

Regionalização dos Parâmetros de Escala em Chuvas Intensas

Valter Hernandez

Faculdade de Engenharia Civil - UNICAMP

vhern@ajato.com.br

Recebido: 01/12/06 – revisado: 20/04/07 – aceito: 05/12/07

RESUMO

A existência de redes pluviométricas muito mais densas do que as pluviográficas, leva à procura de relações entre os dados diários e aqueles com menores intervalos de observação. Pesquisas atuais tem se concentrado na procura destas relações através do uso de propriedades de escala nos processos hidrometeorológicos, linha em que se insere este trabalho. Analisou-se a existência destas propriedades em uma rede pluviográfica no Estado de São Paulo, e, a partir delas, propõe-se a regionalização de seus parâmetros para a região estudada.

Palavras-chave: Chuvas intensas; Propriedades de escala; Regionalização.

INTRODUÇÃO

A caracterização do regime de chuvas intensas de pequena duração em um local ao longo do tempo é um assunto de interesse não apenas conceitual, como prático, haja vista as necessidades de projeto de obras hidráulicas em pequenas bacias hidrográficas.

Entretanto, não só no Brasil, mas, de modo geral em todo o mundo, longas seqüências de dados de chuva com alta resolução temporal são raras, e, de longe, a chuva diária, medida uma vez ao dia em um pluviômetro, é o dado mais acessível, não apenas em termos de tamanho das séries como de densidade das redes.

Não havendo posto pluviográfico no local de interesse, pode-se estimar a chuva a partir dos dados de outro posto pluviográfico, diretamente ou com alguma forma de interpolação espacial, ou utilizar o dado pluviométrico e alguma forma de relação entre ele e durações menores. Relações deste tipo encontram-se em muitos estudos, como Bell (1969), Chen (1983), Hernandez (1991), CETESB(1979).

Entretanto, a literatura mais recente em hidrometeorologia tem se concentrado na identificação das características do fenômeno considerando-o como um sistema dinâmico, não linear, que se estende por um largo espectro de durações de chuva. Partindo das pesquisas de Mandelbrot (1982), o

fenômeno de ocorrência de chuvas tem sido analisado no sentido da procura de alguma ordem subjacente às grandes flutuações e irregularidades que ele exhibe ao longo de várias ordens de magnitude.

Esta ordem se apresentaria por uma propriedade denominada de fractal por Mandelbrot (1982), que se caracteriza pela invariância de escala: As flutuações temporais (e espaciais) em uma escala de agregação são semelhantes àquelas em outras escalas de agregação. Gupta e Waymire (1990), introduziram os conceitos de escala simples e múltipla para caracterizar a estrutura probabilística do processo pluvial. Dentro da bibliografia já existente podem ser citados Marani (2003, 2005), Yu e outros (2004), Costa e outros (2003), Veneziano e Furcolo (2002), Lima e Grasman (1999) entre outros.

Pela utilização destes conceitos, constatando-se a presença de invariância de escala, e uma vez definidos os parâmetros estatísticos da série pluviométrica diária em determinado local, através da relações de escala podem-se obter os correspondentes parâmetros em outras escalas, como a horária. Estas relações podem ser obtidas através do estudo da rede pluviográfica disponível em dada região.

Este trabalho teve como objetivo a verificação da existência de propriedades de escala em uma rede de postos pluviográficos no Estado de São Paulo e, em função disso, o cálculo e regionalização dos parâmetros necessários para a determinação das características estatísticas de chuvas de curta duração a partir daquelas de chuvas diárias.

PROPRIEDADES DE ESCALA

A característica básica da estrutura fractal é a simplicidade na relações entre os momentos estatísticos relativos a diferentes escalas de agregação, o que se deve à aceitação de uma lei de potência nestas relações. Isto leva a uma conexão direta entre as estatísticas de diferentes agregações, sendo de interesse particular no sentido de escalas maiores para menores.

Gupta e Waymire (1990), estudando a distribuição em área da chuvas e vazões, apresentam uma definição de “strict sense simple scaling”, isto é, escala simples em sentido estrito.

