

最大速度振幅の距離減衰の地域性と地震のマグニチュード

著者	野口 伸一
雑誌名	国立防災科学技術センター研究速報
号	86
ページ	1-40
発行年	1990-02-28
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002824/

最大速度振幅の距離減衰の地域性と 地震のマグニチュード

野口伸一*

国立防災科学技術センター

Regional Difference in Maximum Velocity Amplitude Decay with Distance and Earthquake Magnitude

By

Shin'ichi Noguchi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

More than 36,000 maximum velocity amplitudes recorded by short-period vertical instruments (natural period 1 second) at 65 stations in the Kanto-Tokai seismographic network for 1,705 shallow earthquakes (depth ≤ 35 km) are used to investigate the amplitude decay as a function of distance. The observed amplitude data are mostly in the hypocentral distance ranging from about 10 km to 250 km with average distance of about 100 km. The relation between the maximum velocity amplitude A_v (cm/sec) and the hypocentral distance R (km) of individual earthquakes in this distance range are expressed well in a form of regression equation $\log A_v = \beta - \alpha \log R$. We calculate α and β and correlation coefficient r by the method of least squares. For statistical analysis we treat earthquakes only with $N_A \geq 8$ and $r \geq 0.8$, where N_A is the number of amplitude data observed for one earthquake. Using all data we obtain an average α is to be 1.955 in the Kanto-Tokai district. However the average α of earthquakes in a limited area varies remarkably from area to area, ranging from about 1.6 to 2.3. The regional α is relatively small for earthquakes along the coast of the southern Kanto-Tokai district and large for earthquakes in the northern inland area. This regional difference in α is basically due to the existence of the Philippine Sea plate under the Kanto-Tokai district. The amplitude of seismic waves propagating through the high-velocity and high- Q zone in the lithospheric slab decay less rapidly than the one through the low-velocity and low- Q zone in the asthenosphere or in the

* 第2研究部

heterogeneous crust. Then the magnitudes of earthquakes determined through a formula which assume a constant α , have a substance of regional magnitude bias when the discrepancy between α in the formula and one observed actually is considerably large. To determine magnitudes of earthquakes with various α , we introduce a new magnitude M_{NEW} which is defined as the logarithm of the maximum amplitude at a particular distance whatever the α is. Substituting α and β obtained from regression analysis to a known empirical relation between M and the maximum amplitude at $R=100$ km, we obtain the formula as

$$0.85 M_{NEW} - 5.96 = \beta - 2\alpha$$

We find that the routinely determined magnitudes M_{CDP} , which is calculated from a formula with $\alpha=1.73$, are larger than M_{NEW} for small earthquakes and are smaller than M_{NEW} for large earthquakes. This is due to both incorrect distance correction of the M_{CDP} and different distance range of the amplitude data used to determine M_{CDP} between small and large earthquakes. Though the M_{NEW} is an ideal magnitude for local earthquakes, it is not necessarily in practical use since α and β of individual earthquakes have to be calculated precisely from a number of amplitude data covering $R=100$ km. Instead, we define station magnitude formulas by calculating α proper to each station from amplitude data with $R \leq 200$ km. Then the formula of each station magnitude is defined as

$$0.85 M - 5.96 = \log A_v + \alpha \log R - 2\alpha$$

The geographical distribution of α at each station also reveal the lateral variation of the velocity and Q structure beneath the investigated area. The average of the station magnitude calculated from the above formulas give a spatially uniform magnitude for shallow earthquakes in the Kanto-Tokai district.

Key word maximum amplitude decay with distance
earthquake magnitude in the Kanto-Tokai district
inhomogeneous structure

キーワード 最大速度振幅の距離減衰
関東・東海地域の地震のマグニチュード
不均質構造

目 次

1. 序 論	3
2. 最大振幅を用いたマグニチュードの距離補正について	3
3. 最大速度振幅データと M_{CDP}	5
4. 解析方法	11
5. 関東・東海地域の最大速度の平均的距離減衰	15
6. 最大振幅の距離減衰の地域性	19
7. 最大振幅分布パターンの地域性とフィリピン海プレート	22
8. 距離減衰勾配の異なる地震のマグニチュードについて	26
9. 考察・議論	34
10. まとめ	37
謝 辞	38
参考文献	38

1. 序 論

関東・東海地域の微小地震のデータは、国立防災科学技術センターの地震観測網と処理システムにより最近約 10 年間に飛躍的に増大した(例えば、浜田・他, 1982; Okada, 1984; 大竹, 1987; 松村・他, 1988 参照), これにより, この地域を伝播する地震波動データを定量的に解析し, 地震活動や地殻構造を相当詳細に究明することが可能になってきた。

本研究では, これまで蓄積されてきたデータに基づき, (1)最大速度振幅の距離減衰を調べその地域性を明らかにすること, 及びこの結果から, (2)最大速度振幅に基づくマグニチュードの空間的均一性を検討・評価することを目的とする。

