

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS**  
**Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel**  
**Programa de Pós-graduação em Manejo e Conservação do Solo e da**  
**Água**



**Tese de Doutorado**

**Simulação sazonal da precipitação mediante o uso do Modelo de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado em durações sub-horárias**

**Emanuele Baifus Manke**

**Pelotas, 2020.**

**EMANUELE BAIFUS MANKE**

**Simulação sazonal da precipitação mediante o uso do Modelo de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado em durações sub-horárias**

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Doutora em Ciências.

Orientadora: Professora Dr<sup>a</sup>. Claudia Fernanda Almeida Teixeira-Gandra

Coorientadora: Professora Dr<sup>a</sup>. Rita de Cássia Fraga Damé

Pelotas, 2020.

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas  
Catalogação na Publicação

M266s Manke, Emanuele Baifus

Simulação sazonal da precipitação mediante o uso do Modelo de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado em durações sub-horárias / Emanuele Baifus Manke ; Claudia Fernanda Almeida Teixeira-Gandra, orientadora ; Rita de Cássia Fraga Damé, coorientadora. — Pelotas, 2020.

119 f. : il.

Tese (Doutorado) — Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas, 2020.

1. Chuva intensa. 2. Sazonalidade. 3. IDF. 4. Modelagem estocástica. I. Teixeira-Gandra, Claudia Fernanda Almeida, orient. II. Damé, Rita de Cássia Fraga, coorient. III. Título.

CDD : 631.45

## **EMANUELE BAIFUS MANKE**

### **Simulação sazonal da precipitação mediante o uso do Modelo de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado em durações sub-horárias**

Tese aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Doutora em Ciências, Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, Universidade Federal de Pelotas.

Data da defesa: 04/12/2019

Banca examinadora:

Prof. Dr<sup>a</sup>. Cláudia Fernanda Almeida Teixeira-Gandra (Orientadora)  
Doutora em Agronomia pela Universidade Federal de São Paulo (USP)

Prof. Dr. Hugo Alexandre Soares Guedes  
Doutor em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Viçosa (UFV)

Prof. Dr<sup>a</sup>. Andréa Souza Castro  
Doutora em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

Prof. Dr. Henrique Kosby Corrêa  
Doutor em Qualidade Ambiental Feevale (RS)

## **Agradecimentos**

Agradeço primeiramente a Jesus Cristo e Maria, que atenderam todas as minhas súplicas e que me possibilitaram pela graça de Deus chegar até aqui.

A minha mãe Neuza, meu pai Claudiomir e meu irmão Lucas, por todo amor e carinho durante os momentos difíceis e pela compreensão da minha ausência.

Ao meu namorado Elizeu Oliveira por me emprestar o ombro amigo, pelo carinho e pela compreensão nos momentos de ausência. Além disso, por sempre me incentivar a seguir em frente e me mostrar o lado positivo das coisas.

Agradeço a minha orientadora Claudia Teixeira, a qual é o meu grande exemplo de profissional e de mulher, pois sempre me mostrou, que diante das dificuldades e independente do que aconteça, é possível alcançar nossos objetivos, porque tudo depende apenas do nosso esforço e dedicação. Além disso, sempre age como uma mãe, nos aconchegando e nos apoiando quando necessário, mas também, em alguns momentos, nos mostrando no que é preciso melhorar, para que possamos nos tornar profissionais qualificados. Sou grata também por confiar em mim e permitir que assumisse a vaga de professora substituta durante o desenvolvimento do doutorado. Eu a admiro muito e não tenho palavras suficientes para agradecer por tudo.

A minha coorientadora Rita Damé, a qual também não tenho palavras para agradecer, pois foi extremamente importante para a realização deste trabalho. Ensinou-me muitas coisas e foi muito paciente comigo durante esta etapa, sendo que a considero como uma mãe. Mostrou-me o quanto preciso aprender a ser paciente em relação a vida. Além disso, é um grande exemplo de mulher e de profissional. Agradeço imensamente todos os ensinamentos recebidos.

As minhas amigas irmãs Natália Pinheiro, Priscila Priebe e Tuane Dutra, as quais sempre me apoiaram nos momentos de angústia e me incentivaram.

Ao Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, pela oportunidade de poder realizar o doutorado.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudo.

Ao professor Olavo Pedrollo pela disponibilização da rotina computacional utilizada no desenvolvimento do trabalho.

Ao Adriano Rochedo que desenvolveu o software Simulador de Chuva 1.2.

Ao grupo de pesquisa de Engenharia de Água e Solo, agradeço aos alunos Patrick, Gustavo, Viviane, Suélen, Roberta, Letícia, Pamela e Maria, pelo convívio e pela amizade construída.

Ao bolsista voluntário Henrique Bergman pela ajuda na organização e processamento dos dados, e também pela amizade construída.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação da Água e do Solo, os quais contribuíram para a minha formação e para o meu amadurecimento acadêmico.

Aos componentes da banca, pelas contribuições e discussões no intuito de qualificar o meu trabalho.

Obrigada!

*“A gente ainda vai bem longe,  
depois de estar cansado”.*  
(JORDÃO e PESSOA, 2017)

## Resumo

Manke, Emanuele Baifus. **Simulação sazonal da precipitação mediante o uso do Modelo de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado em durações sub-horárias** 2019. 124f. Tese (Doutorado em Manejo e Conservação do Solo e da Água) – Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, 2019.

O conhecimento da precipitação em uma determinada região é de extrema importância para o dimensionamento de obras hidráulicas, sendo que muitas vezes é necessário o conhecimento das precipitações extremas, as quais podem ser determinadas por meio de relações de intensidade, duração e frequência. No entanto, muitas vezes há uma grande dificuldade na obtenção de séries longas de dados de precipitação em pequenas durações, as quais são fundamentais para obtenção das relações de intensidade-duração-frequência. Uma alternativa é o uso de modelos que permitam a simulação estocástica da precipitação, os quais são calibrados com base em estatísticas dos dados observados. Um dos modelos que tem sido comumente aplicado na simulação da chuva é o de Bartlett-Lewis de Pulso Retangular Modificado, porém normalmente o mesmo é utilizado na modelagem da precipitação de cada mês do ano separadamente e praticamente não se conhece o comportamento deste quando aplicado de forma anual ou sazonal. Desta forma, o objetivo deste trabalho foi simular a influência da sazonalidade na obtenção das relações de intensidade-duração-frequência de precipitação por meio da modelagem estocástica. Os dados de precipitação utilizados compreendem o período de 1982 a 2015. A partir dos registros pluviográficos foram obtidas as estatísticas descritivas das séries de precipitação do verão e do inverno, para as durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min. As estatísticas estimadas foram a média, a variância, o coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e a proporção de períodos secos. Com base nestas foram estabelecidos os conjuntos estatísticos A, B, C, D e E, os quais foram utilizados na estimativa dos seis parâmetros do modelo. Os parâmetros foram aplicados na simulação da precipitação do período do verão e do inverno, para todas as combinações de estatísticas estabelecidas. As séries simuladas foram comparadas com as observadas do período do verão e do inverno e também com as obtidas por Dorneles et al. (2019), utilizando o erro relativo médio quadrático e o teste de Wilcoxon. Os dados simulados de cada um dos conjuntos foram utilizados na obtenção das equações de intensidade-duração-frequência, para as duas estações do ano. Além disso, as intensidades históricas do verão e do inverno foram comparadas com as determinadas por Dorneles et al. (2019), bem como os parâmetros das equações de intensidade-duração-frequência para os mesmos períodos. A análise dos parâmetros do modelo possibilitou verificar que esses apresentaram algumas variações entre as estações avaliadas, ou seja, a sazonalidade afetou a estimativa dos parâmetros. O modelo apresentou um ajuste satisfatório em relação as estatísticas das séries simuladas em todos os conjuntos analisados, porém a comparação das intensidades máximas permitiu concluir que a precipitação foi subestimada pelo modelo para ambas as estações. As relações intensidade-duração-frequência dos dados históricos do

período do verão apresentaram pequenas diferenças quando comparadas às de Dorneles et al. (2019), contudo o oposto foi verificado para o inverno.

**Palavras-chave:** Chuva intensa; IDF; Modelagem estocástica; Sazonalidade

## Abstract

Manke, Emanuele Baifus. **Seasonal precipitation simulation through the use of modified Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model in sub-hourly duration**. 2019. 124f. Tese (Doutorado em Manejo e Conservação do Solo e da Água) – Programa de Pós-Graduação em Manejo e Conservação do Solo e da Água, Faculdade de Agronomia Eliseu Maciel, 2019.

The knowledge of the precipitation in a determined region is extreme importance of the sizing of hydraulic structures, being that many times the knowledge of precipitation extreme, can be determined through of equations what establish the relations of intensity, duration and frequency. However, oftentimes there is a great difficulty in obtention of long rainfall time series in short duration relations which are fundamental for obtention of relation of intensity-duration-frequency. The alternative are models what allow the stochastic simulation of rainfall, what are calibrated based in statistical of observed data. The model that has been commonly applied in rainfall simulation is modified Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model, but this normally is used in modeling of precipitation and do not know the behavior this when applied annual and seasonal. Thus, the purpose of this work is simulating the influence of the seasonality in obtention of the rainfall intensity-duration-frequency through of stochastic modeling. The precipitation data are comprising the period of 1982 a 2015. From the rainfall records was obtained descriptive statistics of the summer and winter precipitation series for the duration of 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 14440 min. The estimated statistics was average, variance, lag-1 autocorrelation coefficient and proportion of dry. Based on these was established the statistical sets A, B, C, D e E used in the estimation of the six parameters of the model. The parameters were applied in rainfall simulation of the summer and winter period and too with the obtained for Dorneles et al. (2019) through the quadratic mean relative error and the Wilcoxon test. The simulate data of each sets was used in obtention of the equation of intensity-duration-frequency for two seasons. Furthermore, the historical intensity of summer and winter was compared with the determined for Dorneles et al. (2019) as well as the parameters of the equations of the intensity-frequency-duration for the same periods. The analyze of the model parameters of the model made it possible verify that they presented some variations between the season's evaluations in other words the seasonality affected the estimation of the parameters. The model presented a satisfactory fit in relation the statistic of the simulated series in all sets, but the comparative of the maximum intensities allowed to conclude that the precipitation was underestimated for the model for both seasons. The relation intensity-duration-frequency of the historical data of the summer period presented slight differences when compared to Dorneles et al. (2019), however the opposite was verified for winter.

**Key-Words:** Intense Rainfall; IDF; Stochastic Modeling; Seasonality

## Lista de Figuras

Figura 1 - Representação do tempo de origem das tormentas governado pelo parâmetro $\lambda$ .....	33
Figura 2 - Representação do tempo de início das células de chuva governado pelo parâmetro $\kappa$ .....	33
Figura 3 - Representação do tempo de fim das células de chuva governado pelo parâmetro $\phi$ .....	34
Figura 4 - Representação dos parâmetros $\alpha$ e $\nu$ da distribuição Gama que permitem a simulação do parâmetro $\eta$ , o qual representa a duração das células de chuva.....	34
Figura 5 - Representação da intensidade das células simuladas cuja média é simulada por meio do parâmetro $\mu_x$ .....	34
Figura 6 - Representação da intensidade total simulada por período. ....	35
Figura 7 - Precipitações históricas do período do verão na escala de tempo de 5min e simuladas por meio do conjunto D, compreendendo o período de 2011 a 2015. ....	98
Figura 8 - Precipitações históricas do período do verão na escala de tempo de 5min e simuladas por meio do conjunto B, compreendendo o período de 2011 a 2015. ....	99
Figura 9 - A – Curvas IDF Verão desenvolvidas para todos os períodos de retorno e todas as durações analisadas e B – Curvas IDF Inverno desenvolvidas para todos os períodos de retorno e todas as durações analisadas.....	101

## Lista de Tabelas

Tabela 1 - Conjuntos estatísticos utilizados na estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM e seus respectivos níveis de agregação temporal.....	50
Tabela 2 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) para a estação do verão, na localidade Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015).....	56
Tabela 3 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) para a estação do inverno, na localidade Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015).....	57
Tabela 4 - Intensidades de precipitação máximas históricas obtidas pelo ajuste da distribuição de probabilidade de Gumbel II, do período do verão da cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015)...	58
Tabela 5 - Intensidades de precipitação máximas históricas obtidas pelo ajuste da distribuição de probabilidade de Gumbel II, para o período do inverno, na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015).....	59
Tabela 6 - Parâmetros do modelo de BLPRM ajustados a partir dos dados históricos de precipitação da cidade de Pelotas/RS, para o período do verão entre os anos de 1982 a 2015, por meio das combinações estatísticas A, B, C, D, E.....	61
Tabela 7 - Parâmetros do modelo de BLPRM ajustados, a partir dos dados históricos de precipitação da localidade de Pelotas/RS, para o período do inverno entre os anos de 1982 a 2015, por meio das combinações estatísticas A, B, C, D e E.....	64
Tabela 8 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) do período do verão da cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e estatísticas das chuvas simuladas pelo modelo de BLPRM, para o mesmo intervalo de tempo.....	65
Tabela 9 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e estatísticas das chuvas simuladas pelo modelo de BLPRM, para o mesmo período.....	69
Tabela 10 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão, na cidade de Pelotas/RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 2 anos.....	72
Tabela 11 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações	

estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 5 anos. ....	75
Tabela 12 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 10 anos. ....	77
Tabela 13 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas – RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 20 anos. ....	78
Tabela 14 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 50 anos. ....	80
Tabela 15 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 100 anos. ....	81
Tabela 16 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 2 anos. ....	85
Tabela 17 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 5 anos. ....	88
Tabela 18 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 10 anos. ....	90
Tabela 19 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações	

estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 20 anos. ....	92
Tabela 20 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 50 anos. ....	94
Tabela 21 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 100 anos. ....	95
Tabela 22 - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades máximas de precipitação do verão e as obtidas com base em séries dados anuais por Dorneles et al. (2019).....	103
Tabela 23 - Erro relativo médio entre as intensidades máximas de precipitação do verão e as obtidas por Dorneles et al. (2019).....	105

## Sumário

1	Introdução .....	17
2	Objetivos .....	21
2.1	Geral .....	21
2.2	Específicos.....	21
3	Revisão Bibliográfica.....	22
3.1	Precipitação .....	22
3.2	Modelagem Estocástica .....	26
3.3	Processo Pontual .....	28
3.4	Modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado .....	31
3.5	Relações Intensidade-Duração-Frequência de Precipitação .....	38
4	Metodologia.....	41
4.1	Dados de Precipitação .....	41
4.2	Modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado (BLPRM) .....	42
4.2.1	Simulação dos Tempos de Início das Tormentas (TIT <sub>i</sub> ).....	42
4.2.2	Simulação dos Tempos de Início de Origem das Células de Chuva .....	43
4.2.3	Simulação dos Tempos de Fim das Células de Chuva.....	44
4.2.4	Simulação da Duração e Intensidade das Células de Chuva .....	45
4.2.5	Estimativa dos Parâmetros do Modelo de BLPRM .....	47
4.2.6	Estatísticas Descritivas da Precipitação .....	49
4.3	Simulação da Precipitação.....	51
4.4	Relações Intensidade-Duração-Frequência (IDF) de Precipitação Sazonais .....	53
4.5	Comparação das Relações Intensidade-Duração-Frequência (IDF).....	53
4.6	Relações de Intensidade-Duração-Frequência Sintéticas .....	54
5	Resultados e Discussão .....	56
5.1	Estatísticas Descritivas dos Registros Pluviográficos .....	56
5.2	Intensidade de Precipitação Máxima Histórica do Verão e do Inverno ...	58
5.3	Parâmetros do Modelo BLPRM Estimados com Base nos Conjuntos Estatísticos A, B, C, D e E .....	61
5.4	Comparação entre as Estatísticas da Série Histórica e das Séries Simuladas pelo Modelo de BLPRM.....	65

5.5 Comparação entre as Séries de Precipitações Observadas do Verão e do Inverno com as Séries Simuladas.....	71
5.5.1 Intensidades Máximas de Precipitação Observadas e Simuladas do Período do Verão.....	71
5.5.2 Intensidades Máximas de Precipitação Observadas e Simuladas do Período do Inverno .....	85
5.6 Comparação das Séries de Precipitação Simuladas com as Observadas para o Período do Verão e do Inverno .....	97
5.7 Relações de Intensidade-Duração-Frequência obtidas por meio de Séries Históricas de Precipitação do Período do Verão e do Inverno.....	100
5.8 Comparação entre as Intensidades Máximas de Precipitação Históricas .....	101
6 Conclusões.....	107
Referências.....	109

## 1 Introdução

A precipitação é toda água proveniente da atmosfera, que atinge a superfície terrestre, sendo a sua formação em função da ocorrência de condições meteorológicas e ambientais específicas. De acordo com Forgiarini, Vendrusculo e Rizzi (2013), a formação da precipitação ocorre por meio de um conjunto de mecanismos, sendo os principais as características da paisagem, latitude, altitude, relevo, vegetação e atividades antrópicas. Desta forma, a precipitação apresenta um comportamento distinto para cada região e também de acordo com as condições sazonais.

No estado do Rio Grande do Sul, especificamente no período do inverno, a formação da precipitação é influenciada frequentemente pela passagem de sistemas frontais (BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008). Os sistemas frontais são os principais causadores da ocorrência de precipitações de longa duração no Estado (FORGIARINI; VENDRUSCOLO; RIZZI, 2013). Contudo, no verão, devido à alta intensidade do calor, associada aos altos índices de umidade, as precipitações geralmente são caracterizadas como convectivas (TAVARES, 1981; BRITTO, 2008).

O registro da ocorrência desses eventos de precipitação ao longo do ano é realizado por meio de uma rede de monitoramento, sendo que as estações que a compõem são em sua maioria pluviométricas, ou seja, os dados são obtidos a partir de pluviômetros, os quais fornecem a chuva acumulada de 24 horas. A Organização Mundial Meteorológica (1994) recomenda que as leituras sejam realizadas diariamente às 9 horas, de acordo com o fuso horário brasileiro. Esta também é composta por alguns pluviógrafos mecânicos convencionais ou digitais, os quais registram a lâmina precipitada em escalas de tempo sub-horárias.

No panorama geral da realidade brasileira existe uma grande quantidade de estações pluviométricas em operação, o que proporciona a disponibilidade de uma quantidade relativa de dados pluviométricos, contudo paralelamente há uma escassez de registros pluviográficos (BACK; OLIVEIRA; HENN, 2012). As séries pluviométricas apresentam uma maior quantidade de dados, sendo que as pluviográficas normalmente são constituídas de períodos de tempo mais curtos. Um dos motivos causadores desta escassez, provavelmente, é a

dificuldade na leitura dos pluviogramas, devido à falta de mão de obra especializada. Como consequência, a disponibilidade de séries de precipitação sub-horárias é menor em relação aos dados horários.

No entanto, apesar da existência de algumas deficiências quanto aos registros das precipitações, os hidrólogos requerem longas séries de dados, para elaboração e operação de projetos, sendo que a necessidade dos intervalos de tempo varia desde períodos diários (para grandes estudos de captação) até alguns minutos para análise de pequenas bacias, tipicamente urbanas (KACZMARSKA; ISHAM; ONOF, 2014).

Neste contexto, visando suprir a demanda de dados de precipitação, alguns modelos estocásticos têm sido utilizados na simulação da precipitação em diferentes escalas de tempo para aplicações hidrológicas. As séries simuladas são utilizadas em projetos, tais como de reservatórios, estudos de enchentes, de sistemas de esgotos, entre outros (HANAISH; IBRAHIM; JEMAIN, 2013).

O objetivo destes modelos estocásticos é fornecer uma representação conceitual simplificada das principais características observáveis, com relação aos processos que envolvem a precipitação, tanto espacialmente, quanto temporalmente. As vantagens são em relação a sua capacidade de descrever o processo de precipitação com base em alguns parâmetros, considerando-se a complexidade dos eventos de chuva, sendo que a partir desses, outras propriedades do processo natural podem ser deduzidas (HANAISH; IBRAHIM; JEMAIN, 2013).

A aplicação dos modelos possibilita a obtenção de conjuntos de dados de precipitação realísticos e longos e, em muitas vezes, em várias escalas de tempo, o que tem proporcionado uma maior motivação nas últimas décadas para o desenvolvimento de modelos estocásticos de simulação da precipitação (KACZMARSKA; ISHAM; ONOF, 2014).

Um dos modelos estocásticos que tem sido comumente empregado na simulação da precipitação em durações sub-horárias é o modelo de Bartlett-Lewis de Pulso Retangular Modificado (BLPRM). Este modelo foi apresentado por Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987a,b) para a simulação da precipitação horária. A partir de então muitos pesquisadores (HANAISH; IBRAHIM; JEMAIN, 2011; KACZMARSKA; ISHAM; ONOF, 2014; YUSOP; NASIR; YOUSOF, 2014;

DODANGEH et al., 2017; SHRESTHA et al., 2017) têm utilizado o BLPRM com avanços, como por exemplo, a simulação de eventos de precipitação com durações inferiores à horária, ou seja, com intervalos de tempo de até 5min (KOUTSOYIANNIS; ONOF, 2001; KOSSIERIS et al., 2016; KOSSIERIS et al., 2018).

Os parâmetros do modelo de BLPRM são determinados tradicionalmente para cada mês do ano, sendo este o padrão adotado em praticamente todos os estudos presentes na literatura. No entanto, Wasko et al. (2015) analisaram o comportamento dos parâmetros do modelo com base na ocorrência dos eventos El Niño e La Niña, em diferentes localidades no leste da Austrália. No entanto, inexitem na literatura pesquisas utilizando a simulação da precipitação por meio de parâmetros obtidos sazonalmente e também em relação a aplicabilidade destes na simulação da precipitação.

O modelo de BLPRM segundo alguns autores, apresenta dificuldades na representação de eventos extremos de precipitação máxima, devido ao alto grau de simplificação do processo de chuva. Desta forma, é evidente a necessidade de investigações em relação ao comportamento deste, quando aplicado na análise de eventos extremos de precipitação máxima (RITSCHEL; RUST; ULBRICH, 2017).

Neste contexto, uma das formas de analisar o comportamento de eventos extremos de precipitação é por meio das relações de intensidade-duração-frequência. O modelo de BLPRM e as relações de intensidade-duração-frequência são de particular interesse para a modelagem hidrológica e avaliação de impactos que podem ser causados pela precipitação.

Na literatura, existem diversas pesquisas relacionadas a obtenção das relações de intensidades-durações-frequências (IDF's) na análise de eventos extremos de precipitação em diferentes regiões do mundo como a de Xu et al. (2018) em Hong Kong, So et al. (2017) na Coreia do Sul, Fadhel, Rico-Ramirez e Han (2017) no norte da Inglaterra, Ghanmi, Bergaoui e Mallet (2016) na área costeira do Mediterrâneo, entre outras, sendo algumas com a aplicação do modelo de BLPRM como Ritschel; Rust e Ulbrich (2017) na Alemanha, Ariff et al. (2012) na Península da Malásia, Shrestha et al. (2017) em Bangkok (Tailândia). Contudo, são recentes os estudos em que se verifica o comportamento das relações IDF's com base na influência das variações

sazonais, bem como as possíveis alterações nas características destas devido aos eventos climáticos como o El Niño e La Niña ou possíveis mudanças no comportamento destas proporcionadas pela ocorrência de mudanças climáticas futuras.

Embora não seja comum, algumas pesquisas vêm sendo realizadas com o objetivo de avaliar a influência das condições climáticas sobre as características das relações IDF's como a de Ariff et al. (2012), na qual os autores analisaram o quanto as chuvas convectivas na Península da Malásia interferem nas relações IDF's. Tye et al. (2016) verificaram se a sazonalidade apresenta alguma correlação com as variações intra-anuais na ocorrência de eventos extremos no Reino Unido e se estas afetam a ocorrência de eventos extremos. Contudo, nos estudos realizados não se tem investigações quanto a obtenção de relações IDF's por meio dados que compreendam estações do ano específicas e também quanto a capacidade de representação de IDF's, obtidas sazonalmente.

Com base no exposto, é premente simular a precipitação em escalas de tempo sub-horárias, por meio do modelo de BLPRM, com base em dados históricos sazonais, bem como obter as relações de intensidade-duração-frequência, para o período do verão e inverno, para uma dada localidade de interesse que disponha de registros pluviográficos disponíveis, que permita a comparação das informações obtidas.

## **2 Objetivos**

### **2.1 Geral**

Simular a influência da sazonalidade na obtenção das relações de intensidade-duração-frequência de precipitação por meio de modelagem estocástica.

### **2.2 Específicos**

- a) Estimar os parâmetros do modelo estocástico Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado para as estações do inverno e do verão, considerando a duração de 5 min.
- b) Validar o uso da modelagem estocástica de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado, na duração de 5 min, utilizando as relações de intensidade-duração-frequência históricas para o mesmo período.
- c) Estabelecer as relações intensidade-duração-frequência (IDF) da precipitação para os períodos de inverno e verão, a partir dos registros pluviográficos históricos para a localidade de Pelotas/RS.
- d) Comparar as relações Intensidade-Duração-Frequência obtidas via simulação pelo modelo estocástico para o inverno e verão, com a obtida por Dorneles et al. (2019).

### 3 Revisão Bibliográfica

#### 3.1 Precipitação

A umidade atmosférica é considerada um dos elementos básicos para a formação da chuva, porém não é o único, havendo a necessidade da existência de outros processos como resfriamento do ar, presença de núcleos higroscópicos, etc, para que haja a condensação do vapor e a formação das gotas (MELLO; SILVA, 2013).

Segundo os mesmos autores, o ar úmido das camadas inferiores, aquecido por condução, sofre ascensão até atingir a condição de saturação, devido à expansão causada pela redução da pressão atmosférica e o seu resfriamento. A partir desse nível, em condições atmosféricas favoráveis e com existência de núcleos higroscópicos, o vapor d'água sofre a condensação, formando minúsculas gotas em torno desses núcleos, que são mantidas em suspensão até que, por um processo de crescimento, adquiram tamanho suficiente para vencer as forças de ascensão, que exercem resistência e, então, possam precipitar.

A formação da precipitação ocorre por meio de um conjunto de mecanismos, que possuem componentes locais e globais, dentre os principais destacam-se as características geográficas diversificadoras da paisagem (FORGIARINI; VENDRUSCOLO; RIZZI, 2013). Conforme o processo fundamental de formação, as precipitações podem ser classificadas em: convectivas, orográficas e frontais ou ciclônicas.

As chuvas convectivas são resultado do aquecimento desigual da superfície terrestre. Em condições normais, o ar úmido, aquecido no solo cria camadas de ar com diferentes densidades, gerando uma estratificação atmosférica que se mantém em equilíbrio instável. Perturbando o equilíbrio, forma-se uma brusca ascensão local de ar menos denso, que atingirá seu nível de condensação com formação de nuvens, e muitas vezes de precipitação. São geralmente chuvas de grande intensidade e de pequena duração, restritas a pequenas áreas, podendo provocar importantes inundações em pequenas bacias (TUCCI, 2014).

As chuvas orográficas ocorrem quando ventos quentes e úmidos, soprando geralmente do oceano para o continente, encontram uma barreira montanhosa, elevam-se e se resfriam adiabaticamente havendo condensação de vapor, formação de nuvens e ocorrência de chuvas. São chuvas de pequena intensidade e de grande duração, que cobrem pequenas áreas. Quando os ventos conseguem ultrapassar a barreira montanhosa, o lado oposto projeta-se a sombra pluviométrica, dando lugar a áreas secas ou semiáridas causadas pelo ar seco, já que a umidade foi descarregada na encosta oposta (TUCCI, 2014).

As chuvas frontais provêm da interação de massas de ar quente e fria. Nas regiões de convergência na atmosfera, o ar mais quente e úmido é impulsionado para cima, resultando no seu resfriamento e na condensação do vapor de água, de forma a produzir precipitação. São chuvas de grande duração, atingindo áreas com intensidade média, podendo produzir cheias em grandes bacias (TUCCI, 2014).