Sendo Y um campo aleatório qualquer, indexado em um eixo t , no caso adotado o tempo, de uma forma genérica, esta propriedade pode ser colocada da seguinte forma:

$$Y_{\lambda\delta}(t) \text{ dist} = \lambda^\eta \cdot Y_\delta(t) \quad (1)$$

λ : fator de escala

δ : região específica do campo aleatório Y

t : intervalo de tempo

dist=: igualdade de distribuições de probabilidade

η : expoente de escala

A existência desta propriedade significa que a distribuição de probabilidades do processo integrado na região $\lambda\delta$ é invariante com respeito à escala usada para integração do processo subjacente na região δ . Caso $Y_{\lambda\delta}$ tenha momentos finitos de ordem q , se terá:

$$E[Y_{\lambda\delta}^q] = \lambda^{q\eta} \cdot E[Y_\delta^q] \quad (2)$$

Onde $E^q[\dots]$ representa o momento de ordem q da variável indicada.

Esta propriedade relativa a momentos, é chamada de “wide sense simple scaling”, isto é, escala simples em sentido amplo. Isto significa que, sendo η o expoente de escala, constante, para cada momento, há uma relação linear entre os logaritmos dos momentos relativos a $\lambda\delta$ e δ .

Caso isso não ocorra, ou seja, o expoente não varie linearmente com o momento, mas sim como uma função crescente do próprio momento, se diz que o processo é do tipo de escala múltipla. Neste caso, conforme Burlando e Rosso(1996), o expoente do fator de escala, θ_q , será dado por:

$$\theta_q = \varphi_q \cdot q \cdot \eta \quad (3)$$

onde φ_q descreve o afastamento desse expoente da relação linear.

No caso de chuvas intensas, a variável aleatória δ corresponde a uma duração de chuva d e o campo Y será o campo específico de alturas de chuva h .

Considere-se duas durações: db , duração base, que é aquela para a qual se tem dados de chuvas máximas, e dr , duração requerida, aquela para a qual se deseja estimar as chuvas máximas.

Sejam $h(db)$ e $h(dr)$ as alturas de chuva máximas anuais relativas respectivamente às durações db e dr , de modo que o fator de escala seja dado pela seguinte expressão:

$$\lambda = db/dr \quad (4)$$

No caso de escala simples, para qualquer momento q , $\varphi_q = 1$. Para o primeiro momento ($q = 1$), de (2) e (4), tomando as durações dr e db , e observando que δ será dr , $E[Y_{\lambda\delta}^q]$ será $E[h_{db}]$, e $E[Y_\delta^q]$ será $E[h_{dr}]$, se terá:

$$E[h_{dr}] = \mu_{dr} = (dr/db)^\eta \cdot E[h_{db}] = r \cdot \mu_{db} \quad (5)$$

onde: $r = (dr/db)^\eta$

De modo similar, para o segundo momento:

$$E[h_{dr}^2] = r^2 \cdot E[h_{db}^2] \quad (6)$$

Pela definição de variância, de (5) e (6),

$$\text{VAR}[h_{dr}] = \sigma_{dr}^2 = r^2 \cdot \sigma_{db}^2 \quad (7)$$

No caso de escala múltipla, para o primeiro momento, se mantém a expressão (5). Para o segundo momento, em substituição à expressão (6), a relação se torna:

$$E[h_{dr}^2] = r^{2\varphi} \cdot E[h_{db}^2] \quad (8)$$

De modo semelhante ao utilizado para obter a expressão (7), chega-se a:

$$\sigma_{dr}^2 = r^{2\varphi} \cdot \sigma_{db}^2 + \mu_{db}^2 \cdot (r^{2\varphi} - r^2) \quad (9)$$

METODOLOGIA

Tomando os logaritmos na expressão (5), obtém-se uma relação linear, cujo coeficiente angular é dado por:

$$\eta = \{\text{Ln}(\mu_{dr}) - \text{Ln}(\mu_{db})\} / \{\text{Ln}(dr) - \text{Ln}(db)\} \quad (10)$$

Pelo gráfico que relaciona as variáveis do segundo membro da equação (10), pode-se verificar o ajuste linear, e determinar η .

No caso de escala múltipla, de modo similar, se obtém a expressão de θ como o coeficiente angular do ajuste linear para o segundo momento:

$$\theta = A / B \quad (11)$$

sendo:

$$A = \text{Ln}(E[h_{dr}^2]) - \text{Ln}(E[h_{db}^2])$$

$$B = \text{Ln}(dr) - \text{Ln}(db)$$

O coeficiente φ é definido como:

$$\varphi = \theta / 2 \cdot \eta \quad (12)$$

onde: $\varphi = \varphi_2$

Deve ser observado que, no caso de escala múltipla, o coeficiente angular do ajuste linear para o segundo momento, não é igual ao dobro do coeficiente angular do ajuste linear do primeiro momento, conforme ocorre no caso de escala simples. Assim, φ será diferente de 1 no caso de escala múltipla.