関東・東海地域は, 浅い地震のみならずもぐり込む海洋プレート内の深い地震の活動も活発である。また, 地殻・上部マントルの Q と弾性波速度の構造も 3 次元的に複雑である(例えば, Nakanishi and Horie, 1980; Ishida and Hasemi, 1988)。このため, (1)について, 立体的に広い領域を種々様々に伝播する地震波データを, まとめて解析することは簡単ではない。そのため, 本稿では, 震源の深さ 35 km 以浅の主に地殻内の地震を対象とする。

また, (2)について, 現在, 国立防災科学技術センターを含め諸観測機関が報告している微小地震のマグニチュードは, 詳細な研究のためには必ずしも正確とはいえない。例えば, 一つの地震について複数の機関が報告しているマグニチュードが一致しないことは往々にしてある。また, ある地域の地震のマグニチュードの決め方を他の地域に適用すると系統的に異なることがある。これは, (1)の地震波振幅の距離減衰の地域性と密接に関係し, 震源と観測点の位置関係によって地震波伝播経路が異なりマグニチュード決定に影響するためと考えられる。そこで, ここでは(1)の結果に基づき, 地域的な地震のマグニチュードを最大速度振幅から決める際の問題点, 新たに定義の試み, 観測点毎のマグニチュード式等を検討する。

まず次節では, データ解析に必要な関係式をまとめて示す。

2. 最大振幅を用いたマグニチュードの距離補正について

Wadati (1931)は日本付近の地震について最大振幅の距離減衰を調べ, その平均曲線を導いて顕著な地震の分類や浅い地震と深い地震の区別に用いた。Richter (1935)により初めて導入されたマグニチュード M の定義は, この Wadati (1931)の方法にヒントを得ている。震源距離(あるいは震央距離) R における地動最大振幅 A と M の関係は,

$$\log A = M - B(R) + C \quad (1)$$

と表される。ここで, $\log A$ は A の常用対数, $B(R)$ は地震波伝播による振幅減衰の距離補正の項で Richter (1935)には表として与えられている, C は観測点近傍の地盤特性や計器の設置

条件の補正項である。正確な M の決定のためには、特に $B(R)$ が基準のスケールとして合理的に定義されていることが極めて重要である。また、適用される M の範囲や地域、用いる地震計、震源の深さ等は、もとの定義に忠実な範囲に限定されるべきである (Richter, 1958)。

世界的に観測される地震の $B(R)$ は、凡地球的な地震波伝播特性から決められる (Gutenberg, 1945a, 1945b)。日本付近の比較的大きな地震の M を与える気象庁のマグニチュードの $B(R)$ は、坪井 (1954) により、日本周辺の浅い地震について観測された全国5箇所の気象官署の最大振幅データを用いて導かれた。

微小地震の $B(R)$ は、最大振幅の観測範囲が狭くなるため、地域的な地震波伝播特性を反映したものが necessary になる。渡辺 (1971) によるマグニチュード式は、現在国立防災科学技術センターの地震データに適用されている。

地震波伝播の理論から、 $B(R)$ は次のように導かれる。まず、震源距離 R (km) における周波数 f (Hz) の地震波振幅 A は一般に、

$$A(f, R) = D \cdot I(f) \cdot S(f) \cdot C(f) \exp(-\gamma R/R^a), \quad \gamma = \pi f / Qv \quad (2)$$

と表される (例えば、宇津, 1984)。ここで、 D は地震波の方位依存性、 $I(f)$ は地震計の特性、 $S(f)$ は震源スペクトル、 $C(f)$ は観測点下の地殻構造の特性を表す。 Q, v は各々地震波伝播経路の平均の Quality factor と弾性波速度である。取り扱う地震波の卓越周波数がある狭い周波数帯に限られる場合は、 I, S 及び C は一定と仮定し、(2)式の常用対数をとって、

$$\log A(R) = \beta - \kappa R - \alpha \log R, \quad \kappa = \gamma / \ln 10 \quad (3)$$

となる。(1)式と(3)式を比較すると、 $\beta = M + C$ となり、また

$$B(R) = \kappa R + \alpha \log R \quad (4)$$

を得る。また、幾何学的減衰の項は実体波の場合、理論的に $\alpha = 1$ となり、

$$\log A(R) = \beta - \kappa R - \log R \quad (5)$$

を得る。

(3)の一般的な式から出発して、 α と κ を統計的に決めマグニチュード式を導いた例として、例えば中部及び南カリフォルニアの地震についての Bakun and Joyner (1984) 及び Hutton and Boore (1987) がある。また、日本の地震について村松 (1964, 1966) は、(3)式の κ を更に M の関数として扱い M と R の広い範囲の振幅減衰曲線を導いた。

