzm} + \frac{Py}{Pxm} + \frac{Pw}{Pwm} \right) \cdot Pxm$$
 Equação (1)

Sendo assim, Px é o posto que apresenta lacunas a serem preenchidas e Pz, Py e Pw são os postos com dados disponíveis no mesmo intervalo de tempo, nas proximidades do posto Px. As variáveis Pxm, Pzm, Pym e Pwm representam os valores médios de precipitação para cada posto.

Desse modo, foi possível obter uma quantidade maior de informações para realizar uma análise completa e compreender a variabilidade pluviométrica temporal na área de estudo.

#### 2.2.4 Análise das séries históricas das no período de 1979-2019

Após a aquisição dos dados e o preenchimento das falhas, foi realizada a seleção das informações obtidas e o tratamento quantitativo dos dados diários de precipitação. Tudo foi organizado na forma de tabelas e gráficos através do software Microsoft Excel 2017, na escala temporal diária, mensal e anual, com o objetivo de otimizar a análise regional das chuvas para o presente estudo.

As chuvas verificadas por meio dos registros contidos em estações pluviométricas de superfície constituem a principal estratégia para a compreensão e o delineamento de suas vinculações, como frequência, picos de variância e significância, entre outros aspectos estatísticos, bem como suas observações espaciais e temporais. Entre as estratégias, vale ressaltar a importância da observação das tendências temporais e espaciais das chuvas por meio de índices climáticos de volume, valores diários acumulados (HAYLOCK, et al., 2006; DUFEK; AMBRIZZI, 2008), da correlação entre as chuvas, anomalias oceânicas (HAYLOCK, et al., 2016; SUGAHARA, et al., 2009; SANTOS, et al., 2012; ZILLI, et al., 2017; VÁSQUEZ, et al., 2018) e até pela interpolação de dados espaciais (RAO, et al.,

2016).

Para isso, alguns métodos estatísticos têm uma boa precisão na análise das chuvas nos climas tropicais, como, por exemplo, índices climáticos (RClimdex), classificação de anos extremos (seco e chuvoso) e tendências das chuvas (PARMAR, et al., 2017; PHAM, et al., 2020). Com a finalidade de entender a variabilidade das pluviométricas ao longo dos últimos quarenta anos (1979-2019), foram realizados métodos capazes de analisar séries históricas de chuvas, descritos a seguir.

# 2.2.5 Índices pluviométricos do RClimdex

Atualmente, destacam-se as observações de índices climáticos para a observação dos dados pluviométricos, como o script RClimdex (ZHANG; YANG, 2004; HAYLOCK et al., 2006; STEPHENSON et al., 2014; SANTOS; RAMOS, 2018; SANCHES et al., 2018; SANCHES, 2019), que ressalta a análise de diferentes índices para temperatura e chuva, como é o caso deste trabalho. Esse script foi desenvolvido por Byron Gleason do National Climate Data Center (NCDC) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), cujo uso é apresentado em diversos workshops e reuniões do CCI/CLIVAR (International Research Programme on Climate Variability and Predictability) sobre elementos climáticos e sua variabilidade desde 2001 (SANTOS et al., 2012).

O RClimdex calcula 27 índices básicos recomendados pela ETCCDMI (Climate Change Detection Monitoring Indices) para temperatura e precipitação (KARL et al., 1999; PETERSON et al., 2001), dos quais foram utilizados apenas os índices associados à precipitação pluviométrica, conforme descrito na Tabela 3 (HAYLOCK et al., 2006; SANCHES, 2015; SANTOS et al., 2012; STEPHENSON et al., 2014; ZHANG; YANG, 2004). Além disso, o RClimdex apresenta diversas modelagens lineares e não lineares, testes estatísticos clássicos, análise de séries temporais, classificação, clustering, entre outras técnicas estatísticas e gráficas, além de fornecer uma rota open source para participação nessa atividade (SANCHES, 2019).

Para o controle de qualidade dos dados, foi realizada a substituição de todos os dados faltosos por -99.9 (reconhecido como faltoso pelo script) para as séries históricas.

Tabela 3. Metodologias Utilizadas para Análise dos Dados de Precipitação.					
Indice (Identificação)	Nome do índice	Definição	Unidade Observada		
	Total de chuvas	Valor total anual de chuvas			
PRCPTOT	acumuladas em	acumuladas nos dias úmidos (dias	mm		
	um ano	>= 1 mm)			
	Máximo de chuva	Máximo de chuva acumulada em			
RX1day	acumulado em 1	um único dia	mm		
	dia				
	Máximo de chuva Máximo de chuva acumulada er	Máximo de chuva acumulada em			
RX 5 dias	acumulada em 5	cinco dias consecutivos	mm		
	dias				
	Dias	Número máximo de dias em que			
DCS	consecutivos	as chuvas < 1 mm	dias		
	secos				
	Dias	Número máximo de dias em que			
DCU	consecutivos	as chuvas >= 1 mm	dias		
	úmidos				
Rnn*	Dias chuvosos	Número de dias acima de <i>nn</i>			
	acima de <i>nn</i>	milímetros de chuva	Dias		
	milímetros				
*Admite-se RR	ç como a quantidade d	iária de precipitação num dia <i>i</i> num pe	eríodo <i>j</i> . Assim		
<i>nn</i> * representa o	gualquer valor razoáve	el de precipitação diária, onde soma-s	e o número d		

dias, sendo: *RR<sub>ii</sub>≥ nnmm* 

Fonte: Adaptado de Zhang e Yang (2004).

Os índices são calculados a partir dos dados pluviométricos, referentes ao valor máximo acumulado em um único dia de chuva (RX1 dia), ao valor máximo acumulado em cinco dias consecutivos de chuva (RX5 dias), ao número máximo de dias consecutivos secos (DCS), ao número máximo de dias consecutivos úmidos (DCU) e ao número de dias acima de valores pré-estabelecidos a partir da detecção de outliers (Rnnn\*).

Entre os índices utilizados, o Rnn se destaca pela sua função de representar o número de dias acima de um valor definido, possibilitando ajustes nos valoresbase e atribuindo um valor referencial para eventos intensos ou extremos de precipitação.

Dessa forma, a determinação do valor de nn\* para chuvas de comportamento anômalo foi realizada por meio de outliers. Segundo Chrun, Cukier e Sneeringer (2008), a determinação do outlier pode ser entendida como uma avaliação da evolução e da identificação de comportamentos excepcionais em séries históricas de dados, identificando-os a partir da média e utilizando (+/-) três ou quatro desvios padrões como limite (Eq. 2).

$$\left\{x_{i}: x_{i} > \bar{x} + t * \sqrt{\sum_{i=1}^{n} \frac{(x_{i} - \bar{x})^{2}}{n}}\right\}$$
 Equação (2)

em que xi, representa o volume de chuvas em um dia i em mm e n e que denota a quantidade de dias. A constante t pode assumir os seguintes valores: 3 para identificação de chuvas intensas e 4 para chuvas extremas.

A determinação de tais valores de chuvas intensas e extremas pressupõe a identificação de conjunturas anormais ou outliers na série de dados (SANCHES et al., 2018, 2020, 2022). Para este trabalho, foram utilizados como outliers apenas o valor diário em milímetros para chuva extrema determinados por Sanches (2018 e 2019). Segundo o autor, valores acima de 46mm são considerados extremos para a área de estudo. Portanto, o cálculo expressa as chuvas atípicas em relação à precipitação diária, ou seja, os outliers diários encontrados dentro do recorte histórico (1979-2019) dos postos pluviométricos selecionados.

Diversos trabalhos utilizaram essa ferramenta a fim de analisar a evolução temporal, espacial e extrema das chuvas em diferentes regiões do Brasil e de outros países (DRUMOND e AMBRIZZI, 2008; DUFEK e AMBRIZZI, 2008; HAYLOCK et al., 2006; MEKIS e VINCENT, 2011; SANTOS et al., 2012; SANTOS e RAMOS, 2018; STEPHENSON et al., 2014; SANTOS et al., 2018; SANCHES, 2020 e 2022).

#### 2.2.6 Classificação e seleção dos anos-padrão extremo (úmido e seco)

Para a análise histórica das chuvas, optou-se inicialmente por estabelecer classes representativas do total das chuvas anuais, a fim de individualizar os postos pluviométricos e os anos representativos do ritmo excepcional. Esses anos se apresentam mais chuvosos ou mais secos em relação ao habitual na região, ao longo de quatro décadas. A metodologia utilizada baseou-se no conceito de "anos-padrão" (MONTEIRO, 1973; 2015), que tipifica os dados a partir da série histórica dos postos selecionados e estabelece classes que representam o padrão pluviométrico em escala temporal anual. Tal estratégia, eminentemente geográfica, é proposta e descrita por Monteiro (1991, p. 38) como representativa dos "diferentes graus de proximidade do ritmo 'habitual' ao lado daqueles afetados por irregularidades na circulação a fim de prever acidentes e impactos nas atividades humanas".

A técnica utilizada para a análise consistiu na obtenção de um desvio absoluto a partir de uma proporção em relação à precipitação média. Isso estabelece categorias a partir dos valores dos desvios, e os agrupamentos podem ser avaliados qualitativamente para o padrão da precipitação do período. A classificação dos anos extremos foi feita seguindo o processo estabelecido pelos estudos elaborados por Silvestre et al. (2013), Buffon e Binda (2014) e Santos et al. (2017). O período de análise foi de 1979 a 2019 para cada posto, estabelecendo-se assim os anos-padrão habituais e excepcionais pelo total médio anual de chuvas e seu respectivo desviopadrão, conforme o modelo e os parâmetros estabelecidos na Figura 14.

Classificação	Padrões Pluviomátricos	Intervalos de Classe
	Extremamente seco	(-) <30%
	Muito seco	(-) <b>30</b> a 25%
Ano seco	Seco	(-) 25 a 20%
	Tendente seco	(-) 20 a 15%
	Levemente seco	(-) 15 a 10%
	Habitual levemente seco	(-) 10 a 5%
Ano Normal	Habitual (-)	(-) 5 a 0%
	Habitual (+)	(+) 0 a 5%
	Habitual levemente chuvoso	(+) 5 a 10%
Ano chuvoso	Levemente chuvoso	(+) 10 a 15%
	Tendente chuvoso	(+) 15 a 20%
	Chuvoso	(+) 20 a 25%
	Muito chuvoso	(+) 25 a 30%
	Extremamente chuvoso	(+) >30%
	Eante: Adaptede de Nevee (2010)	

Figura 14. Classificação da pluviosidade conforme a metodologia dos Anos Padrões.

Fonte: Adaptado de Neves (2018).

Nessa perspectiva, foram estabelecidas quatorze classes, divididas em intervalos de cada 5% em relação à média histórica. Portanto, os valores de precipitação que apresentarem desvios de até 10% da média são considerados anos habituais (normais); aqueles que mostrarem desvios positivos em relação à média, na ordem de 15-30%, são considerados chuvosos e acima de 30%, extremamente chuvosos. Já os anos com desvios negativos de 15-30% são definidos como secos e valores abaixo de 30% como extremamente secos. A utilização de anos-padrão foi feita em inúmeras pesquisas ao longo das últimas décadas no campo da Climatologia Geográfica (MONTEIRO, 2015). Apesar de variações nas técnicas e critérios utilizados para estabelecer classes representativas (SILVESTRE et al., 2013; FONTÃO e ZAVATTINI, 2019), apresenta convergência conceitual e um objetivo em comum, por buscar o entendimento do padrão climático habitual e excepcional de uma região ao longo de um determinado período de tempo.

#### 2.2.7 Análise de anos extremos representativo chuvoso e seco

A partir da classificação dos anos-padrão, foram selecionados dois anos excepcionais distintos (um chuvoso e outro seco) representativos, para verificar a distribuição das chuvas ao longo dos doze meses. Para isso, foi aplicada a metodologia de Análise Rítmica e, em seguida, os índices do script Rclimdex para o comportamento diário da precipitação.

A Análise Rítmica consiste em uma tradicional técnica de pesquisa da Escola Brasileira de Climatologia Geográfica, inicialmente introduzida e amplamente descrita por Monteiro (1971; 1973; 1991; 2015). O procedimento em questão objetiva analisar a circulação atmosférica em nível minimamente diário com o intuito de identificar os tipos de tempo (massas de ar ou frentes) que atuaram sobre uma determinada área. Ao examiná-los sequencialmente, é possível identificar os encadeamentos e o ritmo climático da região, utilizando, para tanto, um gráfico contendo a dinâmica de diferentes variáveis climáticas, cartas sinóticas e imagens de satélite.

Posto isto, foram coletados e utilizados dados diários e horários de todas as variáveis disponíveis na Estação Meteorológica de SÃO CARLOS-SP, operada pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2022), além de cartas sinóticas elaboradas pela Marinha do Brasil (2022) e imagens de satélite disponibilizadas no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE, 2022) e pelo International Satellite Cloud Climatology Project do Global ISCCP B1 Browse System (KNAPP, 2008).

Dessa forma, foram elaborados gráficos de Análise Rítmica para os dois anospadrão selecionados no trabalho, contendo a sequência diária/horária das variáveis temperatura, precipitação, umidade, pressão, vento, nebulosidade e insolação. Esses gráficos auxiliaram na classificação empírica dos sistemas atmosféricos em dois horários diários: 9 horas (12 G.M.T.) e 21 horas (00 G.M.T.). Para sintetizar os resultados, foram transcritas apenas a dinâmica da temperatura, precipitação e os sistemas atmosféricos ao longo dos anos representativos selecionados.

Vale ressaltar que, apesar dos métodos manuais e empíricos de classificação dos tipos de tempo terem recebido questionamentos ao longo das últimas duas décadas devido ao alto grau de subjetividade envolvido na atribuição das massas de ar e frentes (YARNAL et al., 2001; LEWIS e KEIM, 2015), tal metodologia ainda é utilizada em trabalhos recentes por aproximar os pesquisadores da compreensão do ritmo de sucessão dos tipos de tempo atmosféricos, gerando bons resultados e possibilitando uma relação e cooperação com métodos automáticos de classificação (FONTÃO et al., 2018).

Por conseguinte, na pesquisa foi utilizada a proposta de classificação de massas de ar e frentes de Zavattini e Boin (2013), baseada nas publicações de Monteiro (1971, 1973) e nos avanços recentes da Climatologia Geográfica. Por último, foram aplicados os índices PRCPTOT, RX1 dia, RX5 dias, DCS, DCU e RX46 (chuva extrema) por meio dos dados diários de precipitação para visualizar a distribuição dos volumes pluviométricos de forma espacial para os dois anos representativos atípicos.

#### 2.2.8 Análise da tendência das chuvas

A temporalidade das chuvas é de interesse substancial para entender a variabilidade pluviométrica ao longo dos últimos quarenta anos. Embora diferentes técnicas sejam empregadas para análises espaciais e temporais, neste estudo foi realizado o cálculo das tendências das chuvas utilizando o método conhecido como 'Teste de Laplace' (fator de tendência de Laplace). Este método é aplicado ao conjunto de dados para observar tendências na precipitação por meio dos índices do Rclimdex (PRCPTOT, RX1 dia, RX5 dias, DCS, DCU e RX46).

O método foi desenvolvido originalmente como um teste paramétrico baseado em um processo de Poisson não homogêneo (LEHTINEN et al., 1997) para identificar tendências em diferentes situações, como modelagem de falhas de software (SUKHWANI et al., 2016), identificando tendências em segurança de computadores vulnerabilidades (MIANI et al., 2015), realizando análises de confiabilidade em projetos de engenharia (AL-CHALABI et al., 2016; CHRUN et al., 2008) e, mais recentemente, para análise de tendências em séries históricas de precipitação (SANCHES, 2019).

O teste consiste em examinar os valores de tendência dos dados de precipitação ao longo de um determinado período e identificar as tendências de aumento ou diminuição da precipitação global durante esse período e, quando apropriado, analisar as tendências localmente. Segundo Sanches (2020), o teste de Laplace permite projetar esse tipo de avaliação em função da precipitação e, portanto, reafirmar o potencial dessa ferramenta para esses estudos em séries históricas de dados.

A tendência (Eq. 3) é determinada com base em um determinado valor u(t) e considerando um determinado período [0, t], pela seguinte equação (KANOUN; MARTINI; SOUZA 1991):

$$u(t) = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{t} ((i-1)n_i)}{N(t)} - \frac{(t-1)}{2}}{\sqrt{\frac{t^2 - 1}{12(N(t))}}}$$
Equação (3)

Onde:

- t: representa o número de meses
- ni: é a variável analisada no tempo i (valor mensal da estação ou pixel)
- N(t): indica o número acumulado em relação à variável analisada.

Para avaliar a significância estatística das tendências, é típico usar um procedimento que envolve intervalos baseados no desvio padrão (Figura 15). Ao considerar  $2\sigma$  (dois desvios), aproximadamente 97% dos dados estão dentro do intervalo, o que ultrapassa o intervalo de confiança padrão de 95% (1,96 $\sigma$ ), comumente utilizado como critério de decisão (CHRUN, 2011; CHRUN et al., 2008).



Figura 15. Distribuição normal padrão de Laplace.

Fonte: Sanches (2019).

Portanto, quando os valores do coeficiente de Laplace são maiores que +2, as tendências são positivas (aumento); valores menores que -2, as tendências são negativas (diminuição); e valores entre -2 e +2 indicam estabilidade. Esse método vem sendo aplicado em alguns estudos na climatologia, explorando o seu potencial para análise temporal das chuvas (SANCHES, 2020; 2022).

#### 2.2.9 Interpolação dos resultados

Os mapas foram produzidos utilizando uma plataforma SIG (Sistema de Informação Geográfica), em que o método de interpolação geoestatística IDW (Interpolação pela Ponderação do Inverso da Distância) foi empregado para espacializar os valores de chuva calculados por todas as ferramentas aplicadas anteriormente.

O uso dos SIGs estabelece duas principais categorias de interpolação de dados: globais e locais, com superfícies de tendência e polinômios de baixa ordem, respectivamente, por exemplo (FERREIRA FILHO et al., 2019; LANDIM, 2007). Dentro do SIG, o interpolador IDW é um método para estimar espacialmente um valor para um determinado local que não possui informações, por meio do cálculo da média ponderada das amostras vizinhas pelo inverso da distância entre o ponto a ser interpolado e sua vizinhança (FARIAS et al., 2017).

Segundo Farias et al. (2017), esse interpolador costuma apresentar um desempenho superior na espacialização dos dados, resultando em erros menores nos valores estimados durante a interpolação. Para a análise dos mapas, também se levou em conta o modelo digital de elevação (MDE) da área de estudo, sob a interpolação dos resultados de cada índice de chuva.

A Figura 16 resume as etapas realizadas para o processamento dos dados e a elaboração dos mapas por meio dos métodos utilizados.



Figura 16. Fluxograma das etapas do procedimento do trabalho.

Fonte: Elaborado pelo autor.

### 2.3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Após a aplicação dos métodos, os resultados são apresentados com o objetivo de demonstrar como o efeito orográfico influencia nos valores de precipitação registrados pelas estações de superfície dentro da área de estudo.

#### 2.3.1 Análise dos valores máximos das chuvas diárias, no período de 1979-2019

A seguir, a Figura 17 demonstra a distribuição dos valores máximos das chuvas para os índices PRCPTOT, RX1 dia, RX5 dias, DCU, DCS e RX45mm, distribuídos espacialmente sobre o relevo da área de estudo.

**Figura 17.** (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual máxima (mm), (b) DCS - Dias Consecutivos Secos máximo (nº de dia), (c) DCU - Dias Consecutivos Úmidos máximo (nº de dia), (d) RX1 - Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 - Máximo de precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 - Chuvas Extremas de 46mm (nº de dia).



O índice de precipitação total (PRCPTOT) tem como finalidade calcular e apresentar os valores totais das chuvas acumuladas durante os anos. Diante disso, ao longo da série histórica de 40 anos (1979-2019) de registros, o menor valor anual acumulado de precipitação foi de 440,8 mm e o maior foi de 3038 mm. Entre os valores máximos, é possível observar na Figura 17(a) que os maiores acumulados ocorreram nas áreas Norte e Centro-Sul, e os menores ocorreram nas áreas Sudeste e Oeste do mapa. Nota-se que áreas localizadas no topo da Serra de Itaqueri e no fundo de vale apresentaram elevados valores de precipitação (de 2900 mm a 3038 mm) e possivelmente sofreram influência da orografia (altitude e declividade) local.

O índice DCS tem como função calcular e apresentar o número máximo de dias consecutivos secos que ocorreram ao longo da série histórica (1979-2019). Vale destacar que, ao longo dos 40 anos, o valor mínimo de dias consecutivos secos foi de 20 e o máximo foi de 189 dias. Na Figura 17(b), observou-se uma possível influência do relevo em algumas localidades no mapa para o DCS máximo. Entre os postos distribuídos na área de estudo, alguns apresentaram os menores valores entre 70 a 80 dias, enquanto outros mostraram valores máximos superiores a 100 dias. Dessa forma, a região ao sul do mapa, onde se encontra a Serra de Itaqueri, apresentou um número mínimo de dias consecutivos secos, possivelmente influenciados pela orografia para que a ocorrência de dias máximos fosse reduzida. Já nas áreas centrais do mapa, foram as que apresentaram maior número de dias consecutivos secos. Essa porção da área de estudo está localizada no domínio ou na transição do planalto ocidental e talvez possa ter sido influenciada por uma das vertentes do relevo. Além disso, nota-se que o domínio da depressão periférica também apresentou um maior número de dias consecutivos secos.

O índice DCU tem como função calcular e apresentar o número máximo de dias consecutivos chuvosos que ocorreram ao longo da série histórica (1979-2019). Analisando os registros ao longo do período de 40 anos, o valor mínimo de dias consecutivos úmidos ocorridos foi de 3 e o máximo, de 37 dias. Na Figura 17(c), foi possível observar influências do relevo em algumas áreas isoladas, principalmente ao Norte do mapa, no DCU máximo. Nota-se que, em áreas localizadas sobre a Serra de São Carlos, ocorreram o maior número de dias consecutivos úmidos, ficando entre 35 e 37 dias, seguidos de valores entre 25 e 27 dias. Além desses, apenas nos locais de transição do relevo e na depressão periférica, foram encontrados valores significativos entre 21 e 23 dias. No restante do mapa, os valores do DCU máximo ficaram entre 15 e 17 dias.

O índice RX-1 dia tem como função calcular e apresentar o máximo de chuva acumulado em um único dia ao longo da série histórica (1979-2019). Analisando os registros históricos de 40 anos, o valor mínimo de chuva acumulado em um único dia

foi de 26 mm e o valor máximo, de 186 mm. Na Figura 17(d), é possível ver que os valores de RX1 sofrem influência do relevo em algumas regiões. Na região central do mapa, lugares próximos ou dentro do fundo de vales mostraram valores elevados do RX-1 máximo, variando entre 170 e 186 mm. Além dessas áreas, lugares localizados próximos a áreas de transição do relevo - ou seja, com declividade acentuada - também influenciam nos valores. De forma geral, foi possível visualizar que a orografia (altitude e declividade) pode conduzir a valores elevados nos acumulados de chuva em um único dia.

O índice RX-5 tem como função calcular e apresentar o número máximo de chuva acumulada em cinco dias ao longo da série histórica (1979-2019). Analisando os registros dos últimos 40 anos, o valor mínimo de chuva acumulada em cinco dias foi de 35,5 mm e o valor máximo de 457,3 mm. Na Figura 17(e), o RX-5 máximo apresentou valores moderados para as áreas ao sul, onde o terreno apresenta elevação significativa próxima da Serra ou próximas do fundo de vale, e menores acumulados na parte centro-norte. Por outro lado, a parte mais baixa do relevo situada na depressão periférica da região sudeste foi o lugar que evidenciou os maiores valores acumulados. Diante disso, eventos de chuvas acumuladas em cinco dias consecutivos costumam ocorrer com valores mais homogêneos em quase toda a área, mas regiões com relevo mais significativo contribuem para valores moderadamente mais elevados em seu entorno.

O índice RX45 tem como finalidade determinar o número de dias com chuvas >46mm ao longo da série histórica (1979-2019). Ao longo dos 40 anos de registro, o valor mínimo de dias >46mm foi de 1 e o máximo de 18 dias. Na Figura 17 (f), o máximo de dias (18) de chuvas extremas ocorreu ao sul, sobre a Serra de Itaqueri. Áreas no centro, norte e leste também apresentaram valores significativos, entre 13 e 15 dias. No restante da área, os dias de chuva extrema ficaram entre 8 e 12 dias. Dessa forma, eventos de dias com acumulados >46mm são mais propícios de ocorrer em lugares que apresentam características geomorfológicas relevantes, presentes ao sul da área de estudo.

# 2.3.2 Análise das chuvas anuais e escolha dos anos-padrão extremo (chuvoso e seco), período de 1979-2019

A seguir, a Figura 18 sintetiza o total de frequência da precipitação anual entre as quatorze classes, no período de 1979-2019, para os 31 postos selecionados. Ao todo, foram 1271 classificações (anos), com os valores dos desvios variando entre as categorias habituais (0 a  $\pm 10\%$ ), chuvosas (10 a >30%) e secas (-10 a <-30%).

Dentre as 1271 classificações, as consideradas habituais (0 a  $\pm 10\%$ ) apresentaram aproximadamente 46% de ocorrência. As classes situadas fora da habitualidade (chuvosas e secas) manifestaram, respectivamente, ocorrências de 24,6% para os anos chuvosos (10 a >30%) e 29,3% para os anos secos (-10 a <-30%), em relação às médias anuais das chuvas de 1468,8 mm.

Classificação	Classes	Desvio (mm)	Nº ocorrência	%
Ano seco	Extremamente seco	(-) >440,6	57	4.5
	Muito seco	(-) 367,2 a 440,6	30	2.4
	Seco	(-) 293,7 a 367,2	58	4.6
	Tendente seco	(-) 220,3 a 293,7	91	7.2
	Levemente seco	(-) 146,8 a 220,3	137	10.8
	Habitual levemente seco	(-) 73,4 a 146,8	143	11.3
Ano Normal	Habitual ( - )	(-) 0 a 73,4	150	11.8
Ano Normai	Habitual (+)	(+) 0 a 73,4	157	12.4
	Habitual levemente chuvoso	(+) 73,4 a 146,8	135	10.6
	Levemente chuvoso	(+) 146,8 a 220,3	91	7.2
Ano chuvoso	Tendente chuvoso	(+) 220,3 a 293,7	70	5.5
	Chuvoso	(+) 293,7 a 367,2	49	3.9
	Muito chuvoso	(+) 367,2 a 440,6	41	3.2
	Extremamente chuvoso	(+) >440,6	62	4.9
Total		1468,8 mm	1271	100%

Figura 18. Número de ocorrência e porcentagem entre as classes de anos-padrão.

O histograma no canto inferior à direita da Figura 19 apresenta a frequência da quantidade do número de ocorrências entre as quatorze classes e também a distribuição da classificação anual da variabilidade das chuvas no período de 1979 a 2019. Observa-se que, ao longo de quatro décadas, as chuvas ocorreram com maior frequência dentro de intervalos percentualmente próximos da média, ou seja, dentro do padrão habitual. Em relação às classes extremas, seco e chuvoso, observa-se um equilíbrio de ocorrência, com 4,5% e 4,9%, respectivamente, alcançando juntos cerca de 9,5% das manifestações totais. Vale ressaltar que a normalidade das chuvas prevalece dentro da área de estudo, principalmente na região centro-sul, como pode ser observado na cartografia histórica dos quarenta mapas da Figura 19.

Porém, pode-se observar que essa "normalidade" está se distanciando devido à manifestação de eventos climáticos com valores de chuva mais distantes da média, especialmente nos últimos anos (2018 e 2019). Já entre as classes extremas (seco e chuvoso), o ano de 1983 foi o mais chuvoso, seguido dos anos 1982, 1995, 2009 e 2011. O ano de 2014 foi o mais seco, seguido dos anos 1984, 2018 e 2019.

69

Figura 19. Distribuição das classes pluviométricas ao longo do período 1979 a 2019, na área de estudo.