Foram consideradas nos estudos as distribuições de probabilidades de Gumbel e Log-Normal a dois parâmetros, e analisadas a existência de escalas simples e múltipla.

Distribuição de Gumbel

A função de distribuição de probabilidades acumulada de Gumbel é dada pela expressão:

$$F_h(h_{dr}) = \exp\{-\exp[-(h_{dr}-\alpha)/\beta]\} \quad (13)$$

Estimando-se seus parâmetros pelo método dos momentos, obtém-se:

$$\beta = \sigma_{dr} \cdot \sqrt{6/\pi} \quad (14)$$

$$\alpha = \mu_{dr} - 0,5772 \cdot \beta \quad (15)$$

Introduzindo-se (14) e (15) em (13), e expressando-se a probabilidade em termos de período de retorno, T , chega-se a:

$$h_{dr}(T) = \mu_{dr} + \sigma_{dr} \cdot K_T \quad (16)$$

K_T é o fator de frequência da distribuição de probabilidades da variável $h(dr)$, dado por:

$$K_T = -[0,4503 + 078 \cdot \text{Ln}(-\text{Ln}(1-1/T))] \quad (17)$$

No caso de escala simples, inserindo (5) e (7) em (16), obtém-se:

$$h_{dr}(T) = r \cdot (\mu_{db} + \sigma_{db} \cdot K_T) \quad (18)$$

Com a expressão (18), admitindo a existência de escala simples, pode-se estimar a altura de chuva de duração dr para determinado período de retorno T , a partir do primeiro e segundo momentos da altura de chuva relativa a uma duração base db .

Para escala múltipla, introduzindo-se (5) e (9) em (16), chega-se a:

$$h_{dr}(T) = r \cdot \mu_{db} + [r^{2 \cdot \varphi} \cdot \sigma_{db}^2 + \mu_{db}^2 \cdot r^{2 \cdot (\varphi-1)}]^{0,5} \cdot K(T) \quad (19)$$

Distribuição Log-Normal

A função densidade de probabilidades Log-Normal a dois parâmetros é dada pela expressão:

$$f_h(h_{dr}) = [1/h_{dr} \sigma_{Lndr} (2\pi)^{0,5}] \cdot \exp\{-0,5[(\text{Ln}(h_{dr}) - \mu_{Lndr})/\sigma_{Lndr}]^2\} \quad (20)$$

μ_{Lndr} : Média da série de logaritmos de h_{dr} : $E[\text{Ln}(h_{dr})]$
 σ_{Lndr} : Desvio-padrão da série de logaritmos de h_{dr} : $(\text{VAR}[\text{Ln}(h_{dr})])^{0,5}$

Seus parâmetros, estimados pelo método dos momentos, são:

$$\mu_{dr} = \exp(\mu_{Lndr} + 0,5 \cdot \sigma_{Lndr}^2) \quad (21)$$

$$\sigma_{dr}^2 = (\mu_{dr})^2 \cdot [\exp(\sigma_{Lndr}^2) - 1] \quad (22)$$

Resolvendo para os parâmetros da série de logaritmos:

$$\mu_{\text{Lndr}} = \text{Ln}(\mu_{\text{dr}}) - 0,5\{\text{Ln}(1 + \sigma_{\text{dr}}^2 / \mu_{\text{dr}}^2)\} \quad (23)$$

$$\sigma_{\text{Lndr}}^2 = \text{Ln}(1 + \sigma_{\text{dr}}^2 / \mu_{\text{dr}}^2) \quad (24)$$

Conforme Chow (1951), a altura de chuva relativa a uma dada frequência, aqui expressa em termos de período de retorno, pode ser expressa por:

$$\text{Ln}[h_{\text{dr}}(T)] = \mu_{\text{Lndr}} + \sigma_{\text{Lndr}} \cdot K_T \quad (25)$$

O fator K_T refere-se à distribuição Normal de probabilidades. No caso de escala simples, introduzindo (5) e (7) em (23) e (24) e daí lançando em (25), chega-se a:

$$h_{\text{dr}}(T) = [r \cdot \mu_{\text{db}} / (1 + V^2)^{0,5}] \cdot \exp\{K_T \cdot [\text{Ln}(1 + V^2)]^{0,5}\} \quad (26)$$