一方、観測の面から、ある距離範囲で最大振幅 A と距離 R が両対数グラフ上ではほぼ直線的関係になる結果が多数得られており、(3)式の右辺第2項を除いた

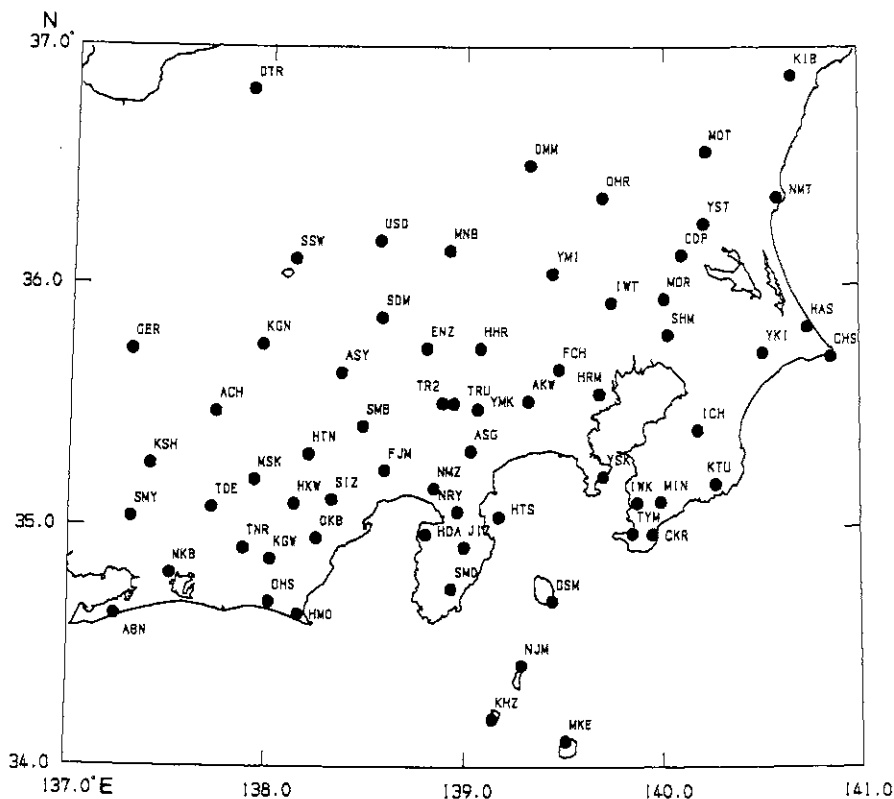


図1 解析に用いた固有周期1秒の上下動地震計が設置されている65の観測点分布。
Fig.1 Distribution of 65 seismic stations used in this study. Vertical velocity type seismographs with natural period 1 second are operating at these stations.

$$\log A(R) = \beta - \alpha \log R \quad (6)$$

が従来の M 決定式でよく用いられてきた。本研究においても、主に(6)式を用いて解析を行なう。

3. 最大速度振幅データと M_{CDP}

解析に用いた観測点は、表 1 と図 1 に示す 65 点である。深度 2,000 m, 3,000 m 級の 3 つの深井戸(高橋・他, 1983; 鈴木・他, 1983; 鈴木・高橋, 1985)を含め、ボーリング縦孔に設置された地震計については表 1 に地表からの設置深度を示してある。大多数の観測点で速度型地震計は固有周期はば 1 秒の上下動と水平動 2 成分が、また一部の観測点では水平動は 1 成分あるいは固有周期 0.2~0.3 秒の水平動が設置されている。本研究で使用するデータは、表 1 の 65 観測点の固有周期 1 秒の上下動地震計で観測された S 波の最大振幅 A_v (単位: cm/

表1 解析に用いた65の観測点分布。最小自乗法から決められた本文(6)式の係数 α , β ($M=3$ に対応), 相関係数の絶対値 r 及び最大振幅のデータ数 N も示す。各観測点のマグニチュード式は, 本文(11)式と α から定義される。

Table 1 List of 65 stations used in this study. Coefficients α , β (corresponding $M=3$) and r were calculated by the method of least squares from equation (6) in the text based on the number of amplitude data N . Magnitude formula at each station is defined by equation (11) in the text using these α .