Na intenção de visualizar a distribuição espacial dos dados por classes de frequência, a Figura 20 apresenta os locais onde se concentram o maior número de ocorrências entre as quatorze categorias pluviométricas da área de estudo.



Figura 20. Distribuição do número de ocorrência para cada classe pluviométrica.

Observa-se que, dentre as classes habituais, aquelas que apresentaram maior recorrência dentro da área de estudo foram a porção centro-sul e as regiões próximas à borda do Planalto Ocidental Paulista, que evidenciaram maiores frequências de anos dentro da média, juntamente com algumas porções ao norte. Em algumas extensões da Depressão Periférica Paulista, localizadas a leste, além de outras ao sul, as ocorrências de anos dentro da habitualidade das chuvas foram menores. Porém, no caso das classes extremas de seca e chuvosa, a frequência mostrou-se restrita ao intervalo de 0 a 5 vezes para a classe extremamente chuvosa e de 0 a 9 vezes para a classe extremamente seca, a depender do posto pluviométrico.

No caso do mapa extremamente chuvoso, foi possível observar uma faixa representando um número maior de ocorrências nas áreas onde se encontram as serras localizadas ao norte e sul da região, destacando-se em relação às áreas periféricas a leste e oeste do mapa, que possuem menor altitude. No mapa da classe extremamente seca, as áreas situadas em níveis mais rebaixados do relevo, principalmente em domínios da Depressão Periférica Paulista, presenciaram um número maior de postos pluviométricos com anos-padrão atípico seco, contrastando com a região serrana, situada ao sudoeste e central da área de estudo, que demonstrou uma baixa ou nenhuma frequência de anos secos.

Diante disso, observou-se que as características geomorfológicas influenciam o desempenho da precipitação, mesmo nos momentos em que a dinâmica da circulação atmosférica atuou de maneira diferenciada sazonalmente ao longo do período de 1979 a 2019. 2.3.3 Análise dos anos excepcionais de 1983 (chuvoso) e de 2014 (seco): Análise Rítmica e índices climáticos

O procedimento de pesquisa para a identificação de sistemas atmosféricos foi aplicado aos anos-padrão de 1983 e 2014, sendo o primeiro chuvoso e o segundo seco. Nesta etapa do estudo, as cartas sinóticas e imagens de satélite foram utilizadas para permitir a análise dos índices pluviométricos, visando identificar a dinâmica dos sistemas atmosféricos e a possível gênese dos eventos extremos responsáveis pela pluviosidade dos referidos anos. As Figuras 21, 22, 23 e 24 transcrevem os resultados da Análise Rítmica, associando a frequência diária dos diferentes tipos de sistemas frontais e massas de ar que atuaram na região às variáveis de temperatura e precipitação nos dois anos selecionados, por meio dos acumulados mensais. Além disso, exibem-se os resultados dos índices de precipitação do script Rclimdex.

#### 2.3.3.1 Ano excepcional chuvoso de 1983

O ano de 1983 apresentou um verão intensamente chuvoso, associado a uma participação vigorosa de sistemas frontais sobre a região e a persistentes avanços de correntes de sul, que em diversos episódios estacionaram na área e ocasionaram fortes episódios de chuva. Apesar de não apresentarem alturas diárias superiores a 70 milímetros, a frequência elevada e constante de dias chuvosos mostrou-se excepcional para a área, sobretudo associados à frente estacionária, como, por exemplo, entre os dias 12 e 20 de janeiro. Ademais, mesmo com 42 dias seguidos sem chuva (entre julho e agosto), a estiagem de outono e inverno mostrou-se consideravelmente fraca e descontinuada por episódios considerados pouco frequentes nesta época, como observado entre 28 de maio e 4 de junho, período em que os sistemas frontais perduraram por vários dias na área e repercutiram em precipitações intensas na região. A retomada antecipada do ritmo pluvial mais intenso logo em setembro contribuiu ainda mais para a excepcionalidade desse ano, que contou ainda com precipitações intensas em dezembro e destacou-se pela elevada pluviosidade anual (registrando valores superiores a 2 milímetros em toda a área de estudo).

Diante disso, foi possível observar nos mapas (Figura 21) a distribuição mensal da precipitação para o ano de 1983. Nota-se que, na porção centro-sul do mapa, estão as localidades que exibem as maiores altitudes e os índices pluviométricos mensais foram extremamente elevados ao longo dos doze meses de dezembro, fevereiro e março do ano de 1983. Esse fator também foi observado com

72
menor magnitude em pequenas porções elevadas no setor setentrional da área de estudo. Porém, nas localidades de menores altitudes a sudeste e noroeste da região, as chuvas mostraram-se reduzidas em todos os mapas mensais.

Figura 21. Análise Rítmica dos sistemas atmosféricos e a distribuição espacial da precipitação para o ano de 1983.



Fonte: Adaptado de Santos (2020).

Os mapas na Figura 22 exibem os resultados por meio dos índices (PROCTOT, RX1 dia, RX5 dias, DCU, DCS e RX46mm) da distribuição das chuvas para o ano de 1983. Nota-se que os índices pluviométricos anuais (PRCTOT)

apresentaram valores extremamente elevados de 440,6mm em relação à média (1468,8mm), principalmente na porção elevada do relevo ao centro-sul, em relação às áreas mais baixas a sudeste do mapa.

**Figura 22.** Distribuição espacial das chuvas diárias para o ano chuvoso de 1983. (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual (mm), (b) DCS - Dias Consecutivos Secos (nº de dia), (c) DCU - Dias Consecutivos Úmidos (nº de dia), (d) RX1 - Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 - Máximo de precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 - Chuvas Extremas de 46mm (nº de dia).



Para o máximo de chuva acumulada em um dia (RX1), observou-se espacialmente que os maiores valores acumulados (120 mm a 160 mm) se

manifestaram nas áreas setentrional e meridional do mapa. A região centro-sul apresentou novamente condições diferenciadas devido à barreira orográfica, quando comparada com áreas rebaixadas, no processo de intensificação das chuvas no período de vinte e quatro horas. Já para as chuvas acumuladas em cinco dias (RX5), percebeu-se que sua distribuição foi homogênea (155-175mm) em toda a área de estudo, com exceção da porção meridional, que apresentou valores superiores (315-335mm).

Durante o período úmido, os dias consecutivos úmidos (DCU) apresentaram maior continuidade na porção sudeste do mapa, variando de 15 a 19 dias, quando comparados às áreas centrais (11 a 13 dias) e periféricas (9 a 11 dias). Essas áreas no sudeste estão localizadas sobre o domínio da Depressão Periférica na transição ou próximas da borda da Serra de Itaqueri. Dessa forma, a barreira natural exercida pelo relevo deve influenciar na circulação regional, ocasionando a formação de nuvens e, posteriormente, chuvas orográficas, que consequentemente aumentam o número de dias úmidos em eventos de ZCAS.

Em contrapartida, os dias consecutivos secos (DCS) durante o período de estiagem indicaram uma menor duração da estiagem na porção centro-sul, variando entre 30 e 40 dias, e maior continuidade de escassez na porção centro-norte, entre 40 e 50 dias. O período de estiagem na área de estudo ocorre durante os seis meses secos (abril a setembro) do ano. Durante esse período seco, principalmente nos meses de inverno, os sistemas atmosféricos, como a mTa (massa Tropical atlântica) ou ASAS (Alta Subtropical Atlântico Sul), atuam como bloqueios e, por isso, acabam inibindo a formação de nuvens e/ou o avanço dos sistemas frontais nessa época do ano.

Por último, os dias com chuvas extremas (>46mm) em 1983 evidenciaram maior ocorrência de precipitação extrema entre 17-18 dias, principalmente nas áreas planálticas do centro-sul e norte do mapa, onde se situam as Serras. Lugares situados na Depressão Periférica ao sudeste do mapa tiveram menor ocorrência de dias de chuva extrema, entre 5-8 dias, para o ano de 1983. Dessa forma, as porções que apresentaram maior ocorrência de chuvas extremas foram as regiões de transição ou sobre o domínio do Planalto Ocidental Paulista, principalmente ao sul, onde toda a conjuntura da Serra de Itaqueri contribui para o processo de intensificação e recorrência de episódios extremos de chuva, graças ao input que a orografia promove devido à razão adiabática de resfriamento da massa de ar que é impelida para cima (ROE, 2005; HOUZE, 2012).

#### 2.3.3.2 Ano excepcional seco de 2014

Em relação a 2014, observa-se que o ano se iniciou sob uma expressiva participação de massas de ar tropicais, sobretudo mTa e mTc, que se sucederam de maneira alternada, resultando em poucos dias chuvosos e reduzidos volumes de precipitação. Na maior parte das vezes, esses dias chuvosos estiveram associados às linhas de instabilidade tropicais. Os fluxos de origem austral só passaram a ocorrer a partir de meados de fevereiro. No entanto, não resultaram em chuvas significativas. Após rompida a inércia, somente no mês de março as passagens frontais voltaram a atingir a região intertropical e repercutiram em algumas chuvas consideráveis. No entanto, essas chuvas foram insuficientes se considerarmos o ritmo habitual da estação na região central do estado de São Paulo.

Ao longo do outono e inverno, as precipitações permaneceram acanhadas e pouco frequentes na região. Sobressaiu-se, nessa época, um único episódio expressivo entre 22 e 23 de maio, com chuvas geneticamente associadas a tipos de tempo frontais. No entanto, a estiagem prolongou-se por vários meses ao longo do ano e, mesmo atenuada por alguns episódios pluviais em setembro, perdurou até o final do mês de outubro. Somente a partir dos meses de novembro e dezembro, a atuação mais intensa dos sistemas frontais começaria a produzir chuvas mais volumosas e próximas ao habitual da região investigada, amenizando ligeiramente o quadro pluvial excepcionalmente seco deste ano.

Diante disso, foi possível observar nos mapas (Figura 23) a distribuição mensal da precipitação para o ano de 2014. Nota-se que ao longo do ano de 2014, os acumulados de chuva foram extremamente reduzidos durante os doze meses, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro, que são considerados os mais chuvosos para a área de estudo. Apenas os meses de novembro e dezembro tiveram acumulados levemente significativos, porém abaixo da média. Apesar da redução das chuvas para os meses que correspondem ao período úmido do clima tropical, observou-se que algumas áreas ao sul e ao norte exibiram acumulados moderadamente superiores para os meses de janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro.

Figura 23. Análise Rítmica dos sistemas atmosféricos e a distribuição espacial da precipitação para o ano de 2014.



Fonte: Adaptado de Santos (2020).

Os mapas na Figura 24 mostram os resultados dos índices (PROCTOT, RX1 dia, RX5 dias, DCU, DCS e RX46mm) da distribuição das chuvas para o ano de 2014. Nota-se que os índices pluviométricos anuais (PROCTOT) apresentaram valores extremamente abaixo da média (1468,8mm), principalmente na porção central-norte e leste do mapa, onde registrou-se um valor de 440,6mm. No entanto, a porção meridional do mapa registrou volumes levemente superiores ao restante da área de estudo, embora ainda permanecendo abaixo da média.

No RX1, observou-se que os acumulados em 24 horas apresentaram valores

77

abaixo de 70mm em grande parte da área de estudo. Entretanto, em regiões da parte ocidental do mapa, foram evidenciados acumulados de até 110mm em um único dia, enquanto outras partes localizadas no centro-sul e oriental tiveram valores inferiores a 50mm. Tais valores podem estar associados ao efeito orográfico (ROE, 2005; HOUZE, 2012), principalmente em regiões localizadas na borda norte da Serra de Itaqueri, onde a intensificação das chuvas é influenciada pela declividade e altimetria do relevo presente nessas localidades.

**Figura 24.** Distribuição espacial das chuvas diárias para o ano chuvoso de 2014. (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual (mm), (b) DCS - Dias Consecutivos Secos (nº de dia), (c) DCU - Dias Consecutivos Úmidos (nº de dia), (d) RX1 - Máximo de precipitação em um dia (mm), (e) RX5 - Máximo de precipitação em cinco dias (mm) e (f) RX46 - Chuvas Extremas de 46mm (nº de dia).



Por outro lado, os acumulados do RX5 dias registraram valores abaixo de 100 mm para grande parte da área de estudo. Em algumas regiões, mostraram valores acumulados significativos ligeiramente acima de 100mm em cinco dias consecutivos. Esses volumes podem estar associados ao efeito orográfico, principalmente na porção setentrional e ocidental, que está localizada na transição do Planalto Ocidental Paulista e possivelmente tenha sido influenciada pela Serra de São Carlos. Obviamente, os fenômenos atmosféricos frontogenéticos ocorreram em alguns momentos, associados aos episódios de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) e, juntos ou isoladamente, puderam atuar durante vários dias no período primavera-verão, interagindo com a orografia local e contribuindo na intensificação do efeito orográfico do tipo seed-feeder (ROE, 2005; HOUZE, 2012). Naturalmente, em anos secos, a ausência da ZCAS reduziu significativamente a umidade disponível na atmosfera para ser incorporada pelo efeito da orografia local.

Ao longo do período úmido de 2014, os dias consecutivos úmidos (DCU) ocorreram abaixo de 11 dias para a área de estudo. Observou-se no mapa que áreas ao noroeste evidenciaram menores períodos de dias de chuva, entre 3 a 5 dias, e algumas porções isoladas registraram períodos maiores, entre 9 e 11 dias. Novamente, os valores superiores de dias úmidos aconteceram em áreas influenciadas pela orografia (altitude e declividade) próximas às serras de Itaqueri, São Carlos, Analândia e o Vale do Lobo. Esses valores máximos de dias consecutivos úmidos podem estar associados a eventos atmosféricos recorrentes no período chuvoso (outubro a março), como a passagem de frentes ou episódios de zona de convergência de umidade, contribuindo para a ocorrência do efeito orográfico do tipo "nuvem semeadora" (seed-feeder) (ROE, 2005; HOUZE, 2012).

Para a estação seca de 2014, os dias consecutivos secos (DCS) tiveram um período de estiagem abaixo de 45 dias para a maior parte da área de estudo. Apenas a região central do mapa apontou um período mais duradouro na estiagem, de até 70 dias. Dessa forma, a presença de obstáculos naturais do relevo influencia a circulação regional do ar, onde uma parcela desse ar perde parte ou totalmente sua umidade ao transpô-los, conhecido como "sombra de chuva", contribuindo assim para o prolongamento da estiagem (CÂNDIDO; NUNES, 2008).

Por fim, os dias com chuvas extremas (>46mm) em 2014 evidenciaram a ocorrência de precipitação extrema abaixo de 8 dias. Nota-se no mapa um comportamento praticamente homogêneo no número de dias extremos (2 a 3) para toda a área de estudo e uma diminuição (0 a 2) para as porções centrais e leste do mapa. Todavia, algumas porções isoladas apresentaram registros ligeiramente superiores a 3 dias. Entre os pontos isolados, destaque para a região centro-leste

próxima à serra de Analândia, que obteve isoladamente o maior número de chuvas extremas acima de 46mm, com cerca de 8 dias. Na porção ocidental do mapa, também foi registrado um número moderadamente significativo de dias extremos, com cerca de 5 dias. Diante dessas informações, constata-se que em anos secos, a ocorrência de chuvas extremas é quase nula, com episódios de no máximo 3 dias, quando comparado com anos chuvosos, onde a ocorrência de chuvas extremas aumenta substancialmente, o número de dias acima de 46mm, principalmente em regiões onde a presença do relevo é marcante.

De maneira comparativa e sintetizando os resultados das análises para os anos atípicos de 1983 (chuvoso) e 2014 (seco), pode-se mencionar que o ano úmido apresentou um verão associado a sucessivas passagens frontais, que se sobressaíram por permanecerem por vários dias sobre a região e resultaram em tipos de tempo frontais úmidos, essencialmente nublados e/ou encobertos, com chuvas abundantes e frequentes, com volumes e características excepcionais para a área de estudo. Por outro lado, no ano seco, a intensa presença de massas de ar tropicais em janeiro e fevereiro repercutiu em tipos de tempo estáveis e longas sequências de dias secos, pouco frequentes nessa época do ano. Tal conjuntura resultou da atuação persistente de anticiclones, que dificultaram o avanço das frentes na região.

Ademais, o ritmo de sucessão dos tipos de tempo manteve-se bastante distinto entre os dois anos-padrão até o final de outubro. A estiagem em 2014 mostrou-se intensa, enquanto em 1983 apresentaram-se sucessivos avanços frontais e episódios pluviais intensos, mesmo em meses habitualmente pouco chuvosos. Apesar do ritmo de alternância entre sistemas polares e tropicais, quase sempre regulados pelos avanços da Frente Polar Atlântica e suas inflexões terem mostrado certas semelhanças nos meses de novembro e dezembro em 1983 e 2014, no ano chuvoso apresentou maior intensidade pluvial, como atesta o volume registrado nos pontos de coleta. Portanto, a ação dos sistemas frontais e episódios de ZCAS distribuem por toda a área de estudo um volume de precipitação que unifica a descrição climática das chuvas. No entanto, a orografia favorece uma particularidade em razão da contribuição extra que proporciona em porções específicas, onde o relevo é marcante dentro da área de estudo.

Vale ressaltar que esse input nas chuvas ocorre durante as estações de primavera-verão, período em que os sistemas atmosféricos atuantes, como os jatos de baixos níveis, transportam o fluxo de umidade da região Amazônica para a região dos trópicos e potencializam o ganho hídrico da região. Isso se soma às características fisiográficas locais (orografia) que contribuem no desencadeamento do processo de formação de nuvens e na intensificação de processos como a

nucleação e o crescimento de condensação hidrometeorológicas, que se manifestam e relacionam com o efeito orográfico. Portanto, contribuem para o aumento nos valores totais pluviométricos das chuvas (SERRA; RATISBONNA, 1959; ROE, 2005; DUFEK; AMBRIZZI, 2008; HOUZE, 2012; STEINKE, 2012; VÁSQUEZ et al., 2018; ZILLI et al., 2017). Tal complexidade pode influenciar nos valores de chuvas (DINKU et al., 2011; RAHMAN et al., 2009; TOTÉ et al., 2015) pela presença marcante de regiões orográficas e, com isso, resultar no desempenho pluviométrico distinto por efeito orográfico (SANTOS et al., 2018; 2020).

Diante disso, ao observar os mapas, foi possível verificar que nas regiões onde a declividade e altitude são significativas, os índices pluviométricos se manifestam de forma mais elevada em relação ao que se registra nas demais porções da área estudada. Portanto, por tratar-se de dois anos representativos distintos para a série histórica de quarenta anos, entende-se que a maior pluviosidade dessas regiões elevadas em relação às demais, tanto em 1983 quanto em 2014, indica possivelmente a influência do processo orográfico na formação de chuvas e nos elevados volumes precipitados (SMITH; BASTARD, 2004; ROE, 2005; EBTEHAJ; FOUFOULA-GEORGIOU, 2010; HOUZE, 2012).

#### 2.3.4 Análise da tendência das chuvas diárias no período de 1979-2019

A Figura 25 resume de forma espacializada as tendências pluviométricas para os seis índices pluviométricos (PRCTOT, DCS, DCU, RX1, RX5 e RX46) aplicados na região central do estado de São Paulo. No mapa, é possível observar que alguns postos demonstraram tendências dentro da normalidade, e outros apresentaram aumento ou redução nos dias e no volume de chuvas.

Na Figura 25 (a), a tendência para o índice PRCTOT (Precipitação Total Anual) indica um predomínio negativo para cerca de 87% dos postos pluviométricos, ou seja, o total pluviométrico das chuvas anuais está diminuindo na região central do Estado de São Paulo. Para o caso das chuvas dentro da normalidade, estas foram encontradas em 10% dos postos de superfície e, em apenas 3% dos postos, foram evidenciadas tendências no aumento das chuvas. Esse padrão também foi observado na região de São Carlos/SP por Sanches et al. (2020), onde, segundo os autores, as influências oceânicas, por meio de teleconexões, resultaram na redução das chuvas distribuídas ao longo do ano.

**Figura 25.** Distribuição espacial das tendências pluviométricas na área de estudo: (a) PRCTOT - Precipitação Total Anual (mm); (b) DCS - Dias Consecutivos Secos (nº de dias); (c) DCU - Dias Consecutivos Úmidos (nº de dias); (d) RX1 - Máximo de precipitação em um dia (mm); (e) RX5 - Máximo de precipitação em cinco dias (mm); e (f) RX46 - Chuvas Extremas de 46mm (nº de dias).



Na Figura 25 (b), as tendências para o índice DCS (Dias Consecutivos Secos) demonstraram um predomínio dentro da normalidade em cerca de 59% dos postos pluviométricos. Isso significa que os dias consecutivos secos estão dentro do padrão atmosférico na região central do Estado de São Paulo. No entanto, cerca de 25% dos postos demonstraram tendências na redução do número de dias, enquanto 16% apresentaram tendências no aumento dos dias consecutivos secos. É possível notar, portanto, que algumas áreas no mapa apontam transições que configuram a redução ou aumento do período de estiagem durante o período seco (abril a setembro) do clima Tropical. Durante esse período, a atuação mais duradoura dos bloqueios atmosféricos (ASAS), associada às características geográficas da paisagem presente na região de estudo e ao uso e ocupação do solo, pode influenciar no aumento do período de estiagem em certas áreas do mapa (em azul). Por outro lado, outras localidades (em vermelho) exibiram uma diminuição do período de estiagem, voltando para dentro dos padrões habituais.

Na Figura 25 (c), as tendências para o índice DCU (Dias Consecutivos Úmidos) demonstraram um predomínio dentro da normalidade em cerca de 65% dos postos pluviométricos, ou seja, os dias consecutivos úmidos estão dentro do padrão atmosférico na região central do Estado de São Paulo. No entanto, cerca de 32% dos postos apresentaram tendências na redução do número de dias, e apenas 3% dos postos apresentaram tendências de aumento dos dias consecutivos úmidos. Diante disso, nota-se que algumas áreas no mapa apontam transições que configuram na redução do período de chuvas consecutivas durante o período úmido (outubro a março) do clima tropical.

Vale ressaltar que a passagem de sistemas atmosféricos produtores de chuvas, como complexos convectivos de mesoescala, sistemas frontais e zonas de convergência, atua sobre a região durante essa época do ano. Portanto, essa diminuição pode estar associada às características da redução de eventos de ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) mais duradouros sobre a região.

Já o índice RX1, na Figura 25 (d), demonstrou um predomínio de normalidade para cerca de 55% dos postos pluviométricos, ou seja, o máximo de chuva acumulado em um dia está dentro do padrão atmosférico para a região central do Estado de São Paulo. No entanto, cerca de 29% dos postos apresentaram tendências de aumento no volume de chuva acumulado em 24 horas, enquanto 16% dos postos apresentaram tendências de redução no volume de chuva acumulado em um único dia. Diante disso, é possível notar que algumas áreas no mapa apontam transições que configuram o aumento ou a redução das chuvas acumuladas ao longo de um dia. Essas diferenças podem estar associadas aos efeitos do relevo, que podem contribuir (aumentar ou reduzir) o volume das chuvas durante o período úmido (outubro a março) do clima tropical. Neste período, os sistemas atmosféricos atuantes, como os jatos de baixos níveis, transportam o fluxo de umidade da região Amazônica para a região Centro-Sul do Brasil e, quando somados às características fisiográficas locais (orografia), contribuem para o desencadeamento do processo de formação de núcleos de convecção profunda, como por exemplo, os CCMs - Complexos Convectivos de Mesoescala (CAVALCANTI, 2009). Segundo Houze (2012), a convecção profunda pode ser afetada pela orografia de diferentes formas:

 Gatilho: Fluxo potencialmente instável atingindo até mesmo uma pequena elevação no terreno pode permitir a erupção da convecção, de outra forma limitada por uma camada estável;

• Canalização e Limitação: O fluxo de nível médio descendo de um terreno mais alto pode limitar a convecção e, assim, permitir o aumento da instabilidade;

 Aumento da Precipitação Estratiforme de Mesoescalas: O movimento ascendente de mesoescala nas regiões estratiformes é quase úmido neutro e é facilmente aprimorado pela elevação sobre o terreno quando os sistemas convectivos de mesoescala se movem sobre cadeias de montanhas.

 Variabilidade Diurna: O aquecimento diurno e o resfriamento noturno em terrenos elevados produzem convergência sobre o topo da montanha durante o dia e divergência durante a noite.

Além disso, tais efeitos contribuem para a geração combinada de mais de um efeito orográfico nas chuvas diárias da região, conforme descrito por Roe (2005) e Houze (2012) nas Figuras 03 e 04, descritas no Capítulo I.

Ainda na Figura 25 (e), as tendências para o índice RX5 (máximo de chuva acumulada em cinco dias) demonstraram um predomínio negativo em cerca de 45% dos postos pluviométricos, ou seja, a ocorrência de chuvas acumuladas em cinco dias está diminuindo na região central do Estado de São Paulo. No entanto, cerca de 39% dos postos demonstraram tendências dentro da normalidade, enquanto 16% dos postos apresentaram tendências de aumento na ocorrência de chuvas acumuladas em cinco dias. É possível notar que algumas áreas no mapa apontam transições que configuram o aumento ou a redução no volume das chuvas acumuladas em cinco dias. Essas diferenças podem estar associadas à orografia, que pode contribuir para o aumento ou a redução do volume das chuvas durante episódios de ZCAS na região.

Ressalta-se que fenômenos atmosféricos frontogenéticos também contribuem para a configuração de episódios de ZCAS, podendo atuar por vários dias e, assim,

contribuir com a orografia local na intensificação do tipo seed-feeder. Segundo Houze (2012) e Roe (2005), o efeito ocorre quando nuvens de grande escala preexistentes em níveis mais elevados "semeiam" ao passar sobre o relevo, com mais precipitação e "alimentam", em camadas separadas, o desenvolvimento de nova cobertura de nuvem em níveis mais baixos do terreno. Portanto, a precipitação produzida pela nuvem semeadora acrescenta umidade adicional quando ela cai por meio da nuvem alimentadora, seja por coalescência ou por borda, e assim a precipitação é aumentada sobre o relevo.

Por último, a Figura 25 (f), que mostra as tendências regionais para os dados de chuvas extremas (RX46mm), indica que 50% das estações apresentam valores dentro da estabilidade. No entanto, as chuvas extremas indicam 43% das tendências positivas para algumas áreas no mapa, ou seja, sofrem tal intensificação dos episódios de chuvas extremas na região central do Estado de São Paulo. De forma similar, as tendências negativas totalizam apenas 7% das estações, ou seja, dois postos pluviométricos tiveram uma diminuição nas chuvas extremas. Esse cenário indica que a ocorrência de chuvas extremas é constante e esse padrão vem aumentando em grande parte da área de estudo.

A intensificação das chuvas ocorridas, mesmo sob influência do relevo, tende a se concentrar durante o período primavera-verão (outubro-março), em que a passagem de sistemas atmosféricos desencadeia a formação de instabilidade e contribui para a ocorrência de eventos extremos de precipitação em escalas de tempo mais curtas.

Ressalta-se, ainda, que eventos de precipitação intensa e longa são comuns na divisão topográfica. Segundo Houze (2012), a precipitação orográfica é intrinsecamente um fenômeno transitório e tende a ocorrer durante a passagem de um distúrbio meteorológico preexistente, e as taxas de precipitação podem variar substancialmente durante o curso de uma única tempestade, conforme as mudanças das condições sinóticas atuantes ao longo do dia.

Em estudos anteriores para a região, verificaram-se mudanças no padrão de precipitação e sua correlação com o ENSO (El Niño Southern Oscillation) (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2011; YOULTON et al., 2012), com a flutuação de outliers e seu aumento nos últimos anos (SANCHES, 2015; SANCHES et al., 2018; 2022), com o aumento da variabilidade das chuvas extremas (BLAIN, 2013) e com chuvas extremas mais frequentes próximas à região de estudo (SANTOS et al., 2012), o que corrobora os resultados obtidos. No entanto, a presença marcante de regiões orográficas também pode influenciar nos valores de chuvas (DINKU et al., 2011, 2018; RAHMAN et al., 2009; TOTÉ et al., 2015) e, com isso, resultar em um comportamento pluviométrico distinto por efeito orográfico em áreas mais irregulares

do relevo (SANTOS et al., 2018, 2020, 2021) em relação a outras áreas onde o relevo é mais plano.