V: coeficiente de variação: $\mu_{\text{db}}/\sigma_{\text{db}}$

De modo semelhante, mas utilizando (9) ao invés de (7), obtém-se a expressão para o caso de escala múltipla:

$$h_{\text{dr}}(T) = \{r \cdot \mu_{\text{db}} / [r^{2 \cdot (\Phi^{-1})} \cdot (1 + V^2)]^{0,5}\} \cdot \exp\{K_T \cdot [\text{Ln}(r^{2 \cdot (\Phi^{-1})} \cdot (1 + V^2))]^{0,5}\} \quad (27)$$

Aplicação das distribuições

Tomando-se como base a duração 24h (db = 24), foram analisadas as durações dr: 1h, 2h, 3h, 6h, 8h, 12h, 15h e 18h, e os períodos de retorno de 5anos, 10anos, 25anos e 100anos. Estimando-se η pela expressão (10), ϕ pelas expressões (11) e (12), para cada caso foram aplicadas respectivamente as expressões (18) no caso de escala simples e (19) no caso de escala múltipla, ambas para distribuição de Gumbel. Para distribuição Log-Normal a dois parâmetros, foram usadas as expressões (26) e (27) em substituição às expressões (18) e (19).

BASE DE DADOS

Analisando-se a disponibilidade de dados pluviográficos processados no Estado de São Paulo, foram selecionados 35 postos com mais de 20 anos de dados, os quais dão uma aceitável cobertura em área do Estado. Pelas suas características de regime pluviométrico bastante diferenciado, não foram

incluídos postos nas regiões da Serra do Mar e litorânea. Os postos estão relacionados na Tabela 1 onde constam também seus dados cadastrais. Os dados foram obtidos de arquivos gravados em CD fornecido pelo CTH – Centro Tecnológico de Hidráulica do DAEE-SP, e contém as séries até 1998.

Deve ser observado que os dados foram utilizados conforme disponíveis, pois que não caberia nos propósitos da presente pesquisa sua análise, ou a atualização de períodos. O uso de uma amostra de grandes proporções reduz o efeito de imprecisões eventualmente existentes.

Tabela 1 - Rede de postos pluviográficos utilizada no estudo

Sigla	Latitude	Longitude	Período
B4-040	20° 53'	47° 37'	01/1975 – 07/1996
B6-020	20° 48'	49° 23'	10/1969 – 12/1998
B6-036	20° 26'	49° 59'	02/1966 – 12/1998
B8-004	20° 55'	51° 22'	10/1970 – 10/1998
C3-035	21° 36'	46° 54'	02/1945 – 12/1998
C4-083	21° 13'	47° 36'	12/1970 – 10/1998
C5-017	21° 53'	48° 09'	12/1969 – 12/1998
C6-015	21° 42'	49° 41'	01/1974 – 01/1998
D2-013	22° 40'	45° 01'	12/1955 – 11/1997
D2-096	22° 42'	45° 29'	11/1972 – 02/1998
D3-023	22° 43'	46° 50'	10/1969 – 02/1994
D4-030	22° 10'	47° 17'	03/1971 – 12/1998
D4-036	22° 18'	47° 45'	10/1969 – 01/1994
D4-052	22° 40'	47° 13'	11/1970 – 07/1994
D5-059	22° 57'	48° 26'	02/1967 – 01/1997
D6-036	22° 19'	49° 02'	10/1971 – 09/1998
D6-089	22° 54'	50° 00'	09/1958 – 01/1997
D6-092	22° 19'	49° 46'	01/1971 – 02/1998
D8-041	22° 15'	51° 10'	12/1969 – 12/1998
D9-020	22° 37'	52° 10'	01/1976 – 02/1998
E2-022	23° 02'	45° 34'	10/1963 – 03/1998
E2-112	23° 34'	45° 58'	01/1974 – 02/1996
E3-034	23° 39'	46° 57'	01/1974 – 03/1995
E3-035	23° 39'	46° 38'	01/1931 – 05/1998
E3-068	23° 46'	46° 50'	01/1974 – 03/1996
E3-085	23° 37'	46° 33'	01/1974 – 02/1995
E3-142	23° 45'	46° 32'	01/1974 – 01/1996
E3-145	23° 34'	46° 44'	11/1957 – 04/1980
E3-148	23° 40'	46° 29'	01/1974 – 03/1996
E3-150	23° 40'	46° 34'	01/1974 – 02/1996
E4-023	23° 20'	47° 20'	07/1972 – 12/1998
E4-055	23° 58'	47° 30'	04/1965 – 01/1997
E5-062	23° 23'	48° 02'	03/1971 – 03/1998
E6-006	23° 13'	49° 14'	07/1972 – 01/1997
F6-004	24° 07'	49° 20'	01/1970 – 01/1997

ANÁLISE E RESULTADOS

A Tabela 2 apresenta os parâmetros básicos relativos a cada um dos postos utilizadas. A média e o desvio-padrão (ambos em mm) referem-se à duração 24h.

