

CURVA DE AMPLITUDE-DISTÂNCIA PARA ONDAS P DE PERÍODO CURTO E CORREÇÃO DE ESTAÇÃO PARA MAGNITUDE m_b NA AMÉRICA DO SUL

J. L. NELSON e M. S. DE ASSUMPCÃO

Instituto Astronômico e Geofísico - USP
Caixa Postal 9638, 01065-970 São Paulo, SP - Brasil

Amplitudes de ondas P, de período curto de sismos rasos registrados por estações na faixa de distância epicentral de $0^\circ - 100^\circ$, são analisadas para a determinação dos efeitos de estação, de fonte e de distância. 56 sismos foram utilizados, 12 dos quais com epicentros no território brasileiro. As correções de estações são estimadas com limites de confiança de 95%. Os resultados mostram que o padrão das isolinhas dos efeitos de estação difere do padrão para a América do Norte. Uma curva de amplitude-distância é determinada para intervalos de 5° de distância epicentral. Essa curva indica que os efeitos de distância entre 20° e 80° não são significativos, isto é, não há desvio significativo em relação a um efeito constante nessa faixa. A curva de amplitude-distância obtida é menos irregular que a de Gutenberg-Richter. Esse resultado concorda com estudos similares de outros autores.

SHORT PERIOD P-WAVE AMPLITUDE-DISTANCE CURVE AND STATION CORRECTION FOR m_b MAGNITUDE IN SOUTH AMERICA *Vertical short period P-waves amplitudes from shallow earthquakes recorded by stations in the epicentral distance range $0^\circ - 100^\circ$ are analyzed to determine the station, source and distance effects. 56 earthquakes were used, 12 of which having epicenters in Brazilian territory. Station corrections are estimated with 95% confidence limits. The results show that the station effect isolines pattern is different from the pattern for North America. An amplitude-distance curve is derived for 5° distance intervals. This curve indicates that distance effects between 20° and 80° are not significant, i.e., there is no significant deviation from a constant effect in this range. The amplitude-distance curve obtained here is less irregular than the Gutenberg-Richter's curve. This result is in agreement with similar studies of other authors.*

INTRODUÇÃO

A magnitude sísmica é um importante parâme-

tro que permite quantificar um sismo a partir de dados instrumentais. Porém, uma boa determinação da magnitude de um sismo depende, principalmente, de

se conhecer com grande acuidade a curva de resposta e características do sistema sismográfico da estação receptora; mas, depende também de se conhecer e corrigir a influência de fatores relativos à estrutura geológica do local da estação, de fatores relativos ao percurso das ondas sísmicas, bem como de fatores relativos à própria fonte.

Carpenter et al. (1967) apresentaram um método para a determinação da curva de amplitude-distância, baseado no fato de que o $\log(A/T)$ pode ser considerado como a soma de três termos ou componentes. Esses termos (ou "efeitos") são relativos à fonte sísmica, à estação registradora e à distância epicentral. Com a aplicação das técnicas de mínimos quadrados, esses efeitos são facilmente determinados.

Os efeitos de estação permitem determinar as correções para magnitude das estações e, a partir dos efeitos de distância epicentral, os valores das correções do decaimento da amplitude com a distância epicentral (fator B) podem ser determinados. Assim, a aplicação das correções de magnitude para as estações e a utilização dos valores do fator B permitem a determinação mais adequada das magnitudes m_b e o estabelecimento da curva de amplitude-distância.

O método de Carpenter et al. (1967) tem sido aplicado para sismos rasos ($h \approx 50$ km), não sendo levada em conta, portanto, a correção da profundidade focal.

DADOS UTILIZADOS

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos a partir de leituras de amplitude e período, feitas diretamente de sismogramas das componentes verticais de período curto de estações brasileiras e internacionais. Nas análises dos registros sismográficos utilizados, foram selecionadas as leituras das fases das ondas P com períodos iguais ou mais próximos de 1s e com as maiores amplitudes. Esses dados são de sismos selecionados que ocorreram principalmente na região

da América do Sul (Tabela 1). Foram lidos 939 sismogramas de 151 estações de período curto. Dentre os dados coletados, foram selecionados para utilização aqueles de estações que registraram pelo menos dois dos sismos estudados e com razão sinal/ruído não inferior a 2.

No mapa da Fig. 1 estão localizados os epicentros dos sismos estudados. Os números de registros sismográficos de cada sismo estudado são mostrados nos histogramas da Fig. 2, e a distribuição das frequências absolutas dos registros por faixas de 5^0 da distância epicentral é mostrada nos histogramas da Fig. 3. Na Fig. 4 é apresentado o histograma da distribuição de frequência por faixas de período de 0,5s.

O MÉTODO DE ANÁLISE

A magnitude m_b de um tele-sismo é definida pela equação estabelecida por Gutenberg-Richter (1956):

$$m_b = \log(A/T) + Q(\Delta, h) + C. \quad (1)$$

Para sismos com epicentro na crosta, a dependência de $Q(\Delta, h)$ com a profundidade é muito pequena e a eq.(1) pode ser escrita:

$$\log(A/T) = m - B(\Delta) - C, \quad (2)$$

onde:

$B(\Delta)$ - é o fator de correção do decaimento da amplitude em função da distância epicentral para um sismo raso

$$e \text{ m} = m_b.$$

Da eq.(2) pode-se inferir que o $\log(A/T)$ é a soma de três fatores que são relativos à fonte sísmica, à estação registradora e à distância epicentral. Assim, a eq.(2) pode ser escrita:

$$\log(A/T) = e + s + d, \quad (3)$$

onde:

e - é o efeito de estação registradora,

Tabela 1. Dados os sismos utilizados no presente trabalho.

Data of the selected events.

Número de Sismo	data (d/m/a)	tempo origem (h min s)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	Local
1	14/12/63	00 05 42	2,30S	61,01W	45,0	Manaus, AM
2	13/02/64	11 21 46	18,06S	56,69W	5,0	M. Grosso do Sul
3	15/08/65	19 36 56	2,68N	60,12W	42,0	Roraima/PARÁ
4	23/02/68	14 23 02	6,09S	38,44W	33,0	Pereiro, CE
5	27/08/68	05 17 36	6,90S	72,89W	26,0	Acre
6	24/10/72	15 36 36	21,71S	40,53W	15,0	Campos, RJ
7	22/02/76	03 24 50	0,34N	59,23W	5,0	Roraima
8	02/08/77	17 45 52	0,08S	49,97W	33,0	Marajó
9	06/03/80	09 46 18	6,17S	71,16W	18,0	Amazonas/Acre
10	12/11/80	21 23 05	8,17S	50,24W	33,0	Redenção, PA
11	20/11/80	03 29 42	4,30S	38,40W	5,0	Pacajus, CE
12	08/04/82	05 58 52	24,80S	58,10W	12,0	Paraguai
13	05/08/83	06 21 42	3,59S	62,17W	23,0	Codajás, AM
14	11/12/78	02 08 01	16,50N	100,00W	42,0	P. Costa Guerreiro, Mex.
15	26/01/79	10 04 32	17,40N	100,90W	41,0	Guerreiro, Mex.
16	28/01/79	19 45 21	11,90S	43,70W	22,0	Cord. N. Atlântica
17	13/10/84	17 18 13	15,00N	95,30W	31,0	P. Costa Oxaca, Mex.
18	23/02/85	14 45 35	6,97S	30,93E	10,0	Lago Tanganica, Afr.
19	31/01/66	14 01 24	24,90S	64,40W	35,0	Salta, Arg.
20	09/08/67	07 14 08	8,50S	73,80W	48,0	Peru/Brasil
21	22/02/76	08 09 22	18,40S	65,20W	41,0	Bolívia
22	13/04/81	21 32 51	8,87S	72,95W	37,0	Peru/Brasil
23	09/05/81	09 50 40	26,60S	64,90W	50,0	Tucuman, Arg.
24	23/07/81	13 51 26	17,03S	65,12W	53,0	Bolívia
25	19/03/85	10 28 36	18,63S	63,66W	33,0	Bolívia
26	22/03/85	14 02 47	18,60S	63,61W	33,0	Bolívia
27	12/04/85	14 34 55	23,94S	60,55W	25,0	Paraguai
28	11/17/82	16 11 37	29,68S	13,67W	10,0	Cord. S. Atlântica
29	11/18/82	00 27 50	54,38S	56,22W	10,0	Reg. Ilhas Falkland
30	11/19/82	04 27 13	10,60S	74,70W	14,0	Peru
31	11/19/82	10 57 35	54,42S	56,31W	10,0	Reg. Ilhas Falkland
32	11/19/82	12 34 18	10,73S	74,48W	33,0	Peru
33	04/02/83	05 58 35	28,90S	66,98W	40,0	Catamarca, Arg.
34	04/05/86	20 14 28	13,41S	71,79W	50,0	Perú
35	11/10/80	16 24 40	31,58S	67,47W	21,0	San Juan, Arg.

Tabela 1 - Continuação

Número de Sismo	data (d/m/a)	tempo origem (h min s)	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	Local
36	09/05/86	16 23 51	17,11S	65,67W	30,0	Bolívia
37	20/02/86	09 16 02	21,15S	70,11W	33,0	P.Costa N.Chile
38	29/01/86	13 34 09	6,89N	76,86W	10,0	N.Colômbia
39	26/01/86	07 48 22	27,12S	70,87W	30,0	P. Costa N.Chile
40	17/01/86	04 15 00	10,69S	78,38W	50,2	P.Costa Peru
41	26/09/85	08 33 27	33,64S	71,64W	47,2	P.Costa C. Chile
42	22/09/85	18 23 12	12,49N	44,33W	10,0	Cord.N. Atlântica
43	12/08/85	00 04 50	38,42S	73,49W	33,0	P.Costa C.Chile
44	04/08/85	04 54 01	44,89S	75,45W	22,6	Fora Costa S.Chile
45	07/07/85	11 25 12	32,88S	72,00W	31,7	Fora Costa C.Chile
46	14/06/85	13 14 14	40,74S	74,92W	33,0	Fora Costa S.Chile
47	10/06/85	03 23 31	3,01N	78,64W	20,4	Sul do Panamá
48	03/06/85	17 56 50	28,05S	71,07W	33,0	P.Costa N.Chile
49	02/06/85	16 26 58	37,80S	73,59W	33,0	P.Costa C.Chile
50	19/05/85	18 09 15	30,24S	71,28W	38,7	P.Costa C.Chile
51	28/04/85	08 30 32	39,70S	75,61W	33,0	Fora Costa C.Chile
52	20/04/85	18 23 48	8,98N	77,53W	40,4	P.Costa N.Colômbia
53	09/04/85	01 56 58	34,17S	71,54W	33,0	P.Costa C.Chile
54	03/04/85	13 06 19	32,62S	71,61W	33,0	P.Costa C.Chile
55	10/01/85	17 47 56	10,83N	43,43W	10,0	Cord.N.Atlântica
56	05/01/85	11 11 31	10,17N	80,02W	32,0	Norte do Panamá

s - é o efeito de fonte sísmica,

d - é o efeito de distância epicentral.