# 2.4 CONSIDERAÇÕES

- Entre os índices aplicados do RClimdex, os valores máximos encontrados nas séries históricas mostraram que a orografia presente na região centro-sul apresentou preferência para a ocorrência dos eventos extremos para o PRCPTOT, RX5 e RX46mm.
- Para a classificação dos anos-padrão, houve um padrão de 46% dos anos dentro da habitualidade nas regiões centro-sul e centro-norte, 24% chuvoso na região centro-sul e 30% seco na região sudeste.
- Entre os anos atípicos dentro da série histórica, o ano de 1983 foi considerado o mais chuvoso (>30%) e 2014 o mais seco (<30%), em relação à média anual da série histórica (1979-2019) de 1468,8 mm.
- 4. No ano de 1983, houve mais avanço de sistemas frontais estacionários, concentrando volumes pluviométricos em locais orograficamente mais elevados no centro-sul, enquanto em 2014, ocorreu uma estiagem mais duradoura ao norte em relação ao sul da área de estudo, devido ao bloqueio atmosférico formado durante o verão.
- As tendências mostram uma diminuição nos acumulados anuais (PRCPTOT) de 87% e uma redução no volume acumulado em cinco dias (RX5) de 45% na área de estudo.
- Por outro lado, houve uma permanência da tendência dentro do padrão para o DCS, DCU, RX1 de mais de 50% e um aumento nas chuvas diárias extremas (RX>46mm) de 43% na área de estudo.
- Recomenda-se, para estudos futuros, a análise das chuvas em dois períodos distintos - dia e noite - utilizando dados horários coletados por estações automáticas, a fim de verificar o efeito orográfico em momentos do dia diferentes.

# 3 A QUALIDADE DOS DADOS CHIRPS PARA ESTUDOS SOBRE CHUVAS OROGRÁFICAS: A INFLUÊNCIA DE TERRENOS COMPLEXOS NA PRECIPITAÇÃO

# 3.1 INTRODUÇÃO

Na climatologia, a necessidade de encontrar longas séries históricas de precipitação geralmente se torna um grande obstáculo para a realização de estudos sobre o assunto (MADSEN et al., 2014; MEKIS e VINCENT, 2011; PICCARRETA et al., 2004). É comum encontrar lacunas nos dados de superfície que limitam a qualidade das análises estatísticas que podem ajudar a compreender o comportamento climático de uma determinada região, como é o caso das tendências de chuva (BLAIN, 2013; CARVALHO et al., 2004; NASSERI et al., 2013; SANCHES, 2019; TEIXEIRA e SATYAMURTY, 2011; ZANDONADI et al., 2016).

Dados ausentes em séries históricas são frequentemente causados por limitações nos recursos utilizados para medir ou transcrever as informações coletadas. Equipamentos convencionais exigem leituras manuais diárias, o que às vezes pode resultar em erros ou falta de informações por longos períodos de tempo (GIMENEZ; NERY, 2017; COUTINHO et al., 2018). Para superar essas limitações, é comum utilizar diferentes métodos estatísticos, visando melhorar a qualidade e auxiliar no preenchimento de lacunas de dados, que são recorrentes em séries históricas de dados climáticos (PARMAR et al., 2017; RASOULI et al., 2012; RIDWAN et al., 2020; SACHINDRA et al., 2018). No entanto, em muitos casos, esses métodos envolvem ferramentas complexas ou requerem outras séries históricas no processo de preenchimento de falhas.

Por outro lado, com o avanço das tecnologias de sensoriamento remoto, os satélites meteorológicos tornaram-se uma alternativa no processo de monitoramento e medição de variáveis meteorológicas, tanto espacial quanto temporalmente, permitindo um melhor entendimento da dinâmica atmosférica. Vários satélites meteorológicos apresentam extensos conjuntos de dados de séries temporais que permitem aos usuários realizar estudos de longo prazo (SALIO et al., 2015; AIRES et al., 2017; DEMBÉLÉ e ZWART, 2016; CASTELHANO et al., 2017; PEREIRA et al., 2018; SILVA et al., 2019; CAVALCANTE et al., 2020), principalmente em estudos de eventos extremos, como secas e enchentes.

Dessa forma, vários produtos de chuva baseados em satélite ou Estimativas Quantitativas de Precipitação (QPEs) foram desenvolvidos nas últimas décadas. Eles são frequentemente usados para superar limitações na cobertura de instrumentação de solo. Hoje em dia, diferentes produtos estão disponíveis gratuitamente, como GPM/IMERG (HOU, et al., 2014; HUFFMAN, et al., 2015), TRMM/TMPA (HUFFMAN, et al., 2007), CHIRPS (FUNK, et al., 2015), PERSIANN (NGUYEN, et al., 2018), entre muitos outros, cada um com suas (des)vantagens.

O CHIRPS (Climate Hazards Group Infra-Red Precipitation with Station) pode ser o mais indicado para análise de séries temporais, considerando sua melhor resolução espacial e seus registros de longo prazo. O produto compreende mais de quatro décadas de informações pluviométricas, com resolução espacial de cerca de 5 km, combinadas em intervalos diários, mensais, trimestrais e anuais (FUNK, et al. 2015). Esse produto foi amplamente validado e pode ser considerado uma alternativa de grande potencial para análise de séries temporais de chuva em regiões que não possuem dados de pluviômetros ou ainda como recurso para preencher lacunas de dados. Existem vários estudos recentes em diferentes regiões do planeta que indicam bons resultados para análise de seca quando índices como o SPI (Standardized Precipitation Index) são usados juntamente com dados CHIRPS, por exemplo, GHOZAT, et al. (2022), SHRESTHA, et al. (2017), AKSU, et al. (2022) e HABITOU, et al. (2020).

Por outro lado, o CHIRPS também possui algumas limitações conhecidas, principalmente em termos de viés quando comparado às estações medidoras. Geralmente, ele superestima eventos de baixa chuva e subestima eventos intensos, não sendo indicado para o monitoramento de secas em alguns casos, por exemplo (PAREDES-TREJO et al., 2017; TORRES-BATLLÓ, J. & MARTÍ-CARDONA, 2020). Indo mais a fundo nas limitações, além das mencionadas pela própria equipe do produto, poucos outros estudos consideram explicitamente as limitações relacionadas à disponibilidade (não contínua) da estação âncora utilizada no cálculo do produto, bem como seu impacto no resultado em séries temporais (por exemplo, RIVERA et al., 2018; DINKU et al., 2018; CARVALHO, 2020).

Diante disso, o presente estudo tem como objetivo avaliar as estimativas mensais de precipitação do produto CHIRPS na região Sudeste do Brasil, comparando as estimativas baseadas em satélite com dados de pluviômetros. O estudo avança em relação a estudos anteriores, olhando-os de uma perspectiva temporal, buscando ainda verificar o potencial deste conjunto de dados como solução alternativa para preenchimento de lacunas ou como solução para estudos de variabilidade pluviométrica. As seções a seguir descrevem os procedimentos adotados no presente estudo.

# 3.2 MATERIAL E MÉTODOS

## 3.2.1 Banco de dados

Para este estudo, além das estações de chuva no solo (Tabela 1), também foram coletados os dados diários de precipitação (CHIRPS) e vento (ERA5) para análise, durante o período de 01-01-1981 a 31-12-2020.

Os dados CHIRPS e ERA5 foram obtidos a partir da plataforma de processamento em nuvem Google Earth Engine, disponíveis em:

- https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/UCSB-CHG\_CHIRPS\_DAILY;
- https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ECMWF\_ERA5\_DAILY.

#### 3.2.1.1 Precipitação - CHIRPS

Como dito anteriormente, este conjunto de dados consiste em estimativas de precipitação de 1981 até os dias atuais, com cobertura quase global (entre 50°N a 50°S) e resolução espacial de 0,05° (FUNK et al., 2015). O processo de estimativa passa por uma série de etapas que auxiliam no controle de qualidade dos dados, para que os usuários do CHIRPS possam achá-lo útil. O processo de validação envolve três etapas principais, conforme mostrado na Figura 26.

A primeira etapa, denominada CHPclim, utiliza informações de estações meteorológicas, dados de satélite, elevação do terreno, latitude e longitude como fontes de processamento. A segunda etapa utiliza dados de satélite coletados por meio de estimativas de precipitação de duração de nuvens frias (CCD), dividindo-se pela média e resultando em valores percentuais de precipitação. Os valores resultantes dessas duas etapas são multiplicados, gerando assim o produto denominado CHIRP.

A última etapa consiste na utilização dos dados de chuva observados pelas estações de superfície, que passam por procedimentos estatísticos (IDW e % de correção de viés) e são multiplicados pelos valores do CHIRP, validando assim os dados de precipitação para a plataforma denominada CHIRPS. Conforme mostrado na Tabela 4, apenas três dos postos de medição da área nunca foram utilizados pelo CHIRPS e são utilizados como referência neste estudo. Além disso, a maioria das estações foi utilizada como estações âncoras no cálculo do produto em alguns períodos específicos, sendo removidas após 2012.

**Tabela 4.** Informações sobre as estações pluviométricas selecionadas na área de estudo. A penúltima coluna indica o número de anos em que cada estação foi utilizada nas estimativas do CHIRPS, enquanto a última coluna se refere ao número de anos em que as estações não foram utilizadas nas estimativas.

								ANIOS	
	CODIGO	NOME				INÍCIO	FIM	ANUS	ANUS
P			AGENCIA	MUNICIPIO	Aititude	CHIRPS	CHIRPS		SEM
-	ESTAÇÃO				000	1001	0004	050	050
	2247004	ANALANDIA	DAEE-SP	ANALANDIA	660	1981	2004	23	16
2	224/185	FAZENDA CAMPO ALEGRE	ANA	BROTAS	/33	1981	2012	31	8
3	2247197	EST. FERROVIARIA CAMPO ALEGRE	ANA	BROTAS	747	1981	2012	31	8
4	2247208	RECREIO	DAEE-SP	CHARQUEADA	510	1981	2004	23	16
5	2247010	CORUMBATAÍ	DAEE-SP	CORUMBATAÍ	600	1981	2004	23	16
6	2147043	FAZENDA SANTA RITA	DAEE-SP	DESCALVADO	780	1981	2004	23	16
7	2248116	GUARAPUA	DAEE-SP	DOIS CÓRREGOS	720	720 1985		18	21
8	2248009	DOURADO	DAEE-SP	DOURADO	700	1981	2004	23	16
9	2148164	IBATÉ	ANA	IBATÉ	840	1999	2012	13	26
10	2247021	IPEÚNA	DAEE-SP	IPEÚNA	630	1981	2004	23	16
11	2247198	FAZENDA PEQUENA HOLANDA	ANA	ITIRAPINA	780	1981	2012	31	8
12	2247015	GRAÚNA	DAEE-SP	ITIRAPINA	610	1981	2004	23	16
13	2247006	VISCONDE DE RIO CLARO	DAEE-SP	ITIRAPINA	740	1981	2004	23	16
14	2247180	ITIRAPINA	ANA	ITIRAPINA	739	1981	2012	31	8
15	2247184	ITAQUERI DA SERRA	ANA	ITIRAPINA	894	1981	2012	31	8
16	2247196	CRHEA-BROA	ANA	ITIRAPINA	732	1981	2012	31	8
17	2248005	RIBEIRÃO BONITO	DAEE-SP	RIBEIRÃO BONITO	590	1981	2004	23	16
18	2148168	GUARAPIRANGA	ANA	RIBEIRÃO BONITO	545	1981	2012	31	8
19	2248110	RIBEIRÃO BONITO	ANA	RIBEIRÃO BONITO	486	1981	2012	31	8
20	2247020	RIO CLARO	ANA	RIO CLARO	600	1981	2007	26	13
21	2247018	FAZENDA SÃO JOSÉ	DAEE-SP	<b>RIO CLARO</b>	600	1981	2007	26	13
22	2147059	USINA CAPÃO PRETO	DAEE-SP	SÃO CARLOS	610	1981	2004	23	16
23	C4-092	FAZENDA DA BARRA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	610	****	****	**	**
24	2247109	FAZENDA ÁGUA BRANCA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	598	****	****	**	**
25	2247206	FAZENDA SANTA BÁRBARA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	780	1981	2007	26	13
26	2147031	SANTA EUDOXIA	DAEE-SP	SÃO CARLOS	620	1981	2004	23	16
27	2247182	RIBEIRÃO DO FEIJÃO	ANA	SÃO CARLOS	676	1981	2012	31	8
28	83726	INMET/UFSCar	INMET	SÃO CARLOS	856	1981	2019	40	0
29	2247025	SÃO PEDRO	DAEE-SP	SÃO PEDRO	600	1981	2000	19	20
30	D5-006	SITIO BOA VISTA	DAEE-SP	TORRINHA	783	****	****	**	**
31	2248045	PCH TRÊS SALTOS	JAYADITYA	TORRINHA	720	1981	2004	23	16

\* Estações não utilizadas pelo CHIRPS. Fonte: CHIRPS (2020).

O uso do CHIRPS foi validado em diversos estudos por meio da comparação com estações terrestres (medidores de chuva), buscando demonstrar a qualidade de suas informações, servindo como banco de dados alternativo em diferentes regiões do mundo, incluindo o território brasileiro (CAPAROCI NOGUEIRA; MOREIRA; VOLPATO, 2018; COSTA et al., 2019; SANTOS; CUNHA; RIBEIRO-NETO, 2019; SILVA, et al., 2019; PEREIRA, et al., 2018; CASTELHANO; PINHEIRO; ROSEGHINI, 2017; DEMBÉLÉ; SANDER, 2016; BAI, et al., 2018; TOTÉ, et al., 2015; AKSU; AKGÜL, 2020; ALEJO, et al., 2021; GHOZAT, et al., 2021). Neste estudo, essas análises foram estendidas para entender melhor a variabilidade da qualidade do produto ao longo do tempo, considerando a variação na disponibilidade das estações âncoras mencionada anteriormente.

Figura 26. Etapas tomadas para estimar e validar os dados de precipitação para o produto CHIRPS.



Fonte: Funk et al. (2015).

## 3.2.1.2 Ventos - ERA5

Os dados de reanálise do ERA5 são uma fonte valiosa de informações sobre o clima global. Eles foram produzidos pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) e fornecem um conjunto de dados contínuo e coerente que abrange todo o mundo e remonta desde 1979. O conjunto de dados do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) incluem informações sobre temperatura, pressão atmosférica, precipitação e ventos em várias altitudes, além de outras variáveis meteorológicas importantes.

Esses dados são produzidos por um modelo global de previsão numérica do clima que integra várias fontes de observações atmosféricas e oceânicas. Além disso, os dados de reanálise ERA5 são integrados com modelos de superfície da terra e de ondas, o que permite uma melhor compreensão das interações entre a atmosfera, a superfície e o oceano. Essa integração de modelos ajuda a melhorar a precisão dos dados de reanálise, tornando-os mais úteis para uma variedade de aplicações, como a previsão do tempo, a modelagem climática e a gestão de recursos naturais.

Neste trabalho, foram utilizados os dados de direção e velocidade do vento em escala diária. Os dados para o cálculo da direção e velocidade do vento caracterizam-se pelos componentes U e V. Esses parâmetros representam os componentes norte e leste do vento a 10 metros de altura.

A componente U é a velocidade horizontal do ar movendo-se para leste, a

uma altura de 10 metros acima da superfície da Terra, expressa em metros por segundo (m.s-1). A componente V é a velocidade horizontal do ar movendo-se para norte, a uma altura de 10 metros acima da superfície da Terra, expressa em metros por segundo (m.s-1).

A direção do vento é medida no sentido horário, sendo o vento norte representado por 0°, o vento leste por 90°, o sul por 180° e o vento oeste por 270°, conforme ilustrado na Figura 27 (COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE, 2017; HERSBACH et al., 2020).



Figura 27. Parâmetros vetoriais da velocidade e direção dos ventos.

Fonte: Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo.

Estes parâmetros são combinados para fornecer a velocidade (m/s) e direção (°) do vento horizontal na altura de 10 metros, calculado pela equação 4 e 5.

• Velocidade do vento (Eq. 4):

ws =  $\sqrt{(u^2 + v^2)}$  Equação (4)

A velocidade do vento, dada pela magnitude do vetor de vento. Utilizando os componentes u e v utilizando o Teorema de Pitágoras, encontra-se a velocidade do vento (ws) em metros por segundo:

• Direção do vento (Eq. 5):  

$$\phi = mod \left(180 + \frac{180}{\pi} atan2(v, u), 360\right)$$
Equação (5)

Descritos como:  $\phi$  é a direção do vento em graus; u é paralelo ao eixo x (ou seja, longitude). Um vento u positivo vem do Oeste e um vento u negativo vem do

Leste. A componente do vento v é paralela ao eixo y (ou seja, latitude). Um vento v positivo vem do Sul e um vento v negativo vem do Norte.

## 3.2.2 Validação dos dados CHIRPS

A partir dos dados obtidos, buscou-se inicialmente avaliar a relação entre as estimativas de satélite e os dados pluviométricos das estações pluviométricas, à semelhança dos estudos citados acima. Para tanto, foram coletados dados mensais de ambas as fontes (superfície e orbital). Para o CHIRPS, foram selecionados os valores dos pontos da grade (pixels) equivalentes ou mais próximos de cada estação, conforme mostrado na Figura 28. Com estes dados, procedeu-se à verificação e validação cruzada contra as estações terrestres, utilizando diferentes métodos estatísticos, certificando a equivalência entre os dados no período de 38 anos (1981-2019).

**Figura 28.** Distribuição dos postos de superfície sobre o modelo digital de elevação da área de estudo. Os triângulos pretos indicam a localização das estações terrestres e os pixels CHIRPS são mostrados pela grade preta.



Para avaliar o uso de dados orbitais (CHIRPS) como alternativa para preencher as lacunas em séries históricas, bem como para áreas que não possuem

informações de precipitação, realizou-se uma série de análises comparativas utilizando todos os pluviômetros (sem falhas) e os valores estimados com CHIRPS. Inicialmente, cada série histórica foi dividida em diferentes recortes temporais: um utilizando todo o período histórico e outros dois considerando a utilização ou não dos pluviômetros no ajuste das estimativas (estações âncoras). Além disso, o desempenho do CHIRPS também foi avaliado, dividindo a precipitação em classes de intensidade (baixa, média e alta) e décadas (1980-90, 1990-00, 2000-10 e 2010-2020), bem como por variações de altitude e declividade.

Em seguida, foram produzidos mapas para o período completo e para as médias mensais de algumas das métricas (R2, RMSE e MBE), utilizando a técnica de ponderação de distância inversa (FARIAS et al., 2017), a fim de avaliar o impacto das variações sazonais nas estimativas e obter uma melhor visualização dos resultados na área de estudo, bem como a influência que a paisagem exerce sobre os registros pluviométricos. Os diferentes prazos utilizados no início também foram considerados nessa análise.

Por fim, realizou-se uma análise de tendência da chuva mensalmente para os dois conjuntos de dados. Os cálculos e a sistematização dos dados por meio de tabelas e gráficos foram realizados no Microsoft Office Excel 2007. As técnicas estatísticas utilizadas para todas essas análises estão descritas detalhadamente a seguir.

## 3.2.2.1 Erro de Viés Médio (MBE)

O MBE é utilizado para determinar a diferença média entre o valor observado na estação de superfície e o valor estimado pelo satélite, podendo ser calculado como (Eq 6):

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{t=0}^{n} (\bar{\hat{y}}_t - \hat{y}_t)$$
 Equação (6)

Onde:

- n: número de amostras na série temporal
- t: intervalo de tempo (mês)
- $\hat{y}_t$ : valor estimado pelo satélite em cada mês
- $\overline{\hat{y}}$ : valor observado na estação de superfície em cada mês

O MBE representa a oscilação do erro de um conjunto de dados em relação a outro, por meio da amplitude das diferenças entre eles, sem levar em consideração a

subestimação ou superestimação do erro (MONTGOMERY et al., 2008). O valor ideal é aquele próximo de zero, indicando uma melhor concordância entre os conjuntos de dados (HALLAK; FILHO, 2011). Para este estudo, valores positivos indicam subestimação e valores negativos indicam superestimação do CHIRPS.

# 3.2.2.2 Coeficientes de regressão linear (inclinação, intercepto e coeficiente de determinação)

Usamos o modelo de regressão linear de mínimos quadrados (OLS) e seus parâmetros resultantes (interceptação, inclinação e R2) para avaliar a relação entre CHIRPS e estações terrestres (Eq. 7):

$$y = \alpha X + \beta + \epsilon$$
 Equação (7)

A inclinação (α) indica a proporção entre os dois conjuntos de dados, ou o grau de mudança em y (CHIRPS) para cada mudança em X (estação terrestre). Intercept (β) indica se há um deslocamento no modelo, dando resultados semelhantes ao MBE para este caso. Para este estudo, o intercepto é usado como um indicador de viés em eventos de baixa chuva; e a inclinação pode ser usada para indicar sub ou superestimação de eventos mais significativos (quando fora da proporção 1:1). O R<sup>2</sup>, por sua vez, é uma medida de ajuste estatístico que avalia como os dados CHIRPS se encaixam com os dados observados nas estações pluviométricas, e é dado por (Eq. 8):

$$R^{2} = \frac{\left[\sum_{t=1}^{n} (y_{t} - \bar{y})(\hat{y}_{t} - \bar{y})\right]^{2}}{\sum_{t=1}^{n} [y_{t} - \bar{y}]^{2} \sum_{t=1}^{n} [\hat{y}_{t} - \bar{y}]^{2}}$$
Equação (8)

Onde:

- n: número de amostras na série temporal
- t: intervalo de tempo (meses)
- *y<sub>t</sub>*: valor observado na estação de superfície em cada mês
- $\bar{y}$ : média dos valores observados
- *ŷ*<sub>t</sub>: valor observado pelo satélite em cada mês
- $\overline{\hat{y}}$ : valores médios estimados

Em outras palavras, este trecho indica a proporção da variação nas estimativas do satélite CHIRPS que pode ser explicada pela variação total dos dados

observados (MONTGOMERY et al., 2008). Morettin e Bussab (2010) complementam que este critério varia entre 0 e 1, de modo que quanto maior o valor de R<sup>2</sup> linear, melhor será a qualidade do ajuste das estimativas de precipitação do CHIRPS aos valores observados nas estações pluviométricas.

#### 3.2.2.3 Erro quadrático médio (RMSE)

O RMSE é a medida média dos erros estimados, sendo os menores erros/melhores ajustes encontrados quanto mais próximo de zero este valor estiver. Pode ser calculado da seguinte forma (Eq. 9):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n} [\hat{y}_t - \bar{\hat{y}}_t]^2}$$
 Equação (9)

Onde:

- n: número de amostras na série temporal
- t: intervalo de tempo (meses)
- $\hat{y}_t$ : valor observado na estação de superfície em cada mês
- $\overline{\hat{y}}$ : valor estimado pelo satélite em cada mês

O RMSE determina a variabilidade no erro de duas séries temporais. Para isso, somam-se os erros obtidos a partir do quadrado da diferença entre o valor observado nas estações pluviométricas e os dados estimados pelo satélite (MONTGOMERY, et al. 2008). Segundo Hallak e Filho (2011), este critério estatístico é normalmente utilizado para expressar a acurácia dos resultados numéricos, com a vantagem de que este parâmetro apresenta valores de erro na mesma dimensão da variável analisada. Foi calculada uma versão normalizada deste parâmetro utilizando o desvio padrão (NRMSE = RMSE/ $\sigma$ ) para algumas análises que se referem a classes com diferentes amplitudes.

# 3.2.2.4 Índice de concordância de Willmott (IA)

Proposto por Willmott (1981), o Índice de Concordância é utilizado para identificar o grau de conformidade entre as estações medidoras e as estimativas CHIRPS (Eq. 10):

$$d = \frac{\sum (o_i - e_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|e_i - \bar{o}| + |o_i - \bar{o}|)^2}$$
 Equação (10)

Onde *o* refere-se ao valor médio dos dados observados (estações medidoras) e às estimativas do QPE do satélite. O valor de d varia entre 0 e 1; um valor de 1 indica uma relação perfeita, enquanto 0 indica nenhuma concordância. À medida que o valor diminui, as relações são consideradas mais pobres. Vale ressaltar que d é bastante sensível a valores extremos devido às diferenças quadráticas.

#### 3.2.2.5 Teste de tendência de Laplace

O método conhecido como 'Teste de Laplace' (descrito no Capítulo II) é aplicado ao conjunto de dados para observar as diferenças entre as tendências da precipitação mensal para ambos os dados (superfície e satélite).

## 3.2.3 Análise histórica das chuvas por meio dos dados CHIRPS

Para análise histórica dos dados pluviométricos, utilizaram-se ferramentas de classificação e tendência das chuvas, aplicadas pixel a pixel em um total de 278 pixels na área delimitada de estudo.

Os dados CHIRPS foram obtidos no formato matricial com extensão Tagged Image File (TIF), incluindo a precipitação anual de 1981 a 2020, totalizando 40 imagens, que foram ajustadas ao Sistema de Referência Geodésico SIRGAS 2000. Para o processamento dos dados espaciais, foram utilizados os programas livres e gratuitos RStudio (RStudio Team, 2021) e QGis (QGis Development Team, 2021).

Para o cálculo do Índice de Precipitação Normalizada (SPI) e da Inclinação de Tendência (slope) da regressão linear, realizaram-se análises pixel a pixel no programa RStudio, com os cálculos feitos em cada pixel do arquivo matricial. Os métodos utilizados nas análises são descritos a seguir.

## 3.2.3.1 Índice de Precipitação Normalizada (SPI-12)

O Standardized Precipitation Index (SPI), ou Índice Padronizado de Precipitação, foi criado por McKee et al. (1993), permitindo a análise de períodos de seca e de chuvas. É possível, ainda, explorar o banco de dados quanto à intensidade em diferentes escalas temporais, variando entre 3, 6, 9, 12, 24 e 48 meses. Para este trabalho, foi utilizado o SPI-12, indicando uma escala temporal de doze meses.

O SPI é recomendado e amplamente aplicado, pois requer como variável de entrada apenas dados de precipitação (ROYER et al., 2021; SILVA et al., 2021).

98

O SPI (Índice de Precipitação Padronizado) é elaborado com base na função de densidade e probabilidade gama, em que  $\alpha$  é o parâmetro de forma ( $\alpha > 0$ ),  $\beta$  é o parâmetro de escala ( $\beta > 0$ ) e x é a quantidade de chuva. É possível encontrar informações mais detalhadas sobre os princípios matemáticos e estatísticos da elaboração do SPI em McKee et al. (1993). De maneira geral, o índice pode ser obtido a partir da função gama, expressa pela equação 11:

$$g(x) = \frac{X^{\alpha - 1} \times e^{\frac{-x}{\beta}}}{\beta^{\alpha} \Gamma(\alpha)} para X > 0$$
 Equação (11)

Sendo,  $\alpha > 0$  parâmetro de forma;  $\beta > 0$  parâmetro de escala; x > 0, a quantidade de precipitação (mm) e  $\Gamma(\alpha)$  a função gama completa.

Para estimativa dos parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  da distribuição gama aplica-se (Eq. 12):

$$\alpha = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) e\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\alpha}$$
 Equação (12)

Onde o  $\bar{x}$  representa a precipitação média.

A distribuição cumulativa é transformada em distribuição de probabilidade normal com média igual a zero e desvio padrão igual a um utilizando o logaritmo natural (Eq. 13):

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$$
 Equação (13)

Após isso, a probabilidade acumulada de ocorrência de cada valor mensal é estimada. Para a padronização, o valor de Z é obtido por meio da subtração do valor da precipitação *i* pela média de precipitação do período e é dividida pelo desvio padrão (Eq. 14).

$$SPI = Z_i = \frac{(P_i - \bar{P}_i)}{\sigma_i}$$
 Equação (14)

Os valores do SPI podem ser classificados em períodos secos e chuvosos (Tabela 5). Ainda, por padronizar os dados, o SPI permite comparar regiões com características distintas.