Station	Code	Latitude °E	Longitude °N	Instru- ment Depth, m	Lithology(Stratum)	1) Vertical Seismograph Frequency Sensitivity Gain Hz v/cm/sec db	2) α	β	r	N		
赤羽根	ABN	34.629	137.234	40	チャート(古生層)	0.97	1.45	57	1.97	6.45	0.93	333
阿智	ACH	35.475	137.738	868	片状ホルンフェルス(三州街道断層破砕帯)	0.99	1.53	66	1.75	6.17	0.83	637
愛川	AKW	35.520	139.318	81	砂岩頁岩互層(白亜紀小仏層群)	0.98	1.63	54	1.89	6.24	0.90	583
南足柄	ASG	35.314	139.028	480	砂岩 足柄層群	0.91	1.46	54	1.78	6.33	0.92	633
芦安	ASY	35.635	138.373	800	(細形山面層群)*	0.98	1.59	60	2.11	6.91	0.92	631
構内	CDP	36.122	140.093	26	粗粒玄武岩(貫入岩類)	0.93	1.50	63	2.26	7.05	0.88	717
銚子	CHS	35.702	140.855	52	泥岩(銚子層群)	1.06	1.14	51	1.87	6.13	0.96	302
十倉	CKR	34.967	139.949	71	泥岩(三浦層群)	1.01	2.09	48	2.38	7.21	0.84	283
塩山	ENZ	35.736	138.805	896	花崗閃緑岩(徳和型)	1.0	1.5	54	2.50	7.64	0.93	899
府中	FCH	35.651	139.474	44	砂岩頁岩互層(小仏層群)	1.07	2.17	70	1.73	5.93	0.89	106
富士宮	FJM	35.233	138.597	138	火山礫・未固結火山灰	1.01	1.52	48	2.00	6.59	0.92	345
下呂	GER	35.727	137.305	620	凝灰流紋岩(中生代後期)	0.99	1.52	69	1.84	6.31	0.90	561
波崎	HAS	35.826	140.736	6	泥岩・砂岩・礫岩(三浦層群)	1.04	1.45	54	1.95	6.44	0.95	433
戸田	HDA	34.965	138.805	36	両輝石安山岩	1.06	1.65	63	1.94	6.27	0.88	617
檜原	HHR	35.735	139.076	595	砂岩(中生代~古生代)	1.11	1.25	66	2.15	6.91	0.88	982
本川根	HKW	35.093	138.138	449	砂岩頁岩互層(四万十層群)	0.97	1.49	63	1.79	6.10	0.86	670
英岡	HMO	34.631	138.159	37	砂岩(中新世相良層部)	0.97	1.61	45	2.00	6.72	0.92	295
川崎	HRM	35.551	139.679	4	砂岩・砂質シルト互層(上総層群)	1.0	1.76	38.5	1.97	6.50	0.95	89
畑薮	HTN	35.300	138.211	855	(四万十層群下部)*	0.98	1.63	63	2.76	8.30	0.88	618
初島	HTS	35.039	139.172	10	玄武岩質熔岩	0.96	1.44	48	2.04	6.59	0.96	414
市原	ICH	35.401	140.177	32	細粒砂岩(上総層群長南層)	1.02	1.42	42	2.17	7.07	0.94	238
岩井北	IKW	35.098	139.871	50	砂岩(三浦層群)	1.03	1.88	54	2.36	7.19	0.90	128
岩槻	IWT	35.326	139.738	9	変成岩類(三波川変成岩類)	1.04	2.45	70.6	2.19	6.95	0.80	769
中伊豆	JIZ	34.913	138.997	263	凝灰岩質砂岩(新第三紀)	0.99	1.87	60	1.86	6.42	0.94	638
駒ヶ根	KGN	35.752	137.972	630	黒雲母花崗岩(須家変成帯)	1.00	1.40	63	1.85	6.12	0.89	698
掛川	KGW	34.863	138.022	168	粘板岩(三倉層群原田層)	0.97	1.51	63	1.83	6.11	0.91	562
神津島	KHZ	34.196	139.139	53	流紋岩熔岩(面房火山)	0.95	1.66	30	1.56	5.01	0.74	162
北沢城	KIB	36.878	140.658	396	花崗閃緑岩(貫入岩類)	0.98	1.70	63	1.34	5.21	0.58	313
串原	KSH	35.258	137.409	440	花崗閃緑岩(須家武面花崗岩)	1.08	1.42	69	1.59	5.74	0.88	561
勝浦	KTU	35.177	140.269	96	泥岩(新第三紀上総層群後花層)	0.96	1.62	42	2.23	7.06	0.95	319
須岡	MJN	35.102	139.990	150	砂岩泥岩互層(網走層群)	1.01	1.62	57	2.30	6.82	0.83	356
三ヶ日	MKB	34.802	137.514	61	砂岩・粘板岩(井伊谷層)	0.99	1.62	60	1.66	5.83	0.90	529
三宅島	MKE	34.106	139.510	166	主成層火山*	0.97	1.58	39	1.54	5.97	0.80	229

表 1 (続き)
Table 1 (continued)