Para vários sismos rasos, registrados por diversas estações sismográficas, localizadas a diferentes distâncias epicentrais, a eq.(3) pode ser escrita:

$$a(\Delta)_{ij} = e_i + s_j + d(\Delta)_{ij}, \quad (4)$$

onde:

$a(\Delta)_{ij}$ - é o $\log(\Lambda/T)$ na estação i, para o sismo j, na distância epicentral Δ_{ij} .

O efeito de distância epicentral, d, é uma função contínua da distância epicentral e os efeitos não podem ser determinados diretamente do sistema de equações do tipo (4). Porém, se se considerar a distância epicentral dividida em faixas discretas, tal que dentro de cada uma dessas faixas ou intervalos o efeito de distância seja tomado como constante (valor médio), então a eq.(4) pode ser escrita como:

$$a_{ijk} = e_i + s_j + r_k + c, \quad (5)$$

onde:

r_k - é o efeito constante na faixa k de distância epicentral,

c - é uma constante de ajustamento.

Assim, a eq.(5) representa a observação obtida $\log(\Lambda/T)$ na estação i, localizada na faixa k de distância epicentral, referente ao sismo j. Essa equação deve ser completada adicionando-se outro termo, E_{ijk} , que representa o erro, abrangendo tanto os erros nas medidas de Λ e T, como os erros devidos à inadequação do modelo. Então, a eq.(5) fica:

$$a_{ijk} = e_i + s_j + r_k + c + E_{ijk}. \quad (6)$$

Para um conjunto de N observações tem-se um conjunto de N equações do tipo da eq.(6), que deve ser resolvido simultaneamente para a determinação de e_i , s_j , r_k e c, minimizando-se os erros E_{ijk} . O método dos mínimos quadrados pode, então, ser aplicado. Para que esse sistema apresente uma única solução,

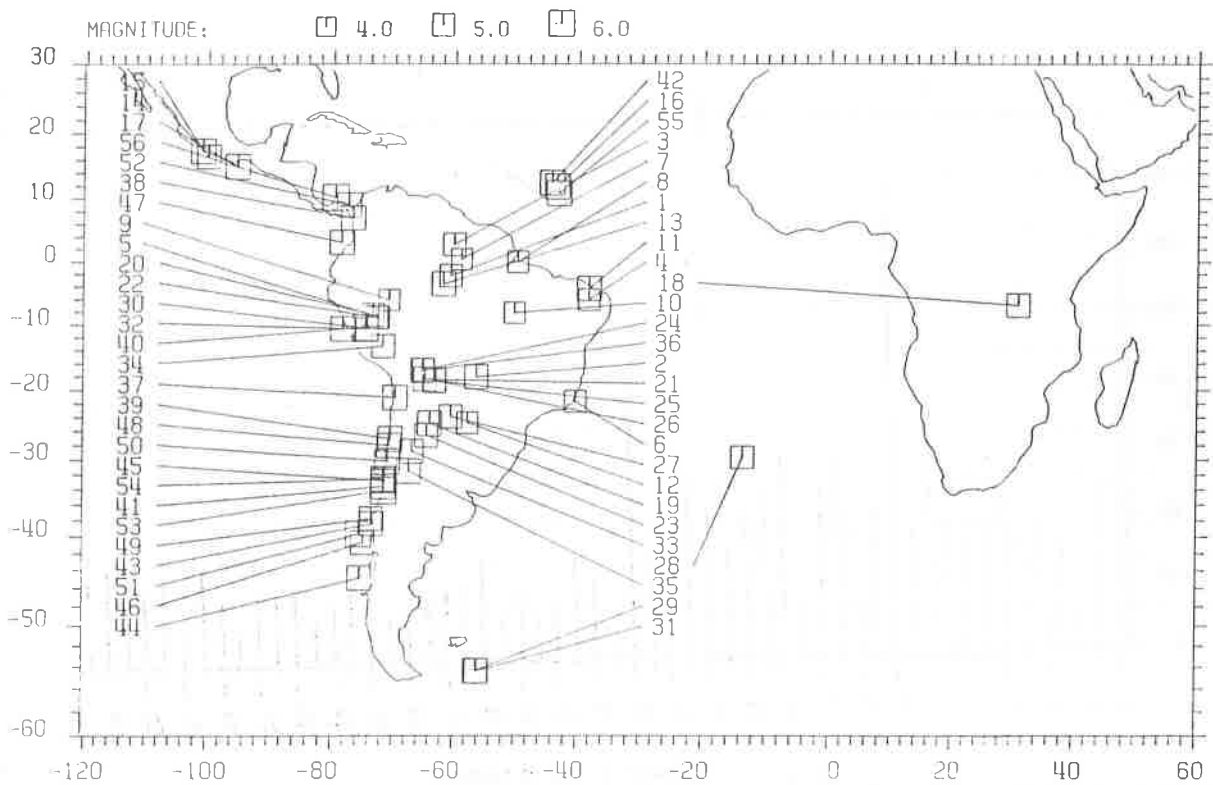


Figura 1. Localizações dos epicentros dos sismos estudados. Os números dos sismos seguem a Tabela 1.
Sites of epicenters of the studied events. The numbers of the events follow table 1.

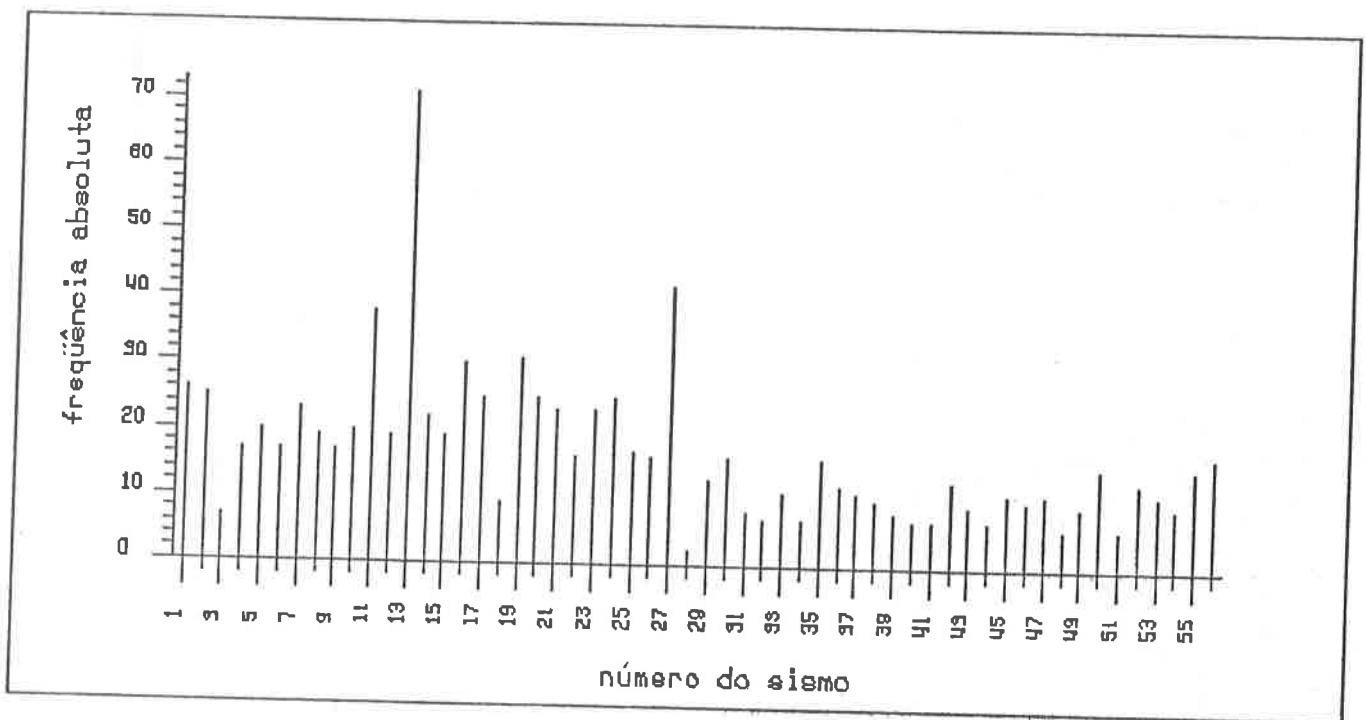


Fig. 2. Número de registros de período curto por sismo.
Number of short period records for each event.

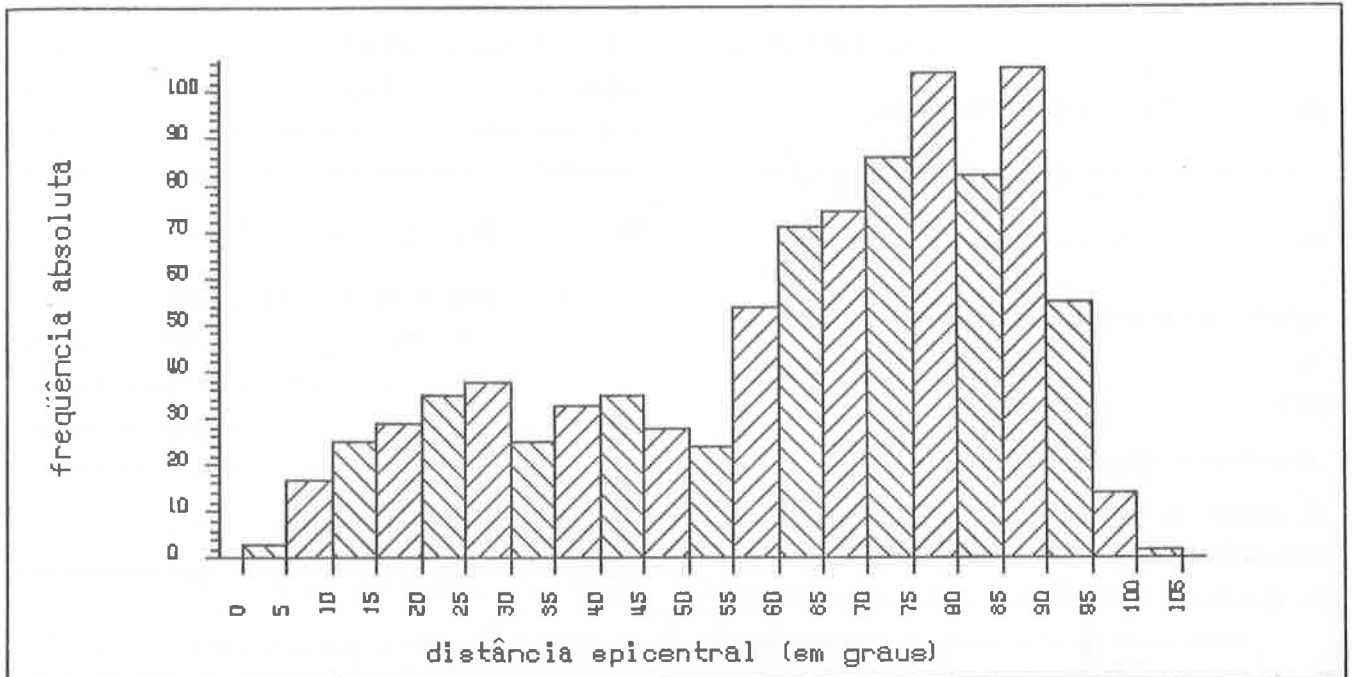


Fig. 3. Número de registros de período curto, por faixa de 5° de distância epicentral, dos sismos estudados.
 Number of short period records in each 5° epicentral distance interval for the studied events.