Tabela 5. Intervalos de classificação do SPI.										
Índice de precipitação padronizada (SPI)										
Classificação	Padrões Pluviométricos	Desvio (+) ou (-)								
	Extremamente úmido	≥ +2,00								
Anos Chuvosos	Muito úmido	+1,50 a +1,99								
	Moderadamente úmido	+1,00 a +1,49								
Anos Normais	Próximo ao Normal	+0,99 a -0,99								
	Moderadamente seco	-1,00 a -1,49								
Amon Conco	Muito seco	-1,50 a 1,99								
Anus Secos	Extremamente Seco	≤ -2,00								
	Conto, Adaptada Malías et al. (100)	- - -								

Fonte: Adaptado McKee et al. (1993).

# 3.2.3.2 Regressão linear pixel a pixel

A regressão linear pixel a pixel utilizada neste trabalho foi desenvolvida no programa RStudio (RSTUDIO TEAM, 2021). Foram utilizados arquivos matriciais com a soma da precipitação anual por pixel de cada ano. A partir de sua aplicação, foi possível modelar a variável contínua de precipitação (Y) como uma função matemática do tempo (X), permitindo usar esse modelo de regressão para prever o quanto Y foi alterado ao longo de X anos. Assim, este método indica a tendência do regime de precipitação (mm/ano) em aumentar ou diminuir durante o período de 40 anos (01/01/1981 a 31/12/2020). A equação matemática aplicada (equação 15) pode ser expressa da seguinte forma:

$$Y = \beta 1 + \beta 2X + \epsilon$$
 Equação (15)

Onde,  $\beta 1$  é o intercepto e  $\beta 2$  é a inclinação de tendência.  $\epsilon$  representa o erro, a parte de Y que o modelo não permite explicar. Para todos os testes, foi utilizado alfa igual a 0,05.

#### 3.2.4 Seleção dos episódios de chuvas extremas

A partir da classificação temporal das chuvas realizada pelo SPI, foram selecionados o ano extremamente chuvoso de 1983 e o ano extremamente seco de 2014 dentro do recorte histórico (1981-2020) para identificar episódios diários de chuva extrema ocorridos nos dois anos distintos. Segundo Sanches et al. (2022), dias que apresentam valores acima de 46mm são considerados chuvas extremas para a região deste estudo. Dessa maneira, para a identificação dos dias extremos, foi utilizada uma média geral de todos os pixels (CHIRPS) diários da precipitação ao longo dos 365 dias de cada ano extremo representativo por meio de gráficos.

#### 3.2.4.1 Construção dos episódios

Para análise episódica deste trabalho, foi adotada a concepção da climatologia dinâmica proposta por Sorre (1951, p.14), segundo a qual o "clima é uma série sucessiva de estados atmosféricos sobre um dado local", adequada à análise rítmica proposta por Monteiro (1969, p.13), que reforça que "é a sequência que conduz ao ritmo, e o ritmo é a essência da análise dinâmica". Dessa maneira, o diagnóstico dos tipos de tempo deve ter uma sequência contínua e cronológica, que dará a noção de sucessão, pois é neste ritmo que se percebem as diferentes combinações dos elementos climáticos entre si e suas relações com os demais fatores do quadro geográfico de um determinado lugar. Portanto, os períodos analisados podem ser denominados episódios representativos do fato climático (VECCHIA, 1998).

Dessa forma, para a construção dos episódios, foi utilizado o software Wind Rose Plot View (WRPLOT) da Lakes Environmental (acessado em: https://www.weblakes.com/products/wrplot/), cuja finalidade é demonstrar a predominância da direção e velocidade do vento/precipitação por meio de gráficos da rosa dos ventos/chuva e estatísticas de frequência, para um determinado local e período de tempo (horas, dias, meses ou anos) (LAKES, 2022). Na rosa das chuvas (Figura 29), os círculos concêntricos indicam a porcentagem de ocorrência de cada direção da precipitação, e as cores representam a intensidade da precipitação em mm/h.



Figura 29. Rosa das chuvas: classes de intensidade das chuvas (mm/h).

Fonte: Elaborado pelo autor.

O software foi utilizado com sucesso por estudos anteriores que utilizaram a ferramenta, como, por exemplo, para investigar o possível efeito da urbanização na variabilidade das chuvas no Quênia (ONGOMA; OTIENO; ONYANGO, 2015), avaliar o regime de vento na Serra do Mar no Rio de Janeiro (SOBRAL et al., 2018), determinar a direção dos ventos empoeirados que podem representar a área de remoção de partículas de poeira e contribuir para a erosão eólica no Irã (KHUSFI et al., 2020) e para análise de chuvas fortes para a gestão de desastres de inundações repentinas e fluxos de detritos em áreas montanhosas na Indonésia (SUJONO; JAYADI; NURROCHMAD, 2018).

No entanto, nenhum trabalho foi encontrado aplicando a ferramenta para identificar o efeito orográfico na intensificação das chuvas em episódios de chuvas extremas. Portanto, essa ferramenta permite identificar a preferência predominante da direção da precipitação sobre as características do relevo no processo de intensificação das chuvas em episódios diários de chuvas extremas.

Para isso, foram utilizados dados diários de sensoriamento remoto de precipitação (CHIRPS) e de velocidade e direção dos ventos (ERA5) para a confecção das rosas dos ventos das chuvas em cada episódio representativo selecionado. A fim de demonstrar as características do relevo, utilizou-se o Modelo

Digital de Elevação (MDE) e as informações geradas pelo WRPLOT em cada ponto

(pixel) representativo dentro da área de estudo, conforme apresentado na Figura 30.

**Figura 30.** Etapas realizadas para a construção dos episódios representativos do efeito orográfico em eventos de chuva extrema e da rosa dos ventos. Sobre o modelo digital de elevação, os pixels CHIRPS são mostrados pela grade preta e os círculos pretos indicam a localização dos pixels ERA5 correspondentes à localização das rosas das chuvas.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Por fim, buscou-se, por meio da plataforma de dados de reanálise da PSL (Physical Sciences Laboratory) da NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration), disponível no endereço eletrônico (https://psl.noaa.gov/cgibin/data/composites/printpage.pl), gerar mapas que auxiliem na identificação dos sistemas atmosféricos atuantes em cada episódio selecionado. Na plataforma, é possível plotar mapas de variáveis climatológicas selecionadas, tais como temperatura, precipitação, velocidade e direção dos ventos, pressão, entre outras. Além disso, é possível selecionar dias, meses ou anos, bem como o tipo de estatística plotada, como média, anomalia ou normal climatológica. Também é possível escolher a cor do mapa, a localização e o intervalo de contorno entre os valores, entre outras opções (NOAA, 2022).

Dessa forma, foram gerados mapas que possibilitam evidenciar anomalias de precipitação (mm) e ventos (direção e velocidade) sobre a América do Sul, a fim de identificar a ocorrência dos sistemas atmosféricos atuantes durante cada episódio de chuva extrema escolhido. Para isso, os estados atmosféricos são basicamente divididos em duas categorias principais na região de estudo: fase pré-frontal e fase pós-frontal. Dessa maneira, o episódio pode ser classificado segundo a intensidade, rigidez e duração da atuação da Massa Polar.

Conforme Houze (2012), as atividades frontais são modificadas pela orografia em cada etapa frontal (inicial, intermediária e tardia), produzindo efeitos orográficos diferentes em cada fase. De acordo com Roe (2005), as investigações sobre a precipitação orográfica necessitam seguir três caminhos paralelos para análise: observação (dados), teoria (conceitos) e modelagem (ferramentas).

Seguindo essa linha, o presente trabalho acrescenta uma quarta análise, buscando identificar os efeitos que o relevo gera durante a atuação de sistemas atmosféricos no favorecimento do processo de intensificação das chuvas extremas, por meio da seleção de episódios representativos.

Por fim, para a elaboração dos episódios por meio de mapas, foi utilizado um SIG (Sistema de Informação Geográfica) para espacializar os valores dos resultados de chuva e vento para cada episódio representativo. Após a espacialização, a última etapa consistiu em identificar os efeitos de diferentes processos (tipos) de precipitação e/ou intensificação orográfica para a área de estudo.

## 3.2 RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 3.3.1 Análise no desempenho geral dos dados CHIRPS

A Tabela 6 resume os resultados dos métodos estatísticos descritos na seção anterior, aplicados em todas as estações terrestres e o ponto de grade CHIRPS associado, dentro das três janelas mencionadas anteriormente: usando toda a faixa e dividindo a série pelo período em que os pluviômetros foram ou não usados como estações de ancoragem. As variáveis para este caso incluem o coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>), a inclinação ajustada e intercepto (alfa e beta), o Erro de Viés Médio (MBE), o Erro Quadrático Médio (RMSE) e o índice de concordância de Willmott (IA).

**Tabela 6.** Análise pluviométrica da média histórica (1981-2019) entre estações terrestres e pixels de satélite para todo o período e para os períodos em que as estações foram utilizadas ou não na computação do produto CHIRPS (estações âncora). As estações sublinhadas nunca foram utilizadas como estações âncoras e servem de referência.

Р	Período completo							Estações usadas pela CHIRPS							Estações não utilizadas pela CHIRPS						
Est.	R²	Alpha	Beta	MBE	RMSE	IA	R²	Alpha	Beta	MBE	RMSE	IA	R²	Alpha	Beta	MBE	RMSE	IA			
1	0,85	0,88	10,2	4,1	40,3	0,96	0,88	0,88	9,2	5,2	37,1	0,97	0,79	0,88	11,7	2,3	45,0	0,94			
2	0,85	0,81	22,8	1,0	43,7	0,95	0,89	0,83	18,5	2,3	37,9	0,97	0,62	0,66	44,5	-5,3	64,5	0,88			
3	0,85	0,81	18,0	6,8	44,4	0,95	0,87	0,81	16,0	10,0	43,7	0,96	0,74	0,86	22,2	-7,2	47,4	0,92			
4	0,72	0,77	35,1	-10,7	54,3	0,91	0,73	0,78	37,4	-14,9	54,6	0,91	0,70	0,76	31,1	-4,0	53,9	0,91			
5	0,87	0,83	14,4	6,3	38,8	0,96	0,89	0,82	15,1	7,8	39,0	0,96	0,85	0,86	12,5	3,7	38,6	0,96			
6	0,88	0,82	14,9	8,9	41,1	0,96	0,92	0,84	11,3	9,6	35,2	0,97	0,81	0,77	20,8	7,8	49,2	0,94			
7	0,81	0,79	19,2	6,9	46,9	0,94	0,87	0,80	14,9	10,0	42,4	0,96	0,75	0,77	24,1	3,2	51,8	0,92			
8	0,85	0,83	16,3	4,1	41,0	0,96	0,90	0,84	12,6	6,9	35,2	0,97	0,74	0,80	22,3	-0,4	49,2	0,93			
9	0,83	0,86	15,4	2,2	45,1	0,95	0,84	0,93	12,4	-4,0	44,3	0,96	0,83	0,82	16,9	5,6	45,6	0,95			
10	0,80	0,80	23,4	0,7	48,4	0,94	0,84	0,81	18,1	5,6	44,0	0,95	0,74	0,79	30,3	-6,4	54,2	0,92			
11	0,83	0,87	18,3	-2,6	43,2	0,95	0,85	0,88	15,5	-1,3	40,8	0,96	0,70	0,79	31,2	-8,5	52,8	0,91			
12	0,82	0,82	18,1	3,7	46,8	0,95	0,88	0,87	9,2	7,8	38,9	0,96	0,71	0,75	31,5	-3,5	58,1	0,91			
13	0,82	0,85	18,3	-0,5	44,4	0,95	0,85	0,88	17,7	-3,2	40,4	0,96	0,79	0,82	18,8	3,0	49,4	0,94			
14	0,84	0,85	17,3	2,0	43,3	0,95	0,87	0,86	12,8	4,6	39,6	0,96	0,65	0,75	37,9	-10,3	57,8	0,90			
15	0,83	0,79	19,4	8,3	47,4	0,95	0,88	0,80	13,1	13,9	43,8	0,96	0,60	0,76	40,9	-17,2	61,6	0,87			
16	0,86	0,86	13,8	4,0	40,5	0,96	0,88	0,86	12,6	4,6	38,8	0,96	0,75	0,82	19,7	1,3	47,4	0,93			
17	0,84	0,80	18,5	5,4	43,8	0,95	0,90	0,85	13,1	5,6	35,5	0,97	0,75	0,73	28,0	5,1	56,5	0,92			
18	0,87	0,86	14,3	2,4	37,2	0,96	0,90	0,87	12,1	3,9	34,3	0,97	0,71	0,82	25,3	-4,7	48,8	0,92			
19	0,83	0,89	17,3	-5,4	40,3	0,95	0,87	0,91	14,3	-4,5	36,6	0,96	0,65	0,78	31,3	-8,9	53,3	0,90			
20	0,82	0,75	16,9	14,7	50,2	0,94	0,87	0,78	11,1	16,6	44,8	0,95	0,69	0,66	30,0	10,3	61,2	0,90			
21	0,88	0,86	15,2	1,5	37,0	0,97	0,90	0,88	12,5	2,5	34,6	0,97	0,82	0,82	22,7	-1,2	43,1	0,95			
22	0,89	0,88	13,0	2,0	36,4	0,97	0,92	0,88	11,7	3,1	32,2	0,98	0,82	0,86	15,8	-0,1	43,8	0,95			
<u>23</u>	<u>0,87</u>	<u>0,86</u>	<u>13,7</u>	<u>3,8</u>	<u>38,3</u>	<u>0,96</u>	0,87	0,86	13,7	**	**	**	0,87	0,86	13,7	**	**	**			
<u>24</u>	<u>0,81</u>	<u>0,79</u>	<u>24,0</u>	<u>0,6</u>	<u>47,8</u>	<u>0,95</u>	0,81	0,79	24,0	**	**	**	0,81	0,79	24,0	**	**	**			
25	0,82	0,78	18,8	9,3	49,3	0,94	0,85	0,78	16,2	13,7	48,8	0,95	0,75	0,81	22,9	-0,9	50,4	0,93			
26	0,83	0,85	17,0	0,7	43,7	0,95	0,86	0,83	16,5	4,5	42,8	0,96	0,78	0,91	15,6	-5,5	45,3	0,94			
27	0,87	0,86	14,1	3,2	38,3	0,96	0,90	0,86	12,4	6,1	35,7	0,97	0,72	0,94	15,8	-9,5	48,1	0,92			
28	0,87	0,87	14,8	2,2	39,2	0,96	0,87	0,87	14,8	2,2	39,2	0,96	0,87	0,87	14,8	2,2	39,2	0,96			
29	0,78	0,79	22,2	3,3	48,6	0,94	0,87	0,80	16,6	7,4	39,5	0,96	0,68	0,77	28,2	-1,1	57,0	0,91			
<u>30</u>	0,84	0,79	15,4	<u>12,5</u>	<u>45,8</u>	<u>0,95</u>	0,84	0,79	15,4	**	**	**	0,84	0,79	15,4	**	**	**			
31	0,84	0,79	15,4	12,5	45,8	0,95	0,90	0,80	12,4	14,9	41,0	0,96	0,74	0,76	20,5	8,4	52,9	0,92			
Méd	0,84	0,83	17,6	3,7	43,6	0,95	0,87	0,84	14,9	5,0	40,0	0,96	0,75	0,80	23,9	-1,5	50,9	0,92			

Os resultados sugerem desempenho semelhante das métricas comparadas entre as diferentes estações, com apenas duas estações apresentando valores de R<sup>2</sup> abaixo de 0,8 para a análise de faixa completa. Por outro lado, uma diferença significativa pode ser observada quando as estações são utilizadas ou não no cálculo do produto, com uma expressiva queda média (aumento) nos valores de R<sup>2</sup> (RMSE) em torno de 20%, e uma redução geral na concordância para todos os outros parâmetros também. Para o intervalo completo, os valores ficaram no meio do caminho, como esperado.

Observando os resultados mais detalhadamente, para o MBE, os erros calculados oscilaram entre -17,2 mm (P20, quando as estações não eram usadas pelo CHIRPS) e 10,7 mm (P31, quando as estações eram usadas). Quando são utilizadas estações, o CHIRPS tende a subestimar (MBE positivo) os valores de precipitação para cerca de 74% das estações analisadas. Quando as estações não são utilizadas, os resultados são inversos, com o produto CHIRPS superestimando os valores de precipitação em 67% dos casos. Isso também é observado nos valores

médios. É interessante notar que há mais valores próximos do ótimo (MBE igual a zero) quando os medidores não são usados como estações âncoras.

A inclinação (alfa) e o intercepto (beta) do modelo linear reforçam e complementam esses resultados, com alfa sempre abaixo de um e os valores mais baixos quando não são utilizadas estações, reforçando a subestimação das estimativas de precipitação do satélite para essa condição, principalmente para chuvas de maior intensidade. Por outro lado, os maiores valores de beta sugerem que as baixas taxas de chuva são superestimadas pelo produto de satélite.

Essa condição (subestimação de baixa taxa de chuva e superestimação de alta taxa de chuva) já foi relatada por outros autores (por exemplo, TOTÉ et al., 2015; PAREDES-TREJO et al., 2017; TORRES-BATLLÓ, J., MARTÍ-CARDONA, 2020). Funk et al. (2015) sugerem que essa superestimação pode estar associada ao uso do produto TMPA 3B42 como dados de treinamento. No entanto, como a superestimação persiste com o uso de estações âncoras, são necessários mais esforços para investigar esse assunto.

Os resultados do RMSE indicaram erros variando entre 32,2 mm, quando os pluviômetros são usados como estações âncora (P22), e 64,5 mm (P2), quando não são utilizados. As médias para as condições mencionadas são 40,0 e 50,9, respectivamente. Considerando que esses valores se referem a acumulações mensais, pode-se dizer que os erros são relativamente baixos para a estação chuvosa, mas comparativamente altos para a estação seca. De fato, esse valor representa 130% da precipitação média do mês mais seco (cerca de 30 mm/mês) e 15% do mais úmido (cerca de 280 mm/mês).

Os valores de R<sup>2</sup> e IA têm comportamento semelhante, variando de 0,60 e 0,87 (P15), quando não são utilizados pluviômetros como estações âncoras, a 0,92 e 0,98 (P22), quando são utilizados pluviômetros. Assim, há uma clara redução na concordância entre as medições in situ e as estimativas CHIRPS, quando os medidores não são utilizados no cálculo do produto. Além disso, a maioria das estações indica uma boa concordância, com valores médios de R<sup>2</sup> (IA) acima de 0,7 (0,92), e mesmo os valores mais baixos ainda podem ser considerados satisfatórios (R<sup>2</sup> acima de 0,6).

Outra observação da Tabela 6 refere-se às estações que nunca foram utilizadas pelo CHIRPS e, portanto, são consideradas totalmente independentes para todo o período. Para essas estações, a concordância geral é bastante boa, com R<sup>2</sup> e IA acima de 0,8 e 0,95, respectivamente; coeficientes de regressão próximos de um; e RMSE médio de 40mm, que se aproxima dos valores obtidos para os demais prazos considerados. No entanto, existem variações ao longo do tempo, que serão discutidas na próxima seção. Também é interessante notar que apenas uma estação

(P4) teve um desempenho ruim nas três condições, sugerindo uma forte discrepância, que será discutida com mais detalhes na análise dos mapas mensais na seção 3.3.5.2.

Para ilustrar o ajuste geral da Tabela 6, a Figura 31 apresenta um gráfico de dispersão entre todos os dados observados (medidores) e estimados (satélite) em um único gráfico. O valor de R<sup>2</sup> para este caso é de cerca de 0,83. No entanto, é possível notar que os registros pluviométricos acima de 500mm tendem a saturar no caso das estimativas CHIRPS. Enquanto as estações terrestres mostram valores de chuva acumulados às vezes próximos a 800 mm, os dados estimados do CHIRPS não excedem o limite de 600 mm. Isso demonstra que o comportamento mensal para ambos os dados (satélite e superfície) é semelhante para valores até 500mm, mas para valores acumulados mensais superiores a 500mm, há diferenças crescentes entre os dados estimados e observados, sugerindo limitações das estimativas de satélite para perceber valores extremos de precipitação.

Apesar disso, pode-se dizer que as informações registradas pelas estações terrestres e o produto satélite possuem uma boa relação, o que legitima o uso desses dados para análise pluviométrica, principalmente para áreas onde as estações apresentam falhas específicas ou regiões que não possuem dados.



Figura 31. Gráfico de dispersão entre medidores de chuva e estimativas de CHIRPS.

#### 3.3.2 Desempenho geral dos dados CHIRPS ao longo de décadas

A Figura 32 apresenta a relação entre os dados pluviométricos e as estimativas do CHIRPS nas últimas quatro décadas (1981-1990, 1990-2000, 2000-2010 e 2010-2020), com base em métricas como R<sup>2</sup>, inclinação do modelo (alfa), MBE e RMSE. Todos os conjuntos de dados mostram um comportamento semelhante ao longo do tempo, refletindo claramente a (in)disponibilidade de estações de âncora na estimativa CHIRPS.

O MBE sugere uma subestimação geral do CHIRPS em relação às estações medidoras durante as três primeiras décadas, e um comportamento inverso para a última década, quando passa a superestimar a precipitação. A inclinação e o intercepto dos modelos de regressão linear ajustados apresentaram valores decrescentes e crescentes, respectivamente. Isso sugere, juntamente com o MBE, que a superestimação de menores taxas de chuva é responsável pelas mudanças observadas no viés. Com relação à qualidade do ajuste, RMSE e R<sup>2</sup> apresentaram resultados semelhantes, com melhor ajuste (R<sup>2</sup> > 0,85) e redução de erros (em torno de 40 mm) nas primeiras três décadas, e pior ajuste e maiores erros na década de 2010-2020.

Em resumo, os dados do CHIRPS apresentam um bom desempenho entre as décadas de 1980 e 2010, mas o produto mostra uma queda considerável na concordância depois devido à redução no número de medidores usados nos cálculos do CHIRPS. O mesmo é observado na análise isolada das estações não utilizadas como ponto âncora pelo CHIRPS, apresentada na Tabela 7.

			1980-1990			1990-2000			2000-2010			2010-2020		
Ρ	NOME DA ESTAÇÃO	R²	MBE	RMSE										
23	FAZENDA DA BARRA	0,93	1,00	30,15	0,92	8,59	34,27	0,90	-1,97	34,14	0,76	7,30	51,01	
24	FAZENDA ÁGUA BRANCA	0,88	4,06	36,87	0,94	13,59	36,36	0,87	1,47	39,01	0,62	-17,18	70,20	
30	SITIO BOA VISTA	0,88	14,53	45,50	0,92	14,61	36,85	0,83	14,78	49,41	0,72	5,70	50,71	
	Valores médios	0,89	6,53	37,50	0,92	12,27	35,83	0,86	4,76	40,85	0,70	-1,39	57,31	

Tabela 7. Variação decadal em R², MBE e RMSE para estações de referência (não utilizadas<br/>pelo CHIRPS).

O padrão é o mesmo da Figura 32, com clara queda na última década, o que indica que a redução do número de estações âncoras tem um impacto significativo no acordo do CHIRPS com pluviômetros, mesmo para áreas que estão longe da posição das estações âncoras, algo esperado. Conforme inferido pela Tabela 6, as variações para este caso estão em torno de 20% para R<sup>2</sup> e RMSE. Os efeitos da variação de desempenho são discutidos com mais detalhes na análise de séries temporais.

Figura 32. Comparação dos valores observados (superfície) em relação aos valores estimados (satélite) separados por décadas (1981-1990, 1990-2000, 2000-2010 e 2010-2020).



3.3.3 Desempenho geral dos dados CHIRPS por classe de intensidade

A Figura 33 apresenta os resultados das métricas MBE e R<sup>2</sup>, bem como do RMSE normalizado, separados por classes de intensidade de precipitação (0-50mm, 50-150mm e >150mm) e para ambas as condições de CHIRPS (com e sem estações âncoras). O NRMSE é utilizado neste caso para evitar o efeito de escala de dados, já que números pequenos e grandes têm influências diferentes nos resultados. Para ambas as condições em termos de estações âncoras, os valores de MBE mostraram uma ligeira superestimação (MBE negativo) nas taxas de chuva entre 0-50mm, quase nenhum viés na faixa de 50-150mm, e uma grande subestimação (MBE positivo) para maiores taxas mensais de chuva. Para o período sem estações, a subestimação persiste para as classes de baixa e média intensidade.

No caso do NRMSE, o menor erro médio foi encontrado em maiores taxas de chuva (acima de 150 mm), e erros ligeiramente maiores foram observados para menores taxas de chuva. Ao comparar esses valores com o coeficiente de
determinação, observa-se uma inversão dos valores, conforme esperado. Para este caso, os valores apresentaram menor poder explicativo (abaixo de 0,4), que aumentam ligeiramente para maiores taxas de chuva. Ao considerar a ausência de estações âncoras, as relações mostram um decréscimo geral, mas com o mesmo padrão.

Em resumo, os dados do CHIRPS mostram uma leve subestimação de valores abaixo de 150mm e uma alta superestimação em valores acima de 300mm quando analisados usando classes de intensidade de chuva, e concordância crescente para taxas de chuva mais altas, com valores reduzidos (e aumento de viés) quando as estações âncoras não estão disponíveis. Assim, episódios com alto volume pluviométrico tendem a reduzir proporcionalmente o erro ao comparar dados in situ e precipitação estimada, mas com vieses crescentes.





109

#### 3.3.4 Variação de desempenho dos dados CHIRPS com o relevo

Para avaliar os efeitos potenciais do terreno observados por outros autores (por exemplo, TORRES-BATLLÓ, J., MARTÍ-CARDONA, 2020; DINKU et al., 2018; PEÑA-GUERRERO et al., 2022), também avaliamos a relação (em termos de Correlação de Pearson) entre as métricas e dois parâmetros do terreno: altitude e inclinação do terreno. Obtivemos os valores médios desses parâmetros para o entorno de cada estação (tampão de 3 km). Os resultados dessa análise são apresentados na Tabela 8.

Esses parâmetros já são considerados no processo de cálculo do CHIRPS, usando a regressão de janela móvel (MWR), conforme descrito por Funk et al. (2015b). No entanto, como esse processo é feito em uma área considerável, os efeitos locais de pequenas feições em relação à escala do modelo podem estar sendo negligenciados.

Diante disso, os resultados sugerem uma baixa relação geral das métricas com os parâmetros de elevação, com poucos valores de correlação estatisticamente significativos (indicados com asterisco na Tabela 8). No entanto, é interessante notar uma prevalência de relação significativa com a altitude quando consideramos os dados completos e o período com estações âncoras, e a prevalência de relação significativa com a declividade quando consideramos apenas o período sem estações âncoras.

	Período completo				CHIRPS com estações âncoras				CHIRPS sem estações âncoras							
	R <sup>2</sup> Alpha	a Beta	MBEI	RMSE	IA	R²	Alpha	Beta	MBE	RMSE	i Ia	R²	Alpha B	eta MBE	RMSE	IA
Altitude	0,4** 0,13	-0,4**	0,31*	-0,18	0,36**	0,32*	<sup>*</sup> 0,17	-0,44**	<sup>r</sup> 0,24	-0,13	0,3*	0,1	0,15 -0	,11-0,06	6 -0,04	0
Declividade	-0,15 -0,2	0,02	0,15	0,19	-0,21	0,23	-0,2	-0,06	0,33*	-0,1	0,08	-0,41**	-0,13 0	31 -0,22	20,37**-	0,37**

 Tabela 8. Correlação de Pearson entre altitude e inclinação de terreno com as métricas estatísticas (R2, MBE, RMSE, IA, inclinação modelo e interceptação).

\*\* Significativo no nível de 0,95; \* Significativo no nível 0.9

### 3.3.5 Desempenho dos dados geral CHIRPS espacializado

Nesta parte da análise, os resultados da análise estatística apresentados na seção anterior foram interpolados em uma análise geral (dividida nos três períodos temporais) e também organizados por médias mensais, permitindo uma análise espacial detalhada das variáveis em questão.