Station	Code	Latitude °E	Longitude °N	Altitude m	Instru- ment Depth, m	Lithology(Stratum)	1)	Vertical Seismograph Frequency Sensitivity Gain Hz v/cm/sec db	α	β	γ	N
方場	MNB	36.141	138.917	895	0	花賀片岩 (三波川結晶片岩上部層群)		1.05	1.28	5.88	0.84	921
守谷	MOR	35.942	140.005	21	20	(沖積層)		1.01	1.84	3.21	9.09	71
茂木	MOT	36.554	140.217	140	0	(新第三系茂木層) *		1.14	1.28	1.79	6.48	614
水窪	MSK	35.133	137.939	833	79	頁岩 (四方土系層群)		0.96	1.51	1.90	6.38	547
新島	NJM	34.420	139.288	50	0	流紋岩質新島山燄岩		0.96	1.74	2.06	6.84	194
那珂湊	NMT	36.362	140.584	23	98	凝灰質シルト岩 (成田層群)		0.97	1.57	1.80	5.52	155
沼津	NMZ	35.158	138.846	210	96	多孔質安山岩 (更新世安山岩燄岩)		1.01	1.56	1.87	6.27	408
韮山	NRV	35.060	138.963	14	105	安山岩質凝灰角礫岩		1	1.62	1.95	6.35	538
大平	OHR	36.360	139.592	250	0	露頭チャート		0.97	1.57	1.99	6.88	875
大須賀	OHS	34.683	138.015	68	135	礫層		1.06	1.45	2.02	6.52	333
岡部	OKB	34.950	138.254	72	102	黒色粘板岩 (古第三紀瀬戸川層群)		1.03	2.02	1.87	6.12	298
大間々	OMM	35.437	139.321	463	0	(足尾層群又はチャート) *		0.99	1.61	1.87	6.48	826
大島	OSM	34.688	139.443	57	101	溶岩・スコリア		1.02	1.57	1.91	6.27	257
小谷	OTR	36.818	137.903	575	0	凝灰流紋岩 (新生代第三紀)		1.00	1.53	2.32	7.29	88
須玉	SDM	35.864	138.577	1376	106	石英砂岩 (貫入岩類)		0.98	1.46	2.03	6.53	785
下総	SHM	35.793	140.024	23	2300	黒色片岩 (三波川変成岩類)		1.02	2.19	2.36	7.28	714
静岡	SIZ	35.112	138.330	179	103	頁岩 (古第三紀瀬戸川層群)		1.02	1.58	2.01	6.43	458
下部	SMB	35.416	138.483	299	97	砂岩配岩互層 (新第三系富士川層群下部系層)		1.01	1.55	1.96	6.31	757
下田	SMD	34.738	138.934	75	88	輝石安山岩 (新第三系白浜層群)		1.02	1.50	1.99	6.44	525
下田	SMY	35.037	137.316	400	97	花崗閃緑岩 (須家帯武節花崗岩)		0.95	1.49	1.74	6.14	578
下瀬訪	SSW	36.106	138.133	1087	100	石英閃緑岩 (新第三紀中新世貫入岩)		0.97	1.54	1.58	5.56	526
天竜	TNR	34.908	137.885	140	74	粘板岩 (中生界三倉層群)		1.03	1.46	1.61	5.80	516
東栄	TOE	35.078	137.724	255	0	砂岩・泥岩 (新第三系北設谷層群東栄系層)		0.96	1.59	2.09	6.89	529
東留	TRU	35.511	138.944	725	160	石英閃緑岩 (貫入岩類)		1.06	1.67	2.19	6.53	827
東留	TR2	35.512	138.887	591	440	(御坂層)		0.99	1.65	2.18	6.75	755
館山	TYM	34.971	139.848	30	0	凝灰質砂岩 (三浦層群)		0.98	1.51	2.44	7.71	345
F田	USD	36.161	138.564	970	0	砂岩 (古生層)		1.00	1.66	2.24	7.45	932
八日市場	YKI	35.719	140.509	36	178	砂岩 (上総層群)		1.04	1.58	1.99	6.68	302
吉見	YMI	36.048	139.440	50	102	角閃岩 (先新第三紀変成岩類)		0.96	1.33	1.41	5.17	81
山北	YMK	35.487	139.063	665	101	石英閃緑岩 (第三紀前中新世貫入岩)		1.06	1.45	2.04	6.43	887
横須賀	YSK	35.208	139.700	10	201	灰白色塊状泥岩 (黄山保田層群)		1.01	1.62	2.11	6.60	257
八郷	YST	36.253	140.206	27	98	斑状黒雲母花崗岩		1.00	1.61	1.86	6.27	665

1) 主に観測点直下、地殻活動観測井工事報告書 (1979-1983, 佐証資料付録), 微小地震観測井工事報告書 (1979-1984, 同左), 地殻活動観測網設置設置地帯調査報告書 (1979-1983, 同左) に基づく。*印は、日本の地質 3: 関東地方 (大森・他編, 1986, 共立出版(株)), 及び日本の地質 4: 中部地方 1 (植村・山田編, 1988, 同左) から該当地域を引用した。

2) 地上設置点は、マークプロック社製 L-40C 型, 地中点は同社 L-40C 型を (株) 明石製作所製 AMS-11 型に組み込んだ地震計。

sec)である(以下、振幅=速度振幅を意味する)。

解析期間は、ほぼ現在の観測網が整った1984年4月1日から1988年12月31日まで、対象領域は $34.5\sim 37.0^{\circ}\text{N}$, $137.0\sim 141.00^{\circ}\text{E}$ 、深さ35 km以浅の地震である。なお、1986年3月下旬から、定常的なデータ処理は地震前兆解析の新システムで行なわれプログラムの充実化が図られてきた(松村・他, 1988; 岡田, 1988)。