A precipitação, em relação ao estado do Rio Grande do Sul, possui um regime pluviométrico não homogêneo, apresentando variabilidade espacial e temporal condicionadas às interações de diferentes mecanismos climáticos (KHAN; KIM, 1998).

O que caracteriza o Estado quanto à circulação atmosférica é a sua região frontogenética, ou seja, os sistemas frontais podem se formar ou podem se intensificar. Esta circunstância o torna sujeito às sucessivas entradas frontais, que alcançam a extraordinária regularidade de uma invasão por semana. Durante o inverno, os avanços dos sistemas frontais são mais vigorosos, podendo até alcançar latitudes bem mais baixas. Os sistemas frontais ocorrem com mais frequência e com maior velocidade de deslocamento, causando nebulosidade, principalmente no litoral. Isto acontece devido à impossibilidade do ar quente e úmido ser renovado durante o curto intervalo de tempo entre os sistemas frontais, onde a nova frente irá encontrar o ar relativamente frio deixado pela precedente (LEMOS; CALBETE, 1998).

Neste contexto, os sistemas frontais são os principais responsáveis pela precipitação pluvial no inverno e no outono no Rio Grande do Sul, os quais caracterizam eventos chuvosos de longa duração (FORGIARINI; VENDRUSCOLO; RIZZI, 2013). No verão, a frente fria em superfície se

apresenta com uma orientação noroeste/sudeste. A maior frequência de passagens dos sistemas frontais acontece no período de inverno e por esta razão as estações meteorológicas situadas próximas do litoral e no centro-sul, apresentam máxima taxa de precipitação pluvial neste período. No Estado, algumas cidades sofrem maior influência dos sistemas frontais, apresentando conseqüentemente maiores valores máximos totais de precipitação pluvial no período do inverno, como por exemplo, a localidade de Pelotas, no sul do Estado. Em geral, estas áreas apresentam uma precipitação pluvial máxima total nos meses do inverno de até 450mm (BRITTO; BARLETTA; MENDONÇA, 2008).

No verão, devido à alta intensidade do calor, associada aos altos índices de umidade, as chuvas geralmente são convectivas no estado do Rio Grande do Sul, formando nuvens do tipo cumulonimbus. Estas podem se desenvolver verticalmente em condições específicas de calor acentuado e quantidade de umidade, que resultam em fortes pancadas de chuvas, geralmente acompanhadas de trovões que podem durar uma ou poucas horas, principalmente no período da tarde devido ao calor. As chuvas convectivas ocorrem em consequência do diferente aquecimento basal da atmosfera em contato com uma superfície heterogênea, podendo ser restritas à escala local ou proveniente da advecção de uma massa de ar (TAVARES, 1981; BRITTO BARLETTA; MENDONÇA, 2008).

Nos anos de El Niño deve-se ressaltar que no estado do Rio Grande do Sul as chances de chuvas acima do normal são maiores, enquanto desvios negativos ocorrem em anos de La Niña. Apesar da ocorrência durante todo o período de atuação desses eventos, duas épocas do ano são mais afetadas, a primavera e o começo do verão (outubro, novembro e dezembro), no ano inicial do evento; e final de outono e começo de inverno (abril, maio e junho), no ano seguinte ao início do evento (CUNHA, 2003).

A precipitação ocorrida durante todas as estações do ano é quantificada por meio de pluviômetros, pluviógrafos e radares meteorológicos, os quais são equipamentos que permitem a obtenção da lâmina precipitada. A diferença entre pluviômetro e pluviógrafo é que o último registra automaticamente os dados, a cada minuto, enquanto no pluviômetro, as leituras são feitas por um observador, em intervalos de tempos fixos, geralmente a cada 24 horas

(TUCCI, 2014). Ambos os instrumentos fornecem a precipitação pontual, enquanto o radar meteorológico, além de considerar a distribuição temporal da precipitação, leva em conta a variabilidade espacial da mesma.

A Agência Nacional das Águas (ANA) disponibiliza as séries pluviométricas pelo sistema de informações hidrológicas HidroWeb, porém algumas dessas apresentam falhas diárias, mensais e anuais, inviabilizando, muitas vezes, a utilização destes dados (OLIVEIRA et al., 2010). O Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) também é responsável por algumas estações de monitoramento de precipitação, sendo que este, da mesma forma, apresenta somente algumas séries completas, para determinadas regiões do país.

O número de estações pluviográficas no Brasil é menor, comparativamente às pluviométricas, além disso, essas séries de precipitação contêm um menor número de registros. De acordo com Mello e Silva (2014), existem 808 pluviógrafos, sendo que em média apresentam 10 anos de dados, considerando a última atualização, ou seja, a partir do ano de 2000.

Neste contexto, a obtenção de uma série de dados de precipitação pluviométrica e pluviográfica completa é um desafio para os pesquisadores e projetistas. Desta forma, desenvolveram-se diversos modelos de geração de dados sintéticos de precipitação, com a vantagem da obtenção de séries de dados sem falhas, possibilitando a simulação do funcionamento de sistemas hidrológicos e a estimativa dos riscos de ocorrências de eventos extremos, como cheias e estiagens (BACK; UGGIONI, 2010).

Existem modelos que são amplamente utilizados para a simulação da precipitação diária, como, por exemplo, os que se baseiam na cadeia de Markov (KOUTSOYIANNIS; XANTHOPOULOS, 1990; ROBERTSON; KIRSHNER; SMYTH, 2004; PASCHALIS et al., 2014). No entanto para projetos, cuja área de contribuição possua tempo de concentração inferior a um dia, é necessário aplicar modelos que simulem a chuva na duração sub-diária, ou seja, horária e sub-horária (BACK; UGGIONI; VIEIRA, 2011).

Os modelos para simulação da precipitação podem ser determinísticos ou estocásticos. A modelagem determinística usa informações meteorológicas, como a pressão atmosférica, temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, entre outros. Como o número de variáveis envolvidas é grande, a

utilização destes modelos é complexa, pois o número de parâmetros a serem estimados é elevado (DAMÉ; TEIXEIRA; LORENSI, 2007).

De acordo com Wheater et al. (2000), na modelagem estocástica, o comportamento determinístico detalhado é substituído por suposições estocásticas simples, onde um pequeno número de parâmetros, com interpretação física (como, por exemplo, intensidade) do processo modelado é utilizado para a representação desse.

### **3.2 Modelagem Estocástica**

A simulação estocástica de séries temporais de precipitação para um determinado local pode apresentar numerosas aplicações, nas quais a precipitação é a variável chave, como por exemplo, na hidrologia de bacias hidrográficas, projetos de drenagem urbana, aplicações agrícolas e ecológicas etc. Esses requisitos levaram à formulação de muitos modelos estocásticos de precipitação temporal (PASCHALIS et al., 2014).

A ocorrência da precipitação pode ser descrita na forma de células de chuva (FOUFOULA-GEORGIU; GUTTORP, 1987), as quais agrupando-se dão origem às tormentas (KAVVAS; DELLEUR, 1981). Neste contexto, a precipitação caracteriza-se por ser uma variável aleatória, ou seja, seu valor numérico não pode ser predito com certeza, antes que o evento ocorra (BENJAMIN e CORNELL, 1970), por consequência, a modelagem do seu processo é feita estocasticamente.

O objetivo destes modelos estocásticos é fornecer uma representação simplificada das principais características dos eventos de chuva. As vantagens são em relação a sua capacidade de descrever o processo de precipitação com base em alguns parâmetros, sendo que a partir destes, outras propriedades do processo são determinadas (HANAISH; IBRAHIM; JEMAIN, 2013).

Obter séries representativas do processo de precipitação, para diferentes escalas de tempo, tem sido a motivação para o desenvolvimento destes tipos de modelos. A representatividade dos dados é tipicamente medida pela capacidade de cada modelo em reproduzir estatísticas consideradas padrão das séries temporais de precipitação, sendo essas, a média, variância, assimetria, autocorrelação, proporção de períodos secos e o comportamento

das lâminas de precipitação, em diferentes durações (KACZMARSKA; ISHAM; ONOF, 2014).

Entre os modelos estocásticos disponíveis têm-se os baseados na teoria da cadeia de Markov, Processo Poisson, e outros modelos com incrementos independentes que não apresentam flexibilidade na representação da dependência da precipitação. Modelos de segunda ordem como autorregressivo, ARMA, ARIMA são utilizados para modelagem em maiores escalas de tempo, como sequências mensais, não sendo, desta forma, apropriados para escalas menores, como dias, horas, min (WAYMIRE; GUPTA, 1981).

A forma estocástica tradicional de modelagem utiliza cadeias de Markov para simular a ocorrência da precipitação, em que a quantidade de chuva precipitada é simulada, nesse caso, através de uma distribuição de probabilidade, como a Gama com dois parâmetros (HUTCHINSON, 1990).

Os modelos estocásticos que utilizam cadeias de Markov não levam em consideração o agrupamento de células de chuva, a qual é uma característica exibida pela precipitação, tanto espacial quanto temporalmente e, por isso, são considerados limitados na simulação da precipitação máxima. A precipitação máxima faz com que a análise do processo seja estendida para propriedades de segunda ordem (variância, covariância, coeficiente de autocorrelação), no sentido de conseguir maior aproximação com o fenômeno físico envolvido (DAMÉ, 2001).

Waymire e Gupta (1981) afirmam também que os modelos que incorporam as estruturas de dependência Markovianas não representam adequadamente a precipitação na escala horária, pois as funções de correlação simuladas diferem significativamente, em relação aos dados observados. Na escala de tempo diária, o modelo Markoviano reproduz corretamente as características estatísticas.

Desta forma, com base no exposto, pesquisadores como Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013), Kaczmarska, Isham e Onof (2014), Yusop, Nasir e Yousof (2014), Dodangeh et al. (2017), Shrestha et al. (2017), Kossieris et al. (2016) e Kossieris et al. (2018) têm optado por utilizar modelos com base na Teoria do Processo Pontual, para a geração estocástica de dados sub-horários de precipitação.

No entanto, Paschalis et al. (2014) afirmam que um dos problemas fundamentais dos modelos existentes é que são projetados para obter um melhor desempenho, dentro de um intervalo limitado de escalas de tempo e para estatísticas selecionadas, para as quais são calibrados.

De acordo com os autores, mesmo quando séries temporais simuladas de precipitação são utilizadas, por exemplo, para estudos em menores escalas de tempo, deve-se esperar que ao mesmo tempo, forneçam bons resultados para maiores escalas, para que seja possível preservar a variabilidade interna da tormenta, as propriedades de intermitência e de aglomeração entre tormentas, a sazonalidade, etc. Desta forma, destacam a importância da realização de análises, além das comumente realizadas por meio de modelos estocásticos (PASCHALIS et al., 2014).

### **3.3 Processo Pontual**

A variabilidade da precipitação no tempo e no espaço influencia questões importantes relacionadas a água, desde as inundações, secas, até mesmo a disponibilidade, ou seja, do excesso à deficiência hídrica. Os projetos de sistemas de drenagem, a implementação de medidas de proteção à inundação ou a avaliação da disponibilidade de água para consumo humano, irrigação ou energia hidroelétrica, por exemplo, exigem compreensão do comportamento da precipitação. Dependendo do tipo de problema a ser tratado e da complexidade do sistema hidrológico, os dados de precipitação subsidiários tornam-se necessários (KIM et al., 2013).

Neste sentido, de acordo com Back e Uggioni (2010), os modelos de simulação de chuva fundamentadas na Teoria dos Processos Pontuais, com base nos agrupamentos de células de chuva, representam importante avanço nos estudos hidrológicos, visto que os dados resultantes podem ser utilizados como entrada para os modelos hidrológicos de escoamento superficial.

Entre os modelos estocásticos pontuais, em que cada tormenta surge segundo o Processo Poisson, encontram-se os de Pulsos Retangulares, os quais foram descritos por Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987a). Segundo os autores, os “pontos” no Processo Poisson não possuem uma interpretação

física específica, mas significam que diferentes pontos podem ser criados com sobreposição de pulsos, os quais correspondem a uma única tormenta.

Neste caso, cada ponto de um processo Poisson, por unidade de tempo, é associado a um pulso retangular de comprimento e altura aleatória, os quais representam a duração e a intensidade da chuva, respectivamente. A intensidade total da precipitação é representada pela adição de todas as contribuições das tormentas “ativas”, até o final do processo (RODRIGUEZ-ITURBE; COX; ISHAM, 1987a).

Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987a) compararam os seguintes modelos de pulso retangular: Poisson Pareto, Poisson Exponencial e Poisson Agrupado (Bartlett-Lewis). Na realização do estudo foram utilizados os dados de precipitação de Denver (Colorado) de maio a junho de 1949 a 1976, sendo que por meio desses três modelos, foram avaliados os dados simulados nos níveis de agregação de 1h, 6h, 12h e 24h.

Em relação ao modelo de Poisson Exponencial, os autores verificaram autocorrelações menores, para as durações de 1h e 6h, contudo não obtiveram um ajuste considerado satisfatório para os demais níveis de agregação. O modelo Poisson Pareto também apresentou melhores resultados para os níveis de agregação de 1h e 6h, os quais foram utilizados no ajuste dos dados simulados, porém para as demais durações, os valores não foram considerados satisfatórios (RODRIGUEZ-ITURBE; COX; ISHAM, 1987a). Estes constataram que os modelos baseados no processo Poisson Pontual de Pulso Retangular são limitados, pois não reproduzem adequadamente as estatísticas de todas as durações analisadas.

Assim, Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987a) recomendam o uso de modelos baseados em um Processo Pontual de Agrupamento, pois tem uma maior flexibilidade em representar escalas de tempo distintas.

De acordo com Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013), os modelos de processo Poisson Pontuais apresentam limitações na representação das tormentas, pois consideram essas como uma única célula de chuva. Este fator proporcionou o crescimento da utilização de modelos que baseiam-se no processo Poisson Pontual de Pulso Retangular Agrupado, pois envolvem uma representação mais realística da precipitação, sendo que cada tormenta é

assumida como um conjunto independente de pulsos retangulares de células de chuva.

Os modelos baseados em agrupamento representam os eventos em células de chuvas agrupadas e cada célula é considerada um pulso, com duração e intensidade aleatória (KHALIQ; CUNNANE, 1996). Neste caso, dois processos de Poisson são usados, sendo um para especificar o tempo de origem dos eventos e outro, a origem das células de chuva, associadas ao nascimento da tormenta (RODRIGUEZ-ITURBE; COX; ISHAM, 1987b; KOSSIERIS et al., 2016).

Os processos que apresentam essas características são os modelos de Neyman-Scott (NS) e Bartlett-Lewis (BL), os quais são baseados no processo inicial de Poisson de origem de tormentas (origem de agrupamento), sendo cada origem associada a um número aleatório de células de chuva (KHALIQ; CUNNANE, 1996). Na literatura sobre modelos estocásticos pontuais de precipitação de Neyman-Scott (NS) e Bartlett-Lewis (BL) (RODRIGUEZ-ITURBE, COX E ISHAM, 1987; WHEATER et al. 2005), a intensidade da chuva é tratada como uma variável aleatória que permanece constante ao longo da célula de chuva, de modo que as células de chuva são modeladas usando perfis retangulares (COWPERTWAIT; ISHAM; ONOF, 2017).

Tanto no processo Neyman-Scott quanto Bartlett-Lewis, as células são independentes e identicamente distribuídas. A diferença entre os modelos é referente a localização das células de chuva, sendo no processo Neyman-Scott deslocada do ponto de origem das tormentas, enquanto que no Bartlett-Lewis existe uma célula de chuva no ponto de origem. A escolha entre os modelos é empírica, pois a diferença é mínima entre um processo e outro. No entanto, vale destacar, que o modelo Neyman-Scott foi derivado para representar a distribuição espacial das galáxias e para modelar a ocorrência de terremotos, conforme referenciado por Kavvas e Delleur (1981) (DAMÉ, 2001).

Os modelos NSPR e BLPR não permitiam variação no parâmetro que especifica a duração das células de chuva, ou seja, para todas as tormentas existia um único parâmetro que governava o processo da duração. Dessa forma, Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987b) e Entekhabi, Rodriguez-Iturbe e Eagleson (1989) modificaram a estrutura dos modelos Bartlett-Lewis e Neyman-Scott, respectivamente, para contornar o problema ocorrido. Assim, os

modelos assumiram que as tormentas são estruturalmente diferentes entre si, e que as células se originam de diferentes populações estatísticas, contemplando as de longa e curta duração e passaram a ser denominados de NSPRM e BLPRM.

Na formulação inicial dos modelos de agrupamento, as durações e intensidades dos pulsos também eram assumidas como variáveis independentes. Entretanto, estes modelos foram modificados, assumindo-se que cada pulso retangular é associado a uma duração e intensidade aleatórias, porém essas variáveis seguem distribuições de probabilidades específicas (KOSSIERIS et al., 2016).

A distribuição de probabilidade da intensidade de cada célula de chuva é escolhida a partir da distribuição Exponencial, Gama, Weibull ou Log-normal. A distribuição exponencial é usada para representar a distribuição de probabilidade da duração da chuva, uma vez que segue o processo de Poisson, para ambos os modelos de Neyman-Scott e Bartlett-Lewis. Assim, o tempo de chegada de cada célula é considerado distribuído exponencialmente (ARIFF et al., 2012).

Os modelos NSPRM e BLPRM foram aplicados em Denver por Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987b), os quais verificaram que estes têm habilidade de representar as estatísticas de primeira e segunda ordem da lâmina de precipitação da série histórica, incluindo valores extremos, considerando as durações de 1h até 24h. No entanto, apresentam limitações na preservação da proporção de períodos secos dos dados simulados, para níveis de agregação maiores do que 1h.

### **3.4 Modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado**

O modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular (BLPR) apresenta cinco parâmetros, como base para simulação da precipitação (KOSSIERIS et al., 2016). De acordo com Rodriguez-Iturbe e Valdés (1988), o modelo original de BL superestimava as proporções de períodos seco para durações maiores do que 2h.

Desta forma, foi realizada uma modificação no modelo com o objetivo de obter uma melhor representatividade da estatística referente ao período seco,

ou seja, visando a modelagem de forma mais satisfatória dos períodos de tempo sem a ocorrência de precipitação, pois esta alteração retrata a dependência da estrutura seco-úmido exibida pela chuva. Segundo Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987b), o responsável pela superestimativa da proporção dos períodos secos era o parâmetro  $\eta$ , associado a duração das células de chuva, uma vez que esse não variava de tormenta para tormenta.

O modelo foi modificado em relação a duração das tormentas, por meio da distribuição Gama com parâmetros  $\alpha$  e  $\upsilon$ , sendo que na nova versão, são gerados números aleatórios  $\eta$ , que variam de tormenta a tormenta. Assim o modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular passou a ter seis parâmetros e denomina-se a partir de então de Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado (BLPRM) (KOUSSIERIS et al., 2016).

Onof e Wheeler (1994) modificaram a função densidade de probabilidade de altura de chuva do modelo original Bartlett-Lewis, assumindo a função Gama para simular a altura da lâmina de chuva. Os autores encontraram melhores ajustes das estatísticas dos eventos extremos observados, comparativamente a versão de Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987b), na qual a altura de precipitação era ajustada pela distribuição Exponencial. Onof e Wheeler (1994) obtiveram bons resultados no ajuste do modelo modificado, aos dados de chuva da localidade de Birmingham (Reino Unido).

Assim como na versão original, o modelo BLPRM pertence a categoria geral dos modelos pontuais de agrupamento, que seguem o processo Poisson Agrupado, os quais simulam eventos de chuva, que ocorrem em tempo contínuo, e que tem a capacidade de preservar as características da chuva em múltiplas escalas de tempo (KOUSSIERIS et al., 2016).

Koussieris et al. (2016) avaliaram as diferenças nos resultados das simulações do modelo de Poisson de Pulso Retangular, do modelo de Bartlett-Lewis e BLPRM. Para tanto, obtiveram uma série de dados da cidade de Atenas (Grécia), com os dados na escala de tempo de 1min, correspondente a um período de 30 dias, compreendido entre os meses de fevereiro e março de 2015, e concluíram que todos os modelos indicaram resultados satisfatórios. No entanto, ressaltam que a estrutura de agrupamento confere maior flexibilidade e melhor preservação da estrutura de autocorrelação e a

probabilidade de demanda zero (período seco), em escalas de tempo que não necessariamente, foram utilizadas nas estatísticas escolhidas no ajuste dos parâmetros do modelo.

O resultado obtido contribui na seleção da combinação de estatísticas a serem utilizadas para o ajuste do modelo, visto que até então, os trabalhos realizados sempre foram baseados em diversas combinações, com o intuito de melhor representar as estatísticas dos dados observados. A conclusão dos autores pode ser considerada um avanço.

A seguir são apresentados os pressupostos gerais do modelo BLPRM:

1 – O parâmetro  $\lambda$  ( $\Delta t^{-1}$ ) controla a origem das tormentas seguindo o Processo Poisson, ou seja, o tempo entre o início de tormentas consecutivas são variáveis aleatórias independentes exponencialmente distribuídas com média  $1/\lambda$  ( $\Delta t$ ), sendo que cada tormenta é associada a um número aleatório de células. A figura 1 representa a simulação da origem das tormentas no eixo do tempo.

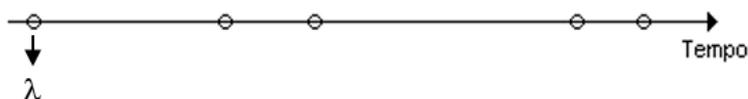


Figura 1 - Representação do tempo de origem das tormentas governado pelo parâmetro  $\lambda$ .

2 – O parâmetro  $\kappa$  é responsável pelo tempo de início da célula chuva, sendo que as células subsequentes também seguem o Processo Poisson, com taxa  $\kappa\eta$  ( $\Delta t^{-1}$ ) e, após um tempo exponencialmente distribuído, com média  $1/\phi$  ( $\Delta t$ ), cessa o processo de geração de células de chuva. Sendo que a primeira célula de chuva coincide com a origem da tormenta. A figura 2 demonstra o posicionamento das células de chuva no eixo do tempo em cada tormenta.

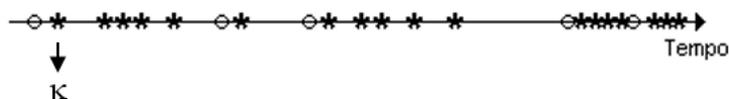


Figura 2 - Representação do tempo de início das células de chuva governado pelo parâmetro  $\kappa$ .

3 - A origem das células termina depois de um tempo exponencialmente distribuído com taxa  $\phi$ . Isso implica que o número de células por tormenta tem

uma distribuição  $\mu_c = 1 + \kappa/\phi$ . A figura 3 possibilita visualizar o tempo de fim de células de chuva no eixo do tempo.

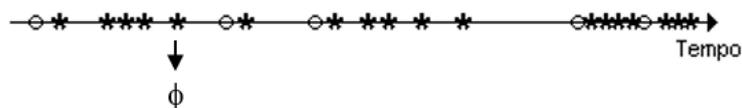


Figura 3 - Representação do tempo de fim das células de chuva governado pelo parâmetro  $\phi$ .

4 - Os parâmetros  $\alpha$  e  $\nu$  da distribuição Gama que são respectivamente de forma e escala que foram introduzidos para simular  $\eta$ , que especifica a duração de cada célula de chuva, sendo variável de tormenta a tormenta. A duração das células de chuva pode ser representada da seguinte forma.

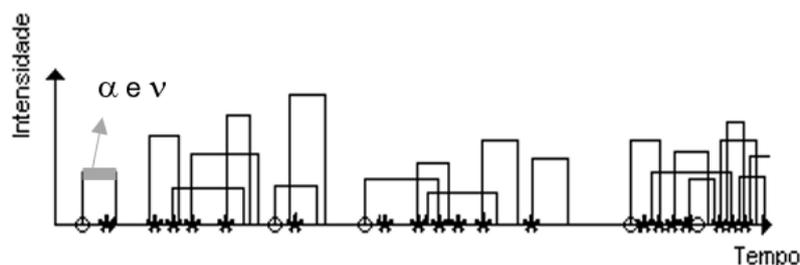


Figura 4 - Representação dos parâmetros  $\alpha$  e  $\nu$  da distribuição Gama que permitem a simulação do parâmetro  $\eta$ , o qual representa a duração das células de chuva.

5 - O pulso retangular de altura e largura aleatória é usada para representar uma célula de chuva. Cada célula tem uma intensidade com uma distribuição específica. Na versão simples do modelo, é assumida a distribuição exponencial. A altura representa a intensidade de chuva naquela célula e supõe que essa possua distribuição exponencial, cuja média é  $\mu_x$  ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ ) e a largura representa a duração, que também se distribui exponencialmente, com média  $1/\eta(\Delta t)$ . A altura da célula de chuva pode ser visualizada na figura 5.

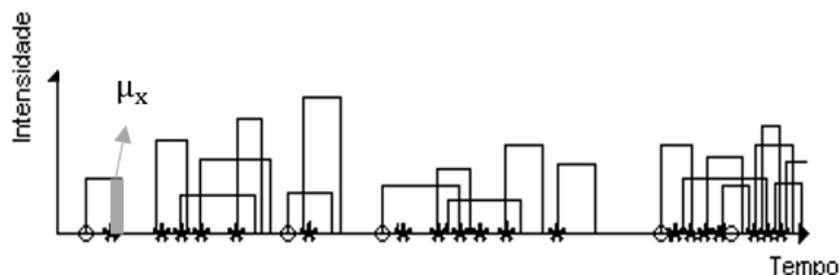


Figura 5 - Representação da intensidade das células simuladas cuja média é simulada por meio do parâmetro  $\mu_x$ .

6 - A chuva total é a soma das chuvas ocorridas em todas as tormentas e, conseqüentemente, em todas as células de chuva associadas às tormentas (Figura 6).

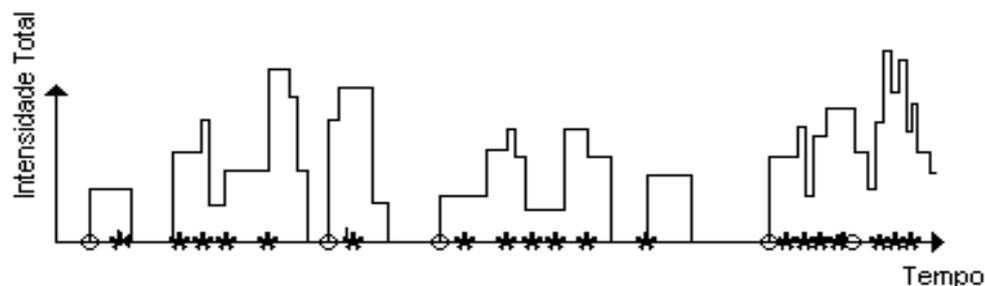


Figura 6 - Representação da intensidade total simulada por período.

Os parâmetros do modelo BLPRM permitem a simulação da precipitação de uma determinada localidade, sendo necessário, no entanto, primeiramente a estimativa dos mesmos, a qual é realizada com base nas estatísticas das séries históricas de precipitação (VANDENBERGHE et al., 2011).

O modelo BLPRM simula a precipitação na escala de tempo a partir de 5min (KOSSIERIS et al., 2018), sendo que normalmente seus parâmetros são estimados para cada um dos doze meses do ano, ou seja, tem-se 12 conjuntos de parâmetros. Essa abordagem evita quaisquer efeitos sazonais presentes nas séries temporais de chuva (OBEYSEKERA, TABIOS, SALAS, 1987; VERHOEST; TROCH; TROCH, 1997).

Apesar das considerações dos autores sobre a estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM para cada mês do ano, há que se considerar que neste caso, o número total de parâmetros se eleva para 72. Por outro lado, se a estimativa dos mesmos for sazonal (inverno e verão), o número de estimativas cai para 12. Assim, acredita-se que poderá haver uma grande vantagem relacionada à parcimônia na aplicabilidade do modelo BLPRM, em escala sazonal.