### 3.3.5.1 Análise espacial geral

A Figura 34 apresenta as médias espaciais de RMSE, R<sup>2</sup> e MBE para os três períodos temporais considerados (todo o período, com e sem uso de estações âncoras).

**Figura 34.** Mapas médios gerais de Erro de Viés Médio (MBE), Erro do Quadrado Médio Raiz (RMSE) e Coeficiente de Determinação (R<sup>2</sup>) em três períodos (com estações âncoras, sem estações âncoras e ambos juntos).



Dentre os períodos temporais, o período em que o CHIRPS utilizou estações de superfície apresentou melhor desempenho na estimativa de precipitação, com leve subestimação (MBE positivo), erros abaixo de 60 mm (RMSE) e um excelente coeficiente de determinação acima de 0,8 (R<sup>2</sup>).

Porém, no período em que as estações de superfície não foram utilizadas, os valores apresentaram uma leve superestimação (MBE negativo), erros de até 70 mm e baixo desempenho de 0,5 (R<sup>2</sup>) em algumas zonas ao norte do mapa, onde a elevação do terreno é mais significativa. Para todo o período, os resultados para ambas as condições (com e sem) são apresentados conjuntamente, liderando os valores na faixa intermediária.

As áreas do centro-sul do mapa apresentaram maior subestimação do MBE, maiores erros de RMSE e baixo desempenho do R<sup>2</sup>, principalmente no período em

que as estações âncora não foram utilizadas. Por outro lado, as áreas ao norte do mapa tendem a apresentar erros de RMSE mais baixos e subestimação menor do MBE. Essas variações espaciais podem estar associadas a características físicas da paisagem, como o tipo de terreno, conforme será discutido adiante.

### 3.3.5.2 Análise espacial na escala mensal

Os mapas a seguir mostram os valores médios mensais das métricas aplicadas (MBE, RMSE e R<sup>2</sup>) para cada estação de superfície em três condições (com estações âncoras, sem estações âncoras e ambas). Isso permite comparar as áreas que apresentam maiores/menores variações nos erros entre os dados estimados (CHIRPS) e observados (de superfície), para todas as condições e ao longo das estações.

A Figura 35 apresenta os valores médios mensais de MBE. Ao longo do ano, os valores variam de -74mm a 78mm na área de estudo. Assim como na seção anterior, quando pluviômetros são usados como estações âncoras, são observados erros menores (próximos de zero). Durante meses específicos, os valores foram levemente superestimados ou subestimados em algumas localidades (sudeste e sul, respectivamente). Por outro lado, quando não foram utilizados medidores, os valores apresentaram maiores erros de superestimação. Quando todo o período é considerado (usado e não utilizado), as condições combinadas resultam em erros levemente superestimados, principalmente devido à grande superestimativa em alguns meses do período úmido quando os medidores não foram usados como estações âncoras.

De modo geral, os meses correspondentes ao período seco (abril a setembro) apresentaram valores mais próximos de zero (valor ótimo) e levemente subestimados, principalmente em junho, julho, agosto e setembro. Por outro lado, os meses associados ao período úmido (outubro a março) apresentaram superestimação em geral, com exceção de janeiro, que apresentou os maiores erros negativos, ou seja, maior superestimação dos valores em relação aos valores observados.

Do ponto de vista espacial, ao comparar esses mapas com a Figura 12, podese inferir que os maiores erros (subestimação e superestimação) estão localizados em regiões associadas ao padrão orográfico da transição da depressão periférica para o planalto oeste de São Paulo e também no entorno da Serra de Itaqueri (ver Figura 12). Alguns autores já apontavam a influência que o terreno tem no clima e pluviosidade da área de estudo (MONTEIRO, 1973; TAVARES, 1985).

Por se tratar de uma região de planalto, a presença das cuestas areníticas das

Serras de Itaqueri (Sul) e São Carlos (Norte) contribui através de suas características geomorfológicas e paisagísticas no efeito orográfico das chuvas, principalmente pela orientação das encostas. Além disso, essas características regionais do terreno também podem contribuir para a formação ou intensificação das chuvas em eventos extremos, como sugerem recentes estudos nacionais realizados por Santos et al. (2020).

**Figura 35.** Mapas mensais do Erro de Viés Médio (MBE) no período 1981-2019 e para os três períodos, variando de -74 mm (vermelho) a 78 mm (roxo). Valores próximos a zero (amarelo) indicam uma melhor concordância entre os dados de chuva observados e estimados.



Os mapas da Figura 36 apresentam os valores mensais de RMSE para os três períodos. O período em que o CHIRPS utilizou os pluviômetros como estações de referência apresentou erros abaixo de 80 mm na maioria dos meses, exceto em D, J e F, que apresentaram diferença de 90 a 100 mm em alguns pontos.

No período em que as estações não foram utilizadas pelo CHIRPS, os valores de erro foram acima de 90-100 mm para alguns meses do período úmido,

113

principalmente em janeiro. Vale ressaltar que janeiro foi o mês que apresentou, de forma isolada, erros em milímetros superiores a 100 mm, como pode ser observado na região sudeste do mapa. Observa-se que, considerando todo o período (condições usadas e não usadas combinadas), as diferenças entre os erros foram abaixo de 60 mm no período seco e 100 mm no período úmido.

Nota-se novamente que o período entre abril e setembro (período seco) apresentou os menores valores de RMSE, principalmente para junho, julho e agosto (10 a 20 mm). Da mesma forma, os maiores erros ocorrem durante a estação chuvosa (outubro a março), principalmente em dezembro, janeiro e fevereiro. Além disso, as áreas da parte centro-sul do mapa apresentaram maiores erros em geral, o que possivelmente está relacionado à orografia da região, conforme já afirmado na análise do MBE.

**Figura 36.** Mapas mensais da RMSE variando de 0 mm (roxo) a 132 mm (vermelho) no período de 1981 a 2019 para os três períodos. Quanto mais próximo de zero, melhor o acordo entre os medidores de chuva e o CHIRPS.

Mo		F	M	A	M	J	RMSE (mm) 0 - 10 10 - 20 20 - 30 30 - 40 40 - 50
(RMSE) C	J	A	S				50 - 60 60 - 70 70 - 80 90 - 100 100 - 120 120 - 120 120 - 132
(RMSE) SEM	J J J J J J J J J J J J J J J J J J J	F A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	M S S	A A A A A A A A A A A A A A A A A A A	M M M M M M M M M M M M M M M M M M M	J D D D D D D D D D D D D D D D D D D D	RMSE (mm) 0 - 10 20 - 30 30 - 40 40 - 50 50 - 60 60 - 70 70 - 80 80 - 90 90 - 100 120 - 120 120 - 132
(RMSE) TOTAL	J J J J J J J J J J J J J J J J J J J	F     Image: Second seco	M S S			The second secon	RMSE (mm) 0 - 10 10 - 20 20 - 30 30 - 40 40 - 50 50 - 60 60 - 70 70 - 80 80 - 90 90 - 100 100 - 120 120 - 132

Quanto aos demais parâmetros, a espacialização dos valores mensais de R<sup>2</sup> entre os três períodos é mostrada nos mapas da Figura 37, incluindo novamente os três prazos. Esses mapas permitem observar as áreas (ou estações) com o melhor nível de ajuste estatístico entre os conjuntos de dados, de acordo com um modelo de regressão linear, que também pode ser usado para indicar alta ou baixa correlação entre eles dentro da área de estudo.

Entre os períodos, aquele que utilizou os medidores como referência apresentou melhores correlações, principalmente no período seco (abril-setembro). Para o período em que os pluviômetros não foram utilizados, apresentaram valores de correlação baixos, principalmente para os meses da estação chuvosa (outubromarço), exceto janeiro. Por fim, quando utilizado em todo o período (condições usadas e não usadas combinadas), apresentou boas correlações entre os meses do período seco, exceto agosto, que apresentou baixa correlação na região norte da área de estudo.

**Figura 37.** Espacialização mensal dos valores de R<sup>2</sup> entre os dados observados e estimados no período 1981-2019, para os três períodos. Quanto mais próximos os valores forem de 1 (roxo), maior o coeficiente de determinação e quando os valores estiverem próximos de 0 (vermelho) menor é o coeficiente.



Entre os meses do período úmido, a maioria apresentou baixa correlação na região sul e melhores na região norte do mapa. Apenas o mês de janeiro foi o que apresentou as melhores correlações em toda a área de estudo. Vale ressaltar que durante o mês de janeiro, a ação da ZCAS contribuiu para a ocorrência de dias consecutivos de nebulosidade, com grandes volumes de chuva distribuídos "homogeneamente" por toda a área de estudo. Para os meses correspondentes ao período seco, apenas o mês de agosto apresentou baixas correlações na porção norte da área de estudo.

A similaridade entre os valores, principalmente durante a estação seca no clima tropical, quando prevalece a participação de sistemas atmosféricos inibidores de chuva no território brasileiro, pode estar relacionada com a reduzida ocorrência de nuvens quentes/chuva, o que leva a uma subestimação geral de chuvas (DINKU et al., 2018). Para regiões temperadas, o padrão inverso é observado entre o verão e o inverno devido à capacidade limitada do CHIRPS em contabilizar a queda de neve (BAI et al., 2018). Paredes-Trejo et al. (2020) encontraram o mesmo padrão no Nordeste do Brasil, incluindo estações na região litorânea, para as quais os autores também sugerem limitações devido aos sistemas precipitantes quentes. Assim, o padrão encontrado no presente estudo pode estar relacionado com a localização da região analisada: dentro do continente e em latitudes que influenciam a ocorrência

Da mesma forma que para MBE e RMSE, a variação espacial geral sugere que a área de estudo é influenciada pelo efeito da paisagem, principalmente pela presença de uma serra na porção sul da área. Durante a estação chuvosa, o desempenho conjunto dos sistemas atmosféricos e a presença da topografia proporcionam condições favoráveis para a formação de nebulosidade e chuva ao longo de toda a sua extensão. Assim, como pode ser observado na região centro-sul do mapa, o ajuste linear apresentou menores valores de R<sup>2</sup>, principalmente nos meses de transição do período seco para o chuvoso (outubro, novembro, dezembro e março). O mesmo não acontece com as áreas mais ao norte do mapa, que apresentaram valores ligeiramente superiores entre estes meses. Conforme discutido por Paredes-Trejo et al. (2020) e Dinku et al. (2018), as características do terreno induzem chuvas orográficas quentes que ocasionalmente são classificadas erroneamente como não precipitantes devido à adoção de um valor limite fixo de IRP CCD no produto CHIRPS.

Portanto, é possível que baixas correlações/piores ajustes ocorram devido ao algoritmo adotado para dados de satélite, baseado no uso de estações terrestres ou na chamada "duração de nuvem fria" (CCD), que, diante da presença recorrente de nebulosidade (quente) sobre a região, levam a uma superestimação geral do

CHIRPS em relação aos dados de superfície. Porém, de forma anômala, o mês de janeiro, considerado o mês mais chuvoso, apresentou melhor correlação dos dados ao longo de todo o mapa em relação aos demais meses do mesmo período. Isso pode estar associado ao estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), característica deste período, implicando em dias consecutivos de precipitação e altos acúmulos de chuva (CARVALHO, et al. 2004).

### 3.3.6 Desempenho da tendência mensal dos dados CHIRPS

A Figura 38 resume os resultados da análise de tendências. Valores acima (+2) indicam tendências crescentes e valores abaixo (-2) indicam tendências decrescentes na precipitação ao longo do tempo. É possível observar que as variabilidades das tendências de ambos os dados são muito próximas em termos de ritmo climático, com valores bastante semelhantes para algumas das estações (P5, P6, P21, P22, P23, P30 e P31) ao longo dos 38 anos. Por outro lado, para as demais estações, os valores foram semelhantes durante o período de 1981 a 2000 e, posteriormente, as diferenças entre as tendências para as diferentes séries aumentaram, mantendo, porém, os ritmos climáticos das séries ao longo dos anos.

Os períodos que apresentaram maior discrepância nos valores comparados coincidem com momentos em que houve redução no número de estações (superfície) utilizadas para o ajuste e controle de qualidade dos dados estimados pelo CHIRPS ao longo de sua série temporal (FUNK et al., 2015; CAPAROCI NOGUEIRA et al., 2018). Esta análise pode ser observada na Figura 39, que mostra a densidade mensal do número de estações terrestres utilizadas pelo CHIRPS para ajustar a tendência/viés, a partir de janeiro de 1981 na região de estudo e arredores. Conforme sugerido por Funk et al. (2015), o uso do produto CHIRP possivelmente poderia dar melhores resultados do que o CHIRPS para este caso, uma vez que não considera as estações terrestres nas estimativas.

Figura 38. Análise da tendência mensal dos dados das estações de superfície (linha azul claro) e estimada pela CHIRPS (linha azul escura) ao longo de 39 anos (1981-2019). Os intervalos (+2 a -2) entre as duas linhas vermelhas indicam a estabilidade da série.



Nota-se que, entre 1981 e 1997, a densidade de estações foi bastante elevada, com aproximadamente 70 estações utilizadas nas estimativas. Após 1997, a densidade diminuiu significativamente, caindo para menos de 6 estações, ou mesmo sem estações em alguns anos após 2015. A redução observada no número de estações, possivelmente associada a lacunas de dados nas estações selecionadas, implica em ajustes (utilizando a Média Field Bias ou método MFB) baseados em estações mais distantes da área investigada, o que acaba reduzindo a qualidade do ajuste entre os dados, conforme observado na análise por década apresentada anteriormente.

**Figura 39.** Densidade mensal do número de estações terrestres utilizadas pelo CHIRPS dentro (azul) e ao redor (vermelho) da área de estudo, de 1981 a 2019. Os números nos detalhes indicam a variação da densidade espacial das estações ao longo dos anos. Fonte: Adaptado de CHIRPS (2019).



Assim, a redução gradual do número de observações de superfície afeta o estágio de correção do produto CHIRPS, o que se reflete em estimativas de precipitação com um viés moderado (XAVIER et al., 2016; PAREDES-TREJO et al., 2017). Além disso, vale ressaltar que as informações sobre elevação do terreno, climatologia, localização geográfica e fontes das estações também são incluídas no processo de controle de qualidade em seu banco de dados histórico (FUNK et al., 2015).

### 3.3.6.1 Tendência espacializada das chuvas

O mapa apresentado na Figura 40 mostra a tendência geral da precipitação mensal para as duas séries históricas comparadas (estações terrestres e estimativas de satélite). Observa-se que ambos os dados mostram, para a maioria das estações,

uma tendência negativa da precipitação mensal na área de estudo.

Esse padrão de tendências negativas também foi observado na região por Sanches et al. (2020), os quais apontaram uma redução das chuvas no município de São Carlos-SP. Em outro estudo realizado em uma área maior (bacia do Paraná), Rafee et al. (2020) encontraram tendências negativas gerais para a precipitação anual na porção norte da bacia (que inclui a região deste estudo) e tendências positivas ao se deslocar em direção ao sul da área. Seus resultados também indicam tendências crescentes em episódios de chuvas extremas (mais de 50 mm) em direção à porção sul da bacia.

**Figura 40.** Tendência mensal de chuvas para dados observados na superfície (ANA) e aqueles estimados por satélite (CHIRPS) na área de estudo.



Para os dados de superfície, cerca de 90% das estações pluviométricas apresentaram redução na precipitação mensal. Já para as estimativas de satélite, cerca de 74% dos dados utilizados (ou seja, o pixel mais próximo da estação pluviométrica) também apresentaram diminuição na precipitação. No caso de tendências estacionárias, estas foram encontradas em 7% das estações de superfície e 19% para os pixels CHIRPS. Apenas 3% das estações apresentaram tendências positivas no período analisado, sendo que esse valor é de 7% para os pixels dos dados de satélite.

É importante ressaltar que, em alguns pontos da região central do mapa, as tendências pluviométricas variam de negativa (superfície) a normal a positiva (satélite). Essas inversões podem estar associadas a limitações em ambos os produtos (estações terrestres e produto CHIRPS) ou mesmo a lacunas nas séries históricas utilizadas para o processo de comparação.

Por fim, a existência de feições complexas do terreno na região também pode

influenciar os valores de precipitação (DINKU et al., 2018; RAHMAN et al., 2009; TOTÉ et al., 2015; PAREDES-TREJO et al., 2017), resultando em um comportamento pluviométrico diferente devido ao efeito orográfico (SANTOS et al., 2019, 2020).

# 3.3.7 Análise da distribuição espacial-temporal da variabilidade anual das chuvas do CHIRPS no período de 1981-2020

A Figura 41 demonstra a distribuição da variabilidade e classificação das chuvas ao longo de 1981 a 2020. Segundo Peixoto (1987, p.15), "a variabilidade climática refere-se a intervalos de tempo aos quais se pode associar uma causa definida menor e incluir os valores extremos e as diferenças entre valores médios anuais, sazonais e mensais".

O gráfico na Figura 41 (a) demonstra a variabilidade nas chuvas por meio do índice SPI entre o período de 1981 a 2020, para toda a área de estudo. Nota-se no gráfico uma flutuação nos dados pluviométricos, ou seja, momentos na série em que as chuvas foram acima do padrão médio pluviométrico (em azul) e, em outros momentos, abaixo do padrão (em vermelho). Entre as quatro décadas de registros, podemos destacar o ano de 1983 como excepcionalmente chuvoso (>2500mm) e o ano de 2014 como excepcionalmente seco (<1000mm).

Segundo Santos et al. (2020), a circulação atmosférica foi nitidamente distinta em ambos os anos, sobretudo durante o primeiro semestre, reproduzindo uma dinâmica hidroclimática discrepante e denotando um processo que resultou em chuvas intensas no verão do ano de 1983 e, em uma acentuada e prolongada estiagem no ano de 2014 para a região central do estado de São Paulo.

Ainda foi possível notar que, nos últimos anos, os valores de SPI vêm apresentando uma classificação contínua de anos secos, ou seja, as chuvas estão se distanciando do padrão habitual para a área de estudo. Esse aumento no padrão de anos secos também foi evidenciado na região por Santos et al. (2020 e 2021).

Na Figura 41 (b), é possível observar a distribuição espacial dos valores pluviométricos anuais por meio de mapas ao longo do período de 1981 até 2020. Entre os mapas, nota-se algumas regiões que apresentaram anos classificados como úmidos (azul) ou secos (vermelho), como por exemplo 1982, 1983, 2009 e 2012, como os mais úmidos e os anos de 1984, 2008, 2014 e 2020 como os mais secos. Além disso, os resultados evidenciaram ao longo dos anos que as chuvas se concentram em regiões onde a orografia é marcante, contribuindo nos volumes pluviométricos mais elevados por efeito orográfico em comparação com áreas onde o relevo é mais plano.



Figura 41. (a) Gráfico da variabilidade temporal das chuvas anuais no período de 1981 a 2020; (b) Mapas da classificação histórica da distribuição espaço-temporal da precipitação anual; (c) Classificação da precipitação dos últimos doze meses para o período de 1981 a 2020.

Esse efeito do relevo também pode ser observado na Figura 41 (c), que apresenta a classificação histórica das chuvas anuais para a área de estudo. Nota-se que algumas áreas a sudoeste no mapa evidenciaram momentos de escassez hídrica (vermelho) e outras demonstraram excedente hídrico (azul), como áreas nas regiões centro e nordeste do mapa. Além dos efeitos orográficos intrínsecos da geomorfologia da região, diferentes eventos atmosféricos atuantes sobre a área de estudo também podem contribuir na distribuição dos volumes pluviométricos (aumento ou redução) em certas regiões da superfície (ROE, 2005).

### 3.3.8 Análise da distribuição espacial das tendências das chuvas

De forma similar à análise anterior, a Figura 42 apresenta a distribuição temporal da tendência das chuvas ao longo dos 40 anos. O gráfico na Figura 42 (a) demonstra a variabilidade mensal das chuvas acumuladas ao longo do período para toda a área de estudo. Foi possível identificar momentos que registraram elevados volumes de chuva, próximos aos 500mm, e outros com ausência de chuvas (0 mm), como demonstrado no gráfico de dispersão da Figura 31 anteriormente.

Esse padrão apresentado nos dados pluviométricos demonstra a sazonalidade que o clima tropical apresenta na área. Essa periodicidade das chuvas é determinada pelo padrão da dinâmica das massas de ar e sistemas atmosféricos que atuam durante os trezentos e sessenta e cinco dias do ano. Diante disso, essa dinâmica atmosférica caracteriza um padrão no ritmo pluviométrico, com uma estação úmida (outubro-março) e outra seca (abril-setembro), como é possível observar na Figura 42 (b).

A dinâmica sazonal das chuvas na região se reafirma diante da atuação de massas de ar equatoriais, tropicais e polares, que se associam à diversidade dos tipos de tempo sazonal. No verão, ocorrem os máximos de chuvas vinculados à atuação da ZCAS, e no inverno, os mínimos de precipitação estão associados à atuação semi-permanente de bloqueios atmosféricos, como, por exemplo, a atuação da ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul) (REBOITA et al., 2012).

O gráfico da Figura 42 (c) apresenta a tendência média das chuvas ao longo da série histórica para a região estudada. Nota-se, ao longo do tempo, uma flutuação que apresenta uma tendência de aumento no início da série, posteriormente passando por alguns períodos de transição e, nos últimos anos, tendências de redução. Figura 42. (a) Gráfico da distribuição temporal das chuvas mensais (mm) entre 1981 e 2020; (b) Gráfico da distribuição sazonal das chuvas (mm); (c) Distribuição espaço-temporal da tendência das chuvas anuais no recorte de 1981 a 2020; (d) Tendência das chuvas anuais (aumento e redução) para a área de estudo.



Dentre as principais justificativas para essa variabilidade, destacam-se as influências oceânicas por meio das teleconexões, nas quais as chuvas apresentam grande variabilidade interanual que coincide com fases positivas e negativas (aquecimento e resfriamento, respectivamente) nos oceanos, também conhecidas como El Niño e La Niña, respectivamente, e que integram as chamadas Oscilação Sul (ENSO - El Niño South Oscillation) e Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) (VÁSQUEZ et al., 2018).

O período de 1981-1984 apresentou as mais significativas flutuações, com o aumento exponencial das chuvas, seguido da mudança abrupta para uma tendência à diminuição. Esse período representou, com isso, uma grande variabilidade no volume das chuvas e, em 1983, notou-se o maior valor observado interanualmente, conforme mostrado na Figura 41(b). Esse período foi marcado pela intensificação das chuvas no sudeste do Brasil devido ao El Niño (fase positiva da ENSO), em função do aumento da temperatura da superfície do Pacífico (VÁSQUEZ et al., 2018; ZILLI et al., 2017).

Observa-se também que, no período 1984-1985, as chuvas apresentaram certa redução, o que coincide com o período de La Niña, fase negativa da ENSO (VÁSQUEZ et al., 2018; ZILLI et al., 2017). A partir da década de 1990, é importante ressaltar que as tendências apresentaram um ligeiro aumento até 2000 e, posteriormente, houve um declínio na tendência das chuvas até 2009. Entre o período de 2009 e 2013, houve um aumento das tendências e, no período de 2013 e 2014, evidenciou-se a tendência decrescente mais expressiva da série.

Após a retomada positiva das chuvas em 2015, o padrão das tendências até 2020 apresentou uma profunda redução nos volumes. Essas reduções estão associadas novamente às teleconexões, uma vez que, apesar da fase neutra do Pacífico, a ODP passava por uma mudança entre fases (negativa para positiva), o que contribuiu para a diminuição do volume de chuvas na região (SANCHES, 2019).

Por último, o mapa na Figura 42 (d) demonstra a tendência da distribuição das chuvas para a área de estudo. Notam-se no mapa regiões que evidenciaram uma redução (vermelho) e outras um aumento (azul) no volume (mm) de chuvas ao longo do ano. Entre as áreas, a porção sudeste demonstrou um aumento no volume de chuvas anuais, ao passo que as porções sudoeste e norte evidenciaram uma redução no volume das chuvas.

É possível observar mais uma vez que a orografia influencia no padrão regional da distribuição das chuvas na área de estudo. Observa-se no mapa uma tendência de concentração de chuvas em áreas mais planas próximas da borda de transição para áreas de relevo mais acentuado, principalmente na porção sudeste. No entanto, foi notada uma redução nos volumes de chuvas na região sudoeste e

norte do mapa, e acredita-se que essa diminuição possa estar associada às características topográficas que essas áreas conservam.

Nesse sentido, o perfil pluviométrico (II) ao lado direito do mapa demonstra que as chuvas estão aumentando na direção de norte a sul e concentrando seus volumes em áreas mais ao centro-sul. No topo do mapa, o perfil pluviométrico (I) mostra que a evolução das chuvas vem aumentando no sentido de oeste a leste, principalmente nas áreas ao centro-leste, que apresentaram maiores volumes de chuva. A intensificação das chuvas ocorridas, mesmo sob influência do relevo, tende a se concentrar durante o período primavera-verão (outubro-março), onde a passagem de sistemas atmosféricos desencadeia a instabilidade e contribui para a ocorrência de eventos extremos de precipitação em escalas de tempo mais curtas.

Diante disso, a característica do relevo como uma barreira natural ao sul pode contribuir para que os principais sistemas atmosféricos produtores de chuva que passam sobre essa região não precipitem, depositando os volumes pluviométricos com mais frequência nas áreas mais ao centro-leste do mapa. Portanto, a presença marcante de regiões orográficas também pode influenciar nos valores de chuvas (DINKU, et al., 2011; RAHMAN, et al., 2009; TOTÉ, et al., 2015) e, com isso, resultar em um comportamento pluviométrico distinto por efeito orográfico em relação a outras áreas onde o relevo é mais plano (SANTOS et al., 2020, 2021).

# 3.3.9 Episódios orográficos das chuvas extremas para os anos atípicos úmido (1983) e seco (2014)

A Figura 43 demonstra a distribuição dos volumes médios das chuvas diárias ao longo dos 365 dias do ano de 1983 dentro da área de estudo. Entre os volumes diários, foram identificados dois episódios de chuva extrema, ou seja, volumes pluviométricos superiores a 46mm.

O primeiro evento ocorreu no dia 02/02/1983 com acumulado diário de 46,6mm e o segundo, verificado no dia 06/03/1983 com acumulado diário de 71,5mm. Além disso, notou-se que eventos de chuva intensa (36mm a 46mm) ocorreram em maior número de dias, como pode ser observado na Figura 43.

126

**Figura 43.** Distribuição diária dos acumulados médios das chuvas (azul) ao longo do ano de 1983 dos dados CHIRPS. A linha em vermelho indica o valor em milímetros de chuva extrema (>46mm) e a linha em amarelo o valor em milímetros para chuva intensa (>36mm a 46mm).



O primeiro episódio, correspondente ao período entre 28/01/1983 e 04/02/1983, é representado pelo Episódio I. A Figura 44 apresenta as áreas que apresentaram anomalias, sejam positivas ou negativas, na concentração de sistemas atmosféricos (circulação e precipitação) durante o intervalo de dias mencionado e também para o dia representativo extremo (02/02/1983).

Durante esse período, pôde-se observar o padrão de circulação dos ventos no sentido NO-SE associado à atuação da ZCAS sobre a região sudeste do Brasil. A configuração desse sistema atmosférico proporcionou anomalias de chuvas diárias (>12mm/dia) ao longo dos oito dias, principalmente no dia 02/02/1983, no qual foram registradas maiores anomalias no volume de chuva (>40mm).

**Figura 44.** Síntese da dinâmica atmosférica do Episódio I: a) Mapa das anomalias (positiva ou negativa) da precipitação (mm/h) durante o período 28/01/1983 a 04/02/1983 do episódio, à esquerda, e no dia (02/02/1983) do evento extremo, à direita. b) Mapa das anomalias (positivas ou negativas) da direção e velocidade dos ventos (m/s) durante o período de 28/01/1983 a 04/02/1983 do episódio, à esquerda, e no dia do evento extremo (02/02/1983), à direita.