s_j , r_k e c , minimizando-se os erros E_{ijk} . O método dos mínimos quadrados pode, então, ser aplicado. Para que esse sistema apresente uma única solução, outro vínculo deve ser imposto (vide Menke (1984), p.101-107). Esse novo vínculo corresponde a três outras equações, as quais representam que a soma dos efeitos de estação deve ser nula, assim como a soma dos efeitos de fonte e a soma dos efeitos de faixa de distância epicentral, ou seja:

$$\sum_{i=1}^n e_i = \sum_{j=1}^q s_j = \sum_{k=1}^t r_k = 0 \quad (4)$$

onde n , q e t representam, respectivamente, os totais de estações, de sismos e de faixas de distância epicentral.

Outro valor poderia ser adotado como nível médio de cada conjunto de efeitos; porém, o nível zero é mais conveniente para a análise e interpretação dos sinais e valores numéricos dos efeitos.

No desenvolvimento do método exposto ante-

riormente, Carpenter et al. (1967) consideraram que os erros seguem uma distribuição normal e, conforme afirmam Booth et al. (1974) e Douglas et al. (1981), a média dos erros deve ser considerada nula. Portanto, os limites de confiança podem ser calculados, e testes de hipótese e significância aplicados.

DEFINIÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DA CURVA DO FATOR $B(\Delta)$

A magnitude m para cada sismo j , calculada em cada estação i , é dada pela equação:

$$m_{ij} = a_{ijk} + B(\Delta_k) - e_i \quad (5)$$

Para a determinação dos valores de $B(\Delta_k)$, é imposta a condição que a média $\langle m \rangle$ das magnitudes calculadas com a eq.(8) para as N observações (referida ora em diante como "média geral"), deve coincidir

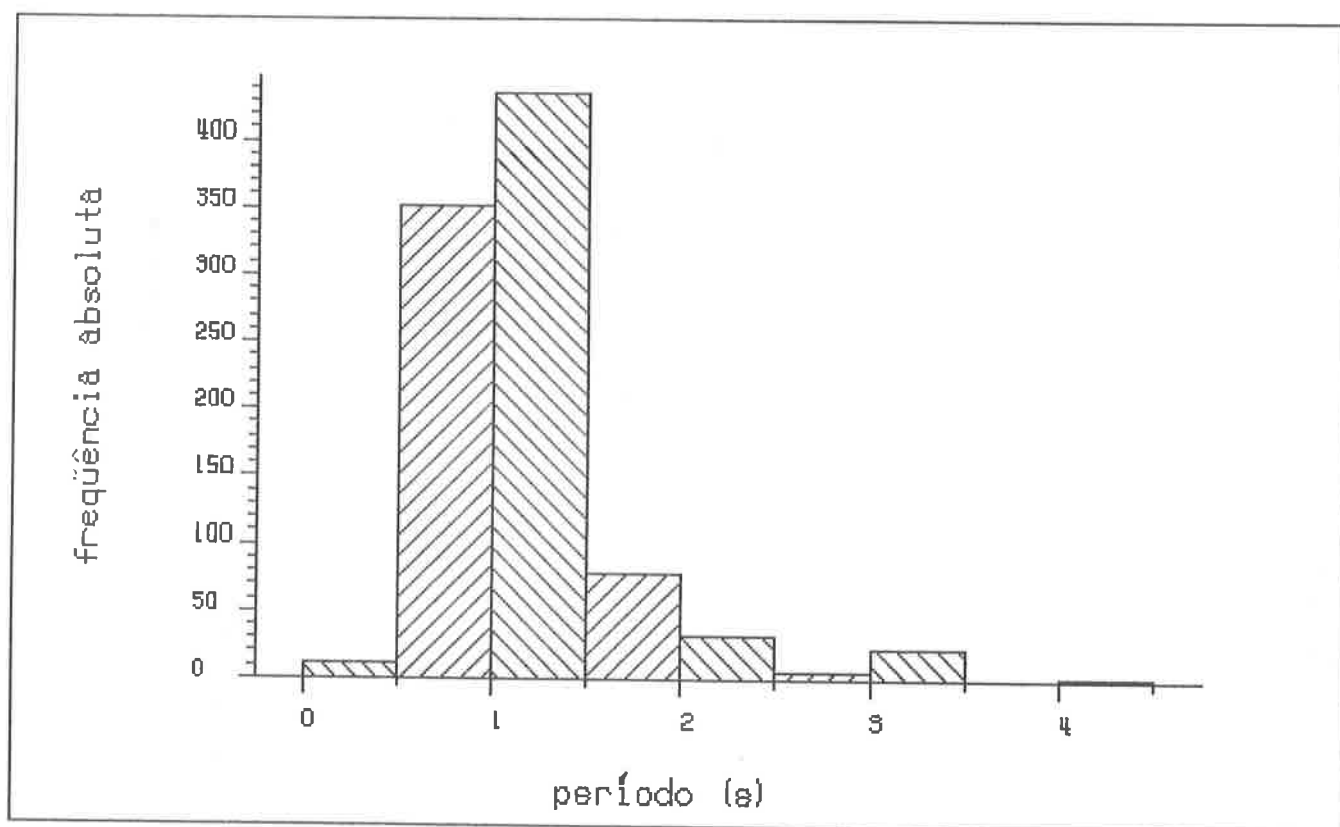


Fig. 4. Número de registros de ondas P dos sismos estudados, por faixa de período de 0,5s.
Number of P wave records in 0.5s period intervals for the studied events.

com a média geral $\langle m_{GR} \rangle$ das magnitudes calculadas com a curva de Gutenberg-Richter, tomada como referência. Esta condição será referida como "condição da média geral das magnitudes". A média geral $\langle m \rangle$ das magnitudes determinadas pela eq.(8) é dada por:

$$\langle m \rangle = \langle a \rangle + \langle\langle B(\Delta_k) \rangle\rangle - \langle\langle e \rangle\rangle, \quad (6)$$

onde $\langle\langle e \rangle\rangle$ e $\langle\langle B(\Delta_k) \rangle\rangle$ são as médias para dados agrupados dos efeitos de estação e dos valores da função de calibração (os símbolos $\langle \rangle$ e $\langle\langle \rangle\rangle$ representam média aritmética simples e média aritmética para dados agrupados, respectivamente).

Assim, pode-se escrever:

$$D' = \langle m_{GR} \rangle - \langle a \rangle + \langle\langle e \rangle\rangle, \quad (7)$$

onde $D' = \langle\langle B(\Delta_k) \rangle\rangle (= \langle\langle Q(\Delta, h) \rangle\rangle)$, de Gutenberg-Richter).

A eq.(8) pode, então, ser escrita como:

$$m_{ij} = s_j + r_k + c + B(\Delta_k) + E_{ijk}. \quad (8)$$

E corrigindo-se o erro E_{ijk} , a magnitude do sismo j , em cada estação que registra esse sismo, é dada por:

$$m_j = s_j + r_k + c + B(\Delta_k). \quad (9)$$

A média aritmética simples, $\langle m \rangle_q$, das magnitudes para os q sismos, calculadas com a eq.(12), é:

$$\langle m \rangle_q = c + D, \quad (10)$$

sendo $\langle s \rangle = 0$, pela condição de vínculo (eq.(7)), e a constante $D = \langle r_k + B(\Delta_k) \rangle_q$.

As variações das magnitudes m_j em torno da média $\langle m \rangle_q$ são os próprios valores dos efeitos de fonte, ou seja:

$$m_j - \langle m \rangle_q = s_j. \quad (11)$$

Da eq.(13) e da eq.(14) tem-se:

$$m_j = s_j + c + D. \quad (12)$$

Comparando-se a eq.(12) com a eq.(15), obtém-se:

$$B(\Delta_k) = D - r_k. \quad (13)$$

A média geral das magnitudes calculadas com a eq.(12) é dada por:

$$\langle m \rangle = \langle\langle s \rangle\rangle + \langle\langle r \rangle\rangle + c + D' \quad (14)$$

e a média geral calculada utilizando-se a eq.(15) é:

$$\langle m \rangle = \langle\langle s \rangle\rangle + c + D. \quad (15)$$

Comparando-se a eq.(17) com a eq.(18), obtém-se:

$$D = D' + \langle\langle r \rangle\rangle, \quad (16)$$

que é o nível médio da curva da função de calibração.

A eq.(16) permite determinar os valores da função de calibração (fator B) e a eq.(15) indica uma maneira simples de se determinar a magnitude do sismo j a partir do efeito de fonte desse sismo.

CURVA DE AMPLITUDE-DISTÂNCIA PARA ONDAS P

Tomando-se como referência a magnitude de valor igual a $\langle m \rangle_q$, os valores teóricos de $\log(A/T)$ para cada faixa k de distância epicentral podem ser calculados por:

$$\log(A/T)_k = \langle m \rangle_q - B(\Delta_k). \quad (17)$$

Levando-se em conta a eq.(13) e a eq.(16), e substituindo-se na eq.(20), obtém-se:

$$\log(A/T)_k = c + r_k, \quad (18)$$

observando-se, assim, que a constante c é o nível médio da curva de amplitude-distância.