Tabela 2 - Parâmetros estatísticos das séries

Sigla	μ	σ	η	θ	ϕ
B4-040	95,8	28,0	0,183	0,366	0,998
B6-020	83,9	19,5	0,157	0,308	0,982
B6-036	84,1	24,2	0,141	0,272	0,966
B8-004	83,4	29,9	0,186	0,386	1,037
C3-035	89,0	34,6	0,243	0,501	1,030
C4-083	89,9	32,4	0,203	0,408	1,005
C5-017	82,4	24,4	0,156	0,316	1,012
C6-015	96,9	27,8	0,190	0,380	1,002
D2-013	80,6	26,6	0,149	0,287	0,965
D2-096	88,5	28,7	0,267	0,547	1,024
D3-023	86,1	25,1	0,172	0,346	1,006
D4-030	84,7	32,8	0,178	0,370	1,037
D4-036	89,1	19,5	0,182	0,335	0,922
D4-052	79,5	27,0	0,167	0,338	1,008
D5-059	92,1	26,4	0,241	0,466	0,966
D6-036	88,0	32,3	0,197	0,407	1,035
D6-089	85,8	28,0	0,252	0,509	1,012
D6-092	91,0	52,7	0,214	0,488	1,141
D8-041	83,8	28,0	0,193	0,380	0,983
D9-020	88,8	26,7	0,186	0,378	1,016
E2-022	75,9	21,5	0,167	0,335	1,002
E2-112	78,5	22,1	0,207	0,417	1,007
E3-034	81,1	19,7	0,241	0,451	0,937
E3-035	73,2	26,5	0,164	0,334	1,016
E3-068	93,8	36,3	0,204	0,433	1,060
E3-085	86,0	26,6	0,168	0,348	1,032
E3-142	80,0	26,8	0,216	0,450	1,043
E3-145	80,2	22,0	0,201	0,367	0,910
E3-148	82,6	20,5	0,193	0,382	0,988
E3-150	77,1	20,8	0,151	0,308	1,016
E4-023	76,5	21,0	0,181	0,361	0,998
E4-055	87,2	28,9	0,248	0,505	1,018
E5-062	92,7	32,5	0,299	0,593	0,991
E6-006	96,4	24,2	0,235	0,455	0,969
F6-004	86,6	20,6	0,244	0,479	0,981

μ : média; σ : desvio-padrão; η : expoente de escala; θ : expoente do fator de escala; ϕ : afastamento de θ em relação à linearidade.

Como exemplo, a Figura 1 mostra a linearidade da relação bi-logarítmica entre os momentos de ordem q e a duração para o posto pluviográfico B4-040.

Na Tabela 2 nota-se uma significativa variação do parâmetro η enquanto que ϕ se mantém próximo de 1. O seu efeito foi verificado através da comparação de diferentes métodos. Inicialmente, para cada posto e cada duração, utilizando a sua série observada foram determinadas as alturas de chuva de diferentes períodos de retorno, pelas distribuições de Gumbel e LN2. Estes valores serviram como referência de comparação, pois representam o valor "observado". A seguir, foi aplicada a metodologia, usando as expressões (18), (19), (26) e (27). Assim, foram determinadas as alturas de chuva "calculadas" de várias maneiras. As diferenças percentuais (Diff) entre os valores calculado e observado foi então o parâmetro base para medir a eficácia do método.

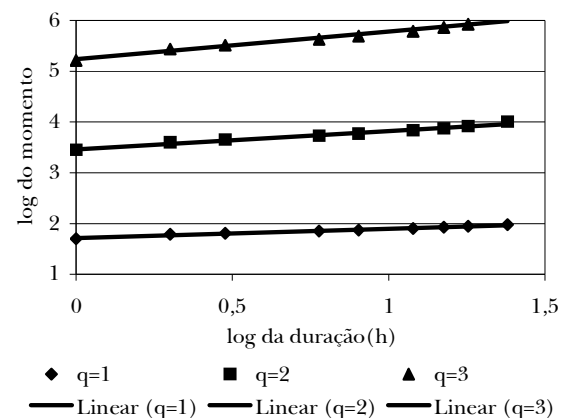


Figura 1 - Relação entre momentos e duração

Os métodos foram chamados de GS: Gumbel Simples, GM: Gumbel Múltiplo, LNS: Log Normal Simples e LNM: Log Normal Múltiplo.