Entretanto, não há um consenso na literatura sobre o conjunto estatístico capaz de representar de forma mais adequada as características da série histórica de precipitação, e que conseqüentemente, deva ser utilizado na estimativa dos parâmetros do modelo de BLPRM. Contudo, o trabalho de Kossieris et al. (2016) apresentou um avanço em relação a este aspecto, pois concluíram que há uma melhor preservação da estrutura de autocorrelação e

da probabilidade de períodos secos das séries de precipitação simuladas, em escalas de tempo, que não necessariamente aquelas utilizadas nas estatísticas escolhidas, para o ajuste dos parâmetros do modelo.

Khaliq e Cunnane (1996), Damé (2001), Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) e Kossieris et al. (2016) utilizaram diversas combinações estatísticas para o ajuste dos seis parâmetros do modelo BLPRM, de tal forma que a série simulada preserve adequadamente as estatísticas das séries históricas.

No trabalho de Khaliq e Cunnane (1996), os autores ajustaram os parâmetros do modelo BLPRM para os dados de chuva da localidade de Valentia e Shannon (Irlanda), para os níveis de agregação de 1h, 6h, 12h e 24h. Foram avaliados cinco conjuntos estatísticos distintos, cujos valores dos erros médios quadráticos obtidos entre as séries históricas e simuladas, demonstraram que a combinação que apresentou uma maior preservação das características das séries históricas de precipitação foi aquela composta pelas estatísticas média, variância, coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e proporção de períodos secos, para todos os níveis de agregação temporal utilizados. Os autores verificaram também que a intensidade da célula de chuva  $\mu_x$  é o parâmetro menos variável, e  $\nu$  o parâmetro de escala da distribuição Gama, que controla a duração de cada tormenta, o mais variável.

Hanaish, Ibrahim e Jemain (2011) avaliaram dezessete conjuntos estatísticos na simulação da precipitação por meio do modelo de BLPRM, nas cidades de Petaling Jaya e Kemaman (Malásia), para os meses de julho e novembro, no período de 1971-2008. As estatísticas utilizadas foram a média, variância, autocorrelação de retardo 1 e proporção de dias secos, nas durações de 1h, 6h, 12h, 24h e 48h. Os resultados mostraram que a combinação que incluiu a média e a variância de 1h e 24h, coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e a proporção de períodos secos de 1h, foram as que preservaram melhor as estatísticas das séries históricas.

Verifica-se diante do exposto, que há uma variação entre as combinações estatísticas utilizadas por diferentes autores. De acordo com Vandenberghe et al. (2011), os estudos relatam que, de modo geral, constata-se uma boa performance do modelo de BLPRM, em relação à simulação das estatísticas de primeira e segunda ordem das alturas de precipitação, em

diferentes durações. Cabe ressaltar, que as versões modificadas do modelo Bartlett-Lewis preservam melhor as probabilidades de período seco.

A partir da definição do conjunto de estatísticas históricas que será utilizado na modelagem é realizada a calibração dos parâmetros do modelo. Embora o método da máxima verossimilhança seja clássico na estimativa de parâmetros, autores como Rodriguez-Iturbe, Cox e Isham (1987b) questionam sua aplicação no caso do modelo BLPRM, pois acreditam que a função verossimilhança obtida enfatiza em demasia a idealização, em termos de descrição da trajetória das tormentas em tempo contínuo.

Rodriguez-Iturbe e Valdés (1988) sugeriram a realização do ajuste dos parâmetros igualando-se os dados observados aos valores calculados. Para análise, recomendam o uso do método dos momentos para a estimativa dos parâmetros, por meio da minimização da soma dos quadrados, onde os termos ao quadrado são as diferenças entre os parâmetros do modelo BLPRM e os valores observados históricos equivalentes (COWPERTWAIT et al., 1996).

Por essas razões, os parâmetros do modelo BLPRM são estimados, na maioria das vezes, pelo método dos momentos (HANAISH; IBRAHIM; JEMAIN, 2011; YUSOP; NASIR; YOUSOF, 2014, 2014; KOSSIERIS et al., 2016).

A aplicação desta metodologia baseia-se na constituição de um sistema de  $q$  equações não-lineares, com  $p$  variáveis, que são resolvidas simultaneamente. Os valores obtidos a partir dos dados históricos de precipitação são representados por  $f^{(o)} = (f_1^{(o)}, f_2^{(o)}, f_3^{(o)}, \dots, f_q^{(o)})$ , e os seus correspondentes, obtidos das expressões matemáticas do modelo por  $f^{(m)}(z) = (f_1^{(m)}(z), f_2^{(m)}(z), f_3^{(m)}(z), \dots, f_q^{(m)}(z))$ , onde  $z$  é o vetor  $p$  (no mínimo 6)  $\times$  1 dos parâmetros, e  $q \geq p$ . Deseja-se que  $f^{(m)}(z) - f^{(o)} = 0$ , sendo 0, o vetor nulo (DAMÉ, 2001).

Na estimativa dos parâmetros é utilizada também uma função objetivo, que busca minimizar as diferenças entre as propriedades das chuvas históricas e as simuladas pelo modelo BLPRM. Vanhaute et al. (2012) avaliaram o ajuste de três funções objetivos, e verificaram, que a função objetivo que leva em consideração a variância dos dados observados não deve ser utilizada, pois gera um grande desvio em relação às observações históricas. Já as funções objetivo que consideram apenas os valores históricos e simulados

apresentaram resultados satisfatórios na calibração do modelo, priorizando a parcimônia.

Kossieris et al. (2018) propuseram uma nova metodologia para ajuste dos parâmetros, com base na combinação de otimização desenvolvida por Wheeler et al. (2005). O procedimento de Kossieris et al. (2018) foi formulado de acordo com o método generalizado dos momentos, com um número de propriedades inseridas na função objetivo, excedendo o número de parâmetros do modelo. As propriedades incluídas na adaptação foram a média da precipitação horária, bem como o coeficiente de variação, autocorrelação retardo 1 e assimetria, nas escalas de tempo de 5min, 1h, 6h e 24h. Apesar de possibilitar incluir a proporção de períodos secos no ajuste, como uma propriedade importante do processo, essa é mantida como um critério de validação para avaliar o desempenho do modelo. Desta forma, o ajuste dos parâmetros é realizado pelo método dos momentos, sendo otimizado por um algoritmo simplex.

Os dados de precipitação simulados por meio do modelo BLPRM podem ser utilizados para diversas finalidades, sendo que uma delas é a obtenção de relações intensidade-duração-frequência, conforme descrito a seguir.

### **3.5 Relações Intensidade-Duração-Frequência de Precipitação**

As chuvas intensas são caracterizadas por sua intensidade (I), duração (D) e frequência (F) de ocorrência, podendo ser representadas por equações denominadas IDF. Estas são geralmente estimadas a partir de uma observação de longo prazo das séries temporais, as quais devem possuir uma resolução sub-diária para incluir curtas durações. As relações IDF são indispensáveis para algumas aplicações hidrológicas, como por exemplo, para a obtenção das características de uma precipitação extrema, as quais são utilizadas para o planejamento, projeto e operação de sistemas de drenagem, reservatórios e outras estruturas hidrológicas (RITSCHER; RUST; ULBRICH, 2017).

Uma das formas de obtenção dessas equações é por meio de registros pluviográficos (SOUZA et al., 2012). As séries pluviográficas permitem o conhecimento da precipitação em escalas de tempo, por exemplo, de 5 min (CAVALCANTE e SILANS, 2012).

A determinação das relações IDF por meio de dados pluviográficos foi realizada por Garcia et al. (2011), os quais obtiveram três relações IDF's para o estado do Mato Grosso, utilizando diferentes períodos de observação. Os pluviogramas foram lidos para obter as alturas máximas precipitadas, para diferentes durações. Em seguida, dividindo-se as alturas máximas de precipitação pelas durações correspondentes foi determinada a intensidade máxima média de precipitação. As intensidades foram então associadas a distintos períodos de retorno, por meio da distribuição de Gumbel. Por fim, os autores realizaram o ajuste das IDF's por meio da regressão não linear de Gauss-Newton.

No entanto, a obtenção das relações IDF por meio de registros pluviográficos, muitas vezes representa uma grande dificuldade em razão da baixa densidade de pontos de coleta e do pequeno período de observações normalmente disponíveis, apesar de serem extremamente importantes para a execução de obras de engenharia (SOUZA et al., 2012).

Neste contexto, na ausência de séries de registros pluviográficos é possível obter as relações curvas IDF por meio de dados pluviométricos, com a inclusão de fatores climáticos, como por exemplo, no estudo realizado por Ariff et al. (2012). Os autores avaliaram a influência das chuvas convectivas de vinte e duas localidades da Península Malásia na determinação das relações IDF's, onde constataram que as intensidades das chuvas dependem da localização geográfica e, conseqüentemente, a distribuição da intensidade da chuva e seu padrão variam de região para região. No entanto, cabe ressaltar que para a obtenção da relação IDF, por meio de dados pluviométricos são utilizadas técnicas de desagregação aplicadas nas séries históricas para a obtenção da precipitação em diferentes escalas de tempo.

Uma outra alternativa que tem sido avaliada por pesquisadores é a estimativa das relações IDF com base em séries de dados obtidas estocasticamente, por meio de modelos como o de BLPRM. Neste sentido, Shrestha et al. (2017) obtiveram as relações IDF para a localidade de Bangkok (Tailândia), com base nas estatísticas da série histórica de precipitação, cujo registro era a cada 3h, durante o período de 1981 a 2010. Posteriormente realizaram a desagregação da precipitação simulada em uma menor escala

temporal, por meio de ajuste proporcional obtendo-se o total precipitado a cada 1h.

As maiores diferenças entre as intensidades observadas e simuladas foram encontradas para as menores durações (1h e 3h), verificando-se uma redução dos desvios para durações maiores do que 3h. Contudo, para todas as escalas de tempo analisadas, as diferenças aumentaram com os períodos de retorno. Cabe ressaltar que as durações de 1h e 3h são consideradas elevadas, quando se trata de chuvas intensas (SHRESTHA et al., 2017).

O modelo de BLPRM também foi aplicado por Ritschel, Rust e Ulbrich (2017) na obtenção das relações IDF para uma série de dados de precipitação na escala de tempo de 1min, compreendendo o período de 2001 a 2013. Os autores utilizaram a metodologia proposta por Koutsoyiannis e Onof (2001) para a simulação e desagregação da precipitação. De acordo com os autores, o modelo BLPRM é capaz de reproduzir o comportamento das chuvas intensas, em várias escalas temporais. No entanto, ressaltam que os eventos extremos atípicos não têm o potencial de influenciar na estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM, porém podem influenciar nos valores das estatísticas da chuva de projeto, obtidas mediante a relação IDF. Ainda segundo os autores, a distribuição de probabilidade GEV é uma abordagem promissora para obter relações IDF's consistentes, porém o seu comportamento em pequenas durações deve ser melhor investigado.

## 4 Metodologia

### 4.1 Dados de Precipitação

Os dados de precipitação utilizados referem-se ao período de 1982 a 2015 (34 anos consecutivos sem falhas), os quais são provenientes da Estação Agroclimatológica de Pelotas/RS, localizada na latitude 31°52'S e longitude 52°21'O (GRW), com altitude de 13,2m. A referida estação é de responsabilidade da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em conjunto com a Universidade Federal de Pelotas (UFPel). A classificação climática da localidade, segundo Köppen, caracteriza a região como clima subtropical (ou quase temperado), úmido, sem estiagem (TEIXEIRA; DAMÉ; ROSSKOFF, 2011).

Os dados de precipitação obtidos da estação foram registrados por meio de um pluviógrafo da marca Thies, de fabricação alemã, o qual apresenta uma área de captação de 200cm<sup>2</sup>. O sistema de medição é por sifão, em que uma pena colocada na ponta de uma alavanca faz a gravação da informação, em uma fita com escala vertical graduada em milímetros (mm) de precipitação e escala horizontal graduada em horas, com subdivisão de 10min. Desta forma, a ocorrência da precipitação foi registrada continuamente em forma de pluviogramas.

Os pluviogramas disponibilizados para este estudo foram digitalizados, por meio de um scanner portátil e, posteriormente, realizada a leitura das lâminas precipitadas, bem como da duração destas, considerando para tanto, a alteração de declividade da curva de massa, sendo o indicativo de mudança na intensidade de precipitação.

A partir dos registros históricos de precipitação foi necessário constituir as séries de precipitação nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min. Para tanto, utilizou-se uma rotina computacional desenvolvida por meio do software Matlab, por Pedrollo (2018), a qual foi elaborada especificamente para as análises deste estudo. Como a série histórica apresentava registros em intervalos de tempo aleatórios, a rotina possibilitou a

obtenção da chuva acumulada em durações específicas, como por exemplo, o valor do total precipitado, a cada 5 min.

A rotina computacional desenvolvida foi então aplicada na discretização dos dados analisados para o período do verão, os quais são compostos pelos meses de 21 de dezembro a 20 de março, possibilitando a obtenção de séries em diferentes durações com base em 34 anos de dados. Este procedimento foi realizado também para o inverno, que corresponde ao período de 21 de junho a 22 setembro, considerando-se o mesmo intervalo de anos.

O objetivo da obtenção das séries discretizadas foi a determinação das estatísticas históricas de precipitação utilizadas para o ajuste dos parâmetros do modelo de BLPRM de forma sazonal, os quais são utilizados no processo de simulação da chuva.

## 4.2 Modelo Bartlett-Lewis do Pulso Retangular Modificado (BLPRM)

A simulação da chuva foi realizada para o período do inverno e do verão por meio do *software* Simula 1.0, o qual foi desenvolvido para este trabalho e será descrito detalhadamente posteriormente. O procedimento de simulação segue o seguinte processo: primeiro são simulados os tempos de início das tormentas ( $TIT_i$ ), após, os tempos de início de origem de células de chuva ( $TIOC_{i,j}$ ) associadas a cada uma das tormentas, sendo que para cada uma das células são simuladas as suas durações ( $D_{i,j}$ ) e intensidades ( $I_{i,j}$ ). No final do processamento foram obtidas duas séries de dados simuladas na duração de 5 min, sendo uma para o período do inverno e outra para o verão.

### 4.2.1 Simulação dos Tempos de Início das Tormentas ( $TIT_i$ )

Na simulação do Tempo de Início das Tormentas ( $TIT_i$ ) são gerados valores pseudoaleatórios com distribuição exponencial, a partir de valores com distribuição uniforme entre 0 e 1. A equação 1 foi utilizada nesta simulação:

$$TIT_i = \frac{\text{Ln}(u)}{-\lambda} + TIT_{(i-1)} \quad (1)$$

$$TIT_0 = 0$$

$TIT_i$  = tempo de início da tormenta  $i$  ( $\Delta t$ ), para  $TIT_i \leq (n \Delta t)$

$i$  = tormenta 1,2,3.....  $z$

$u$  = valores com distribuição uniforme entre 0 e 1

$\lambda$  = parâmetro do modelo BLPRM que governa o tempo de origem das tormentas ( $\Delta t^{-1}$ )

Cada valor de  $TIT_i$  simulado foi comparado ao  $(n \Delta t)$  do período do verão e do inverno. O processo de simulação de  $TIT_i$  termina quando o valor simulado de  $TIT_i > (n \Delta t)$ . O valor de  $TIT_i > (n \Delta t)$  significa que a tormenta não pertence ao período no qual está sendo simulada a precipitação, assim, encerra-se o processo de simulação de  $TIT_i$  de um determinado período. Na simulação do primeiro valor de  $TIT_i$ , o valor de  $TIT_{(i-1)}$  é nulo.

#### 4.2.2 Simulação dos Tempos de Início de Origem das Células de Chuva

Os Tempos de Início de Origem de Células de Chuva ( $TIOC_{i,j}$ ) associadas às tormentas são variáveis aleatórias exponencialmente distribuídas, assim como os  $TIT_i$ . Logo, a equação 2 foi utilizada nesta simulação:

$$TIOC_{i,j} = \frac{\text{Ln}(u)}{-\kappa \eta_i} + TIOC_{i,j-1} \quad (2)$$

$TIOC_{i,0} = 0$

$TIOC_{i,j}$  = tempo de início de origem de células de chuva “ $j$ ”, associadas às tormentas “ $i$ ” ( $\Delta t$ )

$u$  = valores com distribuição uniforme entre 0 e 1

$i$  = tormenta 1,2,3..... $z$

$j$  = célula de chuva, 1,2,3... $y$ , associada à tormenta  $i$

$\kappa$  = parâmetro do modelo BLPRM, responsável pela simulação do  $TIOC_{i,j}$  (adimensional)

$\eta_i$  = variável aleatória associada a cada tormenta ( $\Delta t^{-1}$ ), com distribuição Gama, de índice  $\alpha$  e parâmetro de escala  $v$  ( $\Delta t$ ), cuja  $E[\eta] = \alpha/v$  e  $VAR[\eta] = \alpha/v^2$

O valor de  $\Delta t$ , onde ocorre a primeira célula de chuva  $TIOC_{i,1}$ , é o mesmo do  $TIT_i$ , pois o modelo BLPRM supõe que essa célula nasça com o início da tormenta. O posicionamento temporal das demais células de chuva,  $TIOC_{i,2}$ ,  $TIOC_{i,3}$ ,.....  $TIOC_{i,y}$  foi determinado por meio da equação 2, sendo que após um tempo exponencialmente distribuído, com média  $1/\phi \eta$  ( $\Delta t$ ), nenhuma célula mais será originada.

Assim, a cada simulação, o valor de  $TIOC_{i,j}$  foi comparado ao Tempo de Fim de Origem de Células ( $TFOC_i$ ). O processo de simulação de  $TIOC_{i,j}$  terminou quando esse valor é maior do que  $TFOC_i$ .

#### 4.2.3 Simulação dos Tempos de Fim das Células de Chuva

O Tempo de Fim das Células de Chuva ( $TFOC_{i,j}$ ) foi simulado por meio da equação 3:

$$TFOC_{i,j} = \frac{\text{Ln}(u)}{-\phi \eta_i} + \text{TIT}_i \quad (3)$$

$TFOC_{i,j}$  = tempo de fim de origem de células de chuva, as quais estão associadas à tormenta  $i$  ( $\Delta t$ )

$u$  = valores com distribuição uniforme entre 0 e 1

$i$  = tormenta 1, 2,3.....z

$j$  = célula de chuva, 1,2,3...y, associada à tormenta  $i$

$\phi$  = parâmetro do modelo BLPRM, responsável pela simulação do  $TFOC_i$  (adimensional)

$\eta_i$  = variável aleatória associada a cada tormenta ( $\Delta t^{-1}$ ), com distribuição Gama, de índice  $\alpha$  e parâmetro de escala  $v$  ( $\Delta t$ ) cuja  $E[\eta] = \alpha/v$  e  $VAR[\eta] = \alpha/v^2$

Nas equações 2 e 3 encontra-se o parâmetro  $\eta_i$ , definido como sendo um número aleatório com distribuição Gama, cujos valores de média e variância são  $\alpha/v$  e  $\alpha/v^2$ , respectivamente. O modelo BLPRM assume que  $\eta$  é uma variável aleatória, a qual varia de tormenta a tormenta. Para simular  $\eta$  foram gerados valores pseudoaleatórios, com distribuição Gama por meio da equação 4 (SILVEIRA, 1996):

$$\eta_i = \frac{1}{2v} X^2(p, 2\alpha) \quad (4)$$

$\eta_i$  = variável aleatória associada a cada tormenta ( $\Delta t^{-1}$ ), com distribuição Gama, de índice  $\alpha$  e parâmetro de escala  $v$  ( $\Delta t$ ) cuja  $E[\eta] = \alpha/v$  e  $VAR[\eta] = \alpha/v^2$

$\alpha$  e  $v$  = parâmetros do modelo BLPRM

$X^2$  = distribuição Qui-quadrado cujo valor é obtido pela equação 5:

$$X_p^2 = 2\alpha \left( 1 - \frac{2}{18\alpha} + U_p \sqrt{\frac{2}{18\alpha}} \right)^3 \quad (5)$$

$U_p$  = variável com distribuição normal padrão, com média zero e desvio padrão 1

$\alpha$  = parâmetro do modelo BLPRM

Para cada tormenta simulada dentro do período do verão ou do inverno, foi simulado um valor de  $\eta_i$ , que conforme apresentado nas equações (1) e (2), este é utilizado na simulação do  $TIOC_{i,j}$  e do  $TFOC_i$ .

#### 4.2.4 Simulação da Duração e Intensidade das Células de Chuva

A duração das células de chuva, associada a cada tormenta, é considerada uma variável aleatória com distribuição exponencial cuja média é  $1/\eta$  ( $\Delta t$ ). Para simular a duração de cada uma dessas células foram gerados

valores pseudoaleatórios com distribuição exponencial, a partir de valores com distribuição uniforme entre 0 e 1. A equação 6 foi utilizada para a obtenção da duração da célula de chuva:

$$D_{i,j} = \frac{\text{Ln}(u)}{-\eta_i} \quad (6)$$

$D_{i,j}$  = duração da célula de chuva “j”, associada à tormenta “i” ( $\Delta t$ )

$u$  = valores com distribuição uniforme entre 0 e 1

$i$  = tormenta 1,2,3.....z

$j$  = célula de chuva, 1,2,3.....y, associada à tormenta  $i$

$\eta_i$  = variável aleatória associada a cada tormenta ( $\Delta t^{-1}$ ), com distribuição Gama, de índice  $\alpha$  e parâmetro de escala  $\nu$  ( $\Delta t$ ), cuja  $E[\eta] = \alpha/\nu$  e  $\text{VAR} [\eta] = \alpha/\nu^2$

As intensidades das células também são consideradas variáveis aleatórias com distribuição exponencial, e seus valores foram obtidos da seguinte forma (Equação 7):

$$I_{i,j} = \frac{\text{Ln}(u)}{-1/\mu_x} \quad (7)$$

$I_{i,j}$  = intensidade da célula de chuva “j”, associada à tormenta “i” ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

$u$  = valores com distribuição uniforme entre 0 e 1

$\mu_x$  = parâmetro do modelo BLPRM, que representa a média das intensidades das células de chuva associadas às tormentas ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ )

Uma vez simulada a ocorrência, duração e intensidade das células de chuva, sendo que neste estudo considerou-se um  $\Delta t = 5\text{min}$ , a intensidade de cada tormenta foi obtida somando-se a intensidade de cada uma das células de chuva.

Por fim, a chuva total foi obtida somando-se o total precipitado em cada uma das tormentas ocorridas dentro do período analisado.

#### 4.2.5 Estimativa dos Parâmetros do Modelo de BLPRM

O processo de simulação da precipitação, conforme descrito, depende da determinação de alguns parâmetros característicos do modelo, os quais são obtidos com base nas estatísticas descritivas das séries de precipitação do verão e do inverno.

A seguir estão dispostas as equações que permitem a estimativa dos parâmetros do modelo de BLPRM. As duas primeiras equações representam, respectivamente, a média (Equação 8) e a variância (Equação 9) do modelo:

$$\text{Média} = \lambda \mu_x \mu_c \frac{v}{\alpha - 1} T \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \text{Variância} = & \frac{2 v^{2-\alpha}}{\alpha - 2} \left( \kappa_1 - \frac{\kappa_2}{\phi} \right) - \frac{2 v^{3-\alpha}}{(\alpha - 2)(\alpha - 3)} \left( \kappa_1 - \frac{\kappa_2}{\phi^2} \right) + \\ & \frac{2}{(\alpha - 2)(\alpha - 3)} \left( \kappa_1 (T + v)^{3-\alpha} - \frac{\kappa_2}{\phi^2} (\phi T + v)^{3-\alpha} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

Onde  $k_1$  e  $k_2$  são estimados pelas equações 10 e 11:

$$k_1 = \left( 2 \lambda \mu_c \mu_x^2 + \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2 \phi}{\phi^2 - 1} \right) \left( \frac{v^\alpha}{\alpha - 1} \right) \quad (10)$$

$$k_2 = \left( \frac{\lambda \mu_c \mu_x^2 \kappa}{\phi^2 - 1} \right) \left( \frac{v^\alpha}{\alpha - 1} \right) \quad (11)$$

Sendo  $\mu_c$  é definido pela equação 12:

$$\mu_c = 1 + \kappa / \phi \quad (12)$$

A proporção de períodos secos é expressa pela Equação 13:

$$\text{PD}(\text{zero-chuva}) = \exp(-\lambda T - f_1 + f_2 + f_3) \quad (13)$$

Onde  $f_1$  (Equação 14),  $f_2$  (Equação 15) e  $f_3$  (Equação 16) são:

$$f_1 = \frac{\lambda v}{\phi(\alpha - 1)} \left[ \frac{1 + \phi \left( \kappa + \frac{\phi}{2} \right) - \frac{1}{4} \phi(\kappa + \phi)(\kappa + 2\phi) + \phi(\kappa + \phi)(4\kappa^2 + 27\kappa\phi + 72\phi^2)}{72} \right] \quad (14)$$

$$f_2 = \frac{\lambda v}{(\kappa + \phi)(\alpha - 1)} \left( 1 - \kappa - \phi + \frac{3}{2} \phi \kappa + \phi^2 + \frac{\kappa^2}{2} \right) \quad (15)$$

$$f_3 = \frac{\lambda t}{(\kappa + \phi)(\alpha - 1)} \left( \frac{v}{v + T(\kappa + \phi)} \right)^{\alpha - 1} \frac{\kappa}{\phi} \left( 1 - \kappa - \frac{3}{2} \kappa \phi^2 + \phi^2 + \frac{\kappa^2}{2} \right) \quad (16)$$

A equação (17) representa a covariância, para um retardo  $k \geq 1$ :

$$\begin{aligned} \text{cov}[Y_i^{\Delta t}, Y_{i+k}^{\Delta t}] = & A_1 \left\{ \frac{[v + (k + 1)\Delta t]^{3-\alpha} - 2(v + k\Delta t)^{3-\alpha} + [v + (k - 1)\Delta t]^{3-\alpha}}{[v + (k - 1)\Delta t]^{3-\alpha}} \right\} \\ & - A_2 \left\{ \frac{[v + (k + 1)\phi\Delta t]^{3-\alpha} - 2(v + k\phi\Delta t)^{3-\alpha} + [v + (k - 1)\phi\Delta t]^{3-\alpha}}{[v + (k - 1)\phi\Delta t]^{3-\alpha}} \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

Onde  $A_1$  e  $A_2$  são expressos pelas equações 18 e 19, respectivamente:

$$A_1 = \frac{\lambda \mu_c v^\alpha}{(\alpha - 1)(\alpha - 2)(\alpha - 3)} \left[ E(X^2) + \frac{\kappa \phi \mu_x^2}{\phi^2 - 1} \right] \quad (18)$$

$$A_2 = \frac{\lambda \mu_c \kappa \mu_x^2 v^\alpha}{\phi^2 (\phi^2 - 1)(\alpha - 1)(\alpha - 2)(\alpha - 3)} \quad (19)$$

$\lambda (\Delta t^{-1})$  = parâmetro que controla a origem das tormentas seguindo o Processo Poisson, sendo cada tormenta associada a um número aleatório de células

$\kappa$  (adimensional) = responsável pela origem de cada célula de chuva, que ocorre segundo o Processo Poisson, sendo que a primeira célula coincide com a origem da tormenta

$\phi$  (adimensional) = representa o término das origens das tormentas,  
 $\mu_x$  (mm  $\Delta t^{-1}$ ) = corresponde à média das alturas de células de chuva associadas à distribuição assumida

$\alpha$  (adimensional) e  $v$  ( $\Delta t$ ) = são parâmetros de forma e escala da distribuição

$T$  = intervalo de tempo no qual se deseja conhecer as características estatísticas da chuva

As equações descritas permitem a estimativa dos seis parâmetros do modelo de BLPRM que são  $\lambda$ ,  $\kappa$ ,  $\phi$ ,  $\mu_x$ ,  $\alpha$  e  $v$ . Os parâmetros foram determinados igualando-se as estatísticas históricas de precipitação às equações de estimativa dos parâmetros por meio do Método dos Momentos.