Construindo-se o gráfico $\log(A/T)_k$ vs Δ , obtém-se a curva de amplitude-distância para as ondas P, referente à magnitude $\langle m \rangle_q$.

ANÁLISE DOS RESULTADOS

Para a determinação dos efeitos de estação, de fonte e de faixa de distância epicentral, a partir dos

Tabela 2. Efeitos de estações de período curto selecionadas, determinados através do programa NELEFEITOS/P, com limite de confiança de 95%.

Station effects (95% confidence limit) of the selected short period stations, determined by NELEFEITOS/P program.

N	COD	EFE ± 95%	N	COD	EFE ± 95%	N	COD	EFE ± 95%
1	ALE	-0,05±0,32	35	FVM	0,15±0,19	69	NNA	-0,01±0,20
2	ALQ	-0,38±0,15	36	GDH	-0,08±0,38	70	NOR	0,10±0,51
3	ANMO	-0,56±0,20	37	GOL	-0,12±0,15	71	NUR	0,00±0,31
4	ANMX	-0,31±0,45	38	GRFO	-0,27±0,33	72	OTT	-0,07±0,32
5	ANT	0,04±0,22	39	GRM	0,09±0,41	73	OXF	0,03±0,51
6	ANTO	-0,46±0,44	40	GRR	0,31±0,50	74	PEL	-0,19±0,25
7	ARE	-0,40±0,22	41	GSC	-0,08±0,24	75	PNT	0,23±0,25
8	ATL	-0,03±0,27	42	HAU	0,13±0,50	76	PTO	-0,07±0,30
9	AVF	-0,07±0,41	43	HON	0,44±0,53	77	PRE	-0,26±0,32
10	BCAO	-0,02±0,26	44	INK	-0,16±0,38	78	RES	-0,35±0,41
11	BDF	0,01±0,18	45	ITR	-0,21±0,31	79	SBA	-0,28±0,28
12	BKS	0,09±0,26	46	JAS1	-0,59±0,24	80	SCH	0,05±0,29
13	BLA	0,03±0,17	47	JCT	-0,23±0,20	81	SCP	-0,26±0,16
14	BLC	0,17±0,50	48	KONO	0,16±0,53	82	SDB	-0,43±0,41
15	BOG	0,06±0,23	49	KTG	0,00±0,27	83	SES	0,24±0,26
16	BOZ	-0,24±0,41	50	LBF	0,10±0,35	84	SJG	0,23±0,29
17	BSF	0,04±0,50	51	LDF	0,28±0,50	85	SLR	0,13±0,21
18	BUL	-0,06±0,17	52	LFF	0,59±0,71	86	SMF	0,41±0,50
19	CAF	0,24±0,35	53	LHC	0,21±0,32	87	SNA	0,25±0,32
20	CAR	0,04±0,17	54	LON	-0,36±0,18	88	SNZO	0,12±0,55
21	CDF	0,00±0,50	55	LOR	0,24±0,30	89	SOB	-0,03±0,41
22	COL	0,20±0,18	56	LPA	0,44±0,53	90	SOB1	0,18±0,42
23	COP	0,47±0,52	57	LPB	-0,17±0,20	91	SSF	0,43±0,36
24	DAS	-0,15±0,22	58	LPF	0,31±0,41	92	SPA	-0,04±0,15
25	DUG	-0,14±0,16	59	LPO	-0,05±0,50	93	STU	0,08±0,26
26	EDM	0,32±0,23	60	LPS	-0,08±0,28	94	TCF	0,04±0,35
27	EPF	0,24±0,50	61	LSF	0,19±0,41	95	TOL	0,36±0,25
28	EPT	-0,12±0,51	62	LUB	0,17±0,29	96	TRN	-0,08±0,23
29	FCC	-0,06±0,32	63	MAL	-0,10±0,50	97	TUC	-0,40±0,21
30	FDA	-0,17±0,41	64	MBC	0,04±0,25	98	TUL	0,04±0,41
31	FFC	-0,21±0,27	65	MFF	-0,01±0,41	99	VAO	-0,34±0,33
32	FLN	0,49±0,70	66	MNT	-0,06±0,36	100	WIN	-0,10±0,25
33	FLO	-0,05±0,36	67	MSO	-0,07±0,23	101	YKC	0,17±0,42
34	FRB	-0,01±0,32	68	MZF	0,21±0,50	102	ZOBO	-0,58±0,23

N - número da estação.

COD - código da estação.

EFE - efeito de estação.

dados de ondas P de período curto, com aplicação do método de Carpenter et al. (1967), foi desenvolvido o programa de computador NELEFEITOS/P. Através desse programa foram selecionados os dados de estações que registraram pelo menos dois dos sismos estudados.

A partir dos dados selecionados, os efeitos foram, então, determinados com limites de confiança de 95%. Os efeitos de estação, para as estações selecionadas, são apresentados na Tabela 2 e serão discutidos no próximo item. Os efeitos de fonte sísmica dos sismos utilizados e os efeitos de faixa de distância epicentral são apresentados na Tabela 3.

EFEITO DE ESTAÇÃO E CORREÇÃO DE ESTAÇÃO PARA MAGNITUDE

Efeito de estação negativo indica que a estação registra amplitude abaixo da média, significando que o sinal sísmico é mais atenuado; efeito de estação positivo indica que a estação registra amplitude acima da média, significando que o sinal sísmico é menos atenuado ou amplificado.

Como mencionado por Douglas et al. (1981), os efeitos da estrutura crustal na estação podem contribuir, pelo menos em parte, para o efeito de estação. Mas, como observado por Booth et al. (1974), a maior contribuição para o efeito de estação de período curto é provavelmente devida à variação lateral de Q (fator de qualidade) no manto superior. Assim, para valores de Q mais altos, os valores relativos dos efeitos de estação são mais positivos. Isso pode explicar o que foi constatado por estudos feitos por vários autores (por exemplo Cleary, 1967; Booth et al., 1974; Marshall et al., 1979; Douglas et al., 1981), que mostram que nos Estados Unidos as estações na parte oeste têm efeitos predominantemente negativos e as estações na parte central e leste têm efeitos predominantemente positivos. Há evidências, segundo Cleary (1967), de que estações em áreas montanhosas e tectonicamente

ativas tendem a ter efeitos negativos e estações em áreas de estabilidade crustal tendem a ter efeitos positivos, havendo, entretanto, exceções significativas a essa regra.

As localizações das estações sul-americanas com os seus efeitos são mostradas no mapa da Fig. 5. O número de estações sul-americanas utilizadas neste estudo é reduzido em virtude de as cópias de sismogramas e curvas de calibração serem disponíveis e confiáveis somente dessas estações. Esse mapa sugere que na América do Sul parece não haver uma diferença sistemática entre as estações localizadas na região andina, tectonicamente ativa, e as localizadas no leste sul-americano, plataforma estável. Uma predominância de efeitos negativos (média $\approx -0,2$) pode ser notada para as estações brasileiras, localizadas em áreas de maior estabilidade em relação às regiões andinas e de borda do Pacífico (onde a média dos efeitos é $\approx 0,0$).

Embora o número das estações seja reduzido, foram traçadas as linhas de isovalores de efeitos de estação para a região sul-americana, mostradas no mapa da Fig. 6. Pela comparação desse mapa com mapas da América do Norte, que contêm linhas de isovalores de efeitos de estação, publicados por diversos autores, observa-se que os padrões das linhas de isovalores dos efeitos de estação para a América do Sul e para a América do Norte são diferentes. Como o efeito de estação expressa a influência das características geológicas locais e instrumentais da estação, deve-se esperar que o aumento no número de estações contribua para tornar a distribuição das linhas de isovalores para a América do Sul mais realista; porém, pelas diferenças geológicas e tectônicas entre a América do Norte e a América do Sul, os padrões das linhas de isovalores dos efeitos de estação provavelmente permaneceriam diferentes.

A correção de estação para magnitude, como mencionado anteriormente, é o oposto do efeito de estação. As correções para algumas das estações nos

Tabela 3. Efeitos de fonte e de distância epicentral, determinados através do programa NELEFEITOS/P, com limite de confiança de 95%.

Source and epicentral distance effects determined by NELEFEITOS/P program (95% confidence limit).

NS	EFS±95%	NS	EFS±95%	NF	FAIXA(°)	EFF ± 95%
1	-0,34±0,16	29	0,02±0,21	1	[0, 5[1,18±0,43
2	0,11±0,16	30	0,68±0,19	2	[5, 10[0,40±0,20
3	-0,36±0,27	31	0,07±0,26	3	[10, 15[0,33±0,17
4	-0,68±0,19	32	-0,44±0,27	4	[15, 20[0,21±0,16
5	-0,42±0,17	33	0,14±0,22	5	[20, 25[0,18±0,14
6	-0,50±0,20	34	-0,17±0,28	6	[25, 30[0,08±0,14
7	-0,73±0,16	35	0,09±0,20	7	[30, 35[0,07±0,16
8	-0,71±0,18	36	0,32±0,28	8	[35, 40[0,06±0,15
9	-0,80±0,19	37	0,62±0,30	9	[40, 45[-0,30±0,16
10	-0,74±0,18	38	0,00±0,30	10	[45, 50[-0,07±0,16
11	0,02±0,14	39	0,64±0,33	11	[50, 55[0,02±0,16
12	-0,60±0,18	40	-0,07±0,41	12	[55, 60[-0,10±0,12
13	0,20±0,13	41	0,32±0,36	13	[60, 65[-0,07±0,11
14	-0,05±0,16	42	0,06±0,27	14	[65, 70[-0,16±0,11
15	0,22±0,18	43	0,43±0,29	15	[70, 75[-0,08±0,11
16	0,39±0,15	44	0,48±0,36	16	[75, 80[-0,18±0,11
17	0,31±0,16	45	0,02±0,28	17	[80, 85[-0,20±0,12
18	-0,05±0,26	46	0,65±0,31	18	[85, 90[-0,33±0,12
19	0,39±0,15	47	0,14±0,31	19	[90, 95[-0,54±0,16
20	-0,22±0,16	48	-0,21±0,41	20	[95, 100[-0,77±0,21
21	-0,05±0,16	49	-0,29±0,32			
22	-0,18±0,20	50	0,32±0,24			
23	0,20±0,16	51	0,35±0,38			
24	-0,17±0,16	52	0,08±0,25			
25	0,05±0,18	53	0,53±0,27			
26	-0,05±0,19	54	0,29±0,27			
27	-0,14±0,14	55	0,17±0,23			
28	-0,91±0,52	56	0,54±0,24			

NS - número do sismo.

EFS - efeito de fonte sísmica.

NF - número da faixa.

FAIXA - intervalo de distância epicentral (em graus).