Na Tabela 3 estão apresentados os valores médios do conjunto de durações e postos das Diff relativas a cada método, representando um resumo dos resultados obtidos e analisados. O que se verificou é que as Diff são pequenas, e, de um modo geral, o método GS apresenta os melhores resultados. Assim, a escala simples é suficiente.

Tabela 3 - Valores médios das diferenças percentuais entre valores calculados e observados

método	Período de retorno (anos)			
	5	10	25	100
GS	0,71	1,07	1,42	1,78
GM	-1,68	-2,74	-3,68	-4,60
LNS	0,57	1,10	1,72	2,57
LNLM	-1,22	-2,08	-2,95	-3,95

Para mostrar como as DifP variam com a duração, foi elaborada a Figura 2. Ela mostra que os resultados de escala simples são melhores principalmente para as menores durações.

Uma vez escolhido o método de estimação das chuvas via modelo de escala, o passo seguinte é a comparação de seus resultados com outras maneiras de fazer as estimativas. Considerou-se quatro formas de estimar as alturas de chuva em dado posto:

- Usando os parâmetros próprios de cada posto e as distribuições de probabilidade. É o que anteriormente se chamou de "valores observados". Aqui não são usadas as propriedades de escala;
- Utilizando os parâmetros η , ϕ e a chuva de 24h média da série de máximas, P_{24} , do próprio posto;
- Utilizando P_{24} do posto em análise, e os parâmetros η , ϕ do posto mais próximo dele;
- A partir dos parâmetros η , θ de todas os postos, foram pesquisadas equações gerais para a região de estudo, de forma a se poder determinar esses dois parâmetros a partir de P_{24} . Foram obtidas as seguintes equações:

$$\eta = 0,002725P_{24} - 0,033545 \quad (28)$$

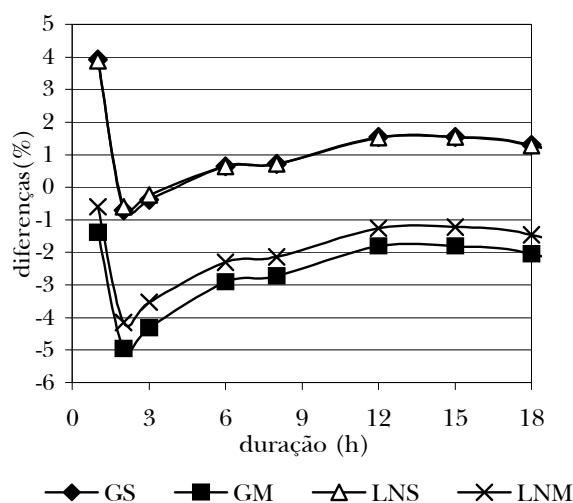
$$\theta = 0,005791P_{24} - 0,094858 \quad (29)$$

Para cada posto, utilizando estas equações (e a equação 12), os parâmetros η , ϕ foram estimados e daí feitas as estimativas das chuvas de diferentes durações;

Com os resultados destas quatro formas de estimar as chuvas, foram feitas as comparações:

Caso I: B com A; caso II: C com A; caso III: A diretamente com os valores de chuva calculados para o posto mais próximo; IV: D com A. Na Tabela

4, apresentam-se os valores obtidos de DifP médios de todas as durações e postos, considerando ainda os quatro métodos e quatro períodos de retorno T.

**Figura 2 - Comparação de métodos**

Os resultados da Tabela 4 mostram que de modo geral as diferenças são pequenas. Os casos I e IV são os que dão melhores resultados. Ou seja, o uso das propriedades de escala mostrou-se uma alternativa melhor que o uso dos dados do posto mais próximo.

Tabela 4 - Comparação de casos

T (anos)	método	Caso			
		I	II	III	IV
5	GS	0,71	2,23	1,61	0,85
	GM	-1,68	0,62		-1,66
	LNS	0,57	2,08		0,71
	LNLM	-1,22	1,19		-1,20
10	GS	1,07	2,61	1,95	1,20
	GM	-2,74	0,07		-2,76
	LNS	1,10	2,62		1,22
	LNLM	-2,08	0,89		-2,09
25	GS	1,42	2,97	2,32	1,54
	GM	-3,68	-0,40		-3,73
	LNS	1,72	3,26		1,83
	LNLM	-2,95	0,69		-2,96
100	GS	1,78	3,34	2,75	1,89
	GM	-4,60	-0,85		-4,67
	LNS	2,57	4,14		2,66
	LNLM	-3,95	0,61		-3,90
média geral		-0,75	1,63	2,16	-0,69

Como o objetivo é estimar as chuvas de curta duração para locais sem dados pluviográficos, a opção de usar parâmetros regionalizados, obtidos das equações gerais para a região (equações 28 e 29) mostra-se aplicável e a melhor entre as examinadas, para os dados utilizados.