A seguir, a sequência de mapas (à direita) na Figura 45 mostra espacialmente a variação da dinâmica diária da direção/velocidade do vento e os acumulados pluviométricos de dias antes e depois do evento representativo. Entre os dias, foi registrada a ocorrência de chuva extrema (>46mm) de um total acumulado de 122mm no dia 02/02/83 para a região setentrional do mapa. No mapa à esquerda, demonstra-se, por meio das rosas de chuva, a preferência da direção do vento na intensificação das chuvas sobre o relevo durante o evento atmosférico desse episódio.

Nota-se que houve um mesmo padrão na direção no sentido SO-S-SE na intensidade das chuvas >50mm (vermelho) em grande parte da área de estudo, com exceção da região setentrional, que teve uma preferência de direção oposta para o sentido Norte. Novamente, regiões que possuem um relevo que apresenta grandes

elevações e inclinações acentuadas, como ao norte e sul da área de estudo, o efeito orográfico é capaz de aumentar ou diminuir a intensidade das chuvas extremas (>46mm), bem como redirecionar a intensificação da precipitação.

**Figura 45.** Episódio I representativo do efeito orográfico na circulação e precipitação do evento de chuva extrema no dia 02/02/1983. Os mapas à direita mostram diariamente a dinâmica da circulação dos ventos (velocidade e direção) e da distribuição dos volumes pluviométricos (mm) sobre o MDE (metros) no período antes e depois do evento - 28/01/83 a 04/02/83. O mapa à esquerda mostra, sobre o MDE, as rosas das chuvas que revelam a preferência de direção dos locais onde houve mais (vermelho) ou menos (azul claro) intensidade de chuva em mm/h.



O Episódio II corresponde ao período de dias entre 25/02/1983 até 08/03/1983. Os resultados sobre a participação dos sistemas atmosféricos (precipitação e ventos) durante o período do evento e no dia extremo representativo (06/03/1983) são demonstrados na Figura 46. Durante o período, foram notadas anomalias positivas na circulação dos ventos e na precipitação, principalmente na região sul e na costa leste da região sudeste do Brasil. No dia extremo representativo, ficou evidente que as anomalias na precipitação (mm/dia) se concentraram sobre a região sudeste e se estenderam até o Oceano Atlântico. Essas anomalias podem estar associadas a um sistema frontal que avançou sobre o país durante o período do evento, resultando em instabilidades atmosféricas nos volumes pluviométricos.

**Figura 46.** Síntese da dinâmica atmosférica do Episódio II: a) Mapa das anomalias (positivas ou negativas) da precipitação (mm/h) durante o período de 25/02/1983 a 08/03/1983, do episódio à esquerda e no dia 06/03/1983 do evento extremo, à direita. b) Mapa das anomalias (positivas ou negativas) da direção e velocidade dos ventos (m/s) durante o período de 25/02/1983 a 08/03/1983, do episódio à esquerda e no dia 06/03/1983 do evento extremo, à direita.



A sequência de mapas (à direita) na Figura 47 mostra, espacialmente, a variação da dinâmica diária da direção/velocidade do vento e os acumulados pluviométricos ao longo dos dias do episódio. Entre os dias, foi registrada a ocorrência de chuva extrema (>46mm), com um total acumulado de 144mm no dia 06/03/83, na região ao centro-norte da área de estudo. No mapa à esquerda, nota-se, por meio das rosas de chuva, que houve o padrão na intensidade das chuvas >50mm (vermelho) na direção dos sentidos O-SO na região centro-norte e, na direção contrária, no sentido N-NO, na região meridional. Dessa vez, devido às características geomorfológicas, como a extensão e inclinação da Serra de Itaqueri, constatou-se que nas faces norte e sul houve uma mudança na direção de preferência dos ventos para o sentido oposto e, também, no aumento (face norte) ou diminuição (face sul) da intensidade das chuvas.

Figura 47. Episódio II representativo do efeito orográfico na circulação e precipitação do evento de chuva extrema no dia 06/03/1983. Os mapas à direita mostram diariamente a dinâmica da circulação dos ventos (velocidade e direção) e da distribuição dos volumes pluviométricos (mm) sobre o MDE (metros) no período anterior e posterior ao evento - de 25/02/83 a 08/03/83. O mapa à esquerda mostra, sobre o MDE, rosas das chuvas que

revelam a preferência de direção dos locais onde houve mais (vermelho) ou menos (azul claro) intensidade das chuvas em mm/h.



Entre a distribuição dos volumes médios das chuvas diárias para o ano de 2014, foi possível identificar apenas um episódio de chuva extrema ocorrido no mês de março, conforme mostrado na Figura 48. Esse único evento ocorreu no dia 20/03/2014, acumulando 53 mm dentro das vinte e quatro horas. Dessa vez, notouse que eventos de chuva intensa (>36 mm a 46 mm) ocorreram em menor número de dias em comparação com o ano de 1983.





131

O único Episódio (III) ocorrido em 2014 corresponde ao período de dias entre 14/03/2014 e 25/03/2014. Na Figura 49, são mostradas as regiões onde ocorreram as anomalias atmosféricas (precipitação e ventos) durante o período. Durante esse período, foram observadas anomalias negativas na precipitação, associadas ao bloqueio atmosférico da ASAS, que atuou sobre a região sudeste do Brasil. No dia representativo extremo (20/03/2014), não foram evidenciadas anomalias positivas na precipitação (mm/dia) sobre a região sudeste. Apesar disso, as condições atmosféricas regionais ou locais podem ter contribuído para a formação de instabilidade sobre a região de estudo, resultando em elevados volumes pluviométricos.

**Figura 49.** Síntese da dinâmica atmosférica do Episódio III a) Mapa das anomalias (positivas ou negativas) da precipitação (mm/h) durante o período do episódio (14/03/2014 a 25/03/2014) à esquerda e no dia do evento extremo (20/03/2014) à direita. b) Mapa das anomalias (positivas ou negativas) da direção e velocidade dos ventos (m/s) durante o período do episódio (14/03/2014 a 25/03/2014) à esquerda e no dia do evento extremo (20/03/2014) à direita.



EPISÓDIO III (14/03/2014 a 25/03/2014)

A sequência de mapas (à direita na Figura 50) mostra, espacialmente, a variação diária da direção/velocidade do vento e os acumulados pluviométricos ao

longo dos dias do episódio. Durante o período, ocorreu chuva extrema (>46mm) no dia 20/03/14, totalizando 65mm, sendo que a região centro-sul foi onde esse elevado volume de chuva foi precipitado. No mapa à esquerda, nota-se um padrão de preferência na circulação na direção SO para a intensidade das chuvas >50mm (vermelho), praticamente em todas as regiões do mapa.

Apenas a região setentrional apresentou uma redução na intensidade das chuvas, devido às características geomorfológicas presentes ao norte. Dessa forma, o efeito do relevo exerceu influência como obstáculo na redução, mas contribuiu para que a intensificação das chuvas extremas se concentrasse em outras áreas mais ao centro, aumentando a intensidade mais ao sul.

**Figura 50.** Episódio III representativo do efeito orográfico na circulação e precipitação do evento de chuva extrema no dia 20/03/2014. Os mapas à direita mostram diariamente a dinâmica da circulação dos ventos (velocidade e direção) e da distribuição dos volumes pluviométricos (mm) sobre o MDE (metros) no período antes e depois do evento (14/03/2014 a 25/03/2014). O mapa à esquerda mostra, sobre o MDE, as rosas das chuvas que revelam a preferência de direção dos locais onde houve mais (vermelho) ou menos (azul claro) intensidade das chuvas em mm/h.



No geral, os dois anos extremos (chuvoso e seco) representativos de 1983 e 2014 registraram episódios de chuvas extremas. O ano chuvoso de 1983 foi o que apresentou o maior número de dias de eventos extremos acima de >46mm, com um total de 02 episódios. Entre os dois episódios analisados, a maioria revelou uma preferência no padrão de direção e intensidade das chuvas na variação do quadrante Sul (SO-S-SE). Apesar do ano extremo seco de 2014 ter tido apenas um episódio de chuva extrema, os resultados mostraram que existe a mesma preferência no quadrante Sul, preferencialmente na direção SE, na intensidade das chuvas extremas.

133

Segundo Correia Filho et al. (2022), a variação sazonal do regime de ventos é influenciada principalmente pela ocorrência de sistemas atmosféricos, como a ZCAS e a migração do ASAS. Dessa forma, o período que apresenta as médias mensais mais fortes da velocidade de vento na região coincide com o SAMS (South American Monsoon Systems), que começa em outubro e dura até fevereiro, enquanto os períodos mínimos são influenciados pela atenuação dos ventos durante abril a julho, quando o ASAS avança sobre o continente, tornando as condições atmosféricas mais estáveis. Além disso, as principais direções dos ventos também são influenciadas pelos sistemas atmosféricos, predominando nos sentidos E, NE-E e NW durante a ação da ASAS e nos sentidos S e SE/SW durante os avanços de FS ou em eventos de ZCAS (CORREIA FILHO et al., 2022).

Portanto, as áreas mais afetadas pelos eventos de ZCAS em termos de volume e intensidade de chuvas foram as regiões central e meridional, devido às características do relevo presente. Dessa forma, as características geomorfológicas (extensão, orientação, declividade e altitude) do relevo influenciam no aumento ou redução do processo de intensificação da precipitação sobre a área de estudo por meio do efeito orográfico. Especialmente ao sul, onde a Serra de Itaqueri contribui para a intensificação das chuvas por meio da razão adiabática de resfriamento da massa de ar impulsionada para cima durante eventos diários de extremos de chuva causados por sistemas atmosféricos no período úmido do clima tropical de altitude (ROE, 2005; HOUZE, 2012).

Segundo Houze (2012), a precipitação orográfica é um fenômeno transitório que ocorre durante a passagem de um distúrbio meteorológico preexistente, e as taxas de precipitação podem variar substancialmente durante o curso de uma única tempestade, dependendo das condições sinóticas que atuam ao longo do dia. Por fim, a Serra de Itaqueri, localizada no sul da área de estudo, contribui para a dinâmica de circulação, distribuição e intensificação das chuvas regionais em eventos de ZCAS ou pela passagem de SF's, graças às suas características físicas.

## 3.4 CONSIDERAÇÕES

1 - De modo geral, os resultados foram satisfatórios; porém, os intervalos de tempo das estações usadas ou não como âncoras pelo CHIRPS, associados à redução na densidade dos postos de superfície, influenciam na qualidade global e mensal dos dados comparados (observado e estimado).

2 - As características do terreno (altitude e declividade) também influenciam na relação dos conjuntos de dados e também espacialmente, dependendo da disponibilidade ou não de estações âncoras. 3 - Sazonalmente, o desempenho do CHIRPS sofre influência do clima tropical, apresentando, para os meses que correspondem ao período seco, melhores correlações do que os meses do período chuvoso. Com exceção do mês de janeiro, tendem a reduzir no seu desempenho.

4 - Entre as tendências mensais, mostraram o mesmo padrão de variabilidade das chuvas durante o período de 1981-2019 e evidenciaram uma prevalência da redução da precipitação para a maioria dos dados comparados dentro da área de estudo, com exceção de alguns lugares que, por conta da orografia, evidenciaram tendências opostas.

5 - Por meio das classificações do SPI-12, notou-se nos dados CHIRPS uma variabilidade das chuvas anuais, classificando o ano de 1983 como o mais úmido e 2014 como o mais seco ao longo do período de 1981-2020.

6 - Espacialmente, houve uma predominância de uma condição seca mais recorrente em áreas na região sudoeste, com tendências de distribuição das chuvas de redução em áreas O-N e de aumento em áreas L-S no volume de chuvas dentro da área de estudo.

7 - Entre os três episódios diários de chuva extrema (>46mm), a presença da orografia exerceu uma influência na intensificação das chuvas durante eventos de ZCAS ou avanços de SF's, com um padrão de circulação na preferência de direção dentro do quadrante SO-S-SE sobre a região central e meridional da área de estudo.

### CONSIDERAÇÕES GERAIS

A análise do efeito orográfico, por meio dos dados observados pelas estações de superfície, revelou que as características da paisagem influenciam nos valores dos índices pluviométricos diários das chuvas. Destaca-se a ocorrência de chuvas mais intensas em morfoestruturas de serras e cuestas existentes dentro da área de estudo, principalmente na região centro-sul. Tais influências são verificadas pela distribuição espacial dos valores máximos dos índices utilizados (PRCPTOT, RX1, RX5 e RX46mm), pela possível influência da orografia nos acumulados anuais, nos máximos acumulados em um único dia e em cinco dias, na intensidade máxima das chuvas e, por último, na ocorrência de chuvas extremas.

Entre os quarenta anos de registros históricos das chuvas, a classificação dos anos-padrão apontou maior ocorrência de anos normais, nos quais as chuvas permanecem dentro da habitualidade (46%), seguido de anos secos (29,3%) e chuvosos (24,6%). Além disso, observou-se, por meio dos mapas, que as chuvas anuais ao longo de 1979 a 2019 apresentaram maior incidência espacial nas superfícies onde a presença do relevo é marcante, como verificou-se nas regiões central, sul e norte da área de estudo.

Em relação aos anos mais extremos da série histórica, o ano de 1983 foi excepcionalmente o mais chuvoso e 2014 o mais seco. A pluviometria mensal na área de estudo em 1983 (ano chuvoso) comprova que os acumulados das chuvas foram positivos no verão (Dez-Jan-Fev), principalmente nas regiões centro-sul e norte. No entanto, nas chuvas mensais em 2014 (ano de estiagem), verificou-se acumulados reduzidos no verão (semestre hidrológico, ou seja, em Out-Nov-Dez-Jan-Fev-Mar).

Nesse caso, a circulação atmosférica foi nitidamente distinta em ambos os períodos, sobretudo durante o primeiro semestre, refletindo em uma dinâmica hidroclimática discrepante e denotando um processo que resultou em chuvas intensas no verão do ano chuvoso e em uma acentuada (e prolongada) estiagem no ano seco, fenômenos que seguramente afetaram a população residente da área de estudo.

Para as tendências das chuvas diárias, os índices PRCTOT e RX5 demonstraram uma prevalência na redução de 87% das chuvas anuais (PRCTOT) e 45% para o máximo de chuva acumulado em cinco dias. Porém, algumas áreas apresentaram tendências opostas, ou seja, de aumento das chuvas. Por outro lado, os índices DCS, DCU, RX1 e RX46mm apresentaram tendências dentro do padrão habitual para a maioria das estações na área de estudo. Entretanto, notou-se nos mapas algumas áreas que evidenciam tendências no aumento de chuvas extremas

e, em outros lugares, a redução da ocorrência de dias consecutivos úmidos. Essa diferença pode estar associada aos efeitos orográficos, dada a complexidade do terreno que algumas áreas apresentam, bem como relacionada à redução das chuvas com influências oceânicas em determinado período do recorte temporal analisado neste estudo.

Diante desse cenário, as chuvas na região central do estado de São Paulo vêm demonstrando tendência de redução no volume anual de chuvas. Porém, notouse uma tendência no aumento de extremos de chuva diária. Sendo assim, as chuvas estão apresentando redução do volume anual acumulado (mm) e se concentrando em menos dias, com episódios diários extremos (>46mm) mais abundantes na área de estudo de modo geral. Dessa forma, torna-se necessário implementar políticas que possam mitigar os possíveis impactos que o aumento desses eventos extremos possa vir a causar no espaço geográfico.

Por fim, a compreensão do efeito do relevo nos valores diários das chuvas em volume e frequência de dias, da classificação e frequência dos anos-padrão, das tendências das chuvas em seu volume diário (mm) e do número de chuvas extremas (>46mm), usando a ferramenta do teste de Laplace e o Rclimdex, permitiu projetar esse tipo de avaliação em função da precipitação, reafirmando, portanto, o potencial dessa ferramenta para esses estudos em série histórica de dados e influência orográfica regional nas precipitações, como subsídio para o planejamento e a gestão dos municípios em situações de eventos extremos.

Na análise da qualidade de dados estimados por satélite, os diferentes métodos estatísticos aplicados para comparar as estimativas mensais de precipitação do produto CHIRPS com medições de superfície de 31 estações localizadas na região central do Estado de São Paulo mostraram que os resultados foram satisfatórios. Os três recortes utilizados para avaliar o impacto das âncoras/estações de referência nas estimativas finais (período completo, com e sem uso de âncoras) evidenciaram um forte impacto na redução da qualidade dos dados devido à indisponibilidade das estações âncoras ao longo do tempo, o que se confirma na análise decenal, bem como na avaliação das três estações independentes. A altitude e a inclinação parecem também ter efeito oposto na relação do conjunto de dados (em termos dos métodos estatísticos adotados no estudo), dependendo da disponibilidade ou não de estações âncoras.

Para a análise mensal por meio de mapas, os resultados são semelhantes em relação à importância das estações âncoras. Além disso, os resultados também sugerem a influência da sazonalidade do clima tropical, com melhor desempenho do CHIRPS durante o período de inverno/seco (abril a agosto), quando os sistemas atmosféricos que impactam na redução das chuvas (bloqueio de altas e sistemas

polares) são mais frequentes, e há uma redução nas nuvens quentes e nos sistemas de chuva. No entanto, durante o período chuvoso (outubro a março), o desempenho do CHIRPS tende a diminuir, pois os sistemas atmosféricos (frontal e convectivo) atuando durante o verão, aliados aos efeitos orográficos e a presença de chuvas quentes, resultam em altos níveis de precipitação e na superestimação dos valores CHIRPS, com certo nível de saturação (com valores não superiores a 550mm). Ressalta-se que ao longo do ano, o mês de janeiro (considerado o mais chuvoso) foi o que apresentou maior subestimação dos valores em relação aos observados nas estações terrestres.

Por fim, as tendências mensais mostraram, em geral, o mesmo padrão de variabilidade das chuvas durante o período de 1981 a 2019 (38 anos). Além disso, houve prevalência da redução da precipitação mensal para a maioria dos pontos comparados, com exceção de alguns períodos em que foram encontradas tendências opostas para os dados observados na superfície e os estimados pelo CHIRPS. Essa diferença pode estar associada a efeitos orográficos ou pode estar relacionada à redução do número de estações terrestres utilizadas no ajuste do CHIRPS, principalmente após os anos 2000.

Apesar disso, o produto CHIRPS revela, em geral, um ritmo pluviométrico muito semelhante ao observado pelas estações terrestres, podendo tornar-se um banco de dados alternativo no processo de preenchimento de lacunas em séries históricas ou mesmo como solução para regiões que não possuem informações históricas de chuva.

Entre as análises de classificação e de tendências realizadas nos dados históricos de precipitação, foi observada uma flutuação nos volumes de chuvas ao longo dos 38 anos de registros da plataforma CHIRPS. Entre os anos, classificou-se o de 1983 como o mais úmido e o de 2014 como o mais seco. Além disso, notou-se, pelo SPI-12, uma predominância da condição seca mais recorrente em áreas ao sudoeste da região nos últimos anos. De forma similar, para as tendências, evidenciou-se espacialmente uma concentração na distribuição de redução em áreas O-N e de aumento em áreas L-S, no volume de chuvas para a região. Essa diferença pode estar associada aos efeitos orográficos, dada a complexidade do terreno que algumas áreas apresentam, bem como relacionada à redução das chuvas com a influência oceânica (teleconexão) em determinado período do recorte temporal analisado neste estudo.

Por último, a análise do efeito orográfico em episódios de chuva extrema por meio do software WRPLOT confirmou a sua capacidade de identificar a influência que as características do relevo exercem na orientação dos ventos no processo de intensificação das chuvas. Entre os três episódios diários de chuva extrema (>46mm), a presença da orografia na região central e meridional apresentou um padrão de circulação na preferência de direção dentro do quadrante SO-S-SE para episódios extremos de precipitação.

Dessa maneira, toda a conjuntura da Serra de Itaqueri (extensão, declividade e altitude) contribui para o processo de intensificação e recorrência de episódios extremos de chuva, graças ao input que a orografia promove na circulação regional e nos acumulados pluviométricos. Com isso, pode-se afirmar que as informações registradas pelos sensores de satélites meteorológicos fornecem legitimidade para o uso desses dados em análises pluviométricas, principalmente para áreas que não apresentam disponibilidade de dados. Uma vez que muitos postos de coleta não catalogam de forma contínua e permanente os dados climatológicos, presume-se que esses dados foram coletados, mas não há solução para essa grave falha.

Por isso, como não há solução perfeita para a grave falha que muitos pontos de coleta apresentam, o uso dessas tecnologias/recursos permite suprir essas falhas, proporcionando uma análise completa de suas séries e, assim, contribuindo sobremaneira com o desenvolvimento das pesquisas e com o entendimento do comportamento da atmosfera nas diversas porções da superfície terrestre, sobretudo nas áreas onde as carências humanas e financeiras dificultam a coleta de dados de forma contínua e longa.

Finalizando, diante dos dados analisados e dos materiais produzidos, esperase que os produtos desta tese possam contribuir para o planejamento desenvolvido na porção central do Estado de São Paulo, assim como para futuras pesquisas que seguramente serão realizadas para aprimorar e asseverar as conclusões obtidas e aqui descritas. Dada a dependência que a sociedade contemporânea possui dos recursos hídricos, é importante que o conhecimento acerca do input - precipitações seja continuamente perseguido e estimulado, pois a magnitude dos problemas advindos dos eventos extremos das secas e enchentes não permite que a questão do abastecimento e drenagem seja administrada pelo improviso.

Portanto, é essencial que as autoridades públicas estejam cientes dos resultados dessa pesquisa para elaborar estratégias eficientes de planejamento e prevenção de desastres naturais. Tais estratégias devem incluir medidas para o monitoramento e controle das áreas mais propensas a enchentes e deslizamentos de terra, bem como a implementação de políticas de educação e conscientização da população sobre os riscos associados a eventos climáticos extremos.

### REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. Os domínios de natureza no brasil: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê editorial, 2003.

ABBATE, A.; PAPINI, M.; LONGONI, L.: Orographic Precipitation Extremes: An Application of LUME (Linear Upslope Model Extension) over the Alps and Apennines in Italy. **Water**, 14, 2218, 2022. <u>https://doi.org/10.3390/w14142218</u>

ABREU, F. G.; SOBRINHA, L. A.; BRANDÃO, J. L. B.: Análise da distribuição temporal das chuvas em eventos hidrológicos extremos. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, v. 22, n. 2, p. 239-250, 2017. <u>http://dx.doi.org/10.1590/s1413-41522016146750</u>

ADHIKARI, A., & BEHRANGI, A.: Assessment of satellite precipitation products in relation with orographic enhancement over the western United States. **Earth and Space Science**, 9, 2022. <u>https://doi.org/10.1029/2021EA001906</u>

AGHAKOUCHAK, A.; CHIANG, F.; HUNING, L. S.; et al.: Climate Extremes and Compound Hazards in a Warming World. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 48, n. 1, p. 519-548, 2020. <u>https://doi.org/10.1146/annurev-earth-071719-055228</u>

AIRES, U. R. V.; NETO, J. O. M.; MELLO, C. R.: Estimativas de precipitação pluvial derivadas do sensor TRMM para a bacia hidrográfica do rio Paraopeba. **Scientia Agraria** 17:57-66, 2017. <u>https://doi.org/10.5380/rsa.v17i2.46384</u>

AKSU, H.; AKGÜL, M. A.: Performance evaluation of CHIRPS satellite precipitation estimates over Turkey. **Theoretical and Applied Climatology**, 142:71-84, 2020. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-020-03301-5</u>

AKSU, H.; CAVUS, Y.; AKSOY, H.; AKGUL, M. A.; TURKER, S.; & ERIS, E.: Spatiotemporal analysis of drought by CHIRPS precipitation estimates. **Theoretical and Applied Climatology**, 148(1), 517-529, 2022. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-022-03960-6</u>

AI-CHALABI, H.; HOSEINIE, H.; & LUNDBERG, J.: Monte Carlo Reliability Simulation of Underground Mining Drilling Rig. In Current Trends in Reliability, Availability, Maintainability, and Safety (pp. 633-643). Cham: Springer, 2016. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23597-4\_46

ALEJO, L.A.; ALEJANDRO, A.S.: Validating CHIRPS ability to estimate rainfall amount and detect rainfall occurrences in the Philippines. Theor Appl Climatol 145, p. 967-977, 2021. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-021-03685-y</u>

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G.: Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, 711-728. 2013. <u>https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507</u>

AYOADE, J. O.: Introdução a climatologia para os trópicos. 4.ed. - Rio De Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

BABA, R. K.; VAZ, M. S. M. G.; COSTA, J.: Correção de dados agrometeorológicos utilizando métodos estatísticos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 4, p. 515-526, 2014. <u>https://doi.org/10.1590/0102-778620130611</u>

BAI, L.; SHI, C.; LI, L. et al.: Accuracy of CHIRPS Satellite-Rainfall Products over Mainland China. **Remote Sensing**, 10:362, 2018. <u>https://doi.org/10.3390/rs10030362</u>

BARREIRO, M.; TIPPMANN, A.: Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over southeastern South America. **Geophysical Research** Letters, v. 35, n. 16, 2008. <u>https://doi.org/10.1029/2008GL035019</u>

BARROS, A. P.; ARULRAJ, M.: Remote Sensing of Orographic Precipitation. In: V. Levizzani; C. Kidd; D. B. Kirschbaum; et al. (Orgs.); Satellite Precipitation Measurement: Volume 2, **Advances in Global Change Research**. p. 559-582, 2020. Cham: Springer International Publishing. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-030-35798-6\_6</u>

BARROS, A. P.; LETTENMAIER, D. P.: Dynamic modeling of orographically induced precipitation. **Reviews of Geophysics**, vol. 32, p. 265-284, august, 1994. <u>https://doi.org/10.1029/94RG00625</u>

BARSTAD, I.; SMITH, R. B.: Evaluation of an Orographic Precipitation Model. **Journal** of Hydrometeorology, v. 6, n. 1, p. 85-99, 2005. American Meteorological Society. <u>https://doi.org/10.1175/JHM-404.1</u>

BERTONI, J.C.; TUCCI, C.E.M. Precipitação. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). Hidrologia: ciência e aplicação. 4 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, p. 177-241, 2009.

BIER, A. A.; FERRAZ, S. E. T.: Comparação de Metodologias de Preenchimento de Falhas em Dados Meteorológicos para Estações no Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 215-226, 2017. <u>https://doi.org/10.1590/0102-77863220008</u>

BLAIN, G. C.: Seasonal variability of maximum daily rainfall in Campinas, state of Sao Paulo, Brazil: trends, periodicities, and associated probabilities. Acta Scientiarum Technology, v. 35, n. 3, p. 557-, 2013. https://doi.org/10.4025/actascitechnol.v35i3.16222

BLAIN, G. C.: Totais decendiais de precipitação pluvial em Campinas, SP: persistência temporal, periodicidades e tendências climáticas. **Ciência Rural**, v. 41, n. 5, p. 789-795, 2011. <u>https://doi.org/10.1590/S0103-84782011005000048</u>

BLANCO, C. M. R.: **Processos de Intensificação Orográfica da Precipitação na Serra do Mar em São Paulo. 1999**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999. <u>doi:10.11606/D.14.1999.tde-10042007-102412</u>. Acesso em: 2022-03-31.

BRASIL, J. S.; MARINHO, F. P.; OLIVEIRA, R. S.; et al.: Influência do preditor índice niño oceânico (oni) na previsão da irradiação global horizontal de Fortaleza em diferentes horizontes temporais utilizando machine learning. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENERGIA SOLAR, VIII, 01 a 05 jun. 2020, Fortaleza, Ceará, Brasil. **Anais[...]** Fortaleza, Ceará, 2020. Disponível em: <<u>http://www.repositorio.ufc.br/handle/riufc/57058</u>>. Acesso em: 20/10/2020.

BRITO, T.T., OLIVEIRA-JÚNIOR, J.F., LYRA, G.B. et al.: Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 129, 469-478, 2017. <u>https://doi.org/10.1007/s00703-016-0481-</u>

BUENO, L.O., ANJINHO, P.D., BOLLELI, T.M. et al.: Erosion susceptibility mapping in the Central-Eastern Region of São Paulo in the last few decades. **Environmental Monitoring and Assessment**, 194, 927, 2022. <u>https://doi.org/10.1007/s10661-022-10632-5</u>

BUFFON, E.M.; BINDA, A.L.: Variabilidade no regime pluvial do município de Abelardo Luz (SC) no período de 1958 a 2008: interações entre mecanismos de teleconexão decadal e interanual. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, 2014. <u>http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v13i0.33598</u>

CALOIERO, T.: Analysis of daily rainfall concentration in New Zealand. Natural Hazards 72, 389-404, 2014. <u>https://doi.org/10.1007/s11069-013-1015-1</u>.