EFF - efeito de distância epicentral.

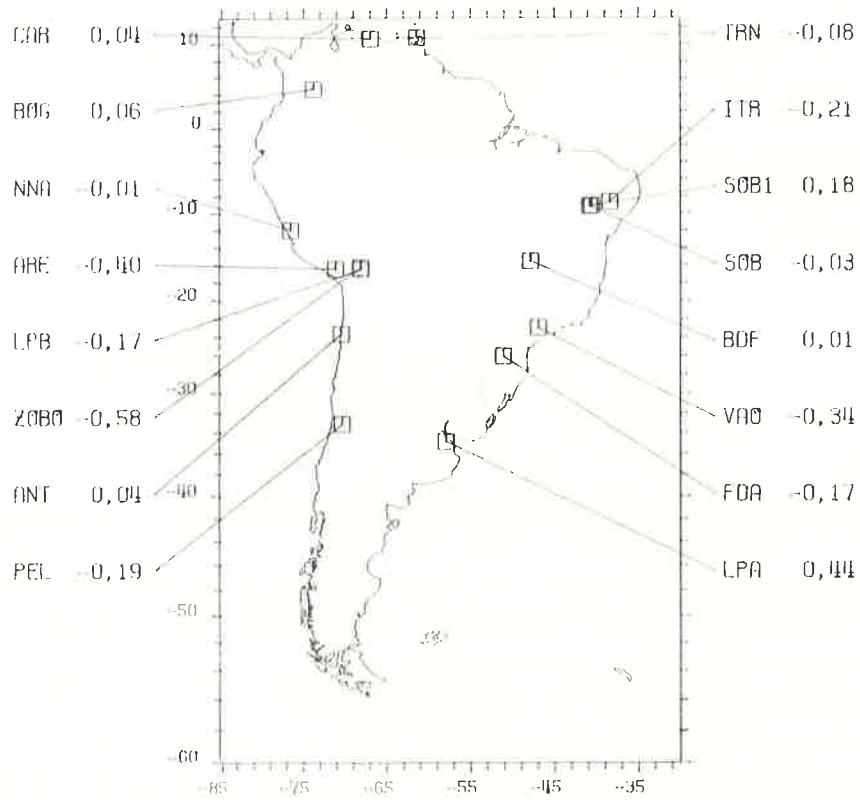


Figura 5. Localizações das estações sismográficas de período curto da América do Sul e os correspondentes valores dos efeitos de estação.

Sites of the short period sismographic stations in South America and the corresponding station effect values.

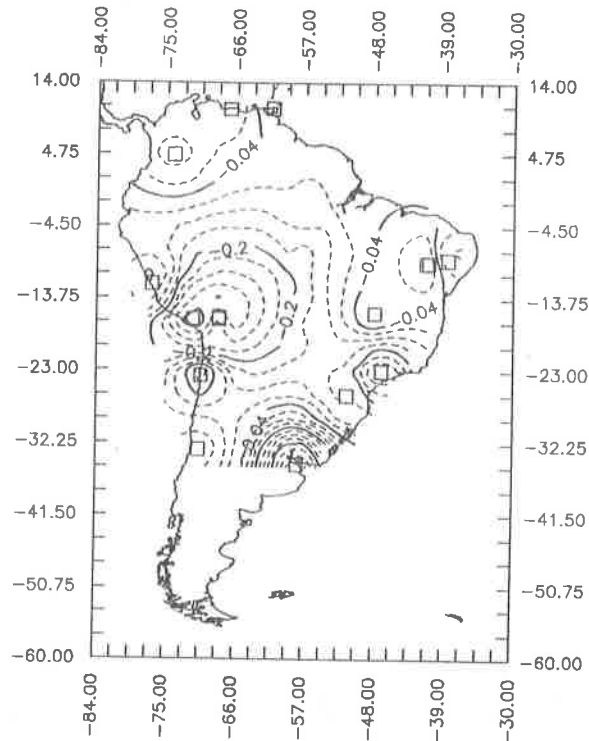


Figura 6. Padrão de isovalores dos efeitos de estação, para período curto, na América do Sul.
Short period station effect isovalues pattern in South America.

Estados Unidos, determinadas neste estudo, apresentam boa concordância com os resultados obtidos por outros autores, como é mostrado na Fig. 7. Na Fig. 8 são apresentadas as correções das estações sul-americanas. Em ambas as figuras as estações estão ordenadas segundo a longitude, de oeste para leste.

FUNÇÃO DE CALIBRAÇÃO PARA PERÍODO CURTO (FATOR $B(\Delta)$)

Os valores da correção do decaimento da amplitude de ondas P, de período curto, para as faixas de distância epicentral, fator $B(\Delta_k)$, foram calculados através da eq.(16). O nível médio da curva de $B(\Delta_k)$, dado pela constante D, e os valores do fator $B(\Delta_k)$, determinados com limite de confiança de 95%, são apresentados na Tabela 4.

Aos valores de $B(\Delta_k)$ fez-se um ajuste polinomial e foram determinados os coeficientes do

polinômio de grau 7, cuja forma é:

$$\begin{aligned}
 B(\Delta) = & 5,27761 + 0,170349\Delta - \\
 & - 9,68559 \cdot 10^{-1}\Delta^2 + 2,77039 \cdot 10^{-2}\Delta^3 - \\
 & - 3,92723 \cdot 10^{-4}\Delta^4 + 2,36283 \cdot 10^{-6}\Delta^5 - \\
 & - 7,90923 \cdot 10^{-10}\Delta^6 - 3,0693 \cdot 10^{-11}\Delta^7. \quad (22)
 \end{aligned}$$

Os valores de $B(\Delta)$, determinados através da eq.(22), são apresentados na Tabela 5.

CURVA DE AMPLITUDE-DISTÂNCIA PARA ONDAS P

O gráfico dos valores de $\log(A/T)$ para as faixas de distância epicentral, relativo à média das magnitudes dos sismos utilizados, calculados através da eq.(21), é mostrado na Fig. 9. Nessa figura está incluída a curva de Gutenberg-Richter, para comparação.

A forma da curva de amplitude-distância de-

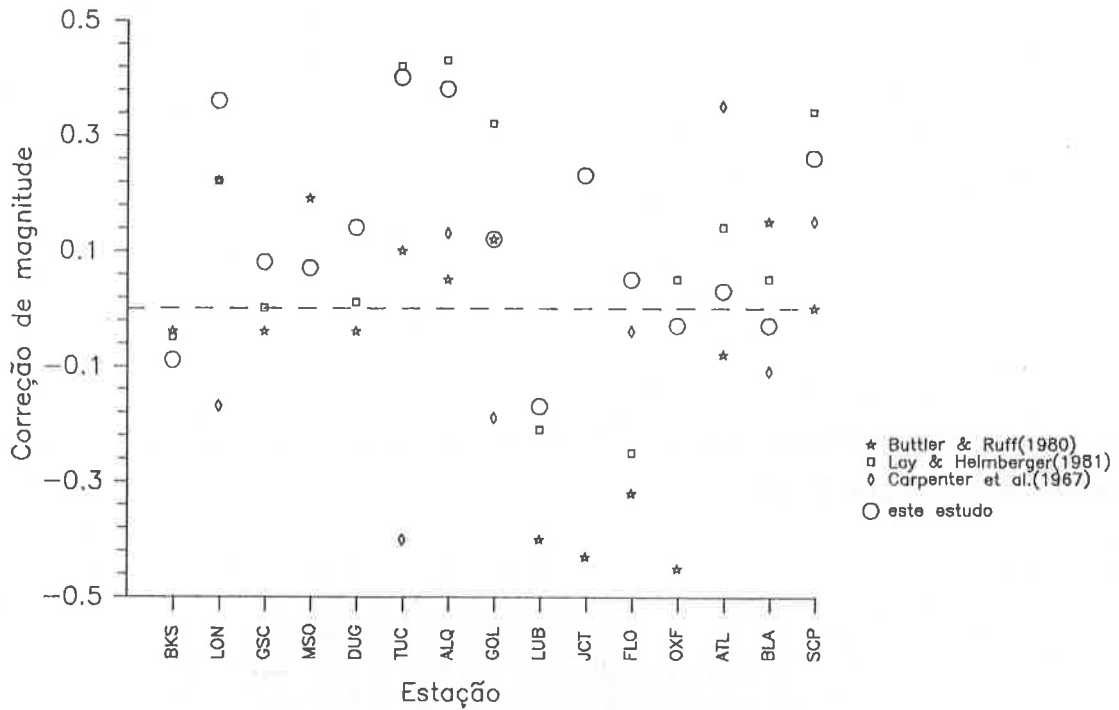


Figura 7. Comparação das correções de magnitude de algumas estações norte-americanas de período curto, utilizadas neste estudo.

Magnitude corrections comparison of some North American short period stations used for this study.

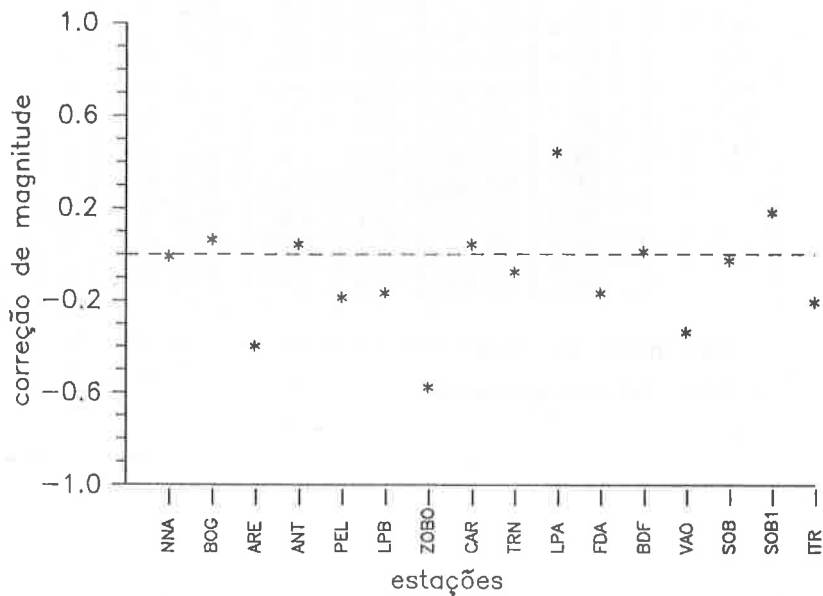


Figura 8. Correções de magnitude das estações sul-americanas de período curto utilizadas neste estudo.

Magnitude corrections of the South American short period stations used for this study.