Como exemplo da variação da DifP com a duração apresenta-se a Figura 3, que mostra que as conclusões oriundas da tabela 4 são as mesmas para praticamente todas as durações.

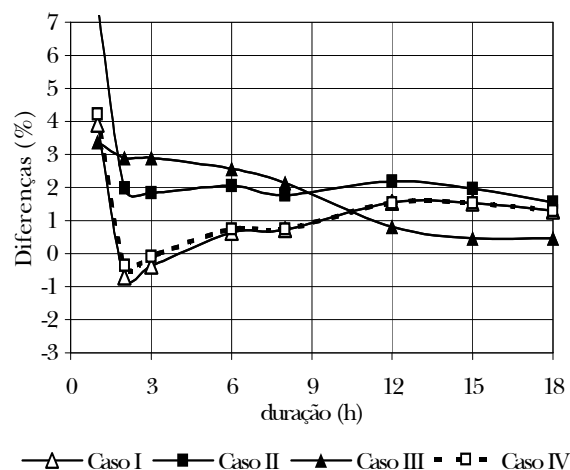


Figura 3 - Comparação de casos

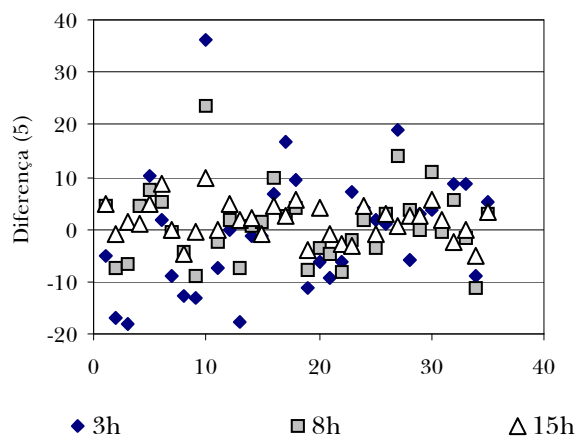


Figura 4 - Variação de DifP para o conjunto de postos

Tendo escolhido o método GS e a forma de estimar indicada como D, ou seja, via parâmetros regionalizados, foram feitas análises e preparadas as Figuras 4 e 5. Ambas referem-se a $T = 10$ anos. A Fi-

gura 4 mostra que ao longo do conjunto de postos, para as três durações escolhidas como exemplo, DifP se situa entre mais e menos 10%, de uma forma aparentemente aleatória (inclusive considerando a distribuição espacial dos postos).

A Figura 5 mostra o intervalo de confiança de DifP ao longo da duração, para 95% (distribuição Normal) e $T = 10$ anos. Esse intervalo varia entre cerca de 8% para a duração 1h e cerca de 2% para 18h, o que significa um erro aceitável para as estimativas.

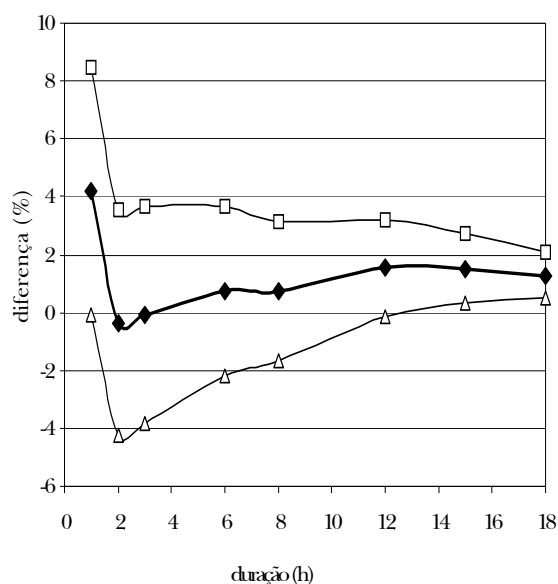


Figura 5 - Intervalo de confiança de DifP

CONCLUSÕES

Este trabalho procurou verificar a existência de propriedades de escala em séries pluviográficas no Estado de São Paulo, e a possibilidade de regionalização de seus parâmetros. O estudo realizado conduz às conclusões:

- A utilização das propriedades de escala em estudos de chuvas intensas é um campo promissor, e que tem recebido bastante atenção da pesquisa, justificando sua aplicação para uma região do Estado de São Paulo;

- A distribuição de probabilidades de Gumbel apresentou melhores resultados do que a distribuição Log-Normal a dois parâmetros;
- Comparando as escalas simples e múltipla, as diferenças são pequenas, de modo que a simples pode ser adotada;
- A regionalização dos parâmetros de escala, η , e ϕ mostrou-se melhor que outras formas de estimar as chuvas intensas;

Em conformidade com o objetivo procurado no trabalho, chegou-se a expressões regionais que permitem a estimativa da chuva intensa em locais sem dados pluviográficos utilizando apenas a estimativa da chuva de 24h, elemento este que pode ser obtido a partir dos dados da rede pluviométrica, bem mais densa do que a pluviográfica.

Estudos realizados por Weiss (1964), Occhipinti e Santos (1966) mostram que a relação entre chuva de 24h e chuva de 1dia é da ordem de 1,14. Assim, com um estudo probabilístico de chuvas diárias, pode-se chegar à estimativa de P_{24} no local do pluviômetro.

Os resultados satisfatórios do estudo, passíveis de utilização prática, incitam a idéia de continuidade da pesquisa, pela sua extensão a faixas de durações inferiores a 1h, verificando inclusive a melhoria das estimativas que possa ser conseguida subdividindo todo o intervalo de durações em faixas e regionalizando os parâmetros para cada faixa. A análise de eventual variação significativa e sistemática dos parâmetros em sub-regiões poderá melhorar ainda mais as estimativas.

REFERÊNCIAS

- BELL, F.C. (1969). *Generalized rainfall duration frequency relationships*. Journal of the Hydraulics Division. American Society of Civil Engineers, v.95,n.1.
- BURLANDO,P., ROSSO,R. (1996). *Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation*. Journal of Hydrology 187.
- CETESB-SP(1979). *Drenagem Urbana: manual de projeto*. SP
- CHEN,C. (1983). *Rainfall intensity-duration-frequency formulas*. Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers , vol.109,n.12.
- CHOW, V.T. (1951). *A general formula for hydrologic frequency analysis*. Transactions American Geophysical Union, vol.32, n.2.
- COSTA,O.V., NAGHETTINI,M., NACIMENTO,N. (2003). *Multifractalidade da chuva e suas relações de intensidade-duração-freqüência - estudo de caso: Rio de Janeiro*. XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH.
- GUPTA,V.K., WAYMIRE,E.(1990). *Multiscaling properties of spacial rainfall and river flow distribution*. Journal of Geophysical Research,vol.95.n.D3.
- HERNANDEZ,V. (1991). *Ainda as equações de chuvas intensas-pode-se generalizar?*. IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos,ABRH. v2.
- LIMA,M.I.P., GRASMAN,J. (1999). *Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semi-arid region in Portugal*. Journal of Hydrology 220.
- MANDELBROT,B.B. (1982). *The fractal geometry of nature*. W.H.Freeman.
- MARANI,M. (2005). *Non-power law scale properties of rainfall in space and time*. Water Resources Research, v.41.
- MARANI,M. (2003). *On the correlation structure of continuous and discrete point rainfall*. Water Resources Research, vol.39.
- OCCHIPINTI,A.G., SANTOS,P.M. (1966). *Relação entre as precipitações máximas de "1 dia" e de "24h" na cidade de São Paulo*. Instituto Agrônômico e Geofísico. USP.
- VENEZIANO,D., FURCOLO,P. (2002). *Multifractality of rainfall and scaling of intensity-duration-frequency curves*. Water Resources Research,v.38.
- YU,P.S., YANG T.C., LIN,C.S. (2004). *Regional rainfall intensity formulas based on scaling property of rainfall*. Journal of Hydrology, 295.
- WEISS,L.L. (1964). *Ratio of true to fixed-interval maximum rainfall*. Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers , vol.90.n.1.

Regionalization of Scale Parameters in Intense Rain-Fall

ABSTRACT

Since the pluviometric network is more dense than the pluviographic one relations are sought between daily and short term data. Current research has tried to find these relations by using scale properties in hydrometeorological processes. This paper is part of this line of research. The existence of this type of property was explored in a network of pluviographic stations in São Paulo State. Taking it into consideration, this paper proposes a regionalization of its parameters.

Key-words: Intense rainfall; regionalization.