#### 4.2.6 Estatísticas Descritivas da Precipitação

A aplicação do Método do Momentos para a estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM requer o conhecimento das estatísticas descritivas de cada uma das séries de precipitação. Assim, estas foram determinadas para as 10 séries de dados analisadas, as quais correspondem as durações preestabelecidas (5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min), para o período do inverno e do verão.

As estatísticas descritivas estimadas foram a média, a variância, o coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e a proporção de períodos secos. Na sequência foram constituídos conjuntos a serem utilizados na determinação dos seis parâmetros do modelo BLPRM. Na tabela 1 são apresentados os conjuntos estatísticos definidos para a estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM, e seus respectivos níveis de agregação temporal.

Nos conjuntos A, B, C e D foram utilizadas as estatísticas históricas na duração de 5min, a qual corresponde a menor duração analisada, sendo ainda determinadas a média, variância, o coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e a proporção de períodos secos para todas as combinações. Porém, em alguns conjuntos foi utilizada de forma combinada com outras durações. O conjunto E foi composto pelas estatísticas históricas de todas as durações analisadas.

Tabela 1 - Conjuntos estatísticos utilizados na estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM e seus respectivos níveis de agregação temporal.

Conjunto	Média (mm)	Variância (mm <sup>2</sup> )	CAC 1	PD
A (min)	5	5, 60 e 1440	5	5, 15, 30 e 1440
B (min)	5	5, 15 e 1440	5, 15 e 1440	5, 15 e 1440
C (min)	5	5 e 15	5 e 15	5, 15 e 1440
D (min)	5	5 e 15	5 e 15	5, 30 e 1440
E (min)	5	5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440	5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440	5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440

CAC 1 = coeficiente de autocorrelação de retardo 1; PD = proporção do período seco.

O conjunto A foi formado também com base na proporção de períodos secos nas durações de 15, 30 e 1440min, o que possibilitou a abrangência de características da precipitação de pequenas a grandes durações, visto que com uma duração mínima, média e máxima como havia sido determinado inicialmente, não foi possível realizar o ajuste dos parâmetros, sendo necessário alterar esta combinação durante o processamento dos dados.

Os conjuntos B e C foram compostos também pelas proporções de períodos secos, nas durações de 15 e 1440min, sendo que estes têm uma duração a menos em relação ao conjunto A, em função da variância e do CAC 1 apresentarem durações distintas em sua composição. No conjunto D foi proposta uma variação em relação às durações das proporções de períodos secos, substituindo-se a duração de 15min pela de 30min, visando-se verificar a influência desta estatística na estimativa dos parâmetros.

Nos conjuntos A e C utilizou-se para o cálculo da variância além da duração de 5min, as alturas de chuva de 60min, 15min, respectivamente. Enquanto que para os conjuntos B e D foram utilizados os valores do coeficiente de retardo 1, correspondentes, respectivamente, às durações de 1440min e 15min.

A partir dos conjuntos estabelecidos os parâmetros  $\lambda$ ,  $\nu$ ,  $\kappa$ ,  $\mu_x$ ,  $\alpha$  e  $\phi$  foram estimados, por meio do Método dos Momentos (MM), igualando-se as estatísticas históricas aos registros pluviográficos, com as correspondentes expressões do modelo. As equações foram ajustadas visando-se minimizar o erro entre os dados estimados e observados, sendo que este deve ser próximo

de zero. Desta forma, constituiu-se um sistema composto de equações não-lineares, com seis variáveis, as quais foram resolvidas simultaneamente.

Os parâmetros foram ajustados para os conjuntos estatísticos A, B, C, D e E, os quais estão dispostos na tabela 1. As diferentes combinações foram analisadas, visando-se verificar a influência do conjunto adotado sobre os valores de precipitação. A função objetivo aplicada no ajuste dos parâmetros está descrita pela equação 20:

$$FO = \sum_{i=1}^n \left( \frac{X_{obs}}{X_{eq}} - 1 \right)^2 \quad (20)$$

O somatório da função objetivo foi minimizado por meio da ferramenta solver do software Microsoft Office Excel, o qual usa o código de otimização não-linear, denominado “Gradiente Reduzido Generalizado (GRG2)”. A escolha desse método foi com base no trabalho de Back, Dorfman e Clarke (1999), os quais também utilizaram esta metodologia na estimativa dos parâmetros do modelo BLPRM.

### 4.3 Simulação da Precipitação

A simulação da precipitação foi realizada por meio do software computacional Simulador de Chuva 1.2, o qual foi desenvolvido para a realização deste trabalho. Na estrutura do software estão inseridas as equações do modelo de BLPRM, as quais possibilitam a modelagem das séries de precipitação.

O software simula a precipitação com base nos parâmetros de entrada do modelo de BLPRM, os quais são  $\lambda$ ,  $\nu$ ,  $\kappa$ ,  $\mu_x$ ,  $\alpha$  e  $\phi$ , que foram estimados para o período do inverno e verão, utilizando o método dos momentos.

Os valores dos parâmetros foram inseridos no software, conforme demonstrado no Apêndice A, sendo que este realiza o processamento dos dados de entrada e a modelagem. Desta forma, o Simulador de Chuva 1.2 realizou a simulação da precipitação de acordo com os parâmetros de entrada, em que o tamanho da série gerada está relacionado com a escala tempo

simulada, que foi definida na estrutura do software como 5 min, bem como ao número de dias, o qual é outro parâmetro de entrada que deve ser informado pelo usuário (Apêndice B).

No processo de simulação, o software também estima automaticamente as estatísticas descritivas da série de precipitação observada diária de 5min, por meio dos dados históricos. Em seguida, as estatísticas da série simulada por meio do modelo BLPRM são comparadas pelo software com as históricas, visando-se verificar se ambas são similares (Apêndice C). Desta forma, a definição da série mais representativa é feita por meio da comparação da média, variância, desvio padrão, covariância e proporção de períodos secos, com as simuladas por meio do modelo BLPRM.

O software realiza a modelagem várias vezes com base nos parâmetros até a obtenção de uma série que seja estatisticamente semelhante à da precipitação observada, sendo que este tem a capacidade de realizar mais de 1000 simulações e cabe ao usuário finalizar o processo (Apêndice D). Assim, o procedimento pode ser finalizado pelo operador quando o software apresentar o menor erro entre as estatísticas ou quando o usuário realizar a finalização, após atingindo o número mínimo de simulações, previamente estabelecido.

O cálculo do erro relativo entre as estatísticas da série observada e simulada também é realizado automaticamente pelo software. Desta forma, a equação 21 possibilita a estimativa do Erro Relativo Médio Quadrático, o qual faz parte da estrutura do software:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{E_s - E_h}{E_h} \right)^2}{n}} \quad (21)$$

$E_s$  = estatísticas das séries de precipitação simuladas

$E_h$  = estatísticas das séries históricas de precipitação

$n$  = número de estatísticas utilizadas

O software permitiu, então, simular e definir as séries de precipitação que melhor representaram o período do verão e do inverno no intervalo de tempo de 5min, para cada um dos conjuntos analisados A, B, C, D e E. Os

parâmetros de cada uma das combinações foram simulados 1000 vezes, sendo obtida como resultado uma série para cada um dos conjuntos, ou seja, um total de cinco séries de precipitação de 5min para o verão e para o inverno.

As séries apresentam um grande número de dados, o que dificulta a análise, sendo então agregadas, por meio do Simulador de Chuva 1.2, o qual possibilita a composição de séries nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min, visando possibilitar uma melhor interpretação dos dados.

#### **4.4 Relações Intensidade-Duração-Frequência (IDF) de Precipitação Sazonais**

Os dados históricos de precipitação foram utilizados na constituição das séries de intensidade máxima nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min, para os períodos do verão e inverno, no intervalo de anos de 1982 a 2015.

Em seguida, visando-se obter as precipitações máximas prováveis de serem igualadas ou superadas a cada 2, 10, 15, 25, 50 e 100 anos, aplicou-se a distribuição de probabilidade Gumbel II. Desta forma, foi possível determinar as intensidades máximas de precipitação associadas a uma duração e a um dado período de retorno. A aderência das séries de intensidades máximas anuais à distribuição foi testada pelo teste qui-quadrado, a 5% de significância.

#### **4.5 Comparação das Relações Intensidade-Duração-Frequência (IDF)**

As relações IDF's obtidas para o período do verão e do inverno foram comparadas com as de Dorneles et al. (2019), as quais foram determinadas por meio de registros pluviográficos da cidade de Pelotas/RS, compreendendo o período de dados de 1982 a 2015. Dorneles et al. (2019) aplicaram a distribuição de probabilidade de Gumbel II na determinação das intensidades nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min, considerando os tempos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos. A seguir está descrita a equação 22 proposta por Dorneles et al. (2019):

$$I = \frac{1100 \text{ TR}^{0,163}}{(t + 16,45)^{0,766}} \quad (22)$$

A comparação das relações IDF estimada por Dorneles et al. (2019) com as intensidades obtidas para o verão e para o inverno foi realizada por meio do Erro Relativo Médio Quadrático, verificando-se se há diferenças entre estas. O Erro Relativo Médio Quadrático é definido pela equação 23:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{I_s - I_h}{I_h} \right)^2}{n}} \quad (23)$$

$I_s$  = valores de intensidades máximas sazonais, ocorridos na duração “d” e no período de retorno TR

$I_h$  = valores de intensidade máximas históricos, ocorridos na duração “d” e período de retorno TR

$n$  = número de durações utilizadas no estabelecimento das curvas IDF

#### 4.6 Relações de Intensidade-Duração-Frequência Sintéticas

As séries de precipitação simuladas com base nos parâmetros do modelo BLPRM foram utilizadas na obtenção das relações de intensidade-duração-frequência para o período do verão e do inverno.

O mesmo procedimento que foi adotado para a constituição das relações IDF das séries históricas foi realizado nas séries resultantes do processo de simulação. Desta forma, por meio da distribuição de probabilidade Gumbel II foram determinadas as intensidades de precipitação máxima prováveis para os períodos de retorno de 2, 10, 20, 50 e 100 anos, sendo verificado o ajuste da distribuição por meio dos testes de aderência Qui-quadrado e Kolmogorov-Smirnov. No entanto, para os menores tempos de retorno e também para alguns dos conjuntos estatísticos o teste Qui-quadrado não pode ser aplicado, pois não foi possível formar as classes de dados, as quais fazem parte da metodologia do teste. Desta forma, para analisar a aderência destes tempos de retorno foi necessária a utilização do teste de Kolmogorov-Smirnov.

As relações de intensidades-durações-frequências da precipitação simulada utilizando-se o modelo de BLPRM foram comparadas com as séries históricas sazonais, sendo analisadas estatisticamente por meio do Erro Médio Relativo Quadrático (Equação 23) e pelo teste estatístico não paramétrico de Wilcoxon ao nível de 5% de probabilidade.

Desta forma, o teste foi aplicado na comparação das intensidades máximas de precipitação do inverno e do verão simuladas para cada um dos conjuntos A, B, C, D e E, em relação aos dados históricos de precipitação do mesmo período, visando-se analisar a existência de diferenças significativas entre os dados simulados e os observados, e conseqüentemente, com o intuito de identificar qual dos conjuntos representa de forma mais adequada a precipitação observada.

## 5 Resultados e Discussão

### 5.1 Estatísticas Descritivas dos Registros Pluviográficos

Na tabela 2 estão apresentados os resultados das estatísticas históricas de precipitação para a estação do verão, na localidade de Pelotas/RS, as quais foram obtidas por meio de registros pluviográficos, que compreendem o período de 1982 a 2015. A série histórica de precipitação foi discretizada nas durações de 5, 10, 15, 20, 30min, 1, 2 e 24h, por meio da rotina computacional de Pedrollo (2018), sendo que para cada uma destas foi estimada a média, coeficiente de autocorrelação de retardo 1, variância e proporção de período seco.

Tabela 2 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) para a estação do verão, na localidade Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015)

Estatísticas	Durações – Verão								
	Históricas	5min	10min	15min	30min	1h	2h	6h	12h
<b>Média (mm)</b>	0,015	0,029	0,043	0,087	0,174	0,358	1,032	2,030	4,018
<b>CAC 1</b>	0,020	0,062	0,113	0,292	0,720	1,657	6,176	10,547	21,904
<b>Var (mm<sup>2</sup>)</b>	0,029	0,100	0,198	0,623	1,833	5,229	23,292	58,827	130,705
<b>PD</b>	0,883	0,846	0,811	0,750	0,691	0,641	0,578	0,539	0,472

Var = Variância; CAC 1 = coeficiente de autocorrelação de retardo 1; PD = proporção de período seco

Na tabela 2 é possível verificar com base nos resultados das médias, que a lâmina precipitada aumenta gradativamente para maiores durações, sendo este comportamento esperado, visto as características naturais dos eventos de precipitação. Neste sentido, a média das precipitações variou de 0,015 a 4,018mm.

A variância amostral também apresentou um crescimento em relação aos intervalos de tempo discretizados. Neste caso, para maiores durações, tem-se conseqüentemente, uma maior diferença entre a precipitação acumulada em cada instante, como ocorre na duração de 24h, onde naturalmente a série de precipitação apresenta uma maior variação do total precipitado a cada 24h, quando comparada a precipitação ocorrida a cada 5min, o que possibilita explicar o resultado obtido. O coeficiente de autocorrelação exibiu um comportamento semelhante a variância, aumentando em relação a escala de tempo.

A proporção de períodos secos divergiu das demais estatísticas estimadas, pois diminuiu para os maiores intervalos de tempo avaliados. No entanto, este resultado está coerente, visto que para menores durações é maior a probabilidade de existir períodos sem a ocorrência de precipitação em relação à duração de 24h.

Na tabela 3 estão os resultados das estatísticas históricas de precipitação da localidade de Pelotas/RS, para a estação do inverno, compreendendo o período de 1982 a 2015.

Tabela 3 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) para a estação do inverno, na localidade Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015)

Estatísticas Históricas	Duração – Inverno								
	5min	10min	15min	30min	1h	2h	6h	12h	24h
<b>Média (mm)</b>	0,013	0,026	0,039	0,078	0,157	0,313	0,937	1,892	3,660
<b>CAC 1</b>	0,008	0,024	0,046	0,145	0,442	1,279	5,380	11,059	21,295
<b>Var (mm<sup>2</sup>)</b>	0,011	0,027	0,075	0,244	0,774	2,412	13,655	38,398	96,117
<b>PD</b>	0,747	0,710	0,657	0,651	0,643	0,629	0,596	0,560	0,487

Var = Variância; CAC 1 = coeficiente de autocorrelação de retardo 1; PD = proporção de período seco

Na tabela 3 verifica-se que a média das precipitações para o inverno aumentou de acordo com o crescimento dos intervalos de tempo analisados, exibindo um comportamento conforme o esperado, variando de 0,013 a 3,660mm.

A variância amostral e o coeficiente de autocorrelação também apresentaram um aumento em relação ao tempo, o que pode ser explicado pelo fato de ocorrer uma maior variação da precipitação a cada instante em durações maiores, como por exemplo, a cada 12h ou 24h. Já a proporção de períodos secos comportou-se de forma contrária, pois diminuiu para maiores intervalos de tempo, em função do número de períodos secos ser maior para intervalos de tempo como de 5min.

A comparação entre as tabelas 2 e 3 permite verificar que as precipitações médias do verão na cidade de Pelotas demonstraram-se um pouco maiores comparativamente as do inverno, em todos os intervalos de tempo analisados. O período do inverno apresentou um menor coeficiente de autocorrelação de retardo 1 e variância amostral, sendo possivelmente relacionado a menor variação do total precipitado, em cada instante nesta estação. Além disso, é possível verificar que a proporção de períodos secos é

menor para o verão, ou seja, o verão apresentou mais dias chuvosos do que o inverno, ao longo dos 34 anos analisados.

Os resultados apresentados permitem a caracterização estatística da série de precipitação histórica em relação ao período do inverno e do verão da cidade de Pelotas, as quais foram utilizadas na estimativa dos parâmetros do modelo de BLPRM.

## 5.2 Intensidade de Precipitação Máxima Histórica do Verão e do Inverno

Na tabela 4 estão os resultados dos valores das intensidades máximas de precipitação do período do verão, para as durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1140min, associadas aos tempos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos, utilizando-se a distribuição de probabilidade Gumbel II.

Tabela 4 - Intensidades de precipitação máximas históricas obtidas pelo ajuste da distribuição de probabilidade de Gumbel II, do período do verão da cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015).

<b>Intensidades máximas de precipitação - Verão (mm h<sup>-1</sup>)</b>						
<b>Duração (min)</b>	<b>TR (anos)</b>					
	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>50</b>	<b>100</b>
<b>5</b>	96,11	132,07	155,87	178,71	208,27	230,42
<b>10</b>	76,93	106,61	126,26	145,11	169,51	187,79
<b>15</b>	66,03	92,30	109,67	126,35	147,94	164,12
<b>30</b>	48,11	68,25	81,57	94,36	110,91	123,31
<b>60</b>	30,67	44,50	53,64	62,40	73,78	82,30
<b>120</b>	17,54	25,84	31,34	36,61	43,44	48,55
<b>360</b>	7,91	11,51	13,90	16,19	19,16	21,38
<b>720</b>	4,44	6,44	7,78	9,05	10,70	11,94
<b>1440</b>	2,48	3,58	4,30	5,00	5,90	6,57

Na tabela 4 pode-se constatar que ocorreu um decréscimo nos valores das intensidades máximas de precipitação, de acordo com o aumento das durações analisadas, para um mesmo período de retorno. Verifica-se, por exemplo, que para o tempo de retorno de 2 anos e na duração de 5 min, a intensidade máxima de precipitação foi de 96,11mm h<sup>-1</sup>, já em relação à duração de 1440min, o valor foi bem inferior, sendo 2,48mm h<sup>-1</sup>. Este comportamento foi exibido pelos demais períodos de retorno, uma vez que é

um comportamento característico das relações de intensidade-duração-frequência.

As intensidades de precipitação demonstraram também que para uma mesma duração essas aumentam em relação aos tempos de retorno maiores, sendo isto perceptível por meio da comparação dos valores destas na duração de 5min nos períodos de 2 e 100 anos, as quais são respectivamente 96,11mm h<sup>-1</sup> e 230,42mm h<sup>-1</sup>.

De modo geral, as maiores intensidades de precipitação ocorrem nas menores durações e maiores tempos de retorno, o que normalmente é verificado na análise das relações IDF. Estes resultados corroboram com os de Pereira, Duarte e Sarmiento (2017), os quais obtiveram as intensidades por meio da distribuição de Gumbel II, e também com os de Tfwala et al. (2017) que aplicaram a distribuição Generalizada de Eventos Extremos, sendo que ambos concluíram que quanto maior o tempo de recorrência maiores foram as lâminas precipitadas.

Na tabela 5 estão os resultados dos valores das intensidades máximas de precipitação para o período do inverno, nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1140min, os quais foram associadas aos períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos, por meio da distribuição de probabilidade Gumbel II.

Tabela 5 - Intensidades de precipitação máximas históricas obtidas pelo ajuste da distribuição de probabilidade de Gumbel II, para o período do inverno, na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015).

<b>Intensidades máximas de precipitação - Inverno (mm h<sup>-1</sup>)</b>						
<b>Duração (min)</b>	<b>TR (anos)</b>					
	<b>2</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>50</b>	<b>100</b>
<b>5</b>	58,84	85,36	102,91	119,75	141,55	157,88
<b>10</b>	41,7	57,33	67,69	77,63	90,5	100,12
<b>15</b>	34,5	48,16	57,21	65,88	77,11	85,53
<b>30</b>	22,4	30,47	35,82	40,95	47,6	52,56
<b>60</b>	14,58	19,27	22,38	25,37	29,23	32,12
<b>120</b>	9,98	13,44	15,73	17,93	20,78	22,91
<b>360</b>	5,38	7,25	8,5	9,7	11,21	12,36
<b>720</b>	2,62	3,67	4,37	5,04	5,9	6,56
<b>1440</b>	2,20	3,00	3,51	4,02	4,68	5,17

Na tabela 5 observa-se que as intensidades de precipitação para o inverno apresentaram o mesmo comportamento do que aquelas obtidas para o período do verão, ou seja, aumentaram para maiores períodos de retorno e menores durações.

No entanto, comparando-se as tabelas 4 e 5 é possível verificar que os resultados das intensidades de precipitação máxima do período do inverno foram menores do que as obtidas para o período do verão, em todas as durações e tempos de retorno analisados. A intensidade de precipitação do verão na duração de 5min, com período de retorno de 100 anos foi de 230,42 mm h<sup>-1</sup>, sendo que nesta mesma condição no período do inverno foi 100,12mm h<sup>-1</sup>. Assim, constata-se que as intensidades máximas do inverno foram inferiores quando comparadas às do verão, em torno de 100mm. Além disso, as maiores diferenças ocorreram nas menores durações e maiores períodos de retorno.

Uma das causas das diferenças entre as intensidades do inverno e do verão podem ser as características dos eventos de precipitação, em cada uma dessas estações na cidade de Pelotas/RS. De acordo com Forgiarini, Vendruscolo e Rizzi (2013), os sistemas frontais são os principais responsáveis pela ocorrência da precipitação no inverno e no outono, no Rio Grande do Sul, provocando eventos chuvosos de longa duração.

As precipitações de longa duração têm como característica intrínseca menores intensidades. Já as chuvas no período do verão em Pelotas, ocorrem normalmente associadas aos sistemas convectivos, segundo Forgiarini, Vendruscolo e Rizzi (2013), os quais proporcionam precipitações de maiores intensidades, que são caracterizadas por apresentarem menores durações. Desta forma, as diferenças nas intensidades máximas de precipitação entre as estações são explicadas pelo fato de sistemas de circulação distintos atuarem sazonalmente na cidade em estudo.

A análise dos resultados obtidos possibilitou verificar que o período do inverno e do verão apresentam comportamentos específicos, quanto às intensidades de precipitação em Pelotas. No entanto, visando avaliar qual destes representa de forma mais adequada a precipitação local foi realizada a comparação com estudos pretéritos, a qual está disposta de forma detalhada em um outro tópico deste trabalho.

### 5.3 Parâmetros do Modelo BLPRM Estimados com Base nos Conjuntos Estatísticos A, B, C, D e E

Na tabela 6 estão dispostos os resultados dos parâmetros do modelo BLPRM, os quais foram ajustados por meio dos dados históricos de precipitação da cidade de Pelotas/RS, para o período do verão, de 1982 a 2015. O ajuste dos parâmetros do modelo de BLPRM foi realizado com base nos conjuntos A, B, C, D e E, os quais são compostos por diferentes estatísticas.

Tabela 6 - Parâmetros do modelo de BLPRM ajustados a partir dos dados históricos de precipitação da cidade de Pelotas/RS, para o período do verão entre os anos de 1982 a 2015, por meio das combinações estatísticas A, B, C, D, E.

<b>Parâmetros do Modelo BLPRM – Verão</b>						
<b>Combinações</b>	$\lambda (\Delta t^{-1})$	$\nu$	$\kappa$	$\mu_x (\text{mm } \Delta t^{-1})$	$\alpha (\Delta t)$	$\phi (\Delta t)$
<b>A</b>	0,00265	0,055	0,820	1,780	2,330	0,0105
<b>B</b>	0,00271	0,055	0,955	1,603	2,110	0,0146
<b>C</b>	0,00261	0,076	0,924	1,756	2,860	0,0116
<b>D</b>	0,00260	0,096	0,903	1,830	3,520	0,0110
<b>E</b>	0,00270	0,524	3,275	0,455	2,109	0,1438
<b>Var</b>	0,00000	0,041	1,130	0,339	0,367	0,0035
<b>Cov</b>	2E-09	0,033	0,904	0,271	0,293	0,0028
<b>Desv Pad</b>	5E-05	0,204	1,0631	0,582	0,606	0,0590

$\lambda$  = parâmetro que governa o tempo de origem das tormentas ( $\Delta t^{-1}$ );  $\kappa$  = parâmetro responsável pela simulação do tempo de origem das células de chuva associados às tormentas (adimensional);  $\phi$  = parâmetro utilizado na simulação do tempo em que não mais se originam células de chuva (adimensional);  $\mu_x$  = parâmetro que representa a média das alturas de células de chuvas associadas às tormentas ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ );  $\alpha$  e  $\nu$  = parâmetros de forma e escala ( $\Delta t$ ); Var = variância amostral; Cov = Covariância Amostral; Desv Pad = Desvio padrão amostral.

Na tabela 6 pode-se verificar que a maioria dos parâmetros ajustados apresentou um comportamento distinto em relação a cada uma das combinações estatísticas avaliadas.

A análise individual de cada um dos parâmetros permite algumas constatações, sendo que uma delas refere-se aos resultados do parâmetro  $\lambda$ , apresentando uma estabilidade em relação aos demais, conforme comprovado pela análise estatística, que indicou uma variância igual a zero entre os conjuntos. Desta forma, o parâmetro estimado, que representa o tempo de origem das tormentas, apresentou uma certa similaridade entre os conjuntos estatísticos. Este resultado corrobora com o obtido por Khaliq e Cunnane (1996), Damé (2001) e de Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013), os quais também

estimaram os parâmetros do modelo de BLPRM, com base em diferentes combinações estatísticas e verificaram uma maior estabilidade do parâmetro  $\lambda$ .

O parâmetro que representa a simulação do tempo de origem das células de chuva ( $\kappa$ ) demonstrou uma maior instabilidade entre todos os parâmetros analisados, diferentemente do que é encontrado na literatura como nos trabalhos de Damé (2001), Khaliq e Cunnane (1996) e Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013). Estas diferenças podem ser justificadas pelo fato dos conjuntos serem compostos somente por estatísticas do período do verão da cidade de Pelotas, as quais são caracterizadas pela presença de sistemas convectivos. Estes sistemas causam precipitações de menores durações, sendo uma condição climática específica desta época do ano e que não representa os eventos que ocorrem na maior parte do ano, o que pode ter proporcionado resultados antagônicos aos encontrados na literatura, que comumente utilizam dados mensais na análise dos parâmetros.

Os parâmetros  $\nu$  e  $\alpha$  que representam a duração das células de chuva também apresentaram-se instáveis, em comparação às diferentes combinações estatísticas, sendo este resultado coerente com os obtidos por Damé (2001) e Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013). O parâmetro  $\nu$  foi o que apresentou uma maior discrepância entre todos os conjuntos analisados, também observado por Damé (2001), Velghe et al. (1994) e Khaliq e Cunnane (1996).

No entanto, Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) analisaram a precipitação na Península da Malásia e verificaram que estes dois parâmetros foram instáveis. Já neste estudo, verifica-se na tabela 6 um comportamento distinto quanto aos mesmos ( $\nu$  e  $\alpha$ ), sendo identificada uma maior instabilidade do parâmetro  $\alpha$ , o que também pode estar relacionado ao fato das combinações estatísticas analisadas compreenderem somente as características da precipitação no período do verão.

O parâmetro  $\mu_x$ , que representa a média das alturas das células de chuvas associadas a cada tormenta, apresentou uma variação considerável entre as combinações avaliadas, como pode ser visualizado na tabela 6, sendo este comportamento divergente do obtido por Khaliq e Cunnane (1996), os quais determinaram os parâmetros do modelo de BLPRM, em estudo realizado

na Irlanda, e identificaram uma certa instabilidade do referido parâmetro. Contudo, Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) para a Península da Malásia, avaliaram dezessete combinações estatísticas na estimativa dos parâmetros do modelo, sendo que os resultados do parâmetro  $\mu_x$  variaram significativamente entre os conjuntos, corroborando com o verificado neste trabalho. Desta forma, concluíram que não há um padrão quanto ao comportamento do parâmetro  $\mu_x$  ajustado pelo modelo de BLPRM.

Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) acreditam que a diferença entre os resultados dos parâmetros estimados está relacionada às condições climáticas de cada região, pois a Península da Malásia apresenta uma característica climática diferente da Irlanda (KHALIQ; CUNNANE, 1996). Além disso, o Brasil possui condições climáticas específicas, sendo importante destacar que o próprio país apresenta uma variabilidade do clima de acordo com cada região e estação do ano, o que pode justificar as diferenças entre os resultados obtidos, em relação aos autores citados.