Tabela 4. Fator $B(\Delta)$ para período curto, por faixa de 5° de distância epicentral, com limite de confiança 95%.
Short period factor $B(\Delta)$ for 5° epicentral distance intervals (95% confidence limit).

FAIXA	D.EP. ($^\circ$)	$B(\Delta)$ -95%	$B(\Delta)$	$B(\Delta)$ +95%
1	0 - 5	5,02	5,45	5,88
2	5 - 10	6,03	6,23	6,43
3	10 - 15	6,13	6,30	6,47
4	15 - 20	6,26	6,42	6,58
5	20 - 25	6,31	6,45	6,59
6	25 - 30	6,41	6,55	6,69
7	30 - 35	6,40	6,56	6,72
8	35 - 40	6,42	6,57	6,72
9	40 - 45	6,50	6,66	6,82
10	45 - 50	6,54	6,70	6,86
11	50 - 55	6,45	6,61	6,77
12	55 - 60	6,61	6,73	6,85
13	60 - 65	6,59	6,70	6,81
14	65 - 70	6,68	6,79	6,90
15	70 - 75	6,60	6,71	6,82
16	75 - 80	6,70	6,81	6,92
17	80 - 85	6,71	6,83	6,95
18	85 - 90	6,84	6,96	7,08
19	90 - 95	7,01	7,17	7,33
20	95 - 100	7,19	7,40	7,61

nível médio: $D = 6,73$

d.ep.: distância epicentral

Tabela 5. Valores do fator $B(\Delta)$ ajustados polinomialmente, em função da distância epicentral.
Factor $B(\Delta)$ values polynomially adjusted as function of the epicentral distance.

Δ	$B(\Delta)$	Δ	$B(\Delta)$	Δ	$B(\Delta)$	Δ	$B(\Delta)$	Δ	$B(\Delta)$
0	5,28	21	6,48	42	6,63	63	6,72	84	6,90
1	5,43	22	6,49	43	6,63	64	6,72	85	6,93
2	5,54	23	6,49	44	6,64	65	6,72	86	6,96
3	5,71	24	6,50	45	6,65	66	6,72	87	6,99
4	5,82	25	6,50	46	6,66	67	6,72	88	7,02
5	5,92	26	6,51	47	6,67	68	6,72	89	7,05
6	6,01	27	6,51	48	6,67	69	6,73	90	7,09
7	6,08	28	6,52	49	6,68	70	6,73	91	7,13
8	6,15	29	6,53	50	6,69	71	6,73	92	7,17
9	6,20	30	6,53	51	6,69	72	6,74	93	7,20
10	6,25	31	6,54	52	6,70	73	6,74	94	7,24
11	6,29	32	6,54	53	6,70	74	6,75	95	7,28
12	6,33	33	6,55	54	6,71	75	6,75	96	7,32
13	6,36	34	6,56	55	6,71	76	6,76	97	7,36
14	6,39	35	6,57	56	6,71	77	6,77	98	7,39
15	6,41	36	6,57	57	6,71	78	6,79	99	7,42
16	6,43	37	6,58	58	6,72	79	6,80	100	7,45
17	6,44	38	6,59	59	6,72	80	6,82		
18	6,45	39	6,60	60	6,72	81	6,84		
19	6,46	40	6,61	61	6,72	82	6,86		
20	6,47	41	6,62	62	6,72	83	6,88		

Δ - distância epicentral, em graus.

D - 6,73

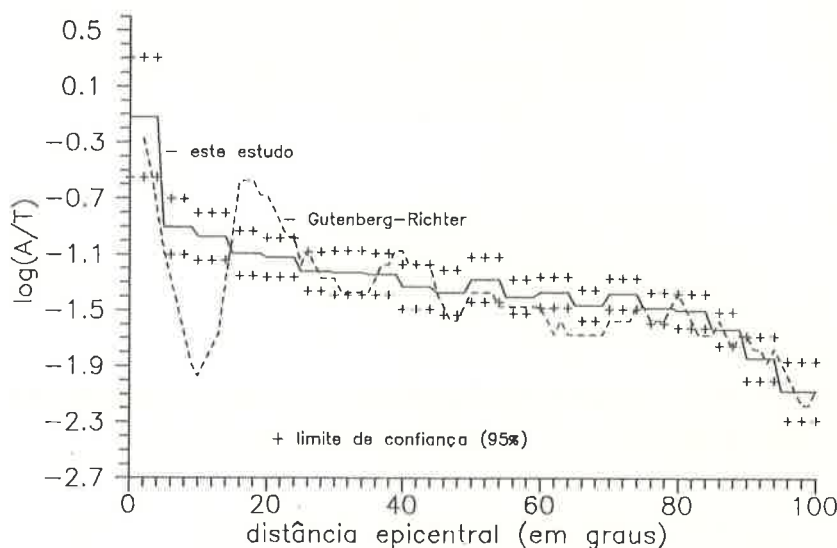


Figura 9. Curva de amplitude-distância, com limites de confiança de 95%, por faixa de 5° de distância epicentral, comparada com a de Gutenberg-Richter.

Amplitude-distance curve with 95% confidence limits, for 5° epicentral distance intervals, compared with the Gutenberg-Richter curve.

pende do espalhamento geométrico, que é independente da frequência, e da atenuação anelástica, que depende da frequência.

O efeito da atenuação anelástica sobre a forma da curva depende de como $t^* = t/Q_{MÉDIO}$ (onde t é o tempo de percurso e $Q_{MÉDIO}$ é o valor médio do fator de qualidade Q ao longo do raio sísmico) varia com a distância epicentral (Carpenter, 1966). Se t^* é independente da distância, o efeito da atenuação anelástica em qualquer frequência e a qualquer distância epicentral é constante; diferindo, para cada frequência, esse valor constante da atenuação. Sendo assim, a forma da curva não se altera e somente o nível de referência da curva é afetado. Carpenter (1966) sugere para distâncias telessísmicas $t^* \approx 1,0s$; Carpenter e Flinn (1965) sugerem $t^* \approx 0,8s$ e Douglas et al. (1973) usaram valores de t^* na faixa de 0,4s a 1,0s.

O efeito do decaimento da amplitude devido

ao espalhamento geométrico desde a fonte é uma função da distância somente. Se a Terra fosse um meio homogêneo e perfeitamente elástico, esse seria o único efeito de amplitude-distância observado. Como mostra Carpenter (1966), o efeito dominante sobre a forma da curva de amplitude-distância na faixa de 30°-100° é devido ao espalhamento geométrico.

A dispersão das ondas de volume torna-se significativa no manto superior e na crosta, não-homogêneos, e na faixa de 0°-30° várias fases P chegam muito próximas (devido à triplicação da curva de tempo de percurso). Nessa faixa, a amplitude observada depende não só do espalhamento geométrico e da atenuação, mas também do grau de interferência entre as várias chegadas (Booth et al., 1974).

Conforme menciona Booth (1971), a porção da curva de Gutenberg-Richter para distâncias abaixo de 30° foi obtida a partir de explosões, o que implica sinais ricos em componentes de alta frequência. A

atenuação e o espalhamento para sinais sísmicos de explosões e de sismos naturais são diferentes, em virtude da diferença na quantidade dessas componentes de alta frequência. Isso pode explicar porque, na curva de Gutenberg-Richter: a) em torno de 10° , há um forte decaimento até um valor mínimo, devido à atenuação dos sinais na camada de baixa velocidade presente (sob as áreas de atividades sísmicas na Terra); b) entre 15° e 20° , há um pico, causado pela focalização dos sinais pela descontinuidade de velocidade na zona de transição.

Além de 90° , o núcleo da Terra tem um efeito sobre as amplitudes das ondas registradas em uma estação. O núcleo atua como um obstáculo que difrata as ondas. Sinais de período curto não são difratados tanto quanto os sinais de período longo e, assim, a amplitude de ondas sísmicas difratadas declina mais rapidamente, com o aumento da frequência, para fora dos limites da zona de sombra do núcleo a 103° . Assim, para distâncias maiores que 90° , além da atenuação por espalhamento geométrico e por absorção anelástica, há um efeito adicional, dependente da frequência, sobre o decaimento dos valores de amplitude-distância. Cleary (1967) mostrou que as amplitudes de período curto decrescem além de 85° e que isso está de acordo com a teoria de difração.

Pode-se observar na Fig. 9 que a nova curva de amplitude-distância tem boa concordância com a curva de Gutenberg-Richter (1956), dentro dos limites de confiança de 95%, para distâncias maiores que 25° . Na faixa de 0° - 25° a curva reflete a influência do manto superior e da crosta. Dentro da faixa de 25° - 80° a nova curva é aproximadamente um patamar, apresentando algumas pequenas variações. Essa parte quase horizontal da curva indica que os sinais foram sujeitos a atenuações anelásticas iguais, significando que dentro dessa faixa de distância epicentral a atenuação anelástica não é uma função da distância e que o efeito maior de atenuação é devido ao espalhamento geométrico. Isso pode ser explicado

pelo modelo de Carpenter de t^* constante. Além de 85° a curva reflete a influência da proximidade do núcleo. Observa-se no gráfico da Fig. 9 que a curva de Gutenberg-Richter apresenta-se mais irregular em comparação à nova curva. Na Fig. 10 estão incluídas as curvas de Veith & Clawson (1972) e de Booth et al. (1974) para efeito de comparação. Veith & Clawson (1972) determinaram valores do fator $B(\Delta)$ a partir de dados sísmicos de explosões nucleares nos Estados Unidos. Utilizaram, portanto, dados de fontes pontuais, radialmente simétricas e superficiais. Booth et al. (1974) utilizaram dados de ondas P de sismos rasos, registrados por estações de período curto e período longo, e determinaram os valores de $B(\Delta)$ com a aplicação do método de Carpenter et al. (1967).

A curva dos valores de amplitude-distância, calculados com os valores do fator $B(\Delta)$ ajustados, é apresentada na Fig. 11. Pode-se observar que a curva é aproximadamente um patamar dentro da faixa de distância epicentral de 20° a 80° .