CÂNDIDO, D. H.; NUNES, L. H.: Influência da orografia na precipitação da área entre o Vale do Rio Tietê e a Serra da Mantiqueira. **GEOUSP: Espaço e Tempo**, São Paulo, v. 12, nº24, p.08-27, 2008. <u>https://doi.org/10.11606/issn.2179-0892.geousp.2008.74094</u>

CAPAROCI NOGUEIRA, S.M.; MOREIRA, M.A; LORDELO VOLPATO, M.M.: Evaluating Precipitation Estimates from Eta, TRMM and CHRIPS Data in the South-Southeast Region of Minas Gerais State–Brazil. **Remote Sensing**, 10:313, 2018. <u>https://doi.org/10.3390/rs10020313</u>

CARVALHO, L. M. V.: Assessing precipitation trends in the Americas with historical data: A review. WIREs. **Climate Change**, 11(2), 1-21, 2020. <u>https://doi.org/10.1002/wcc.627</u>

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **J Climate** 17:88-108, 2004. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2

CASTELHANO, F. J.; PINEHIRO, G. M.; ROSEGHINI, W. F. F.: Correlação entre precipitação estimada por satélite e dados de superfície para aplicação em estudos climatológicos. **Geosul**, Florianópolis, v. 32, n. 64, p. 179-192, mai./ago. 2017. <u>https://doi.org/10.5007/2177-5230.2017v32n64p179</u>

CAVALCANTE, .R.B.L.; FERREIRA, D.B. DA S.; PONTES, P.R.M.; et al.: Evaluation of extreme rainfall indices from CHIRPS precipitation estimates over the Brazilian Amazonia. **Atmospheric Research,** 238:104879, 2020. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104879</u>

CAVALCANTI, I. F. A.: Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27-40, 2012. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.012

CAVALCANTI, I. R. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A.; DIAS, M. A. F. S. (Orgs.) **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHRUN, D.: **Model-Based Support for Information Technology Security Decision Making**, 2011. Disponível em: <<u>http://drum.lib.umd.edu/handle/1903/11555</u>>. Acesso em: 17/10/2020.

CHRUN, D.; SNEERINGER, G.; CUKIER, M.: On the Use of Security Metrics Based on Intrusion Prevention System Event Data: An Empirical Analysis. 2008 11th IEEE

High Assurance Systems Engineering Symposium (HASE). **Anais...** p.49-58, 2008. Disponível em: <<u>doi.ieeecomputersociety.org/10.1109/HASE.2008.52</u>>. Acesso em: 17/10/2020.

CHU, C.-M.; LIN, Y.-L.: Effects of Orography on the Generation and Propagation of Mesoscale Convective Systems in a Two-Dimensional Conditionally Unstable Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 23, p. 3817-3837, 2000. American Meteorological Society. 0469(2001)057<3817:EOOOTG>2.0.CO;2

COLLE, B.A., SMITH, R.B., WESLEY, D.A.: Theory, Observations, and Predictions of Orographic Precipitation. In: Chow, F., De Wekker, S., Snyder, B. (eds) Mountain Weather Research and Forecasting. Springer Atmospheric Sciences, 2013. https://doi.org/10.1007/978-94-007-4098-3 6

CONTI, J. B.: Circulação secundária e efeitos orográficos na gênese das chuvas na região lesnordeste paulista. Tese (Doutorado), Série Teses e Monografias, IGOG-USP 18, 82 p. São Paulo: 1975.

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S): **ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate.** Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017. Disponível em: <<u>https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home</u>>. Acesso em: 17/10/2020.

CORREIA FILHO, W. L. F., SOUZA, P. H. A., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F. D., SANTIAGO, D. D. B., LYRA, G. B., ZERI, M., & CUNHA-ZERI, G.: The wind regime over the Brazilian Southeast: Spatial and temporal characterization using multivariate analysis. International Journal of Climatology, 42(3), p. 1767- 1788, 2022. https://doi.org/10.1002/joc.7334

CORVALÁN, S. B.; GARCIA, G. J.: Avaliação ambiental da APA Corumbataí segundo critérios de erodibilidade do solo e cobertura vegetal. **Geociências**, v. 30, n. 2, p. 269-283, 2011. Disponível em: < <u>https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/view/5545</u> >. Acesso em: 17/10/2020.

COSTA, J. C.; PEREIRA, G.; SIQUEIRA, M. E., et al.: VALIDAÇÃO DOS DADOS DE PRECIPITAÇÃO ESTIMADOS PELO CHIRPS PARA O BRASIL. **Revista Brasileira de Climatologia**, 24: 2019. <u>https://doi.org/10.5380/abclima.v24i0.60237</u>

COUTINHO, E. R.; SILVA, R. M.; MADEIRA, J. G. F., et al.: Application of Artificial Neural Networks (ANNs) in the Gap Filling of Meteorological Time Series. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 33:317-328, 2018. <u>https://doi.org/10.1590/0102-7786332013</u>

CPTEC/INPE. **Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos**. Disponível em: <<u>http://www.cptec.inpe.br/>.</u> Acesso em: 13 jan. 2022.

CROCHET, P.: Enhancing radar estimates of precipitation over complex terrain using information derived from an orographic precipitation model. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 3, p. 417-433, 2009. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.038</u>

CUADRAT, J. M.; PITA, M. F.: Climatologia. 2ª ed. Madrid: Cátedra, 1997.

DEMBÉLÉ, M.; ZWART, S.J.: Evaluation and comparison of satellite-based rainfall products in Burkina Faso, West Africa. International Journal of Remote Sensing,

37:3995-4014, 2016. https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1207258

DIBA, I.; REGIS, D. S.; OBAHOUNDJE, S.; CAMARA, M.: Investigating precipitation extremes over West Africa using two regional climate models from 1981 to 2010. International Journal of Innovation and Applied Studies, vol. 35, no. 2, pp. 412-424, January, 2022. Disponível em: <<u>http://www.ijias.issr-journals.org/abstract.php?article=IJIAS-21-314-03</u>>. Acesso em: 17/10/2020.

DINKU, T.; FUNK, C.; PETERSON, P.; et al (2018) Validation of the CHIRPS satellite rainfall estimates over eastern Africa. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 144:292-312, 2018. <u>https://doi.org/10.1002/qj.3244</u>

DINKU, T.; CECCATO, P.; CONNOR, S. J. Challenges of satellite rainfall estimation over mountainous and arid parts of east Africa. International Journal of Remote Sensing, v. 32, n. 21, p. 5965-5979, 2011. https://doi.org/10.1080/01431161.2010.499381

DOLAN, B., RUTLEDGE, S. A., & RASMUSSEN, K. L.: Multiscale Interactions Contributing to Enhanced Orographic Precipitation in Landfalling Frontal Systems over the Olympic Peninsula, **Monthly Weather Review**, 150(6), 1207-1231, 2022. Retrieved Jul 20, 2022. Disponível em: <<u>https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/150/6/MWR-D-21-0160.1.xml</u>>. Acesso em: 17/10/2020.

DONAT, M. G.; LOWRY, A. L.; ALEXANDER, L. V.; O'GORMAN, P. A.; MAHER, N.: More extreme precipitation in the world's dry and wet regions. **Nature Climate Change**, v. 6, n. 5, p. 508-513, 2016. <u>https://doi.org/10.1038/NCLIMATE2941</u>

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T.: The role of the South Indian and Pacific oceans in South American monsoon variability. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 94, n. 3, p. 125-137, 2008. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-007-0358-5</u>

DUFEK, A. S.; AMBRIZZI, T.: Precipitation variability in São Paulo State, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 3, p. 167-178, 2008. https://doi.org/10.1007/s00704-007-0348-7

EASTERLING, D. R; EVAND, J. L.; GROISMAN, P. Y.; KARL, T. R.; KUNKEL, K. E.; AMBENJE, P.: Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, n. 3, p. 417-426, 2000. https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081%3C0417:OVATIE%3E2.3.CO;2

EBTEHAJ, M.; FOUFOULA-GEORGIOU, E.: Orographic signature on multiscale statistics of extreme rainfall: A storm-scale study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D23, 2010. <u>https://doi.org/10.1029/2010JD014093</u>

ESPINOZA, J. C., GARREAUD, R., POVEDA, G., ARIAS, P. A., MOLINA-CARPIO, J., MASIOKAS, M., et al.: Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. **Frontiers in Earth Science**. 8, 2020. <u>https://doi.org/10.3389/feart.2020.00064</u>]

EVANGELISTA, H.; GODIVA, D.; SIFEDDINE, A.; et al.: Evidences linking ENSO and coral growth in the Southwestern-South Atlantic. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 7-8, p. 869-880, 2007. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-007-0271-8</u>

FARIAS, O. G.; FRANCISCO, C. N.; SENNA, M. C. A.: Avaliação de métodos de interpolação espacial aplicados à pluviosidade em região montanhosa no litoral sul do estado do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, p.172-185,
FERRARI, A. L. Variabilidade e tendência da temperatura e pluviosidade nos municípios de Pirassununga, Rio Claro, São Carlos e São Simão (SP): estudo sobre mudança climática de curto prazo em escala local. 2012. 172 f. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M. S.: A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast. **Atmosphere**, 13, 873, 2022. <u>https://doi.org/10.3390/atmos13060873</u>

FILHO, D. F.; BEZERRA, P. E. S.; SILVA, M. de N. A. da, et al.: Aplicação de técnicas de interpolação para espacialização de chuvas da rede hidrográfica: estudo de caso calha norte - PA. **Revista Brasileira de Climatologia**, 24, 2019 <u>https://doi.org/10.5380/abclima.v24i0.61516</u>

FONTÃO, P. A. B.; ZAVATTINI, J. A.: Variabilidade das chuvas anuais na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e no Sistema Cantareira: classificação e frequência dos anos-padrão. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, n. 2, p. 457-469, 2019. <u>https://doi.org/10.26848/rbgf.v12.2.p457-469</u>

FONTÃO, P. A. B.; ZAVATTINI, J. A.; SHERIDAN, S. C.; ARMOND, N. B.: Gênese das chuvas em São Paulo (SP): estudo comparativo entre a 'Spatial Synoptic Classification' e a 'Análise Rítmica em Climatologia'. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 23, p. 267-288, 2018. <u>http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v23i0.58657</u>

FORGIARINI, F. R.; VENDRUSCOLO, D. S.; RIZZI, E.: S. Análise de chuvas orográficas no centro do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, Ano 9, v.13, p. 107-119, jul/dez. 2013. http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v13i0.33431

FORMETTA, G.; MARRA, F.; DALLAN, E.; ZARAMELLA, M.; BORGA, M.: Differential orographic impact on sub-hourly, hourly, and daily extreme precipitation, Advances in Water Resources, Volume 159, 2022. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2021.104085.

FREITAS, A. C. V.; AMBRIZZI, T.: Recent Changes in the Annual Mean Regional Hadley Circulation and Their Impacts on South America. **Advances in Meteorology**, 2015. <u>https://doi.org/10.1155/2015/780205</u>

FUNK, C.; PETERSON, P.; LANDSFELD, M.; et al.: The climate hazards infrared precipitation with stations–a new environmental record for monitoring extremes. **Science Data**, 2:150066, 2015. <u>https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66</u>

FUNK, C., VERDIN, A., MICHAELSEN, J., PETERSON, P., PEDREROS, D., & HUSAK, G.: A global satellite-assisted precipitation climatology. **Earth System Science Data**, 7(2), 275-287, 2015. <u>https://doi.org/10.5194/essd-7-275-2015</u>

FURCOLO, P.; PELOSI, A.; ROSSI, F.: Statistical identification of orographic effects in the regional analysis of extreme rainfall. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 9, p. 1342-1353, 2016. <u>https://doi.org/10.1002/hyp.10719</u>

GENOVEZ, A. M.; ZUFFO, A. C.: Chuvas intensas no Estado de São Paulo: Estudos existentes e análise comparativa. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n. 3, p. 45-58, 2000. <u>https://doi.org/10.21168/rbrh.v5n3.p45-58</u>

GHOZAT, A., SHARAFATI, A., & HOSSEINI, S. A.: Satellite-based monitoring of meteorological drought over different regions of Iran: Application of the CHIRPS precipitation product. **Environmental Science and Pollution Research**, 29(24), p. 36115-36132, 2022. <u>https://doi.org/10.1007/s11356-022-18773-3</u>

GHOZAT, A.; SHARAFATI, A.; HOSSEINI, S.A.: Long-term spatiotemporal evaluation of CHIRPS satellite precipitation product over different climatic regions of Iran. **Theoretical and Applied Climatology,** 143:211-225, 2021. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-020-03428-5</u>

GIMENEZ, D. F. S.; NERY, J. T.: Aplicação das redes neurais artificiais no preenchimento de dados diários de chuva no estado de São Paulo. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento,** 1:1747-1755, 2017. <u>https://doi.org/10.20396/sbgfa.v1i2017.2379</u>

GIOVANNETTONE, J. P., & BARROS, A. P.: A Remote Sensing Survey of the Role of Landform on the Organization of Orographic Precipitation in Central and Southern Mexico. **Journal of Hydrometeorology**, 9(6), 1267-1283, 2008. http://www.jstor.org/stable/24911931

GIOVANNETTONE, J.; PAREDES-TREJO, F.; BARBOSA, H.; DOS SANTOS, C. A. C.; KUMAR, T. V. L.: Characterization of links between hydro-climate indices and long-term precipitation in Brazil using correlation analysis. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 13, p. 5527-5541, 2020. <u>https://doi.org/10.1002/joc.6533</u>

GROSS, B. D.: Frontal Interaction with Isolated Orography. Journal of Atmospheric Sciences, 51(11), p. 1480-1496, 1994. <u>https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<1480:FIWIO>2.0.CO;2</u>

GUIMARÃES, R. F.; MACHADO, W. P.; DE CARVALHO, O. A., et. al.: Determination of Areas Susceptible to Landsliding Using Spatial Patterns of Rainfall from Tropical Rainfall Measuring Mission Data, Rio de Janeiro, Brazil. ISPRS Int. J. Geo-Inf. 2017, 6, 289. <u>https://doi.org/10.3390/ijgi6100289</u>

HABITOU, N., MORABBI, A., OUAZAR, D., BOUZIANE, A., HASNAOUI, M. D., & SABRI, H.: CHIRPS precipitation open data for drought monitoring: Application to the Tensift basin, Morocco. **Journal of Applied Remote Sensing**, 14(3), 034526, 2020. <u>https://doi.org/10.1117/1.JRS.14.034526</u>

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J: Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 26:591-608, 2011. <u>https://doi.org/10.1590/S0102-77862011000400009</u>

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M. et al.: Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960-2000 and Links with Sea Surface Temperature. Journal of Climate, v. 19, n. 8, p. 1490-1512, 2006. https://doi.org/10.1175/JCLI3695.1

HERSBACH, H, BELL, B, BERRISFORD, P, et al.: The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999-2049, 2020. <u>https://doi.org/10.1002/qj.3803</u>

HOU, A. Y., KAKAR, R. K., NEECK, S., AZARBARZIN, A. A., KUMMEROW, C. D., KOJIMA, M., IGUCHI, T.: The global precipitation measurement mission. **Bulletin of** 

the American Meteorological Society, 95(5), p. 701-722, 2014. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1

147

HOUZE, R. A.: Orographic effects on precipitating clouds. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 1, 2012. <u>https://doi.org/10.1029/2011RG000365</u>

HOUZE, R. A.; MEDINA, S.: Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 10, p. 3599-3623, 2005. American Meteorological Society. <u>https://doi.org/10.1175/JAS3555.1</u>

HUFFMAN, G. J., BOLVIN, D. T., NELKIN, E. J., WOLFF, D. B., ADLER, R. F., GU, G., STOCKER, E. F.: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasiglobal, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of hydrometeorology**, 8(1), p. 38-55, 2007. <u>https://doi.org/10.1175/JHM560.1</u>

HUFFMAN G., BOLVIN D., BRAITHWAITE D., HSU K., JOYCE R., KIDD C., XIE P.: NASA global precipitation measurement (GPM) Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG). Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) version 06. In: Technical Report, 2015. Disponível em: <<u>https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/document\_files/IMERG\_ATBD\_V06.pdf</u>>. Acesso em: 12/02/2022.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. Disponível em: <<u>http://www.inmet.gov.br/>.</u> Acesso em: 06/01/2022.

JIANG, Q.; SMITH, R. B.: Cloud Timescales and Orographic Precipitation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 13, p. 1543-1559, 2003. American Meteorological Society. <u>https://doi.org/10.1175/2995.1</u>

JUNQUAS, C.; LI, L.; VERA, C. S.; LE TREUT, H.; TAKAHASHI, K.: Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11, p. 3941-3963, 2016. https://doi.org/10.1007/s00382-015-2814-8

JUNQUAS, C.; VERA, C. S.; LI, L.; LE TREUT, H.: Impact of projected SST changes on summer rainfall in southeastern South America. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 7, p. 1569-1589, 2013. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-013-1695-y</u>

KANOUN, K.; MARTINI, M. R. B.; & SOUZA, J. M.: A Method for Software Reliability Analysis and Prediction Application to the TROPICO-R Switching System. IEEE **Transactions on Software Engineering**, 17, 334-344, 1991. <u>https://doi.org/10.1109/32.90433</u>

KARL, T. R.; NICHOLLS, N.; GHAZI, A.: Clivar/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. **Climatic Change**, v. 42, n. 1, p. 3-7, 1999. <u>https://doi.org/10.1023/A:1005491526870</u>

KAYANO, M. T.; CAPISTRANO, V. B.: How the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) modifies the ENSO influence on the South American rainfall: AMO MODIFIES ENSO INFLUENCE. International Journal of Climatology, v. 34, n. 1, p. 162-178, 2014. <u>https://doi.org/10.1002/joc.3674</u>

KHUSFI, Z. E.; KHOSROSHAHI, M.; ROUSTAEI, F.; MIRAKBARI, M.: Spatial and seasonal variations of sand-dust events and their relation to atmospheric conditions and vegetation cover in semi-arid regions of central Iran, **Geoderma**, Volume 365, 114-225, 2020. <u>https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114225</u>

KINGSMILL, D. E; NEIMAN, P. J.; RALPH, F. M.; & WHITE, A. B.: Synoptic and Topographic Variability of Northern California Precipitation Characteristics in Landfalling Winter Storms Observed during CALJET, **Monthly Weather Review**, 134(8), 2072-2094, 2006. Retrieved Jul 21, 2022, from https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/134/8/mwr3166.1.xml

KNAPP, K. R.: Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 2, n. 1, p. 023548, 2008. <u>https://doi.org/10.1117/1.3043461</u>

LAKES (Lakes environmental software). Wind Rose Plots for Meteorological Data -WRPLOT View, User Guide. 2022. Disponível em: http://www.weblakes.com/produts/wrplot/index.html. Accesso em 20 de março 2022.

LANDIM, P. M. B.: Sobre Geoestatística e mapas. **Terrae Didatica**, v. 2, n. 1, p. 19-33, 2007. <u>https://doi.org/10.20396/td.v2i1.8637463</u>

LEHTINEN, E. et al.: Statistical Trend Analysis Methods for Temporal Phenomena. SKI Report-Swedish Nuclear Power Inspectorate, 97, 732-598, 1997. Disponível em: <<u>https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/\_Public/29/015/29015603.pdf</u>>. Acesso em: 13/06/2021.

LEWIS, A. B.; KEIM, B. D.: History and Applications of Manual Synoptic Classification. **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**, 2015. <u>https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09521-X</u>

LIEBMANN, B.; JONES, C.; DE CARVALHO, L. M. V.: Interannual Variability of Daily Extreme Precipitation Events in the State of São Paulo, Brazil. Journal of Climate, v. 14, n. 2, p. 208-218, 2001. <u>https://doi.org/10.1175/1520-</u> 0442(2001)014<0208:IVODEP>2.0.CO;2

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D.: Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877-1891, 1999. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2

LIMA, A. P.; AMORIM, M. C. DE C. T.: Análise de episódios de alagamentos e inundações urbanas na cidade de São Carlos a partir de notícias de jornal. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, n. 0, 2015. http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v15i0.33406

LIMA, K. C., SATYAMURY, P., & FERNÁNDEZ, J. P. R.: Large-Scale Atmospheric Conditions Associated with Heavy Rainfall Episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, 101, 121-135, 2010. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-009-0207-9</u>

LIN, Y.-L.; CHIAO, S.; WANG, T.-A.; KAPLAN, M. L.; WEGLARZ, R. P.: Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 6, p. 633-660, 2001. American Meteorological Society. https://doi.org/10.1175/1520-0434(2001)016<0633:SCIFHO>2.0.CO;2

LIU, Y.-Q. Monthly and seasonal variability of the land-atmosphere system. Observation, Theory and Modeling of Atmospheric Variability, World Scientific Series on Asia-Pacific. **Weather and Climate**. v. Volume 3, p.73-91, 2004. WORLD SCIENTIFIC. <u>https://doi.org/10.1142/9789812791139\_0003</u>

LORENZ, R.; PITMAN, A. J.; SISSON, S. A.: Does Amazonian deforestation cause global effects; can we be sure? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 121, p. 5567-5584, 2016. <u>https://doi.org/10.1002/2015JD024357</u>

LYRA, G.B., OLIVEIRA-JÚNIOR, J.F. and ZERI, M.: Cluster analysis applied to the spatial and temporal variability of monthly rainfall in Alagoas state, Northeast of Brazil. **Int. J. Climatol.**, 34: 3546-3558, 2014. <u>https://doi.org/10.1002/joc.3926</u>

MACHADO, L. A.; ASSIS, W. L.: Comparação entre métodos de preenchimento de falhas em séries de dados meteorológicos da bacia hidrográfica do Rio das Velhas (MG). **Revista Geografias**, v. 26, n. 1, p. 73-90, 2018. <u>https://doi.org/10.35699/2237-549X.2018.19216</u>

MADSEN, H.; LAWRENCE, D.; LANG, M., et. al.: Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe. Journal of Hydrology, 519:3634-3650, 2014. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.003</u>

MAPBIOMAS BRASIL. Coleção 7.1 da Série Anual de Mapas de Cobertura e Uso de Solo do Brasil. Disponível online: <u>https://mapbiomas.org/colecoes-mapbiomas-1?cama\_set\_language=pt-BR</u>. Acessado em 19/03/2020.

MARENGO, J. A. et al.: An Intercomparison of Observed and Simulated Extreme Rainfall and Temperature Events during the Last Half of the Twentieth Century: Part 2: Historical Trends. **Climatic Change**, 98, 509-529, 2010. https://doi.org/10.1007/s10584-009-9743-7

MARINHA DO BRASIL. **Marinha do Brasil**. Disponível em: <<u>https://www.marinha.mil.br/</u>>. Acesso em: 14/01/2022.

MARRA, F., ARMON, M. E MORIN, E.: Efeitos costeiros e orográficos na precipitação extrema revelada por observações de radar meteorológico, **Hydrol. Sistema Terra. Sci.**, 26, 1439-1458, 2022. <u>https://doi.org/10.5194/hess-26-1439-2022</u>

MARVEL, K.; BIASUTTI, M.; BONFILS, C.; TAYLOR, K.E.; KUSHNIR, Y.; COOK, B.I.: Observed and projected changes to the precipitation annual cycle. **Journal of Climate**, v. 30, n. 13, p. 4983-4995, 2017. <u>https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0572.1</u>

MCKEE, THOMAS B. et al.: The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology. p. 179-183, 1993. Disponível em: <<u>https://www.droughtmanagement.info/literature/AMS Relationship Drought Freque</u> ncy\_Duration\_Time\_Scales\_1993.pdf>. Acesso em: 04/07/2022.

MEKIS, É. VINCENT, L. A.: An Overview of the Second Generation Adjusted Daily Precipitation Dataset for Trend Analysis in Canada. **Atmosphere-Ocean**, 49:163-177, 2011.<u>https://doi.org/10.1080/07055900.2011.583910</u>

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M.: Climatologia: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MENDONÇA, F.; LEITÃO, S. A. M.: Riscos e vulnerabilidade socioambiental urbana: uma perspectiva a partir dos recursos hídricos. **GeoTextos**, v. 4, n. 0, 2009. <u>https://doi.org/10.9771/1984-5537geo.v4i0.3300</u>

MIANI, R. S.; ZARPELAO, B. B.; SOBESTO, B.; CUKIER, M.: A Practical Experience

on Evaluating Intrusion Prevention System Event Data as Indicators of Security Issues. IEEE 34th Symposium on Reliable Distributed Systems (SRDS). **Anais...** p.296-305, 2015. <u>https://doi.org/10.1109/SRDS.2015.17</u>

MIDDLETON, W. E. KNOWLES. A History of the Theories of Rain: And Other Forms of Precipitation. New York N.Y: Franklin Watts, 1966.

MISHRA, P. K.; THAYYEN, R. J.; SINGH, H.; DAS, S.; NEMA, M. K.; KUMAR, P.: Assessment of cloudbursts, extreme rainfall and vulnerable regions in the Upper Ganga basin, Uttarakhand, India. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, Volume 69, 2022. <u>https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2021.102744</u>.

MONTEIRO, C. A .F. (Org.). A construção da Climatologia Geográfica no Brasil. 1ª Edição. Campinas, SP: Editora Alínea, 2015.

MONTEIRO, C. A. F.: A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul oriental do Brasil. São Paulo: USP-IG, 1969.

MONTEIRO, C. A. F.: A análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de trabalho. **Climatologia**, n. 01, p. 01-21, 1971.

MONTEIRO, C. A. F.: A Dinâmica Climática e as Chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob a forma de atlas. São Paulo: USP/IG, 1973.

MONTEIRO, C. A. F.: Clima e Excepcionalismo: conjecturas sobre o desempenho da atmosfera como fenômeno geográfico. Florianópolis: UFSC, 1991.

MONTGOMERY, D. C.; JENNINGS, C. L.; KULAHCI, M.: Introduction to Time Series Analysis and Forecasting. 2« ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 469 p., 2008.

MORETTIN, P. A.; BUSSAB, W. O.: **Estatística Básica**. 6« ed. São Paulo: Editora Saraiva, 210 p., 2010.

MORUZZI, R.B.; OLIVEIRA, S.C.: Relação entre intensidade, duração e freqüência de chuvas em Rio Claro, SP: métodos e aplicação. **Teoria e Prática na Engenharia Civil**, n. 13, p. 59-68, 2009. Disponível em: <<u>http://www.editoradunas.com.br/revistatpec/Art7\_N13.pdf</u>>. Acesso em: 05/05/2022.

MOURRE, L.; CONDOM, T.; JUNQUAS, C.; LEBEL, T.; E. SICART, J.; FIGUEROA, R.; & COCHACHIN, A.: Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru), **Hydrol. Earth Syst. Sci.,** 20, 125-141, 2016. <u>https://doi.org/10.5194/hess-20-125-2016</u>

NAKULOPA, F.; VANDERKELEN, I.; VAN DE WALLE, J.; VAN LIPZIG, N. P. M.; TABARI, H.; JACOBS, L.; TWEHEYO, C.; DEWITTE, O.; & THIERY, W.: Evaluation of High-Resolution Precipitation Products over the Rwenzori Mountains (Uganda), Journal of Hydrometeorology, 23(5), p. 747-768, 2022. <u>https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0106.1</u>

NASCIMENTO, J. G.; ALTHOFF, D.; C. BAZAME, H.; M. U. NEALE, C.; N. DUARTE, S.; L. RUHOFF, A.; Z. GONÇALVES, I.: Evaluating the Latest IMERG Products in a Subtropical Climate: The Case of Paraná State, Brazil. **Remote Sensing,** 13, 906. 2021. <u>https://doi.org/10.3390/rs13050906</u>

different data mining methods in statistical downscaling of daily precipitation. **Journal** of Hydrology, 492:1-14, 2013. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.017</u>

NEVES, G. Z. F.: Distribuição geográfica das chuvas no Estado de Goiás e Distrito Federal: dinâmica e aplicações nos estudos rítmicos. 2018. 215 f. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2018. Disponível em: < <u>https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18139/tde-22052018-174146/ptbr.php</u>>. Acesso em: 13/05/2021.