Na tabela 7 estão dispostos os resultados dos parâmetros do modelo BLPRM, os quais foram obtidos para o período do inverno, com base nos dados históricos de precipitação da cidade de Pelotas, para o período de 1982 a 2015. Os parâmetros do modelo BLPRM também foram ajustados por meio dos conjuntos A, B, C, D e E, os quais são compostos por distintas estatísticas descritivas das séries observadas.

O parâmetro  $\lambda$  apresentou uma maior estabilidade conforme demonstrado pelo resultado da variância amostral, similar ao encontro para o período do verão.

Os parâmetros  $\nu$  e  $\alpha$  apresentaram uma maior instabilidade em comparação aos demais, sendo esta constatação distinta em relação ao período do verão, em que o parâmetro  $\kappa$  foi o mais instável. Além disso, verifica-se que a variância do parâmetro  $\nu$  foi maior em relação ao parâmetro  $\alpha$ , cujo resultado corrobora com o obtido por Khaliq e Cunnane (1996) e Damé (2001), o que pode ser explicado pelo fato dos conjuntos analisados serem compostos com base em dados de precipitação do inverno. Este período é caracterizado por apresentar chuvas de longa duração e menor intensidade, representando, de modo geral, o comportamento da maioria dos eventos de

precipitação ao longo do ano, ou seja, proporcionando a obtenção de resultados que se assemelham aos demais estudos presentes na literatura, nos quais os parâmetros foram obtidos com base em dados mensais de chuva. No entanto, estes demonstraram-se distintos em relação ao período do verão da cidade de Pelotas, o qual possui características intrínsecas dessa estação.

Tabela 7 - Parâmetros do modelo de BLPRM ajustados, a partir dos dados históricos de precipitação da localidade de Pelotas/RS, para o período do inverno entre os anos de 1982 a 2015, por meio das combinações estatísticas A, B, C, D e E

<b>Parâmetros do Modelo BLPRM – Inverno</b>						
<b>Combinações</b>	$\lambda (\Delta t^{-1})$	$\nu$	$\kappa$	$\mu_x (\text{mm } \Delta t^{-1})$	$\alpha (\Delta t)$	$\phi (\Delta t)$
<b>A</b>	0,00251	0,058	0,396	2,68	2,34	0,0091
<b>B</b>	0,00209	0,051	0,393	1,17	2,21	0,0031
<b>C</b>	0,00210	0,112	0,326	1,81	4,39	0,0033
<b>D</b>	0,00184	0,093	0,376	1,13	3,83	0,0016
<b>E</b>	0,00182	3,886	2,208	0,15	2,34	0,1481
<b>Var</b>	0,0000	2,900	0,6743	0,871	1,03	0,0041
<b>Cov</b>	2,0E-09	0,0331	0,9041	0,271	0,29	0,0028
<b>Desv Pad</b>	0,0003	1,7030	0,8211	0,933	1,01	0,0644

$\lambda$  = parâmetro que governa o tempo de origem das tormentas ( $\Delta t^{-1}$ );  $\kappa$  = parâmetro responsável pela simulação do tempo de origem das células de chuva associados às tormentas (adimensional);  $\phi$  = parâmetro utilizado na simulação do tempo em que não mais se originam células de chuva (adimensional);  $\mu_x$  = parâmetro que representa a média das alturas de células de chuvas associadas às tormentas ( $\text{mm } \Delta t^{-1}$ );  $\alpha$  e  $\nu$  = parâmetros de forma e escala ( $\Delta t$ ).

No período do inverno observa-se, que o parâmetro  $\mu_x$  apresentou uma instabilidade entre as combinações estatísticas analisadas, também verificado para o período do verão. Neste contexto, Wasko et al. (2015) analisaram o comportamento dos parâmetros do modelo de BLPRM, com base na ocorrência dos eventos El Niño e La Niña e verificaram que o parâmetro  $\mu_x$  apresentou resultados variáveis de acordo com o evento climático, sendo que o parâmetro estimado indicou um menor número de células durante o fenômeno La Niña do que ao longo do El Niño.

Desta forma, é possível concluir que os parâmetros do modelo BLPRM podem variar de acordo com as características climáticas de cada região e também variam de acordo com a sazonalidade, conforme demonstrado nos resultados, em que os parâmetros do verão foram distintos dos obtidos para o período do inverno. Nos próximos tópicos serão apresentadas análises quanto a representatividade da precipitação da cidade de Pelotas, quando simulada considerando-se a sazonalidade dos parâmetros estimados.

#### 5.4 Comparação entre as Estatísticas da Série Histórica e das Séries Simuladas pelo Modelo de BLPRM

Na tabela 8 estão os resultados das estatísticas descritivas da precipitação da cidade Pelotas/RS correspondentes ao período do verão, as quais foram obtidas por meio de dados pluviográficos que compreendem o período de 1982 a 2015. Os parâmetros do modelo de BLPRM foram aplicados na simulação das séries de precipitação, na duração de 5 min por meio dos conjuntos A, B, C, D e E. Os resultados das estatísticas média, variância, desvio padrão, coeficiente de correlação de retardo 1 e proporção de períodos secos, os quais caracterizam as séries de precipitações simuladas na duração de 5min, para cada um dos conjuntos. Também é apresentado o erro relativo médio quadrático proveniente da comparação das estatísticas dos dados históricos com os simulados para cada conjunto.

Tabela 8 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) do período do verão da cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e estatísticas das chuvas simuladas pelo modelo de BLPRM, para o mesmo intervalo de tempo.

<b>Verão (5 min)</b>						
<b>Estatísticas</b>	<b>Observado</b>	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>Média (mm)</b>	0,0142	0,0184	0,0146	0,0183	0,0191	0,0014
<b>DP (mm)</b>	0,1692	0,1700	0,1373	0,1692	0,1772	0,0138
<b>CAC 1</b>	0,0202	0,0091	0,0050	0,0092	0,0104	0,0000*
<b>Var (mm<sup>2</sup>)</b>	0,0286	0,0289	0,0189	0,0286	0,0314	0,0002
<b>PD</b>	0,8833	0,9775	0,9775	0,9786	0,979	0,9780
	<b>RMSE</b>	<b>28%</b>	<b>38%</b>	<b>28%</b>	<b>27%</b>	<b>85%</b>

Var = Variância; CAC 1 = coeficiente de autocorrelação de retardo 1; PD = proporção de período seco; RMSE = erro relativo médio quadrático.

\*O resultado do coeficiente de autocorrelação foi igual a zero.

Observa-se que as médias das séries de precipitações simuladas na duração de 5min apresentaram-se semelhantes à média da precipitação observada, com exceção do conjunto E. Desta forma, é possível concluir que a simulação realizada por meio dos parâmetros do modelo de BLPRM possibilitou a preservação da média das precipitações do período do verão em praticamente todos os conjuntos analisados.

O desvio padrão das combinações A, B, C, D apresentou um comportamento similar a média, sendo pequena a diferença desta estatística entre as séries simuladas e observadas. Os resultados das variâncias referentes às séries simuladas, para estes conjuntos, também podem ser considerados aproximados da observada. Assim, verifica-se que o modelo de BLPRM representou adequadamente o desvio padrão e a variância das precipitações na duração de 5min, conforme pode ser visualizado na tabela 8, exceto na combinação E (composta pelas estatísticas de todas as durações analisadas).

Os resultados deste trabalho corroboram com os de Back e Uggioni (2010), sendo que as séries de precipitação máximas anuais simuladas mantiveram as características das séries observadas de Urussanga/SC, nas durações de 5, 10, 15min e 1h, porém cabe destacar que os autores realizaram a determinação das estatísticas na escala mensal. De acordo com os autores, o modelo de Bartlett-Lewis pode ser utilizado para o estudo de eventos extremos. Contudo, é importante destacar que neste caso, foram analisadas as precipitações da cidade de Pelotas para o período do verão, as quais são caracterizadas por serem intensas e de curta duração, o que possivelmente proporcionou resultados distintos em relação a algumas das estatísticas avaliadas.

Os resultados dos coeficientes de correlação de retardo 1 obtidos para cada um dos conjuntos analisados permitiram constatar que o modelo de BLPRM não reproduziu de forma satisfatória esta estatística. Na tabela 8 é possível verificar que o coeficiente de correlação de retardo 1 das séries de precipitação simuladas foi subestimado pelo modelo, sendo que a pior simulação foi a do conjunto E.

Os resultados deste trabalho corroboram em alguns aspectos com Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013), os quais verificaram que o modelo simulou adequadamente a maioria das estatísticas observadas da precipitação de Petaling Jaya (Península da Malásia), porém a variância simulada foi subestimada pelo modelo, o que difere do encontrado neste trabalho, uma vez que a simulação foi insatisfatória para o coeficiente de correlação de retardo 1.

Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) avaliaram a precipitação nas escalas de tempo 1, 6, 12 e 24h, porém diferente do obtido por outros estudos, nem

todas as estatísticas históricas foram preservadas, mesmo com escalas de tempos iguais ou maiores do que a horária. De acordo com os autores, a região de estudo caracteriza-se por apresentar chuvas intensas e que isso dificultou a modelagem dos eventos de precipitação, o que pode ser usado para justificar as diferenças obtidas entre algumas das estatísticas analisadas, pois a localidade objeto de estudo é caracterizada pela ocorrência de precipitações intensas no período do verão.

O modelo de BLPRM superestimou a proporção de períodos secos das precipitações simuladas em relação a observada, conforme disposto na tabela 8. A análise das diferentes combinações estatísticas permitiu verificar que independente do conjunto utilizado, o modelo de BLPRM apresentou limitações quanto a simulação da proporção de períodos secos, bem como a versão original do modelo desenvolvido por Rodriguez-Iturbe e Valdés (1988).

Ritschel, Rust e Ulbrich (2017) simularam séries de precipitação na duração de 1min para Berlim (Alemanha), sendo que os resultados obtidos são semelhantes aos deste trabalho, em relação a algumas das estatísticas históricas. O modelo de BLPRM reproduziu adequadamente: a média, variância, autocovariância, porém a proporção de períodos secos também apresentou uma maior diferença em relação aos dados observados.

A análise individual de cada uma das estatísticas das séries simuladas permitiu compreender o comportamento destas em relação à série observada, para o período do verão. Além disso, observa-se que o coeficiente de correlação de retardo 1 e a proporção de períodos secos foram as que apresentaram maiores diferenças em relação às séries observadas, e que possivelmente influenciaram nos resultados do erro relativo médio quadrático.

De acordo com Back, Uggioni e Vieira (2011), as séries simuladas pelo modelo de BLPRM preservaram os momentos de primeira ordem da precipitação observada nas durações de 5, 10, 15, 30min e nas durações de 1, 6, 12 e 24h. Os autores realizaram simulações mensais da precipitação, cujo resultado apresentou diferenças entre as médias mensais simuladas e observadas inferiores a 5%, o que demonstrou uma adequação satisfatória do modelo, até mesmo para as chuvas de curta duração. No entanto, observaram uma tendência do modelo em superestimar as probabilidades de períodos secos e subestimar a covariância na duração de 24h, principalmente para os

meses do período do verão, corroborando com o encontrado no presente trabalho.

No entanto, apesar dos resultados indicarem algumas diferenças, o erro relativo médio quadrático das precipitações simuladas em relação à observada foi inferior a 50% em praticamente todos os conjuntos analisados, exceto para o conjunto E, que foi em torno de 85%. Desta forma, os resultados do erro permitem inferir que as estatísticas das séries simuladas, de modo geral, são representativas da série de precipitação observada do verão.

A combinação D foi aquela que proporcionou a simulação de forma mais satisfatória, possibilitando a obtenção de uma série de precipitação com maiores semelhanças estatísticas em relação a observada, pois, conforme pode ser visualizada na tabela 8, esta apresentou um menor erro relativo médio quadrático, entre os conjuntos analisados.

O pior desempenho em relação a simulação da precipitação foi verificado para a combinação E, conforme demonstrado pelo resultado do erro relativo médio quadrático. Este conjunto foi composto pelas estatísticas de todas as durações analisadas, sendo esperado que apresentasse uma maior semelhança com a série observada, por considerar as características de várias escalas temporais, porém verificou-se o oposto.

Na tabela 9 estão os resultados das estatísticas descritivas da precipitação para o período do inverno, as quais foram obtidas por meio de registros pluviográficos da cidade de Pelotas/RS, sendo que estes compreendem o período de 1982 a 2015. Os parâmetros do modelo de BLPRM foram obtidos para os conjuntos A, B, C, D e E, e aplicados na simulação das séries de precipitação na duração de 5min. Os resultados das estatísticas das séries simuladas para cada uma das combinações e os valores do erro relativo médio quadrático resultante da comparação das estatísticas históricas com as estatísticas simuladas para cada conjunto pode ser visualizada na tabela 9.

Observa-se na tabela 9 que a precipitação média das séries simuladas em quase todos os conjuntos analisados foi semelhante à observada, resultado também obtido para o período do verão. O desvio padrão e a variância da precipitação simulada, na duração de 5min, também apresentaram valores próximos aos observados, para o período do verão e para o mesmo intervalo de tempo (Tabela 8).

Tabela 9 - Estatísticas históricas das precipitações (mm) do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e estatísticas das chuvas simuladas pelo modelo de BLPRM, para o mesmo período.

<b>Inverno (5 min)</b>						
<b>Estatísticas</b>	<b>Observado</b>	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>Média (mm)</b>	0,0131	0,0141	0,0149	0,0179	0,0228	0,0002
<b>DP (mm)</b>	0,1051	0,1278	0,107	0,1294	0,1329	0,0016
<b>CAC 1</b>	0,0076	0,0055	0,0068	0,0100	0,0132	0,0000*
<b>Var (mm<sup>2</sup>)</b>	0,0110	0,0163	0,0114	0,0167	0,0177	0,0000*
<b>PD</b>	0,6615	0,9769	0,9642	0,9707	0,9565	0,9629
<b>RMSE (%)</b>		34,0	22,0	39,0	59,0	91,0

Var = Variância; CAC 1 = coeficiente de autocorrelação de retardo 1; PD = proporção de período seco; RMSE = erro relativo médio quadrático.

\*O resultado do coeficiente de autocorrelação foi igual a zero.

Os coeficientes de autocorrelação de retardo 1 resultaram em valores semelhantes aos observados nos conjuntos A e B, sendo distintos dos obtidos para o período do verão. Os demais conjuntos demonstraram maiores diferenças entre os valores observados e simulados, porém estas são inferiores quando comparadas ao período do verão, com exceção para o conjunto E. A diferença entre os resultados está, possivelmente, relacionada ao comportamento da precipitação, a qual no inverno apresenta eventos de chuvas de menor intensidade e de longa duração, sendo que normalmente as precipitações acontecem com essas características ao longo do ano, o que não ocorre durante o verão.

Os resultados deste trabalho corroboram com os de Kaczmariska, Isham e Onof (2014), os quais obtiveram um bom desempenho na representação da média e da variância em todas as escalas de tempo analisadas, por meio da simulação da precipitação do modelo de BLPRM, na duração de 5min na Alemanha. No entanto, verificaram que a simulação do coeficiente de retardo 1 não foi satisfatória para o período do verão, pois o modelo subestimou a autocorrelação de retardo 1, para maiores escalas temporais.

A proporção de períodos secos simulada foi superestimada para todos os conjuntos analisados, sendo que a diferença entre os valores simulados e observados foi ainda maior do que a obtida para o período do verão. Desta forma, a análise do período do inverno possibilitou constatar que o modelo BLPRM apresenta deficiências na representação da proporção de períodos secos, independentemente da estação analisada.

Os resultados deste trabalho vão de encontro aos obtidos por Shrestha et al. (2017) para Bangcoc (Tailândia), os quais simularam a precipitação por meio do modelo de BLPRM e constataram que este foi capaz de preservar as estatísticas da média, variância, autocorrelação de retardo 1 e proporção de períodos secos da série de precipitação observada. Os autores utilizaram a escala de tempo horária, o que possivelmente proporcionou a preservação de todas as estatísticas históricas, em contraponto ao obtido neste trabalho, cujas séries foram obtidas na escala de tempo de 5min, o que provavelmente contribui para que nem que todos os resultados fossem similares aos dados observados, como ocorreu com a proporção de períodos secos detalhada anteriormente.

No entanto, apesar de algumas das estatísticas das séries simuladas diferirem das séries observadas, os conjuntos A, B e C apresentaram erro relativo médio quadrático inferior a 50%. Desta forma, os resultados do erro demonstram que as estatísticas das séries de precipitação simuladas são representativas dos dados observados.

O melhor desempenho refere-se ao conjunto B, pois apresentou um menor erro relativo médio quadrático, diferindo do obtido para o período do verão, em que o conjunto D proporcionou maiores semelhanças entre as estatísticas dos dados simulados e observados.

Os resultados dos erros relativos médios quadráticos dos conjuntos D e E foram maiores do que 50%. Além disso, pode-se visualizar na tabela 9, que o erro foi maior para o conjunto E, em relação aos demais conjuntos analisados para o período do inverno, também observado para o verão (Tabela 8).

Vandenbergh et al. (2011) simularam a precipitação por meio do modelo de BLPRM e encontraram como resultado grandes erros relativos, porém consideraram o desempenho do modelo satisfatório na representação das estatísticas, sendo que obtiveram como resultado, por exemplo, uma variância observada de 24h de 60,74% maior do que a simulada pelo modelo de BLPRM.

## **5.5 Comparação entre as Séries de Precipitações Observadas do Verão e do Inverno com as Séries Simuladas**

Os dados observados foram utilizados para obtenção das relações IDF da precipitação para o período do verão e do inverno, no intervalo de tempo de 1982 a 2015, para a cidade de Pelotas/RS. As intensidades máximas de precipitação foram obtidas nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min e associadas aos períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos, utilizando a distribuição de probabilidade de Gumbel II. Além disso, as relações IDF também foram determinadas com base nas séries de precipitações simuladas por meio do modelo de BLPRM para os conjuntos A, B, C, D e E.

### **5.5.1 Intensidades Máximas de Precipitação Observadas e Simuladas do Período do Verão**

Na tabela 10 são apresentados os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas para o período do verão, na cidade de Pelotas/RS, as quais foram obtidas por meio de registros pluviográficos, de 1982 a 2015. As séries de precipitação foram simuladas para as combinações estatísticas A, B, C, D e E, sendo que a partir destas foi estimada a intensidade de precipitação máxima nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min para o período de retorno de 2 anos com base na distribuição de probabilidade de Gumbel II. Além disso, estão presentes as intensidades obtidas por meio de dados anuais de precipitação, a partir de Dorneles et al. (2019).

Na tabela 10 é possível verificar que a intensidade de precipitação simulada para o período do verão foi subestimada pelo modelo de BLPRM, para todas as combinações analisadas, quando comparada à observada do mesmo período e também em relação às obtidas por Dorneles et al. (2019). Além disso, os resultados dos conjuntos demonstraram que a intensidade simulada foi menor do que a observada e também do que a de Dorneles et al (2019), para todas as durações, sendo que as maiores diferenças são associadas principalmente as menores escalas de tempo.

Tabela 10 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão, na cidade de Pelotas/RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 2 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>2</b>						
	<b>Verão</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	96,11	109,30	60,76	52,70	60,99	61,21	5,47
<b>10</b>	76,93	96,39	41,60	31,99	40,90	24,83	3,41
<b>15</b>	66,03	79,81	30,94	25,04	30,43	21,45	2,49
<b>30</b>	48,11	58,35	17,77	13,88	17,60	16,29	1,35
<b>60</b>	30,67	38,10	9,50	7,34	9,53	10,98	0,67
<b>120</b>	17,54	24,64	5,03	3,89	5,10	6,90	0,38
<b>360</b>	7,91	10,03	1,99	1,56	2,08	2,87	0,15
<b>720</b>	4,44	5,79	1,17	0,94	1,24	1,72	0,09
<b>1440</b>	2,48	2,35	0,77	0,58	0,75	0,86	0,05
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			63%	71%	63%	62%	97%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			69%	75%	69%	69%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,19*	0,09*	0,08*	0,13*	3E-3**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,09*	0,06*	0,04**	0,11*	2,9E-04**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

Os resultados deste trabalho corroboram com os de Pui et al. (2012), os quais determinaram as relações IDF mensais para os dados simulados e compararam com as obtidas por meio das precipitações históricas nas durações de 1, 6, 12 e 24h de algumas cidades da Austrália. As intensidades de precipitação também foram subestimadas significativamente nas escalas horárias. Pui et al. (2012) atribuem a subestimação das chuvas extremas a parametrização do modelo, a qual consideram complexa e subjetiva, bem como acreditam que a simulação é influenciada pela escala de tempo da precipitação observada.

Os erros relativos médios quadráticos entre as intensidades de precipitações máximas obtidas por meio dos dados observados e simulados

foram maiores do que 50%, para todos os conjuntos analisados (RMSE<sup>1</sup>). O maior erro relativo refere-se ao conjunto E, sendo que este já havia demonstrado um desempenho insatisfatório em relação à preservação das estatísticas das séries históricas.

A análise estatística permitiu constatar também, que o menor erro relativo foi verificado para a combinação D, em relação às demais, indicando que há uma menor diferença entre as intensidades simuladas e observadas. Além disso, a referida combinação também havia apresentado melhores resultados, em relação a comparação das estatísticas históricas do verão. No entanto, os valores das intensidades de precipitação máximas obtidas por meio da simulação foram subestimadas pelo modelo para este conjunto, sendo que na duração de 5min a intensidade real foi de 96mm h<sup>-1</sup> e a simulada 60,99mm h<sup>-1</sup>, sendo assim, há uma diferença superior a 30mm h<sup>-1</sup> entre os resultados.

As intensidades máximas foram comparadas também com as históricas obtidas por Dorneles et al (2019), com base em dados anuais, aplicando-se o erro relativo médio quadrático (RMSE<sup>2</sup>), cujos resultados foram superiores a 70%.

Os resultados do teste estatístico de Wilcoxon<sup>1</sup> podem ser visualizados na tabela 10, sendo que este foi aplicado visando-se verificar a existência de diferenças significativas entre as séries simuladas e observadas do verão, ao nível de 5% de probabilidade. A análise possibilitou constatar que a hipótese de nulidade foi rejeitada somente para a combinação E, o que indica que esta apresenta diferenças significativas entre as intensidades de precipitação observadas e simuladas, para o período de retorno de 2 anos.

Nas demais combinações analisadas, a hipótese de nulidade não foi rejeitada, assim, segundo o teste estatístico, as intensidades simuladas são estaticamente semelhantes em relação às observadas. No entanto, vale destacar que os resultados visualmente demonstraram uma subestimativa da intensidade máxima da precipitação simulada, por exemplo, o conjunto D na duração de 10min apresentou uma diferença superior a 40mm h<sup>-1</sup> em relação a observada. Desta forma, percebe-se que o teste estatístico não detectou as diferenças em relação a cada duração avaliada, as quais foram perceptíveis visualmente, o que possivelmente pode estar associado ao fato deste

considerar o conjunto de dados como um todo, ou seja, realiza a comparação de todas as durações simultaneamente.

O teste de Wilcoxon<sup>2</sup> demonstrou também que não há diferenças significativas entre as intensidades simuladas e as de Dorneles et al. (2019), para as combinações A, B e D. No entanto, verifica-se por meio da Tabela 10 que os valores das intensidades simuladas foram inferiores em relação as de Dorneles et al. (2019).

Na tabela 11 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas e as obtidas pela precipitação simulada, por meio do modelo de BLPRM, para as combinações A, B, C, D e E, considerando o período do verão. As intensidades de precipitação foram determinadas para diferentes durações no período de retorno de 5 anos. Além disso, estão presentes as intensidades históricas obtidas por Dorneles et al. (2019), considerando dados anuais de precipitação.

Na tabela 11 é possível verificar que os resultados das intensidades máximas obtidos por meio da precipitação simulada são consideravelmente menores do que os determinados com base na série de precipitação observada, para o período do verão e também em relação as estimadas por Dorneles et al. (2019). Neste contexto, Kaczmariska, Isham e Onof (2014) também verificaram algumas limitações do modelo na simulação da precipitação, sendo que os mesmos obtiveram um bom ajuste dos dados na escala horária, porém não foi satisfatório para menores durações. Os autores destacam que estas limitações estão relacionadas a simulação da chuva nos meses do verão em regiões com clima temperado, como o da Península da Malásia, em que a chuva apresenta alta variabilidade. O que também ocorre durante o verão na localidade estudada.

Os erros relativos médios quadráticos (RMSE<sup>1</sup>) entre as intensidades observadas e simuladas para o período do verão apresentaram o mesmo valor para os conjuntos A, B, C e D, porém estes foram superiores a 60%, para todas as combinações analisadas. As intensidades máximas de precipitação simuladas para o conjunto E proporcionaram o maior erro relativo médio quadrático, no período de retorno de 5 anos, o que também foi constatado para o de 2 anos.

Tabela 11 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 5 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>5</b>						
	<b>Verão</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	132,07	137,42	69,25	65,82	72,53	68,46	6,56
<b>10</b>	106,61	121,21	49,41	38,98	47,94	28,48	4,09
<b>15</b>	92,30	100,15	35,87	30,88	37,06	24,37	2,97
<b>30</b>	68,25	74,43	21,30	17,07	21,75	19,52	1,59
<b>60</b>	44,50	50,88	11,06	8,79	11,69	12,84	0,80
<b>120</b>	25,84	33,80	5,95	4,73	6,32	8,17	0,44
<b>360</b>	11,51	13,59	2,41	1,89	2,50	3,49	0,18
<b>720</b>	6,44	7,70	1,38	1,15	1,45	2,00	0,11
<b>1440</b>	3,58	3,80	0,90	0,67	0,88	1,00	0,07
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			69%	69%	69%	69%	97%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			73%	77%	72%	73%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,09*	0,06*	0,11*	0,09*	3E-4**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,06*	0,05**	0,06*	0,05**	1,7E-04**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

A comparação entre as séries simuladas e as obtidas por Dorneles et al. (2019) também foi realizada por meio do erro relativo médio quadrático (RMSE<sup>2</sup>), sendo que os resultados deste foram superiores a 70%, em todas as combinações analisadas, o que possibilita verificar que as diferenças entre as intensidades aumentaram para maiores períodos de retorno.

Os resultados do teste de Wilcoxon<sup>1</sup> demonstraram que somente a combinação E apresentou diferenças significativas em relação às intensidades máximas de precipitação observadas. Nas demais combinações, a hipótese de nulidade não foi rejeitada, desta forma apesar do modelo de BLPRM subestimar a intensidade de precipitação para cada um dos conjuntos, a análise estatística permitiu concluir que estas diferenças não são significativas, ao nível de 5% de probabilidade.

O teste estatístico de Wilcoxon avalia o conjunto como um todo, sendo que isso pode ter proporcionado este resultado. Contudo, vale destacar que embora o teste não tenha detectado distinções, a intensidade de precipitação máxima obtida por meio dos dados observados na duração de 5min foi de  $132,07\text{mm h}^{-1}$ , e a obtida por meio da série de precipitação simulada para o conjunto A foi de  $69,25\text{mm h}^{-1}$ , sendo uma diferença considerável entre os resultados, em torno de  $63\text{mm h}^{-1}$ .

O teste de Wilcoxon<sup>2</sup> demonstrou que as combinações A e C não apresentaram diferenças significativas entre as intensidades simuladas e as obtidas por Dorneles et al. (2019). Contudo, pode-se visualizar por meio da tabela 11, que as intensidades simuladas destes conjuntos foram inferiores em relação às observadas em todas as durações.

Na tabela 12 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas e das intensidades obtidas por meio da precipitação simulada para os conjuntos A, B, C, D e E, no período de retorno de 10 anos em diferentes durações. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação obtidas por Dorneles et al. (2019).

As intensidades de precipitação foram subestimadas para todos os conjuntos analisados, em relação às observadas para o período do verão e também quando comparadas com as obtidas por Dorneles et al. (2019), para o período de retorno de 10 anos (Tabela 12).