CURVA DE AMPLITUDE-DISTÂNCIA E TEMPO DE PERCURSO PARA ONDAS P DE PERÍODO CURTO

Carpenter (1966) apresenta a equação, estabelecida a partir de dados sísmicos de explosões nucleares registradas na faixa de 30° a 100° de distância epicentral, que, segundo Cleary (1967), é uma boa aproximação para a relação entre amplitude e tempo de percurso:

$$A(\Delta) = k[(\sin \Delta)^{-1}(dT/d\Delta)|d^2T/d\Delta^2|]^{1/2}, \quad (23)$$

onde k é uma constante. Utilizando-se os valores de $dT/d\Delta$ e $d^2T/d\Delta^2$ de Cleary-Hales (1966, apud Cleary, 1967), na faixa de 32° a 95° de distância epicentral, e a constante k ajustada para o nível médio dos valores de $A(\Delta)$. A Fig. 12 mostra a curva de amplitude-distância dada pela equação de Carpenter e a obtida pela eq.(21) deste estudo. Pode-se afirmar

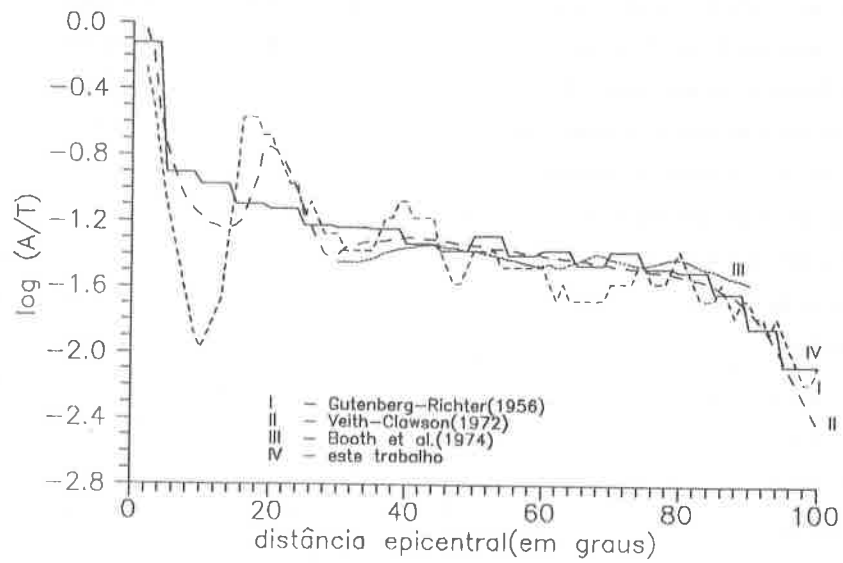


Figura 10. Comparação da curva de amplitude-distância deste estudo com as de outros autores.
Amplitude-distance curve comparison between this study and other studies.

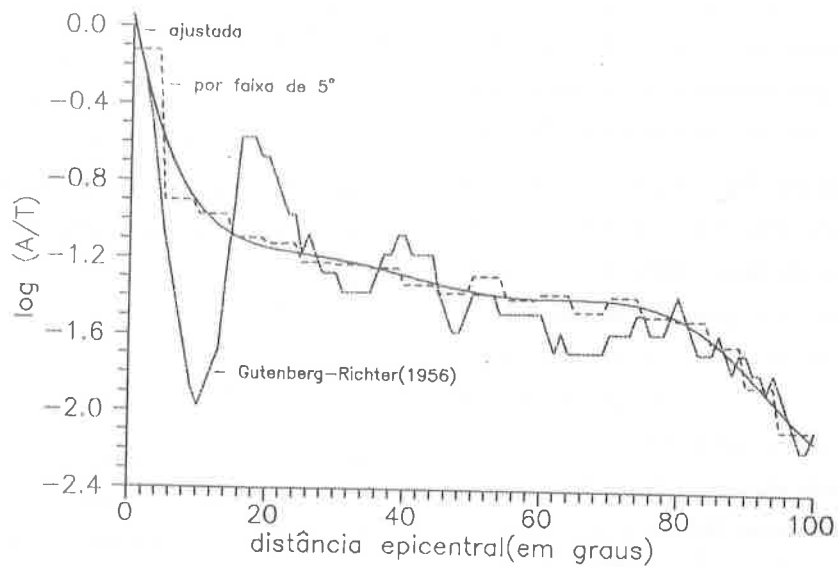


Figura 11. Curva de amplitude-distância determinada com os valores do fator $B(\Delta)$ ajustados polinomialmente.
Amplitude-distance curve determined with the factor $B(\Delta)$ polynomially adjusted values.

que a concordância entre as curvas é razoavelmente boa além de 39° . Cleary (1967) afirma que a divergência da curva dada pela eq.(23), para distâncias menores que 39° , pode ser devida a não-validade da equação para essas distâncias ou porque o tempo de percurso é perturbado por inomogeneidades de velocidades no manto.

MAGNITUDES DOS SISMOS UTILIZADOS

As magnitudes m_b para cada estação foram calculadas com a eq.(8). A magnitude de cada sismo foi determinada pela média das magnitudes das estações e calculado o desvio padrão. Utilizando-se a equação de Gutenberg- Richter (eq.(1)) e seguindo-se o mesmo procedimento já mencionado, a magnitude m_b de cada sismo e os desvios padrões foram calculados. Os valores assim determinados são apresentados na Tabela 6. As determinações das magnitudes m_b com a equação de Gutenberg-Richter, para cada estação, foram feitas de duas maneiras: 1) sem aplicação de correção de estação para magnitude e 2) com aplicação de correção de estação para magnitude, utilizando-se os dados dos efeitos de estação determinados neste estudo. Para cada caso, foi aplicado o teste estatístico, teste F (Press et al., 1989), para se verificar se as variâncias para as magnitudes m_b de Gutenberg-Richter e as deste estudo apresentavam-se significativamente diferentes. O valor de F determinado é menor quando são utilizadas as correções de estação para magnitude (vide Tabela 6). Isso significa que, em relação às magnitudes dos sismos determinadas através do método apresentado neste estudo, os valores das magnitudes m_b de Gutenberg-Richter, com aplicação de correções de estação, são menos dispersos. Pode-se observar a variação na dispersão dos valores das magnitudes m_b determinadas com as equações usuais, em relação aos valores de m_b determinadas pelo método apresentado neste estudo, no gráfico da Fig. 13.

COMENTÁRIOS

A aplicação do método de Carpenter et al. (1967) possibilita a determinação, de forma bastante conveniente, de correções de magnitudes sísmicas para estações sismográficas de período curto.

A partir dos efeitos de distância epicentral, a curva da função de calibração pode ser obtida, possibilitando, com a aplicação das correções de magnitude, boa determinação das magnitudes nas estações. Por "boa determinação" quer-se dizer que o desvio padrão da magnitude do sismo, tomada como sendo a média das magnitudes nas estações, é geralmente menor do que o obtido quando as magnitudes são determinadas através das equações usuais. A aplicação do teste estatístico F (razão das variâncias) comprova esta afirmação.

Para a determinação da magnitude de cada sismo, quando se aplica o método de Carpenter et al.(1967), pode-se utilizar os efeitos de fonte sísmica, conforme a eq.(15). Essa é uma forma bastante simples e conveniente de se determinar a magnitude de um sismo.

Sendo melhores as determinações das magnitudes sísmicas obtidas através da aplicação do método de Carpenter et al. (1967), a curva de amplitude-distância, que se obtém para período curto, é bastante confiável.

CONCLUSÕES

a) As correções de estação para magnitude, determinadas neste estudo para estações norte-americanas, apresentaram boa concordância com as determinadas por outros autores. Os efeitos de estação, para essas mesmas estações, mostram a tendência, já observada por diversos pesquisadores, de que na parte oeste dos Estados Unidos as estações apresentam predominantemente efeitos negativos e na parte central e leste as estações apresentam predominate-

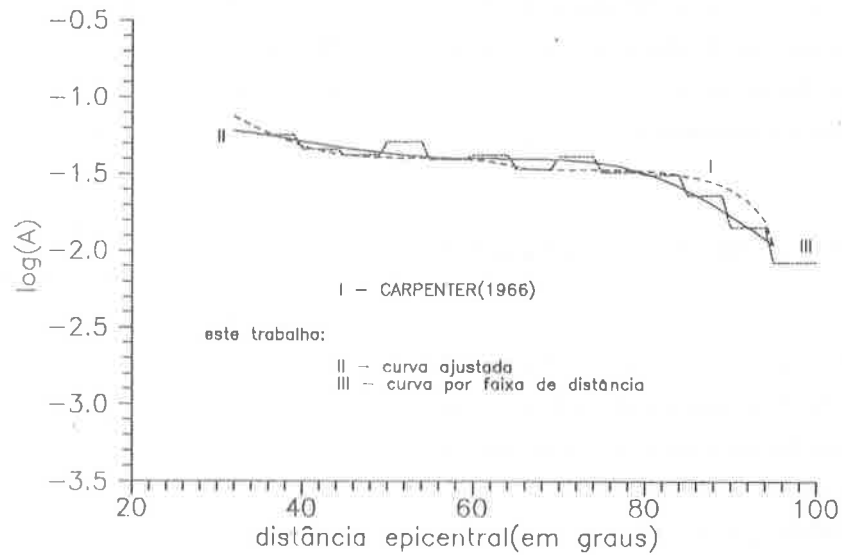


Figura 12. Comparação entre as curvas de amplitude-distância, para ondas P de período curto, determinada através da equação de Carpenter (eq.(23)) e a deste estudo.
Short period P-wave amplitude-distance curve determined by Carpenter equation (eq.(23)) compared to this study.

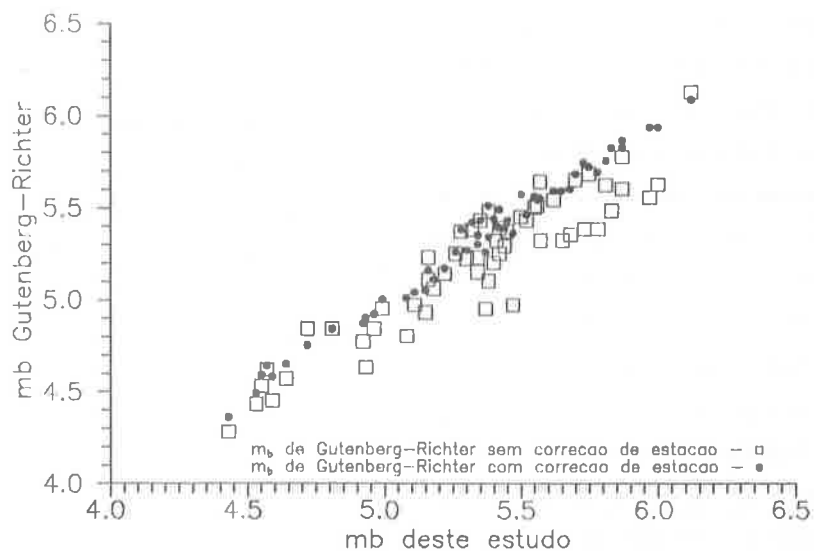


Figura 13. Correlação entre as magnitudes m_b determinadas com a equação de Gutenberg-Richter (com e sem correção de estação) e os valores de m_b determinados pelo método deste estudo.

m_b magnitudes determined by Gutenberg-Richter equation (with and without station correction) correlated with m_b values from this study.