以下の解析には、定常処理で計算されるマグニチュード(M_{CDP} とする)が登場するので、ここで M_{CDP} の求め方について触れておく。 M_{CDP} は渡辺(1971)が導いた式によっている。渡辺(1971)は、京都大学阿武山地震観測所ネットの速度型地震計による浅い地震の最大振幅(おもに上下動)から先程の(6)式において $\alpha=1.73$ の平均値を得、さらに、震源距離 $R=100\text{ km}$ の $A_v(\text{cm/sec})$ と坪井(1954)の式による気象庁マグニチュード M との関係を最小自乗法で得た。即ち、

$$\log A_v(R=100) = 0.85M - 5.96 \quad (7)$$

これらの結果から、最大速度振幅による M を

$$0.85M - 2.50 = \log A_v + 1.73 \log R, \quad R \leq 200 \text{ km} \quad (8)$$

$$0.85M - 2.50 = \log A_v + 1.73 \log R + 0.0015(R-200), \quad R > 200 \text{ km} \quad (9)$$

として定義した。これらの式は、 M の係数が1でない以外は、それぞれ(6)式、(3)式の形をしている。通常、ある地震の M は観測点毎に計算したものの算術平均として決められる。(8)式と(9)式を用いた M_{CDP} の決定で、観測点の補正量 C は特に施していない。また、現在のところ適用する震源の深さも限定していない。最大振幅は、一部固有周期0.2秒の地震計のデータも使われ、 P 波か S 波かの区別なく観測されるすべてのデータを用いて M が決められるが、大多数は固有周期1秒の上下動地震計による S 波部分の最大振幅である。

まず、これらの対象地域・期間の最大速度振幅データの中身がどのようなものであるのか、 M_{CDP} と比較して調べる。図2は、 M_{CDP} と1地震あたりの上下動最大振幅の観測数 N_A との関係を $N_A \geq 4$ のデータについて示す。ただし、地震はルーチンの決定法(鶴川・他, 1984)による震源時の計算誤差1.0秒以内、緯度・経度の計算誤差各々3 km以内、深さの計算誤差5 km以内、 P 波と S 波初動読み取り数各々8点及び4点以上の15,420個を選んだ。 $M_{CDP} 1.5\sim 2.5$ の地震が多いが、 $M_{CDP} \leq 3.5$ 位までは N_A は M_{CDP} とともに増加する。例えば、 $M_{CDP} \leq 1.5$ の地震の多くは $N_A \leq 15$ 点程度で、 $M_{CDP}=3$ 前後では N_A のばらつきは大きい最大60点強のデータから M_{CDP} が決められている。 $M_{CDP} 3.5$ 前後を境に、 $M_{CDP} \geq 3.5$ では N_A が減少し、 $M_{CDP}=5$ では $N_A=10$ 程度である。これは、 $M_{CDP} \geq 3.5$ 程度になると、地震計総合倍率の大きい観測点の記録最大振幅がスケールアウトしデータが得られないことによる。