As diferenças entre os dados observados e simulados proporcionaram um erro relativo médio quadrático superior a 70%, em todos os conjuntos analisados (RMSE<sup>1</sup>), sendo verificada uma maior distinção entre as intensidades máximas na combinação E. A intensidade de precipitação máxima observada na duração de 5min foi de  $155,87\text{mm h}^{-1}$ , porém nesta mesma escala de tempo, o conjunto E apresentou como resultado um valor de  $7,28\text{mm h}^{-1}$ , ou seja, uma diferença de aproximadamente 140mm entre.

A comparação entre as intensidades máximas simuladas e as de Dorneles et al. (2019) proporcionou um erro relativo médio quadrático (RMSE<sup>2</sup>) superior a 70% para todos os conjuntos analisados, ou seja, segundo esta estatística há uma diferença considerável entre as séries, bem como verificado para os demais períodos de retorno.

Tabela 12 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 10 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>10</b>						
	<b>Verão</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	155,87	156,07	74,88	74,5	80,16	73,26	7,28
<b>10</b>	126,26	137,64	54,62	43,61	52,6	30,90	4,54
<b>15</b>	109,67	113,62	39,14	34,75	41,45	26,30	3,28
<b>30</b>	81,57	85,07	23,63	19,19	24,49	21,65	1,75
<b>60</b>	53,64	59,34	12,10	9,76	13,13	14,08	0,88
<b>120</b>	31,34	39,36	6,55	5,28	7,13	9,02	0,48
<b>360</b>	13,9	15,96	2,68	2,11	2,78	3,91	0,20
<b>720</b>	7,78	8,97	1,53	1,29	1,58	2,19	0,12
<b>1440</b>	4,30	4,55	0,99	0,73	0,96	1,01	0,09
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			72%	76%	71%	72%	98%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			74%	78%	73%	74%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,08*	0,06*	0,06*	0,06*	2E-4**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,05**	0,05**	0,06*	0,05**	8,2E-05**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

A análise estatística por meio do teste Wilcoxon<sup>1</sup> permitiu concluir que não há diferenças significativas entre as intensidades máximas ao nível de 5% de probabilidade em praticamente todos os conjuntos, com exceção do conjunto E. No entanto, pode-se verificar na tabela 12 que a intensidade de precipitação máxima observada na duração de 5min foi de 155,87mm h<sup>-1</sup> e para o conjunto A, nesta mesma duração foi de 74,88mm h<sup>-1</sup>, ou seja, as diferenças entre os resultados são em torno de 90mm h<sup>-1</sup>, sendo um valor elevado tratando-se da análise de precipitações máximas.

Os resultados do teste de Wilcoxon<sup>2</sup> demonstraram que as intensidades simuladas não diferem estatisticamente das de Dorneles et al. (2018), para a combinação C. No entanto, pode-se visualizar na tabela 12, que os valores das intensidades simuladas correspondem aproximadamente a metade das

estimadas por Dorneles et al. (2019), embora o teste não tenha detectado diferenças significativas.

Na tabela 13 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas e das simuladas obtidas por meio das combinações analisadas para o período do verão, em diferentes durações no período de retorno de 20 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 13 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas – RS, obtida por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 20 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>20</b>						
	<b>Verão OBS</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	178,71	173,95	80,29	82,83	87,49	77,87	7,97
<b>10</b>	145,11	153,40	59,60	48,05	57,07	33,22	4,98
<b>15</b>	126,35	119,17	42,26	38,47	45,66	28,15	3,59
<b>30</b>	94,36	95,27	25,87	21,22	27,13	23,70	1,91
<b>60</b>	62,40	67,46	13,10	10,68	14,50	15,26	0,96
<b>120</b>	36,61	44,38	7,13	5,80	7,90	9,83	0,52
<b>360</b>	16,19	18,22	2,95	2,32	3,05	4,29	0,22
<b>720</b>	9,05	10,18	1,66	1,43	1,71	2,37	0,13
<b>1440</b>	5,00	5,17	1,07	0,79	1,05	1,89	0,11
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			73%	77%	72%	72%	98%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			75%	78%	73%	73%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,06*	0,06*	0,06*	0,05**	8,3E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,05**	0,06*	0,06*	0,04**	8,2E-05**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

Na tabela 13 os resultados mostraram que as intensidades de precipitação simuladas foram subestimadas pelo modelo de BLPRM, para todos os conjuntos analisados, em relação as obtidas por meio dos dados observados do verão e também em comparação aos valores estimados por

Dorneles et al. (2019), também verificado para os períodos de retorno anteriores.

O erro relativo médio quadrático foi superior a 70% em todos os conjuntos avaliados, indicando que existem diferenças consideráveis entre as intensidades observadas e simuladas (RMSE<sup>1</sup>). Além disso, pode-se verificar que este foi semelhante na maioria das combinações, com exceção do conjunto E.

Os resultados da análise estatística por meio do teste de Wilcoxon<sup>1</sup> permitiram verificar que não há diferenças significativas, em relação às séries observadas, ao nível de 5% de probabilidade, para os conjuntos A, B e C. No entanto, cabe ressaltar que apesar do teste não demonstrar diferenças significativas, quando é analisada individualmente cada duração, verifica-se que em todos os conjuntos avaliados, a diferença entre a intensidade máxima de precipitação observada e simulada é em torno de 100mm h<sup>-1</sup>, sendo esta considerada elevada.

O teste estatístico de Wilcoxon<sup>2</sup> possibilitou constatar que as intensidades observadas e simuladas não diferem estatisticamente, para os conjuntos B e C. Contudo, pode-se visualizar na tabela 13 que as intensidades simuladas foram inferiores em relação às de Dorneles et al. (2019).

Na tabela 14 podem ser visualizados os resultados obtidos para a intensidade máxima da precipitação simulada para o período do verão e os valores das intensidades observadas em diferentes durações, para o período de retorno de 50 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação obtidas por Dorneles et al. (2019). As intensidades máximas de precipitação simuladas apresentaram-se inferiores às precipitações observadas e às de Dorneles et al. (2019), para todos os conjuntos e durações analisadas, conforme pode ser visualizado na tabela 14. O erro relativo médio quadrático foi semelhante em praticamente todos os conjuntos analisados, sendo superior a 70%, bem como obtido para o período de retorno de 20 anos, porém em torno de 10% maior em relação ao período de retorno de 2 anos (Tabela 10).

Shrestha et al. (2017) também analisaram os dados simulados com base no modelo de BLPRM, por meio das relações IDF, na região de Bangkok (Tailândia). Os resultados dos autores corroboram com os deste trabalho, pois

os dados simulados subestimaram a precipitação para durações inferiores a 3h, sendo que a diferença maior entre os dados simulados e observados pode estar relacionada a maiores períodos de retorno. De modo geral, constataram que as diferenças entre os dados aumentaram, conforme o período de retorno.

Tabela 14 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 50 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>50</b>						
	<b>Verão</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	208,27	197,10	87,31	93,61	96,97	83,83	8,87
<b>10</b>	169,51	173,79	66,04	53,80	62,85	36,24	5,54
<b>15</b>	147,94	143,27	46,31	43,27	51,12	30,55	3,98
<b>30</b>	110,91	108,49	28,78	23,85	30,53	26,35	2,11
<b>60</b>	73,78	77,97	14,39	11,89	16,28	16,80	1,06
<b>120</b>	43,44	50,49	7,88	6,49	8,91	10,88	0,57
<b>360</b>	19,16	21,16	3,30	2,60	3,39	4,81	0,24
<b>720</b>	10,70	12,76	1,83	1,60	1,88	2,61	0,14
<b>1440</b>	5,90	5,93	1,18	0,86	1,15	1,31	0,13
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			75%	78%	74%	75%	98%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			76%	79%	74%	76%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,06*	0,05**	0,06*	0,05**	8,27E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,05**	0,04**	0,06*	0,04**	8,23E-05**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

Os conjuntos analisados não apresentaram diferenças significativas entre as séries observadas e simuladas ao nível de 5% de probabilidade, por meio do teste Wilcoxon<sup>1</sup> para os conjuntos A e C. No entanto, embora o teste não tenha indicado diferenças significativas, possivelmente por comparar todo o conjunto observado com o simulado, é importante destacar que nas durações de 5min, em todos os conjuntos analisados, as intensidades observadas e simuladas apresentam uma diferença em torno de 120mm h<sup>-1</sup>.

O teste de Wilcoxon<sup>2</sup> possibilitou verificar que somente o conjunto C não apresentou diferenças significativas em relação às intensidades de precipitação obtidas por Dorneles et al. (2019). Contudo, os resultados das intensidades de precipitação simuladas foram menores do que as obtidas por Dorneles et al. (2019), conforme tabela 14.

Na tabela 15 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas para os conjuntos A, B, C, D e E, em diferentes durações e no período de retorno de 100 anos. Além disso, estão as intensidades estimadas por meio de dados anuais de precipitação obtidas por Dorneles et al. (2019).

Tabela 15 - Intensidade máxima da precipitação observada do período verão na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 100 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>100</b>						
	<b>Verão OBS</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	230,42	214,5	92,57	101,7	104,08	88,29	9,54
<b>10</b>	187,79	189,1	70,88	58,11	67,18	38,49	5,97
<b>15</b>	164,12	155,8	49,35	46,87	55,21	32,34	4,27
<b>30</b>	123,31	118,4	30,95	25,82	33,09	28,33	2,26
<b>60</b>	82,30	85,84	15,35	12,78	17,62	17,93	1,14
<b>120</b>	48,55	54,84	8,44	7,00	9,66	11,66	0,60
<b>360</b>	21,38	23,36	3,56	2,80	3,65	5,19	0,26
<b>720</b>	11,94	12,94	1,96	1,73	2,00	2,78	0,15
<b>1440</b>	6,57	6,40	1,26	0,92	1,24	1,39	0,14
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			76%	79%	74%	76%	98%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			76%	79%	75%	77%	98%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,06*	0,05**	0,06*	0,04**	8,3E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,06*	0,05**	0,08*	0,04**	8,3E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

Na tabela 15 pode-se verificar que as diferenças entre as intensidades de precipitação simuladas e observadas proporcionaram um erro relativo médio

quadrático maior que 70% (RMSE<sup>1</sup>), com exceção ao conjunto E, o qual foi de 98%. A intensidade de precipitação observada foi superior ao dobro da simulada em algumas das durações analisadas, como por exemplo, na duração de 5 min, em que o valor observado foi de 230,42mm h<sup>-1</sup> e o valor simulado de 92,57mm h<sup>-1</sup>. Os erros foram semelhantes na maioria dos conjuntos analisados, bem como os obtidos para os períodos de retorno 20 e 50 anos.

O erro relativo médio quadrático resultante da comparação das séries simuladas com as de Dorneles et al. (2019) também foi superior a 70%, para todos os conjuntos analisados (RMSE<sup>2</sup>), sendo que a combinação E foi aquela que apresentou o maior valor em relação aos demais.

Os resultados do teste Wilcoxon<sup>1</sup> demonstraram que somente os conjuntos A e C não apresentaram diferenças significativas entre as intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas, considerando um período de retorno de 100 anos. Contudo, vale destacar que a intensidade de precipitação simulada para o conjunto C foi subestimada em torno de 120mm h<sup>-1</sup>, na duração de 5min, sendo que pode ser considerada uma diferença elevada, tratando-se de precipitações máximas. O teste de Wilcoxon<sup>2</sup> indicou que não há diferenças significativas entre as intensidades simuladas e as de Dorneles et al. (2019), para os conjuntos A e C.

A análise entre as intensidades máximas de precipitação obtidas por meio das séries simuladas e da observada do período do verão permitiu concluir que o modelo de BLPRM subestimou a precipitação para todas as durações e períodos de retorno analisados. Além disso, as maiores diferenças entre os valores observados e simulados foram identificadas para as menores durações e maiores períodos de retorno. Resultados semelhantes foram obtidos por Yousup et al. (2014), os quais simularam a precipitação por meio do modelo de BLPRM. A comparação das séries possibilitou que os autores verificassem que a precipitação horária simulada diferiu em relação aos valores extremos dos dados históricos. Em relação, especificamente, aos eventos menos intensos, a precipitação horária simulada foi superestimada pelo modelo, quando comparada às séries observadas.

Yousup et al. (2014) afirmaram que a representação inadequada dos valores extremos máximos e mínimos de precipitação pode estar associada a limitação do modelo, quando aplicado em regiões tropicais. As chuvas nos

trópicos são principalmente convectivas, as quais caracterizam-se por serem intensas e de curta duração, assim, o modelo tem dificuldade de representar estes eventos de precipitação.

Os resultados das intensidades máximas simuladas também foram distintos das obtidas por Dorneles et al. (2019) para todos os períodos de retorno e durações analisadas, sendo que foram subestimadas pelo modelo de BLPRM.

Os erros relativos médios quadráticos dos conjuntos analisados aumentaram de acordo com os períodos de retorno. No entanto, o erro foi praticamente igual quando realizada a comparação dos resultados entre os conjuntos estatísticos analisados, contudo uma diferença discrepante foi verificada para a combinação E. Desta forma, o comportamento quanto a representação das intensidades máximas de precipitação do verão é praticamente o mesmo para maioria dos conjuntos analisados, independente do período de retorno.

A comparação entre as intensidades simuladas e as obtidas por Dorneles et al. (2019) também apresentaram como resultado erros elevados, sendo que de forma similar, o maior erro foi verificado para o conjunto E, em todos os períodos de retorno analisados.

O teste Wilcoxon possibilitou concluir que entre todos os conjuntos analisados, o conjunto E foi o único que estatisticamente apresentou diferenças significativas ao nível de 5% de probabilidade, em relação às intensidades obtidas por meio de dados observados, para o período do verão, para todas as durações e períodos de retorno analisados. No entanto, vale ressaltar que apesar do teste demonstrar que as diferenças não foram significativas, verificou-se que a intensidade máxima de precipitação foi subestimada para todos os conjuntos.

A análise estatística por meio do teste de Wilcoxon possibilitou constatar também que as séries simuladas apresentaram maiores diferenças estatísticas, em relação às séries de Dorneles et al. (2019), na maioria dos períodos de retorno analisados.

Os resultados demonstraram também que embora as estatísticas das séries históricas tenham sido preservadas pelo modelo de BLPRM, para todos os conjuntos analisados, como constatado no item 5, as precipitações máximas

não foram representadas adequadamente pelas séries de precipitações simuladas. Hanaish, Ibrahim e Jemain (2013) também analisaram as precipitações simuladas por meio do modelo de BLPRM, especificamente, precipitações máximas anuais e horárias, assumindo as intensidades das células de chuva, seguindo as distribuições Exponenciais, Gama ou Pareto. As precipitações máximas simuladas com base em todas as distribuições foram subestimadas, em relação aos valores observados, sendo que esses resultados corroboram com os obtidos por este trabalho. De acordo com os autores, pôde-se verificar que o modelo BLPRM não conseguiu reproduzir adequadamente a chuva horária e diária, independente da distribuição de probabilidade assumida. Além disso, destacam que há dificuldade na modelagem de eventos extremos de precipitação, a qual foi constatada no decorrer do estudo, sendo que as características das chuvas da região estudada contribuem para a presença de precipitações intensas.

As séries de dados de precipitação simuladas, que compreendem somente o verão, não foram capazes de representar corretamente o comportamento das intensidades obtidas por meio das séries históricas observadas deste mesmo período, nem as intensidades obtidas com base em dados anuais, conforme o método tradicional utilizado por Dorneles et al. (2019). Kaczmarska, Isham e Onof (2014) também obtiveram alguns resultados insatisfatórios em relação ao modelo de BLPRM, na representação da precipitação nos meses do verão, pois esta apresenta uma alta variabilidade nesta estação em Bochum (Alemanha). Segundo os autores, as limitações estão relacionadas com a simplicidade do modelo na simulação da chuva, quando comparada com o processo de precipitação física real, o qual é altamente complexo. Esta constatação contribui para a explicação do motivo pelo qual o modelo de BLPRM não foi capaz de simular adequadamente o comportamento das precipitações, para o período do verão na cidade de Pelotas.

### 5.5.2 Intensidades Máximas de Precipitação Observadas e Simuladas do Período do Inverno

Na tabela 16 estão os resultados da intensidade de precipitação máxima observada obtida por meio da série de precipitação histórica da cidade de Pelotas, correspondente ao inverno (1982 a 2015). As séries de precipitação foram simuladas para os conjuntos A, B, C, D e E, sendo que a partir destas foram estimadas as intensidades de precipitação máxima nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1440min para o período de retorno de 2 anos, com base na distribuição de probabilidade de Gumbel II. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 16 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 2 anos.

Intensidades Máximas de Precipitação (mm h <sup>-1</sup> )							
TR (anos)							
D (min)	2						
	Inverno OBS	Dorneles et al. (2019)	Inverno Simulada				
			A	B	C	D	E
5	58,84	109,30	46,59	31,87	33,36	28,53	0,47
10	41,70	96,39	29,28	25,36	26,08	24,82	0,36
15	34,50	79,81	22,10	20,13	21,81	21,45	0,29
30	22,40	58,35	12,65	13,84	14,98	16,30	0,20
60	14,58	38,10	7,05	7,87	8,77	10,98	0,12
120	9,98	24,64	3,87	4,46	4,92	6,89	0,07
360	5,38	10,03	1,52	1,86	2,03	2,87	0,03
720	2,62	5,79	0,94	1,18	1,21	1,72	0,02
1440	2,20	2,35	0,58	0,68	0,75	0,86	0,01
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			53%	52%	48%	41%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			77%	77%	75%	71%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,297*	0,222*	0,258*	0,436*	4,11E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,05**	0,04**	0,04**	0,08*	4,11E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

Na tabela 16 pode-se visualizar que as intensidades de precipitação máximas obtidas por meio das séries simuladas foram subestimadas para todos os conjuntos analisados, em relação às observadas do mesmo período e também quando comparadas com as de Dorneles et al. (2009).

A combinação D apresentou o menor erro relativo médio quadrático (RMSE<sup>1</sup>), sendo inferior a 50%, porém ao comparar os valores das intensidades máximas verifica-se que a intensidade observada na duração de 5min foi de 58,84mm h<sup>-1</sup> e do conjunto D foi 28,53mm h<sup>-1</sup>, ou seja, uma diferença de aproximadamente 30,31mm h<sup>-1</sup>, a qual pode ser considerada elevada, tratando-se de intensidades máximas.

No entanto, apesar da combinação A ter apresentado um erro de 53%, sendo maior do que o encontrado para o conjunto D, observa-se a partir da tabela 16, que as diferenças entre as intensidades máximas observadas e simuladas são visualmente menores para o conjunto A, comparativamente a combinação D e às demais. As maiores semelhanças da combinação A, em relação às intensidades observadas ocorrem especificamente nas durações de 5 e 10min, as quais foram respectivamente 8,25 e 12,42mm h<sup>-1</sup>.

O conjunto A foi composto por um menor número de estatísticas da série histórica, em relação aos demais conjuntos, sendo estas a média de 5min, as variâncias de 5, 60 e 1440min, o coeficiente de autocorrelação de retardo 1, na escala de 5min e as proporções de períodos secos de 5, 15, 30 e 1440min. A diferença em relação as demais combinações está na presença do coeficiente de correlação de retardo 1, somente na duração de 5min, o que possivelmente influenciou na obtenção dos parâmetros do modelo, bem como na simulação das precipitações.

O erro relativo médio quadrático resultante da comparação das intensidades máximas simuladas com as de Dorneles et al. (2019) proporcionou resultados ainda maiores, sendo superiores a 70% em todas as combinações analisadas. O conjunto E apresentou um erro de 100%, o qual foi superior ao obtido para o verão, considerando-se o mesmo período de retorno.

Na tabela 16 também se encontram os resultados do teste estatístico de Wilcoxon<sup>1</sup>, aplicado visando-se verificar a existência de diferenças significativas entre as séries simuladas e observadas, ao nível de 5% de probabilidade. Os resultados do teste de Wilcoxon<sup>1</sup> possibilitaram constatar que não há

diferenças significativas entre as séries observadas e simuladas, para a maioria das combinações, com exceção do conjunto E. Este resultado é semelhante ao obtido para o verão, para o mesmo período de retorno. Desta forma, independente da estação do ano utilizada na simulação, para o período de retorno de 2 anos, não foram verificadas diferenças estatísticas entre os dados observados e simulados, na maior parte dos conjuntos.

Na análise por meio do teste de Wilcoxon<sup>1</sup> consideram-se todas as intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas, em todas as durações, sendo assim, realiza a comparação de dois conjuntos inteiros de dados simultaneamente. No entanto, ao analisar-se o conjunto B na duração de 10min, pode-se visualizar na tabela 16, que a intensidade máxima de precipitação é de 25,36mm h<sup>-1</sup> e a intensidade observada de 41,70mm h<sup>-1</sup>, sendo a diferença de aproximadamente 16mm h<sup>-1</sup>. Assim, embora o teste estatístico não tenha demonstrado diferenças significativas, ao nível de 5% de probabilidade entre os conjuntos, a análise individual de cada duração permite verificar que existe uma determinada diferença entre os resultados das intensidades.

O resultado do teste estatístico de Wilcoxon<sup>2</sup> possibilitou verificar que as combinações A, B, C e E apresentaram diferenças significativas, ao nível de 5% de probabilidade, quando comparadas às de Dorneles et al. (2019). De acordo com a tabela 16, este resultado é coerente, pois as intensidades simuladas foram bastante inferiores, em relação às obtidas por Dorneles et al. (2019). No entanto, embora o teste não tenha detectado diferenças em relação ao conjunto D, este também apresentou valores subestimados de intensidades máximas de precipitação.

Na tabela 17 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação obtidas por meio de dados observados e das estimadas por meio de séries simuladas para o período do inverno, considerando diferentes durações e no período de retorno de 5 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram determinadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 17 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 5 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>5</b>						
	<b>Inverno</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Inverno Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	85,36	137,42	55,20	37,21	38,64	32,54	0,60
<b>10</b>	57,33	121,21	32,85	29,44	30,05	28,48	0,43
<b>15</b>	48,16	100,15	26,64	23,90	25,33	24,37	0,35
<b>30</b>	30,47	74,43	15,47	16,86	17,21	19,52	0,24
<b>60</b>	19,27	50,88	8,74	9,26	10,15	12,84	0,15
<b>120</b>	13,44	33,80	4,63	5,25	5,76	8,17	0,09
<b>360</b>	7,25	13,59	1,86	2,22	2,43	3,50	0,04
<b>720</b>	3,67	7,70	1,13	1,48	1,42	2,00	0,02
<b>1440</b>	3,00	3,80	0,70	0,83	0,89	1,00	0,01
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			59%	58%	56%	49%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			79%	79%	78%	75%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,258*	0,19*	0,19*	0,297*	4,1E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,04**	0,03**	0,03**	0,03**	4,1E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

Na tabela 17 pode-se verificar que os resultados das intensidades de precipitação máxima do conjunto A foram as únicas que apresentaram uma determinada semelhança, em relação às observadas nas menores durações. As intensidades simuladas dos demais conjuntos foram subestimadas pelo modelo de BLPRM, também verificado para o período de retorno de 2 anos.

Back e Uggioni (2010) verificaram nas durações menores do que 1h, que as precipitações máximas anuais das séries simuladas apresentaram valores menores do que a série observada. Os autores utilizaram na simulação as estatísticas históricas da média de 1h, a variância, o coeficiente de autocorrelação com retardo 1 e a proporção de períodos secos, para os intervalos de 1, 6, 12 e 24h. Constataram que nas durações inferiores às utilizadas no ajuste dos parâmetros, as séries simuladas apresentaram

subestimativas superiores a 25%, inviabilizando a aplicação destas na estimativa de eventos extremos.

Os autores concluíram que o modelo BLPRM pode ser utilizado na geração de séries sintéticas de precipitação, porém sua aplicação para estudos de eventos extremos fica limitada para chuvas em escalas de tempo inferiores a 1h, quando utilizados conjuntos compostos por estatísticas maiores do que 1h. No entanto, neste trabalho embora tenha sido utilizado as estatísticas, considerando as menores durações, obteve-se um erro relativo considerável também para pequenas escalas de tempo.

O erro relativo médio quadrático foi maior do que 50%, para a maioria dos conjuntos analisados, com exceção do conjunto D. No entanto, quando analisadas as diferenças entre as intensidades máximas nas menores durações verifica-se que as obtidas por meio da precipitação observada distinguem-se em relação aos conjuntos A e D, respectivamente, em 30,40mm h<sup>-1</sup> e 52,86mm h<sup>-1</sup>, ou seja, uma menor discrepância entre os resultados é verificada para o conjunto A, nas menores durações.

As intensidades máximas de precipitação simuladas foram distintas das obtidas por Dorneles et al. (2019), sendo que este resultado era esperado, visto que as precipitações máximas na cidade de Pelotas ocorrem no período do verão, o que possivelmente proporcionou as diferenças entre os valores obtidos. O erro relativo médio quadrático foi superior a 50% em todos os conjuntos analisados, sendo que o maior se refere ao conjunto E.

A maioria dos conjuntos analisados não apresentou diferenças significativas entre as intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas ao nível de 5% de probabilidade pelo teste Wilcoxon<sup>1</sup>, com exceção do conjunto E. No entanto, apesar de muitos conjuntos não apresentarem diferenças significativas, pode-se visualizar na tabela 17, que para o conjunto B a intensidade máxima de precipitação observada na duração de 5min foi de 85,36mm h<sup>-1</sup> e a simulada 37,21mm h<sup>-1</sup>, sendo que há uma distinção de 48,15mm h<sup>-1</sup> entre estas, podendo ser considerado um valor elevado tratando-se de precipitações máximas.

Os resultados do teste de Wilcoxon<sup>2</sup> demonstraram que as intensidades máximas de precipitação se diferem estatisticamente das obtidas por Dorneles et al. (2019) em todas as combinações analisadas, sendo que este resultado é

condizente, pois conforme pode-se visualizar na tabela 17, os valores simulados foram bastante inferiores.

Na tabela 18 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação obtidas por meio da série observada e também com base na precipitação simulada para todos os conjuntos analisados em diferentes durações e no tempo de retorno de 10 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 18 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 10 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>10</b>						
	<b>Inverno OBS</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	102,91	156,07	60,91	40,74	42,13	35,19	0,68
<b>10</b>	67,69	137,64	35,22	32,13	32,68	30,91	0,48
<b>15</b>	57,21	113,62	29,64	26,40	27,67	26,30	0,38
<b>30</b>	35,82	85,07	17,34	18,87	18,69	21,65	0,26
<b>60</b>	22,38	59,34	9,85	10,18	11,07	14,08	0,17
<b>120</b>	15,73	39,36	5,14	5,77	6,32	9,02	0,10
<b>360</b>	8,50	15,96	2,08	2,46	2,70	3,90	0,05
<b>720</b>	4,37	8,97	1,25	1,68	1,55	2,19	0,03
<b>1440</b>	3,51	4,55	0,78	0,92	0,97	1,10	0,01
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			61%	60%	59%	53%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			80%	80%	79%	76%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,222*	0,19*	0,19*	0,22*	4,1E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,04**	0,03**	0,03**	0,03**	4,1E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

Na tabela 18 verifica-se que a intensidade máxima de precipitação foi subestimada em todos os conjuntos e todas as durações analisadas. Além disso, as intensidades máximas de precipitação simuladas para o conjunta A

apresentaram maior proximidade em relação às obtidas por meio dos dados observados, sendo que os melhores resultados estão associados as menores durações.

O erro relativo médio quadrático estimado foi superior a 50%, em todas as combinações, sendo que o maior erro foi proporcionado pelo conjunto E, bem como também foi verificado para o período do verão. Embora o conjunto D tenha apresentado um menor erro relativo médio quadrático, pode-se visualizar por meio da tabela 18, que as intensidades máximas observadas e simuladas demonstraram uma menor diferença, quanto a quantidade em milímetros por hora nas curtas durações para combinação A.