Tabela 6. Valores das magnitudes m_b dos sismos estudados, determinados com a equação de Gutenberg-Richter (sem e com correção de estação) e através do método de Carpenter et al. (1967).

m_b values for studied events determined by Gutenberg-Richter equation (with and without station correction) and by Carpenter et al. (1967) method.

N	$M_b \pm d_p(*)$	$M_b \pm d_p(\#)$	$M_b \pm d_p(\&)$	N	$M_b \pm d_p()$	$M_b \pm d_p(\#)$	$M_b \pm d_p(\&)$
1	4,84±0,31	4,92±0,23	4,96±0,25	29	5,38±0,36	5,42±0,30	5,32±0,29
2	5,39±0,24	5,49±0,24	5,42±0,22	30	6,12±0,31	6,08±0,33	6,12±0,34
3	4,63±0,29	4,90±0,18	4,93±0,25	31	5,48±0,27	5,51±0,24	5,38±0,20
4	4,57±0,41	4,65±0,35	4,64±0,29	32	4,95±0,35	5,00±0,31	4,99±0,23
5	4,77±0,29	4,87±0,23	4,92±0,24	33	5,37±0,30	5,43±0,30	5,45±0,35
6	4,84±0,24	4,84±0,21	4,81±0,22	34	5,25±0,28	5,26±0,35	5,26±0,29
7	4,62±0,37	4,64±0,26	4,57±0,21	35	5,29±0,29	5,39±0,29	5,44±0,23
8	4,45±0,25	4,58±0,19	4,59±0,19	36	5,32±0,40	5,55±0,23	5,57±0,19
9	4,53±0,41	4,59±0,36	4,55±0,33	37	5,38±0,35	5,74±0,46	5,73±0,43
10	4,43±0,36	4,49±0,28	4,53±0,27	38	5,15±0,61	5,35±0,51	5,34±0,49
11	5,43±0,29	5,43±0,22	5,35±0,22	39	5,55±0,28	5,93±0,12	5,97±0,10
12	4,84±0,37	4,75±0,23	4,72±0,24	40	5,51±0,14	5,54±0,09	5,56±0,03
13	5,64±0,33	5,55±0,26	5,57±0,25	41	4,95±0,39	5,26±0,16	5,37±0,18
14	5,22±0,33	5,27±0,38	5,30±0,34	42	5,20±0,35	5,44±0,36	5,40±0,38
15	5,50±0,27	5,56±0,28	5,55±0,25	43	5,38±0,28	5,69±0,12	5,78±0,23
16	5,65±0,46	5,68±0,40	5,70±0,35	44	5,48±0,27	5,82±0,09	5,83±0,10
17	5,54±0,56	5,59±0,52	5,62±0,47	45	5,10±0,57	5,34±0,32	5,38±0,34
18	5,37±0,37	5,38±0,35	5,28±0,36	46	5,62±0,32	5,93±0,29	6,00±0,28
19	5,68±0,35	5,72±0,25	5,75±0,26	47	4,97±0,54	5,36±0,48	5,47±0,48
20	4,97±0,28	5,04±0,25	5,11±0,19	48	4,93±0,22	5,05±0,20	5,15±0,12
21	5,14±0,35	5,17±0,29	5,22±0,27	49	4,80±0,85	5,01±0,67	5,08±0,57
22	5,11±0,36	5,16±0,27	5,16±0,29	50	5,62±0,43	5,75±0,44	5,81±0,47
23	5,43±0,22	5,46±0,22	5,52±0,21	51	5,35±1,10	5,60±0,92	5,68±0,82
24	5,06±0,29	5,11±0,23	5,18±0,21	52	5,25±0,53	5,39±0,30	5,42±0,27
25	5,32±0,35	5,40±0,28	5,41±0,24	53	5,60±0,64	5,82±0,49	5,87±0,49
26	5,23±0,33	5,30±0,26	5,34±0,24	54	5,32±0,76	5,59±0,52	5,65±0,54
27	5,23±0,34	5,16±0,32	5,16±0,32	55	5,45±0,39	5,57±0,30	5,50±0,24
28	4,28±0,25	4,36±0,23	4,43±0,33	56	5,77±0,29	5,86±0,43	5,87±0,36

média d_p : $\pm 0,38(*)$ - $\pm 0,31(\#)$ - $\pm 0,30(\&)$.

teste F: 1,140(*) - 1,031(#).

(*) - m_b sem correção de estação (Gutenberg-Richter).

(#) - m_b com correção de estação (Gutenberg-Richter).

(&) - m_b deste estudo.

d_p - desvio padrão.

mente efeitos positivos.

b) O número de estações sismográficas de período curto na América do Sul é reduzido. Das estações sul-americanas, muitas não enviam dados sísmicos aos centros sismológicos internacionais, o que dificulta ou impossibilita o acesso aos dados sismográficos dessas estações. Em virtude disso, o número de estações de período curto utilizadas neste estudo é pequeno. Os efeitos de estação das estações sul-americanas sugerem não haver diferenças sistemáticas entre as estações e evidenciam que o padrão das linhas de isovalores dos efeitos de estação para a América do Sul é diferente do padrão das linhas de isovalores dos efeitos de estação para a América do Norte. A utilização de um maior número de estações poderia, certamente, contribuir para verificação da existência de uma tendência dos efeitos de estação na América do Sul.

c) A curva da função de calibração obtida neste estudo se apresenta em boa concordância com as curvas obtidas por outros autores. Os valores da função de calibração e das correções de estação utilizados permitiram boas determinações das magnitudes sísmicas nas estações. As magnitudes dos sismos estudados, determinadas com a aplicação do método de Carpenter et al. (1967), apresentaram desvios padrões geralmente menores do que os das magnitudes, desses sismos, calculadas com a equação usual de Gutenberg-Richter.

d) A curva de amplitude-distância obtida neste estudo é coerente com a de outros autores e se apresenta menos irregular do que a de Gutenberg-Richter. A curva ajustada polinomialmente evidencia a natureza quase horizontal entre 20° e 85° de distância epicentral. A curva de amplitude-distância, obtida com a equação de Carpenter (1966), eq.(23), utilizando-se os dados das derivadas primeira e segunda de tempo de percurso, em relação à distância epicentral, de Cleary-Hales (1966, apud Cleary, 1967), e a curva ajustada polinomialmente

apresentam entre si boa concordância, além de 39° de distância. Assim, pode-se afirmar que a curva de amplitude-distância, obtida neste estudo, é característica, quanto à forma, para a América do Sul. A utilização de maior número de sismos, de magnitudes m_b maiores, poderia alterar o nível médio dessa curva; porém sua forma provavelmente não sofreria significativa alteração.

e) A aplicação do método de Carpenter et al.(1967) permitiu melhores determinações das magnitudes dos sismos estudados, como mencionado anteriormente. Portanto, pode-se afirmar que:

i) os valores das funções de calibração para período curto, obtidos neste estudo, são adequados para serem utilizados nas determinações de magnitudes m_b de sismos que ocorrem na região da América do Sul, com hipocentros até ≈ 50 km de profundidade, com aplicações das correções de estação para magnitude;

ii) a equação que permite a determinação da magnitude m_b de um sismo, deduzida neste estudo, se apresenta como um método simples e conveniente.

REFERÊNCIAS

- BOOTH, D. C. (1971) Interpretation of Long and Short Period P Wave Amplitude-Distance Curves and Station Residuals - M.Sc. Dissertation - University of Durham.
- BOOTH, D. C.; MARSHALL, P. D. and YOUNG, J. B. (1974) Long and Short Period P Wave Amplitudes from Earthquakes in the Range $0^\circ - 114^\circ$. - *Geophys. J. R. Astr. Soc.* - V. 39, pp. 523-537.
- BUTTLER, R. and RUFF, L. (1980) Teleseismic Short-Period Amplitudes: Source and Receiver Variations - *Bull. Seism. Soc. Am.* - V.70, nº 3, pp. 831-850.

- CARPENTER, E. W.** (1966) A Quantitative Evaluation of Teleseismic Explosion Records - Proc. R. Soc. Lond., A - V.290, pp. 396-407.
- CARPENTER, E. W. and FLINN, E. A.** (1965) Attenuation of Teleseismic Body Waves - Nature, V. 207, pp. 745.
- CARPENTER, E. W.; MARSHALL, P. D. and DOUGLAS, A.** (1967) The Amplitude - Distance Curve for Short Period Teleseismic P Waves - Geophys. J. R. Astr. Soc. - V. 13, pp. 61-70.
- CLEARY, J.** (1967) Analysis of the Amplitudes of Short Period P Waves Recorded by Long Range Seismic Measurements Stations in the Distance Range 30°-102° - J. Geophys. Res. - V. 72, no 18, pp. 4705-4712.
- DOUGLAS, A.; MARSHALL, P. D.; GIBBS, P. G.; YOUNG, J. B. and BLAMEY, C.** (1973) P Signal Complexity Re-examined - Geophys. J. R. Astr. Soc. - V. 33, pp. 195-225.
- DOUGLAS, A.; YOUNG, J. B. and MARSHALL, P. D.** (1981) Some Analyses of P and Rayleigh Waves Amplitudes Observed at North American Stations - Geophys. J. R. Astr. Soc. - V. 67, pp. 305-324.
- GUTENBERG, B. and RICHTER, C. F.** (1956) Magnitude and Energy of Earthquakes - Ann. di Geofis. - V. 9, pp. 1-15.
- LAY, T. and HELMBERGER, D. V.** (1981) Body Wave Amplitude Patterns and Upper Mantle Attenuation Variations across North America - Geophys. J. R. Astr. Soc. - V. 66, pp. 691-726.
- MARSHALL, P. D.; SPRINGER, D.L. and RODEAN, D.L.** (1979) Magnitude Corrections for Attenuation in the Upper Mantle - Geophys. J. R. Astr. Soc. - V. 57, pp. 609-638.
- MENKE, W.** (1984) Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory - Academic Press, Inc. - Orlando, Florida, USA.
- PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOSKY, S. A.; VETTERLING, W. T.** (1989) Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing - Cambridge University Press - New York, USA.
- VEITH, K. F. and CLAWSON, G. E.** (1972) Magnitude from Short Period P Wave Data - Bull. Seism. Soc. Am., V. 62, pp. 435-452.

Submetido em 20.11.91

Revisado em 13.01.93

Aceito em 21.01.93

Editor associado Marco A.B. Botelho