840401-881231 34.50-37.00°N 137.00-141.00°E 0.-35. N=15420

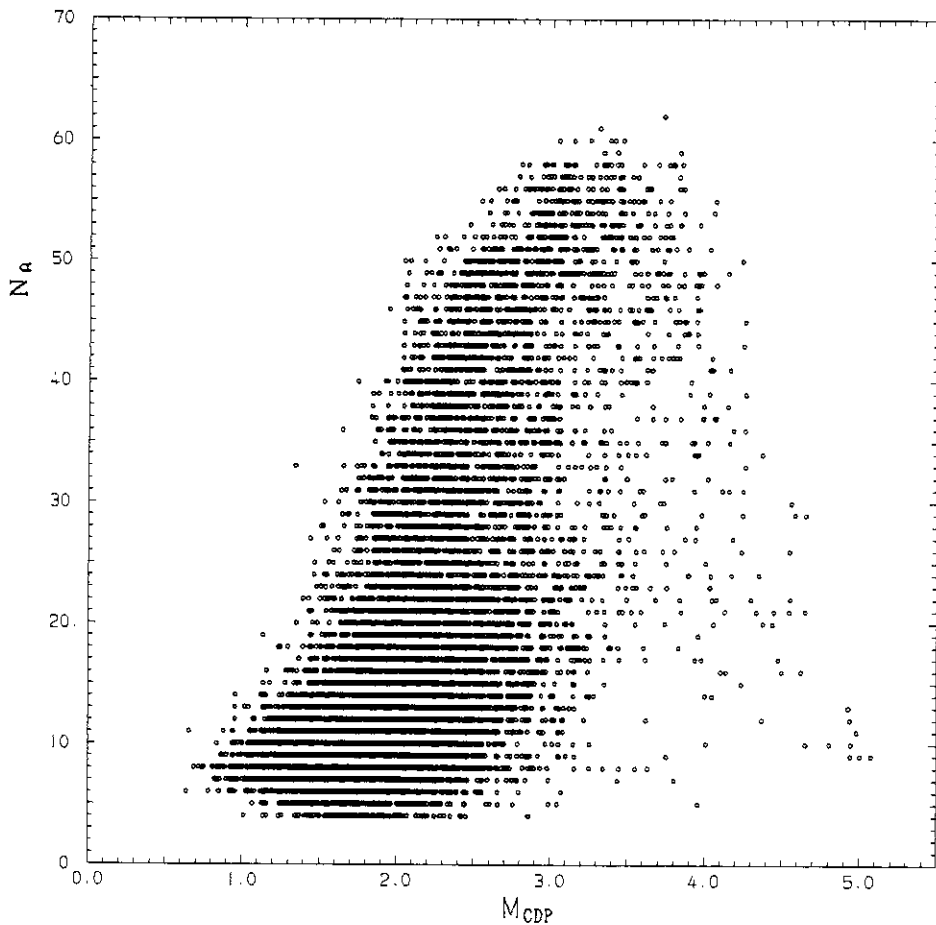


図2 ルーチンのマグニチュード M_{CDP} と1地震あたりの上下動最大振幅の観測点数 N_A との関係

Fig. 2 Relation between routinely determined magnitude M_{CDP} and N_A , where N_A is the number of maximum amplitude observed for an earthquake.

次に、図3は、図2と同じ地震について、 M_{CDP} と最大振幅の観測される震源距離の最小値 R_{MIN} (+印)と最大値 R_{MAX} (○印)の関係を示す。全体として、 R_{MIN} は10 km程度以上、 R_{MAX} は250 km以下の地震が多い。また、 M_{CDP} とともに R_{MAX} が延び $R_{MIN} \sim R_{MAX}$ 範囲が顕著に広がる。しかし、 $M_{CDP} 3.5 \sim 4.0$ 以上では、近い観測点の記録振幅の多くは測定できないため R_{MIN} は遠くなり、 $R_{MIN} \sim R_{MAX}$ 範囲は限られるようになる。

以上、図2と図3は、最大速度振幅の観測点数 N_A と観測範囲 $R_{MIN} \sim R_{MAX}$ が地震の規模 M_{CDP} によって異なることを示している。また M_{CDP} が同じでも、観測点の密な東海地域や伊豆半島周辺の地震と観測網の端の地震とではやはり観測点や範囲は異なる。媒質が均質で最大速度振幅の距離減衰が広く一定であれば、震源域や N_A また R の範囲の違いによる M_{CDP} へ