As intensidades de precipitação simuladas foram inferiores aos valores obtidos por Dorneles et al. (2019), em todas as combinações analisadas, sendo que o erro relativo médio quadrático foi superior a 70% na maioria das combinações, e especificamente para o conjunto E foi 100%, ou seja, esta estatística indica que são grandes as diferenças entre os dados observados e simulados.

O teste estatístico de Wilcoxon<sup>1</sup> indicou que não existem diferenças estatísticas entre as intensidades observadas e simuladas para os conjuntos A, B, C e D. Contudo, embora o teste não tenha detectado diferenças, cabe destacar que a intensidade máxima de precipitação observada se distingue da intensidade do conjunto B, por exemplo, em aproximadamente  $62\text{mm h}^{-1}$ , na duração de 5min, sendo esta relação considerável quando são analisadas as precipitações máximas.

O resultado do teste Wilcoxon<sup>2</sup> demonstrou que todas as combinações analisadas apresentaram diferenças significativas em relação aos dados de Dorneles et al. (2019), ao nível de 5% de probabilidade, sendo que este resultado é reflexo das distinções entre estas, as quais podem ser visualizadas na tabela 18.

Na tabela 19 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação observadas para o período do inverno e as intensidades obtidas por meio das precipitações simuladas para os conjuntos A, B, C, D e E, em diferentes durações para o período de retorno de 20 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 19 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 20 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>20</b>						
	<b>Inverno</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Inverno Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	119,75	173,95	66,38	31,87	45,48	28,53	0,76
<b>10</b>	77,63	153,4	37,49	25,36	35,21	24,82	0,52
<b>15</b>	65,88	119,17	32,52	20,13	29,91	21,45	0,41
<b>30</b>	40,95	95,27	19,14	13,84	20,11	16,3	0,28
<b>60</b>	25,37	67,46	10,92	7,87	11,95	10,98	0,19
<b>120</b>	17,93	44,38	5,62	4,46	6,85	6,89	0,12
<b>360</b>	9,7	18,22	2,30	1,86	2,96	2,87	0,05
<b>720</b>	5,04	10,18	1,37	1,18	1,68	1,72	0,03
<b>1440</b>	4,02	5,17	0,86	0,68	1,06	0,86	0,02
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			63%	52%	61%	41%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			80%	86%	80%	83%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,222*	0,06*	0,19*	0,09*	4,1E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,03**	0,01**	0,03**	0,019**	4,1E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

As intensidades de precipitação obtidas por meio dos dados simulados foram subestimadas para a maioria dos conjuntos analisados. A combinação A para o período de retorno de 20 anos manteve o comportamento, sendo que apresentou resultados mais próximos da intensidade observada quando comparada aos demais conjuntos, porém verifica-se que embora tenha demonstrado essa característica, a diferença entre as intensidades observadas e simuladas desta é em torno de 53,37mm h<sup>-1</sup>.

O maior erro relativo para o tempo de retorno de 20 anos é referente a precipitação simulada pelo conjunto E, assim como, nos demais períodos analisados, sendo este próximo a 100%, o que indica que esta combinação não apresenta resultados satisfatórios na obtenção dos parâmetros e não deve ser utilizada para a simulação da precipitação. O conjunto D proporcionou o menor erro relativo médio quadrático, este método estatístico possibilita avaliar a série

como um todo, ou seja, este compara todas as intensidades da combinação D, com as observadas em todas as durações analisadas, considerando-se esse processo, essa combinação foi a que indicou uma menor diferença entre dados observados e simulados.

A comparação das intensidades obtidas por meio dos dados simulados com as de Dorneles et al. (2019) proporcionou um erro maior que 80%, em todas as combinações analisadas, indicando que as diferenças entre estes são bastante elevadas.

Os resultados do teste Wilcoxon<sup>1</sup> demonstraram que não há diferenças significativas ao nível de 5% de probabilidade, entre as intensidades observadas e simuladas, para os conjuntos A, B, C e D. Entretanto, vale destacar que embora o teste estatístico não tenha identificado diferenças significativas entre as intensidades máximas de precipitação dos conjuntos e as observadas, pode-se visualizar na tabela 19, que os resultados entre estes chegam a variar em torno de 80mm h<sup>-1</sup>, na duração de 5min, sendo um valor considerável tratando-se de precipitações máximas.

Os resultados do teste estatístico de Wilcoxon<sup>2</sup> demonstraram que todos os conjuntos analisados apresentaram diferenças significativas em relação às de Dorneles et al. (2019), sendo que este resultado é coerente, visto que as intensidades foram subestimadas em todas as combinações.

Na tabela 20 estão os resultados das intensidades máximas obtidas por meio dos dados observados para o período do inverno e também as intensidades obtidas por meio das séries simuladas para os conjuntos analisados em diferentes durações e no período de retorno de 50 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Os resultados das intensidades máximas foram subestimados pelo modelo de BLPRM, para a todas as combinações analisadas, no período de retorno de 50 anos, em relação às intensidades máximas observadas e também quando comparadas às de Dorneles et al. (2019). O erro relativo médio quadrático foi superior a 50%, em todos os conjuntos avaliados, sendo que o menor erro continuou ocorrendo para o conjunto D e o maior para a combinação E. A comparação das intensidades de Dorneles et al. (2019) e as

simuladas possibilitou concluir que estas resultaram em um erro superior a 80%.

Tabela 20 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 50 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>50</b>						
	<b>Inverno</b> <b>OBS</b>	<b>Dorneles</b> <b>et al. (2019)</b>	<b>Inverno Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	141,55	197,10	73,46	48,52	49,83	28,53	0,87
<b>10</b>	90,50	173,79	40,43	38,06	38,48	24,82	0,58
<b>15</b>	77,11	143,27	36,25	31,91	32,81	21,45	0,46
<b>30</b>	47,60	108,49	21,46	23,78	21,94	16,30	0,32
<b>60</b>	29,23	77,97	12,30	12,21	13,09	10,98	0,21
<b>120</b>	20,78	50,49	6,25	6,93	7,54	6,89	0,14
<b>360</b>	11,21	21,16	2,59	2,99	3,30	2,87	0,06
<b>720</b>	5,90	12,76	1,52	2,13	1,84	1,72	0,03
<b>1440</b>	4,68	5,93	0,96	1,13	1,17	0,86	0,02
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			64%	64%	63%	58%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			81%	81%	81%	86%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,35*	0,19*	0,19*	0,06*	4,1E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,04**	0,019**	0,02**	0,014**	4,1E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita Ho ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se Ho ao nível de 5% de probabilidade

A análise estatística por meio do teste de Wilcoxon<sup>1</sup> permitiu concluir que não existem diferenças significativas entre as séries de precipitações observadas e simuladas, ao nível de 5% de probabilidade para os conjuntos A, B, C e D, sendo que este resultado foi o mesmo que o verificado para o verão no período de retorno de 50 anos. No entanto, vale destacar que a intensidade de precipitação observada e simulada dos conjuntos D e E, por exemplo, distinguem-se em torno de 100mm h<sup>-1</sup>.

Os resultados do teste de Wilcoxon<sup>2</sup> indicaram que as diferenças entre as intensidades simuladas e observadas são significativas ao nível de 5% de probabilidade, bem como verificado para os demais períodos de retorno.

Na tabela 21 estão os resultados das intensidades máximas de precipitação obtidas por meio dos dados observados para o período do inverno e as obtidas por meio das séries simuladas para os conjuntos analisados em diferentes durações e no período de retorno de 100 anos. Além disso, estão presentes as intensidades, as quais foram estimadas por meio de dados anuais de precipitação por Dorneles et al. (2019).

Tabela 21 - Intensidade máxima da precipitação observada do período do inverno na cidade de Pelotas/RS, obtidas por meio dos registros pluviográficos (1982 a 2015) e intensidades das chuvas simuladas por meio das combinações estatísticas analisadas, para diferentes durações, no período de retorno de 100 anos.

<b>Intensidades Máximas de Precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>							
<b>D</b> <b>(min)</b>	<b>TR (anos)</b>						
	<b>100</b>						
	<b>Inverno OBS</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno Simulada</b>				
			<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>
<b>5</b>	157,88	214,50	78,77	51,81	53,07	41,03	0,94
<b>10</b>	100,12	189,10	42,63	40,57	40,92	36,24	0,62
<b>15</b>	85,53	155,80	39,05	34,23	34,98	30,55	0,49
<b>30</b>	52,56	118,40	23,2	25,14	23,32	26,35	0,34
<b>60</b>	32,12	85,84	13,34	13,06	13,94	16,79	0,23
<b>120</b>	22,91	54,84	6,72	7,42	8,06	10,88	0,18
<b>360</b>	12,36	23,36	2,80	3,21	3,54	4,81	0,06
<b>720</b>	6,56	12,94	1,63	2,31	1,97	2,61	0,04
<b>1440</b>	5,17	6,40	1,03	1,22	1,25	1,31	0,02
<b>RMSE<sup>1</sup></b>			65%	65%	65%	62%	99%
<b>RMSE<sup>2</sup></b>			81%	81%	81%	80%	100%
<b>WILCOXON<sup>1</sup></b>			0,19*	0,161*	0,19*	0,13*	4,1E-5**
<b>WILCOXON<sup>2</sup></b>			0,02**	0,02**	0,02**	0,02**	4,1E-5**

RMSE<sup>1</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

RMSE<sup>2</sup> - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>1</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série de dados observada do período do verão e as estimadas com base nas séries simuladas

WILCOXON<sup>2</sup> - Teste estatístico aplicado entre as intensidades obtidas por meio da série histórica anual obtida por Dorneles et al. (2019) e as estimadas com base nas séries simuladas

\*Não se rejeita H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

\*\*Rejeita-se H<sub>0</sub> ao nível de 5% de probabilidade

As intensidades máximas de precipitação obtidas por meio dos dados simulados foram subestimadas em relação às intensidades observadas, bem como verificado para os demais tempos de retorno analisados. O erro relativo médio quadrático foi superior a 60%, em todas as combinações avaliadas,

sendo que o menor foi proporcionado pelo conjunto D e o maior para o conjunto E.

Os resultados das intensidades obtidas por meio dos dados simulados proporcionaram um erro maior que 80% para todos os conjuntos analisados, sendo que é possível visualizar na tabela 21 que realmente os valores apresentaram grandes distinções.

Os resultados do teste estatístico de Wilcoxon<sup>1</sup> demonstraram que não há diferenças significativas entre as intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas ao nível de 5% de probabilidade, para o período de retorno de 100 anos em praticamente todos os conjuntos, com exceção do conjunto E. O teste estatístico de Wilcoxon<sup>2</sup> indicou que existem diferenças entre as intensidades simuladas e os de Dorneles et al. (2019) ao nível de 5% de probabilidade em todas as combinações analisadas.

A análise das intensidades máximas de precipitação do inverno possibilitou concluir que estas foram subestimadas por meio do modelo de BLPRM, para todas as durações e períodos de retorno analisados. O conjunto A apresentou valores aproximados entre as intensidades observadas e simuladas, em alguns dos períodos de retorno, principalmente para as menores durações. Contudo, ocorreu um crescimento entre as diferenças desta combinação, em relação a observada para maiores períodos de retorno, bem como verificado para os demais conjuntos.

O erro relativo médio quadrático entre as intensidades máximas de precipitação observadas e simuladas aumentou para maiores períodos de retorno em todos os conjuntos analisados. Os resultados foram maiores que 50% para os tempos de retorno de 50 e 100 anos, o que demonstra que o modelo apresenta limitações na representação da intensidade de precipitação máxima para grandes períodos de retorno com base nas estatísticas do inverno.

Os valores de intensidades de precipitação máximas foram subestimados pelas séries simuladas em todas as combinações analisadas em relação às obtidas por Dorneles et al. (2019), sendo que o erro relativo médio quadrático foi superior a 70%, o qual demonstrou-se ainda maior que o do período do verão.

O erro relativo médio determinado por meio das séries do inverno pode ser considerado elevado quando comparado ao obtido por Back e Uggioni (2010), os quais estimaram a precipitação máxima por meio da distribuição de Gumbel para os períodos de retorno de 2 a 100 anos, com base nas séries simuladas por meio do modelo de BLPRM. Os autores constataram que as intensidades estimadas a partir da série simulada apresentaram diferenças inferiores a 1% dos valores obtidos a partir da série observada, tanto para o intervalo horário, como para o intervalo diário. Estes afirmam que é possível aplicar o modelo para simulação das séries de chuvas em intervalos horários com a finalidade de simular eventos extremos. No entanto, cabe destacar que neste trabalho a análise foi realizada por estação e não mensalmente como realizado por Back e Uggioni (2010).

Os resultados do teste Wilcoxon demonstraram que somente o conjunto E apresentou diferenças significativas entre as intensidades observadas e simuladas do período do inverno, ao nível de 5% de probabilidade, para todas as durações e tempos de retorno analisados. Desta forma, este conjunto estatístico é único que não poderia ser aplicado na simulação da precipitação por meio do modelo de BLPRM para o período do inverno na cidade de Pelotas. No entanto, cabe destacar, que embora o teste não tenha detectado diferenças significativas entre as séries, as intensidades foram subestimadas.

O teste de Wilcoxon apresentou um comportamento distinto em relação a comparação dos dados observados com os de Dorneles et al. (2019), sendo que a maioria dos conjuntos demonstrou que as diferenças foram significativas, ao nível de 5% de probabilidade. No entanto, mesmo para as que não foram estatisticamente diferentes verificou-se uma subestimativa das intensidades máximas de precipitação.

## **5.6 Comparação das Séries de Precipitação Simuladas com as Observadas para o Período do Verão e do Inverno**

Na figura 7 verifica-se a série de precipitação observada do período do verão e a simulada por meio da combinação D, sendo que ambas correspondem ao período de anos de 2011 a 2015, na duração de 5min. No entanto, cabe destacar, que não foi plotado todo o intervalo de anos avaliado,

pois o número de dados era extremamente elevado, o que dificultaria a interpretação dos resultados, sendo que este motivo também contribuiu para que fosse adotado o método das relações de intensidade-duração-frequência na análise dos dados. Além disso, optou-se por realizar a comparação em relação a combinação D, porque esta apresentou o menor erro relativo médio quadrático quando comparada com as estatísticas históricas de precipitação (Tabela 8).

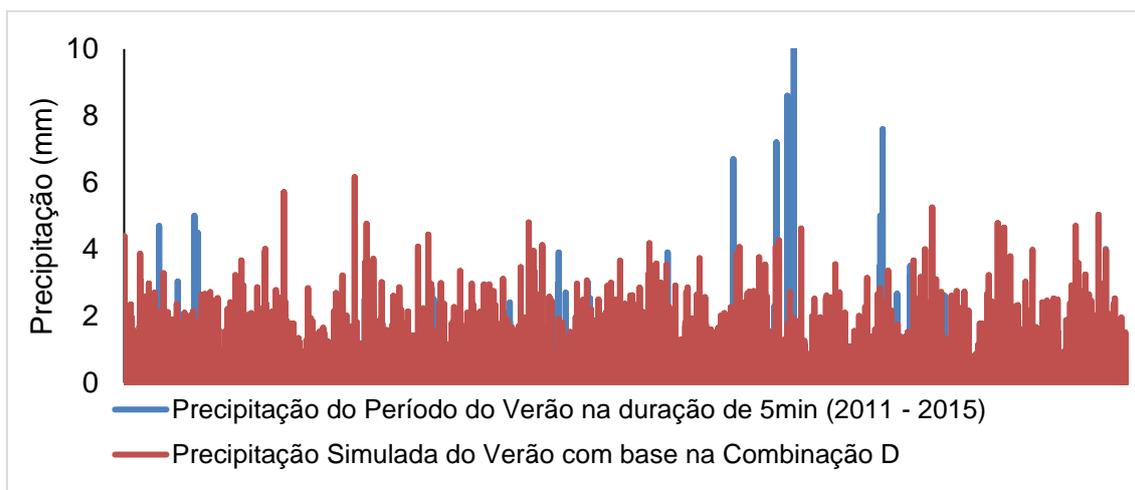


Figura 7 - Precipitações históricas do período do verão na escala de tempo de 5min e simuladas por meio do conjunto D, compreendendo o período de 2011 a 2015.

Na figura 7 pode-se verificar que as precipitações simuladas apresentaram um comportamento semelhante às observadas na maior parte do tempo. Contudo, percebe-se que a série simulada não foi capaz de representar adequadamente os eventos máximos de precipitação.

O valor máximo precipitado no período analisado, considerando-se a duração de 5min, foi de aproximadamente 10mm, porém o simulado corresponde a 6mm, ou seja, é possível constatar que há uma diferença em torno de 4mm entre estas. Desta forma, a comparação dos dados por meio da figura 7, possibilitou concluir que o modelo não foi satisfatório na simulação das precipitações máximas. Este resultado pode estar associado ao fato da simulação, por meio do modelo de BLPRM não ter comparado os máximos e os mínimos das séries, sendo que propostas distintas visando obter-se resultados adequados serão objeto de pesquisas futuras.

Na figura 8, pode-se visualizar a série de precipitação observada do período do inverno e a simulada por meio da combinação B, sendo que ambas correspondem ao período de 2011 a 2015, na duração de 5min. Nesta análise, também não foi utilizado todo o intervalo de anos avaliado, devido ao elevado número de dados, os quais correspondem a 34 anos. Além disso, realizou-se a comparação em relação a combinação B, porque esta apresentou o menor erro relativo médio quadrático em relação as estatísticas históricas de precipitação do inverno (Tabela 9).

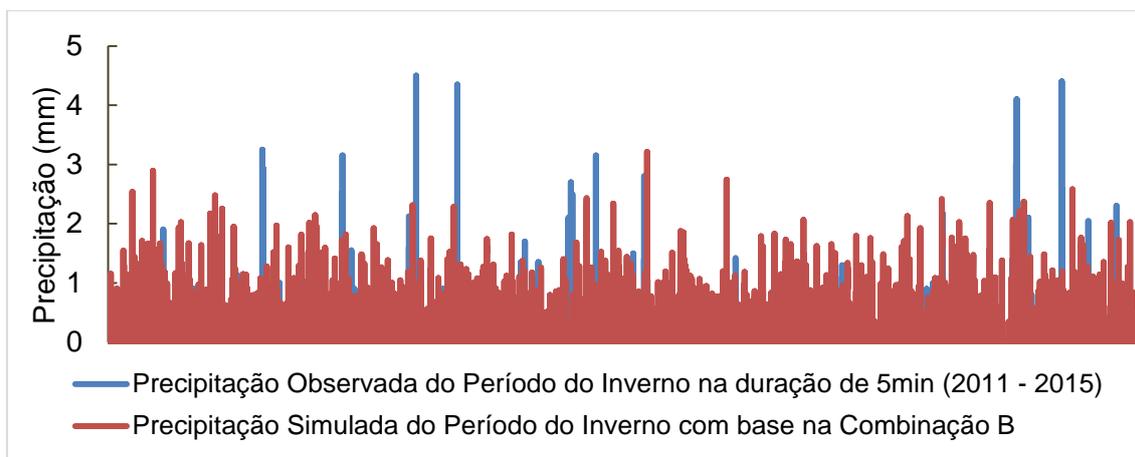


Figura 8 - Precipitações históricas do período do verão na escala de tempo de 5min e simuladas por meio do conjunto B, compreendendo o período de 2011 a 2015.

A análise da figura 8 permite constatar que as precipitações simuladas do período do inverno foram menores em alguns períodos ao longo do intervalo de tempo avaliado. Os valores máximos precipitados também foram representados de forma insatisfatória para o período do inverno, sendo que todas as máximas simuladas foram inferiores as observadas. O maior valor de precipitação observada do período do inverno, no intervalo de tempo analisado, foi de 4,5mm, já em relação a série simulada corresponde a 3,2mm, ou seja, uma diferença de aproximadamente 1,3mm.

No entanto, verifica-se que a diferença entre as séries simuladas e observada é menor em relação ao constatado para o período do verão. Desta forma, é possível concluir que o modelo apresentou uma maior dificuldade na simulação de eventos extremos de precipitação máxima, os quais ocorrem no período do verão na cidade de Pelotas.

### **5.7 Relações de Intensidade-Duração-Frequência obtidas por meio de Séries Históricas de Precipitação do Período do Verão e do Inverno**

Na figura 9 e no gráfico A estão as relações IDF obtidas para o período do verão, nas durações de 5, 10, 15, 30, 60, 120, 360, 720 e 1140min, os quais foram associadas aos períodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 50 e 100 anos. Além disso, no gráfico B, pode-se visualizar as curvas IDF's para o período do inverno, as quais foram estabelecidas da mesma forma que as do verão.

A figura 9 possibilita a visualização das intensidades máximas de precipitação da cidade de Pelotas, observadas e estimadas, para o período do verão e do inverno, sendo que permite constatar que as intensidades observadas do verão são maiores do que as do período do inverno em todos os tempos de retorno analisados, o que possivelmente proporcionou as diferenças entre os parâmetros ajustados das equações IDF's. No entanto, embora o período do inverno tenha apresentado menores intensidades máximas foi possível obter um ajuste satisfatório das curvas (Figura 9B), bem como também foi obtido para o período do verão (Figura 9A).

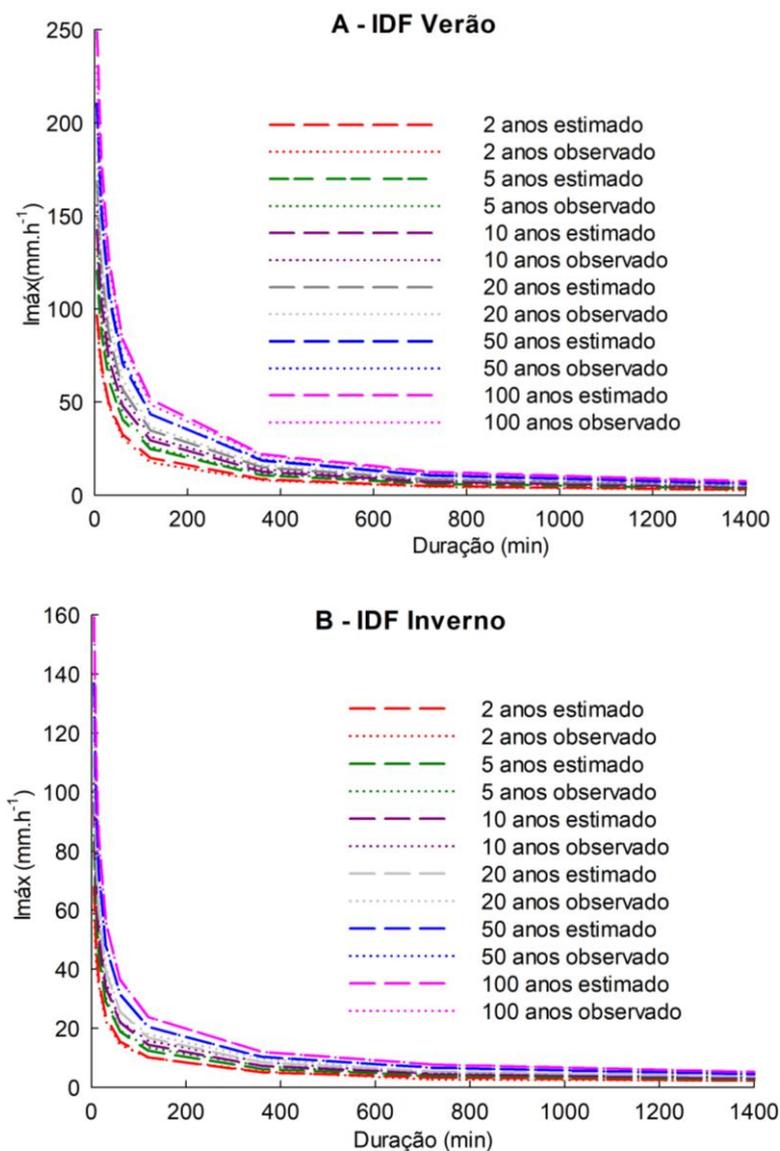


Figura 9 - A – Curvas IDF Verão desenvolvidas para todos os períodos de retorno e todas as durações analisadas e B – Curvas IDF Inverno desenvolvidas para todos os períodos de retorno e todas as durações analisadas.

## 5.8 Comparação entre as Intensidades Máximas de Precipitação Históricas

A tabela 22 apresenta os valores dos erros relativos médios quadráticos que são resultado da comparação entre as intensidades-durações-frequências de precipitação, as quais foram estimadas por meio de registros pluviográficos históricos, para o período do verão e as obtidas por Dorneles et al. (2019), também com base em séries pluviográficas históricas, porém compreendendo períodos de dados anuais e não somente uma determinada estação.

A análise individual de cada uma das durações e períodos de retornos, em relação às intensidades máximas de precipitação possibilitam a constatação de que visualmente há uma pequena diferença entre as observadas do verão e de Dorneles et al. (2019). Verifica-se que na duração de 5min, considerando-se o período de retorno de 100 anos, a intensidade máxima de precipitação obtida por Dorneles et al. (2019) foi de  $214,45\text{mm h}^{-1}$ , enquanto que a determinada com base somente nos dados do período do verão foi de  $230,42\text{mm h}^{-1}$ , sendo uma diferença de aproximadamente  $15\text{mm h}^{-1}$ . Para este mesmo tempo de retorno, contudo na duração de 1440min, Dorneles et al. (2019) obteve uma intensidade de  $6,40\text{mm h}^{-1}$ , sendo que a estimada por meio da série do verão corresponde a  $6,57\text{mm h}^{-1}$ , ou seja, uma diferença de  $0,17\text{mm h}^{-1}$ . Desta forma, pode-se concluir que as menores distinções entre os resultados ocorrem para maiores tempos de retorno e também durações.

Na tabela 22 pode-se verificar também por meio da comparação das séries, que o erro relativo médio quadrático foi inferior a 20% para todos os tempos de retorno analisados. Os resultados demonstraram que as menores divergências entre as intensidades de precipitação ocorreram para os períodos de retorno de 20, 50 e 100 anos, sendo que os erros relativos médios destes foram inferiores a 10%. Além disso, conseqüentemente, percebe-se que o erro aumentou gradativamente para os menores tempos de retornos.

Desta forma, conclui-se por meio do erro relativo médio quadrático, que as intensidades máximas de precipitação obtidas por meio das séries de dados do período do verão apresentaram uma pequena diferença em relação as obtidas de forma tradicional por Dorneles et al. (2019), a qual foi desenvolvida com séries que abrangem todo ano.

Tabela 22 - Erro relativo médio quadrático entre as intensidades máximas de precipitação do verão e as obtidas com base em séries dados anuais por Dorneles et al. (2019).

<b>Intensidades máximas de precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>												
<b>Duração (min)</b>	<b>TR (anos)</b>											
	<b>2</b>		<b>5</b>		<b>10</b>		<b>20</b>		<b>50</b>		<b>100</b>	
	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Verão</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>
<b>5</b>	96,11	109,30	132,07	137,42	155,87	156,07	178,71	173,95	208,27	197,10	230,42	214,50
<b>10</b>	76,93	96,39	106,61	121,21	126,26	137,64	145,11	153,4	169,51	173,79	187,79	189,10
<b>15</b>	66,03	79,81	92,30	100,15	109,67	113,62	126,35	119,17	147,94	143,27	164,12	155,80
<b>30</b>	48,11	58,35	68,25	74,43	81,57	85,07	94,36	95,27	110,91	108,49	123,31	118,40
<b>60</b>	30,67	38,10	44,50	50,88	53,64	59,34	62,40	67,46	73,78	77,97	82,30	85,84
<b>120</b>	17,54	24,64	25,84	33,80	31,34	39,36	36,61	44,38	43,44	50,49	48,55	54,84
<b>360</b>	7,91	10,03	11,51	13,59	13,90	15,96	16,19	18,22	19,16	21,16	21,38	23,36
<b>720</b>	4,44	5,79	6,44	7,70	7,78	8,97	9,05	10,18	10,70	12,76	11,94	12,94
<b>1440</b>	2,48	2,35	3,58	3,80	4,30	4,55	5,00	5,17	5,90	5,93	6,57	6,40
<b>RMSE</b>	19,4%		13,07%		10,42%		8,79%		8,35%		6,57%	

RMSE – Erro Relativo Médio Quadrático

Na tabela 23 pode-se visualizar que as intensidades máximas de precipitação do inverno apresentaram uma diferença maior em relação às de Dorneles et al. (2019), quando comparadas ao período do verão.