NEVES, G. Z. F.; GALLARDO, N. P.; VECCHIA, F. A. S. A Short Critical History on the Development of Meteorology and Climatology. **Climate**, v. 5, p. 23, 2017. <u>https://doi.org/10.3390/cli5010023</u>

NGUYEN, P.; OMBADI, M.; SOROOSHIAN, S.; et al.: The PERSIANN family of global satellite precipitation data: a review and evaluation of products. **Hydrology and Earth System Sciences**. Katlenburg-Lindau, v. 22, v. 11, p. 5801-5816, 2018. https://doi.org/10.5194/hess-22-5801-2018

NIMER, E.: **Climatologia do Brasil.** Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1979.

NOAA: **National Oceanic and Atmospheric Administration**. Disponível em: <<u>https://psl.noaa.gov/data/composites/details.html</u>>. Acesso em: 13 jan. 2022.

OLIVEIRA, M. R. P.; GALVANI, E.: Eventos Extremos de Precipitação no Perfil Longitudinal Paraty (RJ) - Campos do Jordão (SP). **Revista do Departamento de Geografia**, v. 0, n. spe, p. 58-66, 2017. <u>https://doi.org/10.11606/rdg.v0ispe.133419</u>

ONGOMA, V.; OTIENO, S. A.; AND ONYANGO, A. O.: Investigation of the possible influence of Urbanization on Rainfall Variability over Nairobi City, Kenya. **Momona Ethiopian Journal of Science** (MEJS), v. 7 (2): 222-239, 2015. https://doi.org/10.4314/mejs.v7i2.6

PAREDES-TREJO, F. J.; BARBOSA, H. A.; LAKSHMI KUMAR, T. V.: Validating CHIRPS-based satellite precipitation estimates in Northeast Brazil. Journal of Arid Environments, 139:26-40, 2017. <u>https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2016.12.009</u>

PAREDES-TREJO, F.; BARBOSA, H. A.; KUMAR, T. V. L.; THAKUR, M. K.; & DE OLIVEIRA BURITI, C.: Assessment of the CHIRPS-Based Satellite Precipitation Estimates. In A. Devlin, J. Pan, & M. M. Shah (Eds.), **Inland Waters - Dynamics and Ecology**, 2020. <u>https://doi.org/10.5772/intechopen.91472</u>

PARMAR, A.; MISTREE, K.; SOMPURA, M.: Machine learning techniques for Rainfall prediction: a review. International Conference on Innovations in information Embedded and Communication Systems (ICIIECS), Coimbatore, India, 2017. Disponível em: <a href="https://www.researchgate.net/publication/319503839">https://www.researchgate.net/publication/319503839</a> Machine Learning Techniques For Rainfall Prediction A Review. Acesso em: 13/01/2022.

PEIXOTO, J. P.: As Variações do clima e o ambiente - o homem, o clima e o ambiente II. Lisboa: Secretaria de Estado do Ambiente e dos Recursos Naturais, 1987.

PELLEGATTI, C. H. G.; GALVANI, E.: Avaliação da precipitação na serra do Mar-SP em eventos de diferentes intensidades e duração. **GEOUSP: Espaço e Tempo**, São

Paulo, nº27, p.147-158, 2010. 0892.geousp.2010.74160

PEÑA-GUERRERO, M. D.; UMIRBEKOV, A.; TARASOVA, L.; & MÜLLER, D.: Comparing the performance of high-resolution global precipitation products across topographic and climatic gradients of Central Asia. International Journal of Climatology, 1-16, 2022. <u>https://doi.org/10.1002/joc.7548</u>

PENTEADO, M. M.: Geomorfologia do Setor Centro-Ocidental da Depressão **Periférica Paulista** (Tese de Doutorado). São Paulo: Instituto de Geografia-USP, 1976.

PEREIRA, G.; CARDOZO, F. S.; NEGREIROS, A. B.; de, et al.: ANÁLISE DA VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO PARA O ESTADO DE MINAS GERAIS (1981-2017). **Revista Brasileira de Climatologia**, 1: 2018. https://doi.org/10.5380/abclima.v1i0.61028

PEREIRA, R. M. S.; WANDERLEY, H. S.; & DELGADO, R.C.: Homogeneous regions for rainfall distribution in the city of Rio de Janeiro associated with the risk of natural disasters. **Natural Hazards**, 111, 333-351, 2022. <u>https://doi.org/10.1007/s11069-021-05056-2</u>

PETERSON, T. C.; FOLLAND, C.; GRUZA, G.; HOGG, W.; MOKSSIT, A.; PLUMMER, N.: Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. Geneva: World Meteorological Organization, p. 144, 2001. Disponível em: < http://eprints.soton.ac.uk/id/eprint/30144>. Acesso em: 25/09/2022.

PFAHL, S.; O'GORMAN, P. A.; FISCHER, E. M.: Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. **Nature Climate Change**, v. 7, n. 6, p. 423-427, 2017. <u>https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3287</u>

PHAM, B. T.; LE, L. M.; LE, T.-T.; et al.: Development of advanced artificial intelligence models for daily rainfall prediction. **Atmospheric Research**, v. 237, p. 104845, 2020. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.104845</u>

PICCARRETA, M.; CAPOLONGO, D.; BOENZI, F.: Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. International Journal of Climatology, 24: 907-922, 2004. https://doi.org/10.1002/joc.1038

PINHEIRO, M. R.; QUEIROZ NETO, J. P.: Reflexões sobre a gênese da Serra Geral e da Depressão Periférica Paulista: O exemplo da região da Serra de São Pedro e do Baixo Piracicaba, SP. **Revista do Instituto Geológico**, v. 35, n. 1, p. 47-59, 2014. http://dx.doi.org/10.5935/0100-929X.20140004

PSCHEIDT, I.; GRIMM, A. M.: Frequency of extreme rainfall events in Southern Brazil modulated by interannual and interdecadal variability. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 13, p. 1988-2011, 2009. <u>https://doi.org/10.1002/joc.1799</u>

PURDY, J. C.; & AUSTIN, G. L.: The role of synoptic cloud in orographic rainfall in the Southern Alps of New Zealand. **Met. Apps**, 10: 355-365, 2003. https://doi.org/10.1017/S1350482703001087

QGIS, Development Team. **QGIS Geographic Information System**. Open Source Geospatial Foundation Project, 2001 <u>http://qgis.osgeo.org</u>.

RAFEE, S. A. A.; FREITAS, E. D.; MARTINS, J. A.; et al: Spatial Trends of Extreme Precipitation Events in the Paraná River Basin. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 59:443-454, 2020. <u>https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0181.1</u>

RAGHAVENDRA, A.; XIA, G.; ZHOU, L.; & JIANG, Y.: Orographic enhancement of rainfall over the Congo Basin. **Atmospheric Science Letters**, 23 (4), e1079, 2022. <u>https://doi.org/10.1002/asl.1079</u>

RAHMAN, S. H.; SENGUPTA, D.; RAVICHANDRAN, M.: Variability of Indian summer monsoon rainfall in daily data from gauge and satellite. Journal of Geophysical Research: **Atmospheres**, v. 114, n. D17, 2009. <u>https://doi.org/10.1029/2008JD011694</u>

RAMIREZ, S.; LIZARAZO, I.: Detecting and tracking mesoscale precipitating objects using machine learning algorithms. **International Journal of Remote Sensing**, v. 38, n. 18, p. 5045-5068, 2017. <u>https://doi.org/10.1080/01431161.2017.1323280</u>

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; SANTO, C. M. E.; GAN, M. A.: An update on the rainfall characteristics of Brazil: seasonal variations and trends in 1979-2011. International Journal of Climatology, v. 36, n. 1, p. 291-302, 2016. https://doi.org/10.1002/joc.4345

RASOULI, K.; HSIEH, W.W.; CANNON, A.J.: Daily streamflow forecasting by machine learning methods with weather and climate inputs. **Journal of Hydrology** 414-415:284-293, 2012. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.039</u>

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P.: Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012. https://doi.org/10.20396/td.v8i1.8637425

REGMI, S.; BOOKHAGEN, B.: The spatial pattern of extreme precipitation from 40 years of gauge data in the central Himalaya. **Weather and Climate Extremes**, Volume 37, 2022. <u>https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100470</u>.

RIBEIRO, A. G. As Escalas do Clima. **Boletim de Geografia Teorética**, Rio Claro, IGCE/UNESP, v. 23, p. 288 - 294, 1993. Disponível em: < <u>https://lcb.fflch.usp.br/sites/lcb.fflch.usp.br/files/upload/paginas/RIBEIRO Antonio Gi</u> <u>acomini As escalas do clima.pdf</u>>. Acesso em: 13/04/2020.

RIDWAN, W. M.; SAPITANG, M.; AZIZ, A., et al.: Rainfall forecasting model using machine learning methods: Case study Terengganu, Malaysia. Ain Shams **Engineering Journal**., 2020 <u>https://doi.org/10.1016/j.asej.2020.09.011</u>

RIVERA, J. A., MARIANETTI, G., & HINRICHS, S.: Validation of CHIRPS precipitation dataset along the Central Andes of Argentina. **Atmospheric Research**, 213, 437-449, 2018. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.06.023</u>

RODRIGUES, M. L. G.; YNOUE, R. Y.: Mesoscale and Synoptic Environment in Three Orographically Enhanced Rain Events on the Coast of Santa Catarina (Brazil). Weather and Forecasting, v. 31, n. 5, p. 1529-1546, 2016. https://doi.org/10.1175/WAF-D-15-0003.1

ROE, G. H. Orographic Precipitation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 33, n. 1, p. 645-671, 2005. https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122541 ROSALES, A. G.; JUNQUAS, C.; da ROCHA, R. P.; CONDOM, T.; ESPINOZA, J.-C.: Valley-Mountain Circulation Associated with the Diurnal Cycle of Precipitation in the Tropical Andes (Santa River Basin, Peru). **Atmosphere**, 13, 344, 2022. <u>https://doi.org/10.3390/atmos13020344</u>

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C.: Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 10, p. 41-58, 1996. <u>https://doi.org/10.7154/RDG.1996.0010.0004</u>

ROYER, A. C.; FIGUEIREDO, T.; FONSECA, F. et al.: Tendências de mudança na precipitação e na susceptibilidade à seca avaliada pelo Índice de Precipitação Normalizada (SPI) no nordeste de Portugal. **Territorium**, n. 28 (II), p. 13-26, 2021. <u>https://doi.org/10.14195/1647-7723\_28-2\_2</u>

RSTUDIO TEAM (2021). **RStudio: Integrated Development for R. RStudio**, PBC, Boston, 2021 MA URL <u>http://www.rstudio.com/</u>.

SACHINDRA, D.A.; AHMED, K.; RASHID, Md.M. et al.: Statistical downscaling of precipitation using machine learning techniques. **Atmospheric Research**, 212:240-258, 2018. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.05.022</u>

SALIO, P.; HOBOUCHIAN, M.P.; GARCÍA SKABAR, Y.; VILA, D.: Evaluation of highresolution satellite precipitation estimates over southern South America using a dense rain gauge network. **Atmospheric Research**, 163:146-161, 2015. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.11.017</u>

SANCHES, R. G.: Análise das chuvas diárias na região de São Carlos/SP por meio de índices climáticos e das tendências pluviométricas. Tese. p. 201. 28. jun. 2019. Universidade de São Paulo. Disponível em: <<u>http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18139/tde-20082019-093802/</u>>. Access in: 01/04/2021.

SANCHES, R. G:. As chuvas na região de São Carlos/SP: estudo do comportamento pluviométrico a partir de dados de estações climatológicas, 1993-2014. Dissertação. p. 184. 24. set. 2015. text, Universidade de São Paulo. Disponível em: <<u>http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/18/18139/tde-16112015-100925/</u>>. Acesso em: 5/04/2021.

SANCHES, R. G.; SANTOS, B. C.; NEVES, G. Z. F.; SILVA, M. S. D.; & SOUZA, P. H.: Análise da tendência pluviométrica na região central do estado de São Paulo. **Revista Brasileira De Climatologia**, 30(18), 777-797, 2022. <u>https://doi.org/10.55761/abclima.v30i18.15668</u>

SANCHES, R. G.; SANTOS, B. C.; NEVES, G. Z. F. ; SILVA, M. S. D. ; SOUZA, P. H.; TECH, A. R. B.: A influência da variabilidade climática na produção canavieira na microrregião de São Carlos/SP no período de 1994 a 2014. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 25, p. 495-514, 2019. <u>http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v25i0.59157</u>

SANCHES, R. G.; NEVER, G. Z. F.; SANTOS, B. C.; SILVA, M. S. D.; PEREIRA, D. N. B.; TECH, A. R. B.: Intense Rainfall in São Carlos/SP: Determination of Threshold Values Using Climate Indices and Their Spatio-Temporal Repercussion. **American Journal of Climate Change**, v. 7, n. 3, p. 388, 2018. https://doi.org/10.4236/ajcc.2018.73023

SANCHES, R. G.; SANTOS, B. C.; MIANI, R. S., et al.: Analysis of Daily Rainfall in São Carlos/SP, Brazil over 1979-2017 Using Laplace Trend Test. Journal of

Geoscience and Environment https://doi.org/10.4236/gep.2020.87006 **Protection**, 8:104-125,

155 2020.

SANTOS, B. C.; SOUZA, P. H.; SANCHES, R. G.; BOLLELI, T. M.; TECH, A. R. B.: O efeito do Planalto Ocidental Paulista na Variabilidade e nos Anos Extremos das Chuvas no período de 1979-2019. **Caderno de geografia**, v. 31, Número Especial 2, p. 168-186, 2021. <u>https://doi.org/10.5752/P.2318-2962.2021v31nesp2p168</u>

SANTOS, B. C.; FONTÃO, P. A. B.; SOUZA, P. H.: O efeito do relevo nas chuvas na porção central do Estado de São Paulo em anos padrão extremos. **Revista do Departamento de Geografia,** 40:132-147, 2020. https://doi.org/10.11606/rdg.v40i0.172973

SANTOS, B. C.; SANCHES, R. G.; SILVA, M. S. D.; KAYANO, T. Y. K.; SOUZA, P. H.; TECH, A. R. B.: Análise do efeito orográfico por meio da interpolação de índices climáticos. **Revista de Geografia-PPGEO-UFJF**, v. 8, n. 2, p. 114-132, 2018. https://doi.org/10.34019/2236-837X.2018.v8.26005

SANTOS, B. C.; SOUZA, P. H.; VECCHIA, F. A. S.: A caracterização da precipitação do ano hidrológico de 2013-2014 na região de São Carlos/SC e sua repercussão no espaço geográfico. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 21, 2017. <u>http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v21i0.51505</u>

SANTOS, C. A. C.; RAMOS, A. R. D.: Avaliação dos eventos extremos de precipitação no estado do Piauí. **Agrometeoros**, v. 25, n. 1, 21 mar. 2018. http://dx.doi.org/10.31062/agrom.v25i1.26266

SANTOS, C. A. C.; SATYAMURTY, P.; GOMES, O. M.; SILVA, L. E. M. G.: Variability of extreme climate indices at Rio Claro, São Paulo, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, p. 395-400, 2012. <u>https://doi.org/10.1590/S0102-77862012000400003</u>

SANTOS, D. D.; GALVANI, E.: Seasonal and time distribution of rainfall in Caraguatatuba-SP and extreme events occurring in the years 2007 to 2011. **Ciência e Natura**, v. 36, n. 2, p. 214-229, 2014. <u>https://doi.org/10.5902/2179460X11891</u>

SANTOS, S. R. Q. D.; CUNHA, A. P. M. A.; RIBEIRO-NETO, G. G.: Avaliação de dados de precipitação para o monitoramento do padrão espaço-temporal da seca no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia,** 25:, 2019. <u>https://doi.org/10.5380/abclima.v25i0.62018</u>

SCHILDGEN, T. F.; VAN DER BEEK, P. A.; D'ARCY, M.; RODA-BOLUDA, D.; ORR, E. N.; WITTMANN, H.: Quantifying drainage-divide migration from orographic rainfall over geologic timescales: Sierra de Aconquija, southern Central Andes, **Earth and Planetary** Science Letters, Volume 579, 2022. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117345.

SELUCHI, M. E.; BEU, C. M. B.; ANDRADE, K. M.: Características das frentes frias com potencial para provocar chuvas intensas na região serrana de Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 18, n. 0, 2016. http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v18i0.45369

SERRA, A., & RATISBONNA, L.: As Massas de Ar da América do Sul: (PRIMEIRA PARTE). **Revista Geográfica**, 25(51), 67-129, 1959. Disponível em: <<u>http://www.jstor.org/stable/40996533</u>>. Acesso em: 5/10/2020.

SETH, A.; FERNANDES, K.; CAMARGO, S. J.: Two summers of São Paulo drought: Origins in the western tropical Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 24, p. 10,816-10,823, 2015. <u>https://doi.org/10.1002/2015GL066314</u>

SHRESTHA, N. K.; QAMER, F. M.; PEDREROS, D.; MURTHY, M. S. R.; WAHID, S. M.; & SHRESTHA, M.: Evaluating the accuracy of Climate Hazard Group (CHG) satellite rainfall estimates for precipitation based drought monitoring in Koshi basin, Nepal. Journal of Hydrology: Regional Studies, 13, 138-151, 2017. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.08.004

SILVA DIAS, M. A. F.; DIAS, J.; CARVALHO, L. M. V.; FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L.: Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic Change**, v. 116, n. 3, p. 705-722, 2013. <u>https://doi.org/10.1007/s10584-012-0504-7</u>

SILVA, C.B.; SILVA, M.E.S.; AMBRIZZI, T., et al.: Precipitação na américa do suldados obtidos por estações meteorológicas automáticas e por sistemas orbitais. **Revista Brasileira de Climatologia** 25: 2019. <u>https://doi.org/10.5380/abclima.v25i0.58813</u>

SILVA, G. K.; JÚNIOR, A. D. M.; LIMA, C. E. S. Et. al.: Análise da Variabilidade Espaço-Temporal do SPI: Um Estudo de Caso para a Sub-Bacia Choró, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2021. <u>https://doi.org/10.1590/0102-77863630005</u>

SILVESTRE, M. R.; SANT'ANNA NETO, J. L.; FLORES, E. F.: Critérios estatísticos para definir anos padrão: uma contribuição à climatologia geográfica. **Revista Formação**, v. 2, n. 20, 2013. <u>https://doi.org/10.33081/formacao.v2i20.2360</u>

SMITH, J. A.; BAECK, M. L.; NTELEKOS, A. A.; VILLARINI, G.; STEINER, M.: Extreme rainfall and flooding from orographic thunderstorms in the central Appalachians. **Water Resources Research**, v. 47, n. 4, 2011. https://doi.org/10.1029/2010WR010190

SMITH, R. B.; SCHAFER, P.; KIRSHBAUM, D. J.; REGINA, E.: Orographic Precipitation in the Tropics: Experiments in Dominica. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 66, n. 6, p. 1698-1716, 2009. <u>https://doi.org/10.1175/2008JAS2920.1</u>

SMITH, R.B.; BARSTAD, I.: A linear theory of orographic precipitation. Journal of the **Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 12, p. 1377-1391, 2004. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061%3C1377:ALTOOP%3E2.0.CO;2

SOBRAL, B. S.; JÚNIOR, J. F. O.; GOIS, G.; TERASSI, P. M. B.; PEREIRA, C. R.: Regime de Vento na Serra do Mar - Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 33, n. 3, 441-451, 2018. <u>https://doi.org/10.1590/0102-7786333004</u>

SORRE, M.: Les Fondements de la Géograhie Humaine. Tome Premier: Les fondaments biologiques. Paris: Armand. Colin, 1951.

SOUZA, C.M. JR.; Z. SHIMBO, J.; ROSA, M. R.; et. al.: Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, 12(17), p. 2735, 2020. https://doi.org/10.3390/rs12172735

STEINKE, E. T.: Climatologia Fácil. São Paulo, Oficina de Textos, 2012.

STEPHENSON, T. S.; VINCENT, L. A.; ALLEN, T.; et al. Changes in extreme

temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961-2010. International Journal of Climatology, v. 34, n. 9, p. 2957-2971, 2014. https://doi.org/10.1002/joc.3889

SUGAHARA, S.; ROCHA, R. P.; SILVEIRA, R:. Non-stationary frequency analysis of extreme daily rainfall in Sao Paulo, Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 9, p. 1339-1349, 2009. <u>https://doi.org/10.1002/joc.1760</u>

SUJONO, J.; JAYADI, R.; NURROCHMAD. F.: Heavy rainfall characteristics at southwest of mt. Merapi-Yogyakarta and central java province, Indonesia. **Geomate Journal**, 14(45), p. 184-191, 2018. <u>https://doi.org/10.21660/2018.45.27559</u>

SUKHWANI, H.; ALONSO, J.; TRIVEDI, K. S.; MCGINNIS, I.: Software Reliability Analysis of NASA Space Flight Software: A Practical Experience. IEEE International Conference on Software Quality, Reliability and Security (QRS). **Anais...**, p.386-397, 2016. <u>https://doi.org/10.1109/QRS.2016.50</u>

TAHIR, K. M.; YIN, Y.; WANG, Y.; BABAR, Z. A.; YAN, D.: "Impact Assessment of Orography on the Extreme Precipitation Event of July 2010 over Pakistan: A Numerical Study", **Advances in Meteorology**, vol. 2015, Article ID 510417, 20 pages, 2015. <u>https://doi.org/10.1155/2015/510417</u>

TAVARES, A. C.; REYNALDO, N. A.; DONATTO, M. C. B. D. C.; CRUZ, M. P.: O Uso da Análise Episódica na Caracterização de Aspectos Topoclimáticos da Serra de Itaqueri-SP. **Boletim de Geografia - UEM,** v. 3, n. 3, p. 84-108, 1985. <u>https://doi.org/10.4025/bolgeogr.v3i3.12275</u>

TAVARES, C. M. G.; FERREIRA, C. C. M.: A relação entre a orografia e os eventos extremos de precipitação para o município de Petrópolis- RJ. **Revista Brasileira de Climatologia**, [S.I.], v. 26, 2020. <u>http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v26i0.71123</u>

TEIXEIRA, M. da S.; SATYAMURTY, P.: Trends in the Frequency of Intense Precipitation Events in Southern and Southeastern Brazil during 1960-2004. J Climate, 24:1913-1921, 2011. <u>https://doi.org/10.1175/2011JCLI3511.1</u>

TERASSI, P. M. B.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOBRAL, B. s.; GALVANI, E.; BIFFI, V. H. R.: Analysis of Daily Rainfall and Spatiotemporal Trends of Extreme Rainfall at Paraná Slope of the Itararé Watershed, Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 35. 357-374, 2020. <u>https://doi.org/10.1590/0102-7786352025</u>

TERASSI, P. M. DE B.; DA SILVA OSCAR-JÚNIOR, A. C.; GALVANI, E.; et al.: Daily rainfall intensity and temporal trends in eastern Paraná state - Brazil. **Urban Climate**, v. 42, p. 101090, 2022. <u>https://doi.org/10.1016/j.uclim.2022.101090</u>

TERASSI, P. M. DE B.; GALVANI, E. Identification of Homogeneous Rainfall Regions in the Eastern Watersheds of the State of Paraná, Brazil. **Climate**, v. 5, n. 3, p. 53, 2017. <u>https://doi.org/10.3390/cli5030053</u>

TORRES-BATLLÓ, J.; & MARTÍ-CARDONA, B.: Precipitation trends over the southern Andean Altiplano from 1981 to 2018. **Journal of Hydrology**, 590, 125485, 2020. <u>https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125485</u>

TOTÉ, C.; PATRICIO, D.; BOOGAARD, H., et al.: Evaluation of Satellite Rainfall Estimates for Drought and Flood Monitoring in Mozambique. **Remote Sensing**, 7:1758-1776, 2015. <u>https://doi.org/10.3390/rs70201758</u>

UMMENHOFER, C. C.; & ENGLAND, M. H.: Interannual Extremes in New Zealand Precipitation Linked to Modes of Southern Hemisphere Climate Variability, Journal of Climate, 20(21), p. 5418-5440, 2007. <u>https://doi.org/10.1175/2007JCLI1430.1</u>

UVO, C.; and BERNDTSSON, R.: Regionalization and spatial properties of Ceará State rainfall in northeast Brazil, **J. Geophys. Res**., 101(D2), p. 4221- 4233, 1996. <u>https://doi.org/10.1029/95JD03235</u>

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Brasília: INMET; Stilo, 2000. Disponível em:<<u>https://icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA E CLIM</u> ATOLOGIA VD2 Mar 2006.pdf>. Acesso em: 22/01/2020.

VÁSQUEZ, I. L.; ARAUJO, L. M. N.; MOLION, L. C. B.; ABDALAD, M. A.; MOREIRA, D. M.; SANCHEZ, A.; BARBOSA, H. A.; ROTUNNO FILHO, O. C. Historical analysis of interannual rainfall variability and trends in southeastern Brazil based on observational and remotely sensed data. **Climate Dynamics**, v. 50, n. 3-4, p. 801-824, 2018. <u>https://doi.org/10.1007/s00382-017-3642-9</u>

VECCHIA, F. A. S. Clima y Confort Humano. Criterios para caracterización Del régimen climático. In: COTEDI: I SimposioVenezolano de Confort Térmico y Comportamiento Térmico de Edificaciones, Caracas-CO, 1998.

VECCHIA, F. A. da S.; TECH, A. R. B.; & NEVES, G. Z. de F.: Climatologia dinâmica: conceitos, técnicas e aplicações. São Carlos, SP: RiMa, 2020. https://doi.org/10.11606/9786599048814

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. Meteorologia básica e aplicações. Viçosa: UFV, 2000, 449p.

WILLMOTT, C. J.: On the validation of models. **Physical Geography**, 2, 184-194, 1981. <u>https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213</u>

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R.: Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). International Journal of Climatology 36:2644-2659, 2016. <u>https://doi.org/10.1002/joc.4518</u>

YARNAL, B.; COMRIE, A.C.; FRAKES, B.; BROWN, D.P. Developments and prospects in synoptic climatology. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 15, p. 1923-1950, 2001. <u>https://doi.org/10.1002/joc.675</u>

YOULTON, C.; SHIRATSUBAKI, T.; SANCHES DE OLIVEIRA, P. T.; & WENDLAND, E.: Influencia del fenómeno El Niño-La Niña y cambio climático en el patrón de lluvias en São Carlos-SP, Brasil. **Estudios Geográficos**, v. 73, n. 272, p. 325-331, 24 ago. 2012. <u>https://doi.org/10.3989/estgeogr.201212</u>

ZANDONADI, L.; ACQUAOTTA, F.; FRATIANNI, S.; ZAVATTINI, J. A.: Changes in precipitation extremes in Brazil (Paraná River Basin). **Theoretical and Applied Climatology**, 123:741-756, 2016. <u>https://doi.org/10.1007/s00704-015-1391-4</u>

ZAVATTINI, J. A.: As Chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática [online].São Paulo: Ed.UNESP; São Paulo: Cultura Acadêmica, 2009. https://doi.org/10.7476/9788579830020

ZAVATTINI, J. A; BOIN, M. N.: Climatologia Geográfica: teoria e prática de pesquisa.

Campinas-SP: Editora Alínea, 2013.

ZENG, Y.; YANG, L.; ZHOU, Y.; TONG, Z.; JIANG, Y.; CHEN, P.: Characteristics of orographic raindrop size distribution in the Tianshan Mountains, China, **Atmospheric Research**, Volume 278, 2022. <u>https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106332</u>.

ZHANG, X.; YANG, F.: RClimDex (1.0) User Guide. Climate Research Branch Environment Canada: Downsview. Ontario, Canada, 2004.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, M. A.: A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil. International Journal of Climatology, 37:2269-2279, 2017. https://doi.org/10.1002/joc.4840