Os resultados possibilitam verificar que na duração de 5min associada a um tempo de retorno de 100 anos uma intensidade máxima de precipitação obtida por Dorneles et al. (2019) de  $214,45\text{mm h}^{-1}$ , enquanto que a determinada neste estudo foi de  $157,88\text{mm h}^{-1}$ , ou seja, uma distinção entre estas de aproximadamente  $56\text{mm h}^{-1}$ . Já para o tempo retorno de 2 anos na duração de 5min, Dorneles et al. (2019) obteve uma intensidade  $109,26\text{mm h}^{-1}$ , já neste trabalho o resultado encontrado foi de  $58,84\text{mm h}^{-1}$ , sendo que está maior diferença é caracterizada pelo erro médio relativo quadrático para o tempo de retorno de 2 anos, o qual é 52,61%.

Os erros relativos médios quadráticos resultantes da comparação entre as intensidades-durações-frequências estimadas para o período do inverno e as obtidas por meio da equação de Dorneles et al. (2019), também estão dispostos na tabela 23. Verifica-se que o erro foi maior que 40% para todas as durações analisadas, sendo superior à determinada para o período do verão. Além disso, constata-se que o erro relativo médio quadrático aumentou gradativamente para maiores tempos de retorno.

Uma outra constatação refere-se aos menores erros relativos médio quadráticos entre os dados do verão e os Dorneles et al. (2019), os quais correspondem aos maiores períodos de retorno. Desta forma, a utilização das séries compostas somente pelo período do verão garante de forma satisfatória a representação das intensidades máximas de precipitação para maiores tempos de retorno, sendo que estas são utilizadas em dimensionamentos de obras de drenagem urbana.

Tabela 23 - Erro relativo médio entre as intensidades máximas de precipitação do verão e as obtidas por Dorneles et al. (2019).

<b>Intensidades máximas de precipitação (mm h<sup>-1</sup>)</b>												
<b>Duração (min)</b>	<b>TR (anos)</b>											
	<b>2</b>		<b>5</b>		<b>10</b>		<b>20</b>		<b>50</b>		<b>100</b>	
	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>	<b>Inverno</b>	<b>Dorneles et al. (2019)</b>
<b>5</b>	58,84	109,26	85,36	137,42	102,91	156,07	119,75	173,95	141,55	197,10	157,88	214,45
<b>10</b>	41,70	96,39	57,33	121,21	67,69	137,64	77,63	153,40	90,50	173,79	100,12	189,08
<b>15</b>	34,50	79,81	48,16	100,15	57,21	113,62	65,88	119,17	77,11	143,27	85,53	155,81
<b>30</b>	22,40	58,35	30,47	74,43	35,82	85,07	40,95	95,27	47,60	108,49	52,56	118,39
<b>60</b>	14,58	38,10	19,27	50,88	22,38	59,34	25,37	67,46	29,23	77,97	32,12	85,84
<b>120</b>	9,98	24,64	13,44	33,80	15,73	39,36	17,93	44,38	20,78	50,49	22,91	54,84
<b>360</b>	5,38	10,03	7,25	13,59	8,50	15,96	9,70	18,22	11,21	21,16	12,36	23,36
<b>720</b>	2,62	5,79	3,67	7,70	4,37	8,97	5,04	10,18	5,90	12,76	6,56	12,94
<b>1440</b>	2,20	2,35	3,00	3,80	3,51	4,55	4,02	5,17	4,68	5,93	5,17	6,40
<b>RMSE</b>	52,61%		50,82%		49,87%		48,69%		48,64%		47,56%	

RMSE – Erro Relativo Médio Quadrático

Os resultados deste trabalho permitem concluir que as intensidades de precipitação máxima obtidas por meio das séries que compreendem o período do verão são semelhantes às intensidades de precipitações anuais estimadas por Dorneles et al. (2019) para a cidade de Pelotas, conforme foi demonstrado por meio da estatística do erro relativo médio quadrático.

Cabe destacar que neste trabalho foi utilizada uma série de dados de 30 anos, e uma única localidade. No entanto, a análise realizada permite inferir que em outras regiões do estado do Rio Grande do Sul com a presença de chuvas convectivas, as quais proporcionam precipitações mais intensas no período do verão, provavelmente apresentem comportamento semelhante às intensidades deste trabalho. Desta forma, na ausência de séries de dados anuais completas, possivelmente seja possível optar-se pelo uso de séries de precipitações que compreendam somente o período do verão, pois estas foram capazes de representar os eventos de precipitação anuais.

## 6 Conclusões

A análise dos parâmetros permitiu concluir que estes apresentaram algumas variações entre as estações avaliadas, ou seja, a sazonalidade afetou a estimativa dos parâmetros. O parâmetro  $\lambda$  mostrou-se estável, tanto para o período do verão, quanto para o inverno. Já os parâmetros  $\nu$  e  $\alpha$  demonstraram uma maior instabilidade para o período do inverno, sendo este resultado distinto em relação ao verão, em que o parâmetro  $\kappa$  foi o mais instável. No entanto, o parâmetro  $\mu_x$  demonstrou uma instabilidade entre as combinações estatísticas analisadas, para as duas estações avaliadas, porém este não possui um padrão em relação a seu comportamento.

A simulação da precipitação com base nos parâmetros ajustados do modelo de BLPRM possibilitou verificar que este realizou a simulação das séries de precipitações, proporcionando estatísticas semelhantes às observadas para todas as combinações analisadas, sendo que o menor erro relativo quadrático foi obtido para a combinação D (verão) e B (inverno). Desta forma, conclui-se que o modelo foi capaz de preservar as estatísticas descritivas das séries de precipitação do verão e do inverno, em relação aos dados observados.

Embora o modelo tenha apresentado um ajuste satisfatório em relação às estatísticas das séries simuladas em todos os conjuntos analisados, a comparação das intensidades máximas de precipitação permitiu concluir que os dados foram subestimados pelo modelo, tanto para o período do verão, quanto para o inverno. Assim, pode-se concluir que o modelo não simulou adequadamente as precipitações históricas da cidade de Pelotas/RS.

Os resultados do teste estatístico de Wilcoxon demonstraram que não há diferenças entre as séries observadas e simuladas do período do verão e do inverno para alguns dos conjuntos avaliados. No entanto, pôde-se concluir que talvez este teste não tenha sido tão eficiente na realização das análises, pois não detectou diferenças entre as séries simuladas e observadas dos conjuntos, embora as precipitações nestes tenham sido subestimadas pelo modelo. Já a comparação das séries simuladas e de Dorneles et al. (2019) com base no teste de Wilcoxon indicaram diferenças somente alguns dos conjuntos, contudo

todas as intensidades também foram subestimadas em relação as de Dorneles et al. (2019).

A análise das relações de intensidade-duração-frequência dos dados históricos do período do verão e do inverno em relação às obtidas com base em dados anuais por Dorneles et al. (2019), permitiram concluir que as intensidades do período do verão apresentaram pequenas diferenças. Já as intensidades do período do inverno apresentaram maiores diferenças.

O ajuste dos parâmetros da equação IDF para a cidade de Pelotas, considerando somente os dados do período do verão proporcionou resultados próximos aos parâmetros ajustados, comparativamente às séries de dados anuais de Dorneles et al. (2019). Este comportamento pode estar associado ao fato de as chuvas convectivas serem predominantes no período do verão na localidade em estudo.

O objetivo deste trabalho foi propor a simulação da precipitação por meio do modelo estocástico de BLPRM considerando-se somente os dados do período do verão e do inverno, de forma que o processo de obtenção de parâmetros fosse menos oneroso quando comparado à simulação da precipitação para cada um dos meses do ano, porém os resultados demonstraram que o uso desta metodologia não possibilitou a preservação das características da precipitação, pois proporcionou a subestimativa dos eventos de chuva.

Desta forma, as intensidades-durações-frequências do período do verão e do inverno também foram subestimadas em relação às observadas do mesmo período, o que possibilitou concluir que a modelagem considerando os parâmetros obtidos de forma sazonal não foi satisfatória. No entanto, algumas hipóteses foram levantadas com base nos resultados e que serão investigadas em estudos futuros, como a aplicação de um número maior de estatísticas históricas no processo de validação das séries simuladas como o uso, por exemplo, dos valores das precipitações máximas e mínimas do intervalo de anos avaliado.

## Referências

ARIFF, N. M.; JEMAIN, A. A.; IBRAHIM, K.; WAN ZIN, W. Z. IDF relationships using bivariate copula for storm events in Peninsular Malaysia. **Journal of Hydrology**, v. 470-471, p. 158-171, 2012.

BACK, A. J.; DORFMAN, R.; CLARKE, R. Modelagem da precipitação horária por meio do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 4, n.1, jan./mar., p. 5-17, 1999.

BACK, A. J.; UGGIONI, E. Aplicação do modelo de pulsos retangulares de Bartlett-Lewis modificado para estimativa de eventos extremos de precipitação. **Engenharia Agrícola**, v.30, n.6, p.1033-1045, nov./dez., 2010.

BACK, A. J.; UGGIONI, E.; VIEIRA, H. J. Modeling precipitation of short duration by means of the modified Bartlett-Lewis rectangular pulse model. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.26, n.3, p.461-472, 2011.

BACK, A. J.; OLIVEIRA, J. L. R.; HENN, A. Relações entre precipitações intensas de diferentes durações para desagregação da chuva diária em Santa Catarina. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.4, p.391–398, 2012.

BENJAMIN, J. R.; CORNELL, C. A. **Probability, Statistics, and Decision Theory for Civil Engineers**. New York: McGraw-Hill, 1970, 685 p.

BLANCHET, J.; CERESSETTI, D.; CREUTIN, J. D. A regional GEV scale-invariant framework for Intensity-Duration-Frequency analysis. **Journal of hydrology**, v. 541, p. 38-49, 2016.

BRITTO, F. P.; BARLETTA, R.; MENDONÇA, M. Regionalização sazonal e mensal da precipitação pluvial máxima no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, p. 83-89, 2008.

CAVALCANTE, A. L.; SILANS, A. M. B. P. Modelo Estocástico de Desagregação da Chuva Diária em Eventos Sub-diários para a Região Litorânea do Nordeste. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.17, n.3, p.39-48, 2012.

COWPERTWAIT, P.S.P.; O'CONNEL, P.E.; METCALFE, A.V.; MAWDSLEY, J. A. Stochastic point process modeling of rainfall. I. Single-site fitting and validation. **Journal of Hydrology**, v.175, p.17-46, 1996.

COWPERTWAIT, P.; ISHAM, V.; ONOF, C. Point process models of rainfall: developments for fine-scale structure. **Proceedings of the Royal Society**, v. 463, p. 2569-2587, 2017.

CUNHA, G. R. **La Niña e a agricultura no sul do Brasil**. 2003. Disponível em: <http://www.cnpt.embrapa.br/pesquisa/agromet/agromet/elninolanina/plantar.htm>. Acesso em: 29 de jan. 2019.

DAMÉ, Rita de Cassia Fraga. **Desagregação de precipitação diária para estimativa de curvas intensidade-duração-frequência**. 2001. 131 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

DAMÉ, R. de C. F.; TEIXEIRA, C. F.; LORENSI, R. P. Simulação de precipitação com duração horária mediante o uso do modelo Bartlett-Lewis do pulso retangular modificado. **Revista Brasileira de Agrociência**, v.13, n.1, p.13-18, jan./mar., 2007.

DODANGEH, E.; SHAHEDI, K.; SOLAIMANI, K.; KOSSIERIS, P. Usability of the BLRP model for hydrological applications in arid and semi-arid regions with limited precipitation data. **Modeling Earth Systems and Environment**, n. 3, p. 539–555, 2017.

DORNELES, V. R.; DAMÉ, R. de C. F.; TEIXEIRA-GANDRA, C. F. A. VEBER, P. M.; KLUMB, G. B.; RAMIREZ, M. A. A. Modeling of probability in obtaining intensity-duration-frequency relationships of rainfall occurrence for Pelotas, RS, Brazil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, n. 7, p. 499-505, 2019.

ENTEKHABI, D.; RODRIGUEZ-ITURBE, I; EAGLESON, P. S. Probabilistic representation of the temporal process by the modified Newman-Scott rectangular pulses model: Parameter estimation and validation. **Water Resources Research**, v. 25, n. 2, p. 295-302, 1989.

FADHEL, S.; RICO-RAMIREZ, M. A.; HAN, D. Uncertainty of Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves due to varied climate baseline periods. **Journal of Hydrology**, v. 547, n. 13, p. 600-612, 2017.

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**, v.13, p.107-119, jul./dez. 2013.

FOUFOULA-GEORGIU, E.; GUTTORP, P. Assessment of a Class of Neyman-Scott Models for Temporal Rainfall. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. 8, p. 9679-9682, 1987.

GARCIA, S. S.; AMORIM, R. S. S.; COUTO, E. G.; STOPA, W. H. Determinação da equação intensidade-duração-frequência para três estações meteorológicas do Estado de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 6, p. 575-581, 2011.

GHANMI, H.; BARGAOUI, Z.; MALLET, C. Estimation of intensity-duration-frequency relationships according to the property of scale invariance and regionalization analysis in a Mediterranean coastal area. **Journal of Hydrology**, v. 541, p. 38-49, 2016.

HANAISH, I. S.; IBRAHIM, K.; JEMAIN, A. A. Stochastic Modeling of Rainfall in Peninsular Malaysia Using Bartlett Lewis Rectangular Pulses Models. **Modeling and Simulation in Engineering**, v. 12, 2011.

HANAISH, I. S.; IBRAHIM, K.; JEMAIN, A. A. On the potential of Bartlett Lewis rectangular pulse models for simulating rainfall in Peninsular Malaysia. **Hydrological Sciences Journal**, v.8, n.58, p.1690-1703, 2013.

HUTCHINSON, M. F. A point rainfall model based on a three-state continuous Markov occurrence process. **Journal of Hydrology**, v.114, p.125-148, 1990.

KACZMARSKA, J.; ISHAM, V.; ONOF, C. Point process models for fine-resolution rainfall. **Hydrological Sciences Journal**, n.59, v.11, 2014.

KAVVAS, M.L.; DELLEUR, J. W. A stochastic cluster model of daily rainfall sequences. **Water Resources Research**, v.17, n.4, p.1151-1160, 1981.

KHALIQ, M. N.; CUNNANE, C. Modeling point rainfall occurrences with the Modified Bartlett-Lewis Rectangular Pulses Model. **Journal of Hydrology**, v. 180, p.109-138, 1996.

KHAN, V.; KIM, I. A Análise de Agrupamento Pluviométrico nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. 10., 1998, Brasília. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998.

KIM, D.; OLIVEIRA, F.; CHO, H.; SOCOLOFSKY, S. A. Regionalization of the modified Bartlett-Lewis rectangular pulse stochastic rainfall model. **Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences**, v. 24, n. 3, 2013.

KOSSIERIS, P.; MAKROPOULOS, C.; CREACO, E.; VAMVAKERIDOU-LYROUDIA, L.; SAVIC, D. A. Assessing the applicability of the Bartlett-Lewis model in simulating residential water demands. **Procedia Engineering**, n. 154, p.123-131, 2016.

KOSSIERIS, P.; MAKROPOULOS, C.; ONOF, C.; KOUTSOYIANNIS, D. A rainfall disaggregation scheme for sub-hourly time scales: Coupling a Bartlett-Lewis based model with adjusting procedures. **Journal of Hydrology**, v. 556, p.980-992, 2018.

KOUTSOYIANNIS, D.; XANTHOPOULOS, T. A dynamic model for short-scale rainfall disaggregation. **Hydrological Sciences**, v.35, n.3, p. 303-322, 1990.

KOUTSOYIANNIS, D.; ONOF, C. Rainfall disaggregation using adjusting procedures on a Poisson cluster model. **Journal of Hydrology**, v. 246, p.109-122, 2001.

LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O. Período de tempo que os sistemas frontais atuaram entre a cidade de Porto Alegre e Rio de Janeiro (período 1988-1993). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Brasília, 10., 1998, Distrito Federal. **Anais...** Distrito Federal: SBMET, 1998.

MELLO, C. R.; SILVA, A. M. da. **Hidrologia: princípios e aplicações de sistemas agrícolas**. Lavras: Ed. UFLA, 2013. 455 p.

OBEYSEKERA, J. T. B.; TABIOS, G. Q.; SALAS, J. D. On parameter estimation of temporal rainfall models, **Water Resources Research**, v. 23, p.1837-1850, 1987.

OLIVEIRA, de L. F. C.; FIOREZE, A. P.; MEDEIROS, A. M. M.; SILVA, M. A. S. Comparação de metodologias de preenchimento de falhas de séries históricas

de precipitação pluvial anual. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.11, p.1186-1192, 2010.

ONOF, C.; WHEATER, H. S. Improvements to the modeling of British rainfall using a modified random parameter Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model. **Journal of Hydrology**, v. 157, p. 177-195, 1994.

ORGANIZAÇÃO MUNDIAL METEOROLÓGICA. **Guia de Práticas Hidrológicas**. 4ª ed, n. 168. Genebra, 1984.

PASCHALIS, A.; MOLNAR, P.; FATICHI, S.; BURLANDO, P. On temporal stochastic modeling of precipitation, nesting models across scales. **Advances in Water Resources**, n.63, p.152–166, 2014.

PEDROLLO, O. **Rotina computacional desenvolvida no software MATLAB**. 2018.

PEREIRA, D. C.; DUARTE, L. R.; SARMENTO, A. P. Determinação da curva de intensidade, duração e frequência do município de Ipameri-Goiás. **Revista Eletrônica de Engenharia Civil**, v. 13, n. 2, p. 233-246, 2017.

PUI, A.; SHARMA, A.; MEHROTRA, R.; SIVAKUMAR, B.; JEREMIAH, E. A comparison of alternatives for daily to sub-daily rainfall disaggregation. **Journal of Hydrology**, p. 138-157, 2012.

RITSCHER, C.; RUST, H. W.; ULBRICH, U. Precipitation extremes on multiple time scales-Bartlett-Lewis Rectangular Pulse Model and Intensity-Duration-Frequency curves. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, p. 6501-6517, 2017.

ROBERTSON, A.; KIRSHNER, S.; SMYTH, P. Downscaling of daily rainfall occurrence over northeast Brazil using a hidden Markov model. **Journal Climate**, p.4407-24, 2004.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; COX, D.R., ISHAM, V. Some models for rainfall based on stochastic point process. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 410, p.269-288, 1987a.

RODRIGUEZ-ITURBE, B.; VALDÉS, J. B. Rectangular Pulses Point Process Models for Rainfall: Analysis of Empirical Data. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. 8, p. 9645-9656, 1987b.

RODRIGUEZ-ITURBE, I.; COX, D.R.; ISHAM, V. A point process model for rainfall: further developments. **Proceedings of the Royal Society of London**, v. 417, n. 1853, p. 283-298, 1988.

SHRESTHA, A.; BABEL, M. S.; WEESAKUL, S.; VOJINOVIC, Z. Developing Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves under climate change uncertainty: the case of Bangkok, Thailand. **Water**, v. 9, n. 2, 2017.

SIEGEL, S.; CASTELLAN JUNIOR, J. N. **Estatística não-paramétrica para as ciências do comportamento**. São Paulo, McGraw-Hill, 1975.

SO, B.; KIM, J.; KWON, H.; LIMA, C. H. R. Stochastic extreme downscaling model for an assessment of changes in rainfall intensity-duration-frequency curves over South Korea using multiple regional climate models. **Journal of hydrology**, v. 553, p. 321-337, 2017.

SOUZA, R. O. R. de M.; SCARAMUSSA, P. H. M.; AMARAL, M. A. C. do; PEREIRA NETO, J. A.; PANTOJA, A. V.; SADECK, L. W. R. Equações de chuvas intensas para o Estado do Pará. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.9, p.999-1005, 2012.

TAVARES, A. C. A análise da distribuição das precipitações associadas às calhas induzidas no Estado de São Paulo. **Publicação do Instituto de Geografia (IGOG) da Universidade de São Paulo**. Série Climatologia, São Paulo, n. 12, 1981.

TEIXEIRA, C. F. A.; DAMÉ, R. de C. F.; ROSSKOFF, J. L. C. Intensity-duration-frequency ratios obtained from annual records and partial duration records in the locality of Pelotas - RS, Brazil. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v.31, n.4, p.687-694, 2011.

TFWALA, C. M.; VAN RENSBURG, L. D.; SCHALL, R.; MOSIA, S. M.; DLAMINI, P. Precipitation intensity-duration-frequency curves and their uncertainties for Ghaap plateau. **Climate Risk Management**, v. 16, p. 1 -9, 2017.

TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação. Associação Brasileira de Recursos Hídricos**. 4. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 2014. 943 p.

TYE, M. R.; BLENKINSOP, S.; FOWLER, H. J.; STEPHENSON, D. B.; KILSBY, C. G. Simulating multimodal seasonality in extreme daily precipitation occurrence. **Journal of Hydrology**, v. 537, p. 117-129, 2016.

VANDENBERGHE, S.; VERHOEST, N. E.C.; ONOF, C.; BAETS, B. de. A comparative copula-based bivariate frequency analysis of observed and simulated storm events: A case study on Bartlett-Lewis modeled rainfall. **Water Resources Research**, v. 47, 2011.

VANHAUTE, W. J.; VANDENBERGHE, S.; SCHEERLINCK, K.; BAETS, B.; VERHOEST, N. E. C. de. Calibration of the modified Bartlett-Lewis model using global optimization techniques and alternative objective functions. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, p. 873-891, 2012.

VELGHE, T.; TROCH, P. A.; TROCH, F.P. de; VAN DE VELDE, J. Evaluation of cluster-based rectangular pulses point process models for rainfall. **Water Resources Research**, v. 30, n. 10, p. 2847-2857, 1994.

VERHOEST, N.; TROCH, P. A.; TROCH, F. P. de. On the applicability of Bartlett-Lewis rectangular pulses models in the modeling of design storms at a point. **Journal of Hydrology**, v. 202, p.108–120, 1997.

WASKO, C.; PUI, A.; SHARMA, A.; MEHROTRA, R.; JEREMIAH, E. Representing low-frequency variability in continuous rainfall simulations: a hierarchical random Bartlett Lewis continuous rainfall generation model. **Water Resources Research**, v. 51, n. 12, p. 9995-10007, 2015.

WAYMIRE, E.; GUPTA, V.K. The mathematical structure of rainfall representations 1. A Review of the stochastic rainfall models. **Water Resources Research**, v. 17, n. 5, p.1261-1272, 1981.

WHEATER, H. S.; ISHAM, V. S.; COX, D. R.; CHANDLER, R. E.; KAKOU, A.; NORTHROP, P. J.; OH, L. ONOF, C. RODRIGUEZ-ITURBE, I. Spatial-temporal rainfall fields: modeling and statistical aspects. **Hydrology and Earth System Sciences**, Kathenburg-Lindau, v.4, p.581-601, 2000.

WHEATER, H.S.; CHANDLER, R.E.; ONOF, C.J.; ISHAM, V.S.; BELLONE, E.; YANG, C.; LEKKAS, D.; LOURMAS, G.; SEGOND, M.L. Spatial-temporal

rainfall modeling for flood risk estimation. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 19, n. 6, p. 403-416, 2005.

XU, Q.; CHEN, J.; PEART, M. R.; NG, C.; HAU, B. C. H.; LAW, W. W. Y. Exploration of severities of rainfall and runoff extremes in ungauged catchments: a case study of Lai Chi Wo in Hong Kong, China. **Science of the total environment**, v. 634, p.640-649, 2018.

YUSOP, Z.; NASIR, H.; YUSOF, F. Disaggregation of daily rainfall data using Bartlett Lewis Rectangular Pulse model: a case study in central Peninsular Malaysia, **Environmental Earth Sciences**, n. 71, p.3627-3640, 2014.

## APÊNDICES

Apêndice A – Software Simulador de Chuva 1.2, o qual foi desenvolvido para a simulação da precipitação por meio do modelo de Bartlett-Lewis. A janela demarcada permite a inserção dos parâmetros do modelo utilizados para a simulação da precipitação.

Simulador de Chuva 1.2

**Parâmetros do Modelo**

$\lambda$  (Lambda)

$\nu$  (Nu)

$\kappa$  (Kapa)

$\mu_x$  (Mu x)

$\alpha$  (Alfa)

$\phi$  (Phi)

**Parâmetros da Simulação**

Num. Dias

**Resultados**

Simulação

Melhor RMS

```

propSecos --> 0,6615 0,9638
RMS --> 0,2225
Simulação: 26
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0150
dp --> 0,1051 0,1085
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0118
propSecos --> 0,6615 0,9637
RMS --> 0,2224
Simulação: 48
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0150
dp --> 0,1051 0,1078
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0116
propSecos --> 0,6615 0,9631
RMS --> 0,2209
Simulação: 279
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0149
dp --> 0,1051 0,1070
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0114
propSecos --> 0,6615 0,9642
RMS --> 0,2201

```

Apêndice B – Software Simulador de Chuva 1.2, sendo que a janela demarcada representa o número de dias que serão simulados.

**Parâmetros do Modelo**

$\lambda$  (Lambda)

$\nu$  (Nu)

$\kappa$  (Kapa)

$\mu_x$  (Mu x)

$\alpha$  (Alfa)

$\phi$  (Phi)

**Parâmetros da Simulação**

Num. Dias

Simular

Parar

**Resultados**

Simulação

Melhor RMS

Salvar dados simulados

```

propSecos --> 0,6615 0,9638
RMS --> 0,2225
Simulação: 26
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0150
dp --> 0,1051 0,1085
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0118
propSecos --> 0,6615 0,9637
RMS --> 0,2224
Simulação: 48
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0150
dp --> 0,1051 0,1078
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0116
propSecos --> 0,6615 0,9631
RMS --> 0,2209
Simulação: 279
REAL SIMULADO
media --> 0,0131 0,0149
dp --> 0,1051 0,1070
cov --> 0,0076 0,0068
var --> 0,0110 0,0114
propSecos --> 0,6615 0,9642
RMS --> 0,2201

```

Apêndice C – No software Simulador de Chuva 1.2 as estatísticas das séries históricas são calculadas automaticamente por meio do software (REAL) e comparadas com as obtidas por meio da série modelada (SIMULADO).

**Parâmetros do Modelo**

$\lambda$  (Lambda)

$\nu$  (Nu)

$\kappa$  (Kapa)

$\mu_x$  (Mu x)

$\alpha$  (Alfa)

$\phi$  (Phi)

**Parâmetros da Simulação**

Num. Dias

**Resultados**

Simulação

Melhor RMS

RMS --> 0,2903

Simulação: 70

		REAL	SIMULADO
media	-->	0,0143	0,0186
dp	-->	0,1692	0,1685
cov	-->	0,0202	0,0090
var	-->	0,0286	0,0284
propSecos	-->	0,8724	0,9768

RMS --> 0,2891

Simulação: 146

		REAL	SIMULADO
media	-->	0,0143	0,0186
dp	-->	0,1692	0,1696
cov	-->	0,0202	0,0090
var	-->	0,0286	0,0288
propSecos	-->	0,8724	0,9769

RMS --> 0,2885

Simulação: 380

		REAL	SIMULADO
media	-->	0,0143	0,0189
dp	-->	0,1692	0,1707
cov	-->	0,0202	0,0094
var	-->	0,0286	0,0291
propSecos	-->	0,8724	0,9765

RMS --> 0,2868

Apêndice D – No software Simulador de Chuva 1.2 uma das marcações representa o número de simulações realizados e o erro relativo médio referente a última modelagem realizada, e outra uma interface com o usuário, a qual possibilita controlar o processo de simulação iniciando ou parando quando o número de simulações definido for atingido.