840401-881231 34.50-37.00°N 137.00-141.00°E 0.-35. N=15420

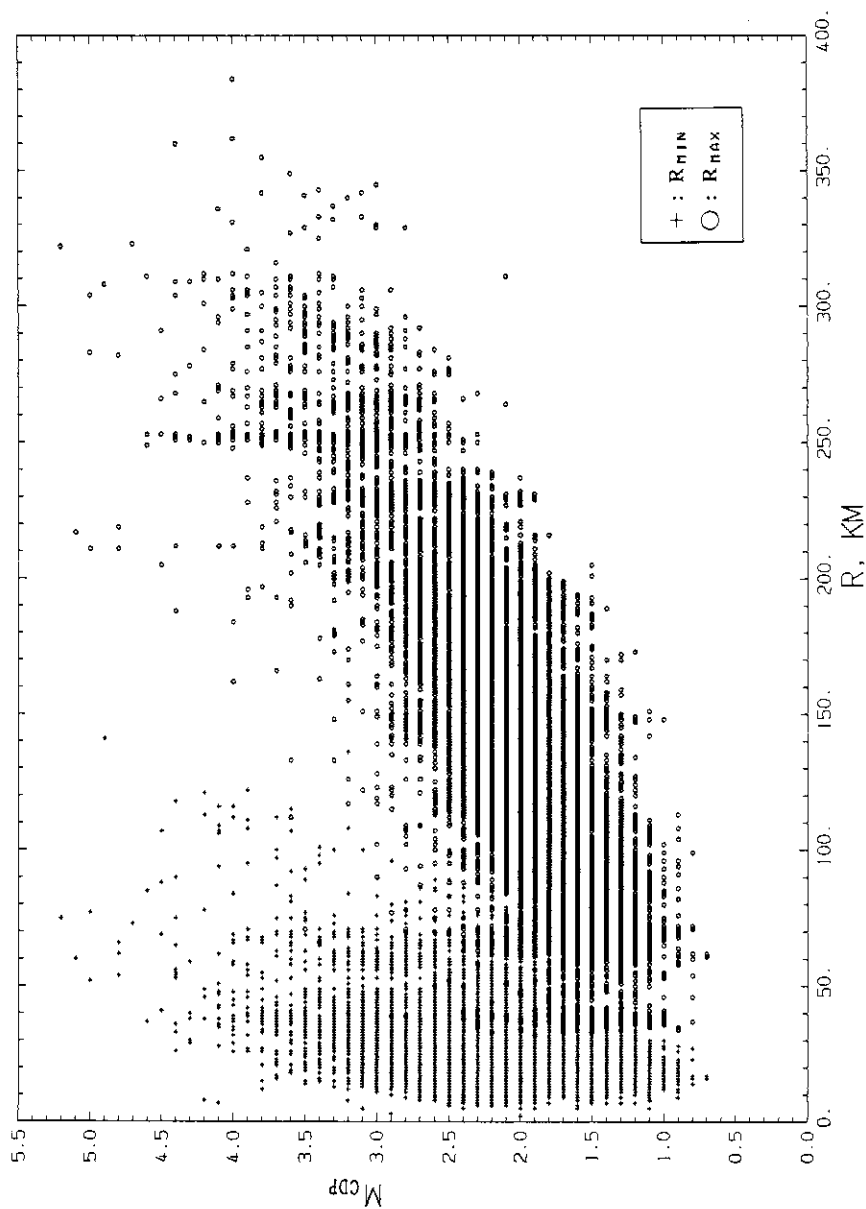


図3 最大振幅が観測される震源距離の最小値 R_{MIN} (+印), 最大値 R_{MAX} (○印) と M_{CDP} の関係
Fig. 3 Relation between M_{CDP} and maximum- and minimum-hypocentral distances, R_{MIN} (cross) and R_{MAX} (circle), respectively.

の影響はあまり問題にならない。しかし、第6節に示すように、最大速度振幅の距離減衰が地域によって相当異なる場合 M_{CDP} への影響は小さくない。

4. 解析方法

図4は、6つの地域(図6, 図11参照)の M_{CDP} 2.0と2.5の地震を例にとり、最大速度振幅 A_v と距離 R の関係を両対数グラフ上に示したものである(○印)。また、同時に各観測点の M_{CDP} を+印で示してある。これらの図から、各地震の A_v は R の狭い範囲ではばらつくが、観測範囲全体ではほぼ直線的に減衰すると見なせる。そこで第2節の(6)式を適用して最小自乗法で $\log A_v$ の $\log R$ への回帰直線を求めた。図中にこの直線と α (alpha), β (beta) および相関係数 r の値を示す。震源域や地震の規模によって A_v の距離減衰の勾配、観測点の分布範囲及び観測点数が異なることがわかる。

以上の例のようにして、図2と図3で調べた15,420個の地震について(6)式の α , β 及び r を計算した。また、同時に(3)式を仮定した時の三つの係数 α , β , x , と r , 及び(5)式を仮定した時の β , x と r も計算した。これら3式の結果を比較すると、データ数が多く観測範囲 R が広い場合は3式とも r が大きい。特に(6)と(3)の結果にあまり差はなく(3)の x は小さな正の値を取る。データ数が少なくばらつきが大きい場合、 r は小さくなるが、パラメータの数が多い(3)の結果のほうが見かけ上(6), (4)より相関がよい。しかし、ある狭い R 範囲にデータが集中し重みがかかる場合、 x は不安定で、 $x < 0$ の結果となり物理的に不合理なこともある。従って、図4のような最大振幅データの距離減衰を定量的に現わす第一近似として、(6)式で十分と考えられる。

図5は、前述の15,000余の地震について、(6)式を用いた時の最大振幅の観測点数 N_A と相関係数の絶対値 r との関係を示す。 N_A が少ない場合、前述のように最小自乗計算結果はデータのばらつきによって変わり、 r がかなり小さい地震も多い。しかし、 N_A とともに r は0.8~0.9の範囲に入る傾向が見られ、統計的にこの程度の相関で $\log A_v$ 対 $\log R$ の直線関係が成り立つことを示している。そのため以下では、 $r \geq 0.80$, $N_A \geq 8$ の地震を取り扱うことにする。しかし、これらの地震(総数6,811個)の震央分布、図6をみると、1984年長野県西部地震や1987年千葉県東方沖地震の余震活動、伊豆半島東沖や大島付近の群発地震のように、いくつかの限られた領域に多数の地震が集中し地域的偏りが著しい。また、それらのデータには短時間に地震活動が集中し記録振幅の識別が必ずしも明瞭でない観測点や、あるマグニチュード範囲に数多く集中する地震が含まれる。このため、特に時間的な集中度とマグニチュードの偏りの著しい図6の6領域についてデータの均質化を行い、最終的に表2のような期間と M_{CDP} 範囲の地震を取り除き、総数1,705個の地震について解析を進める。

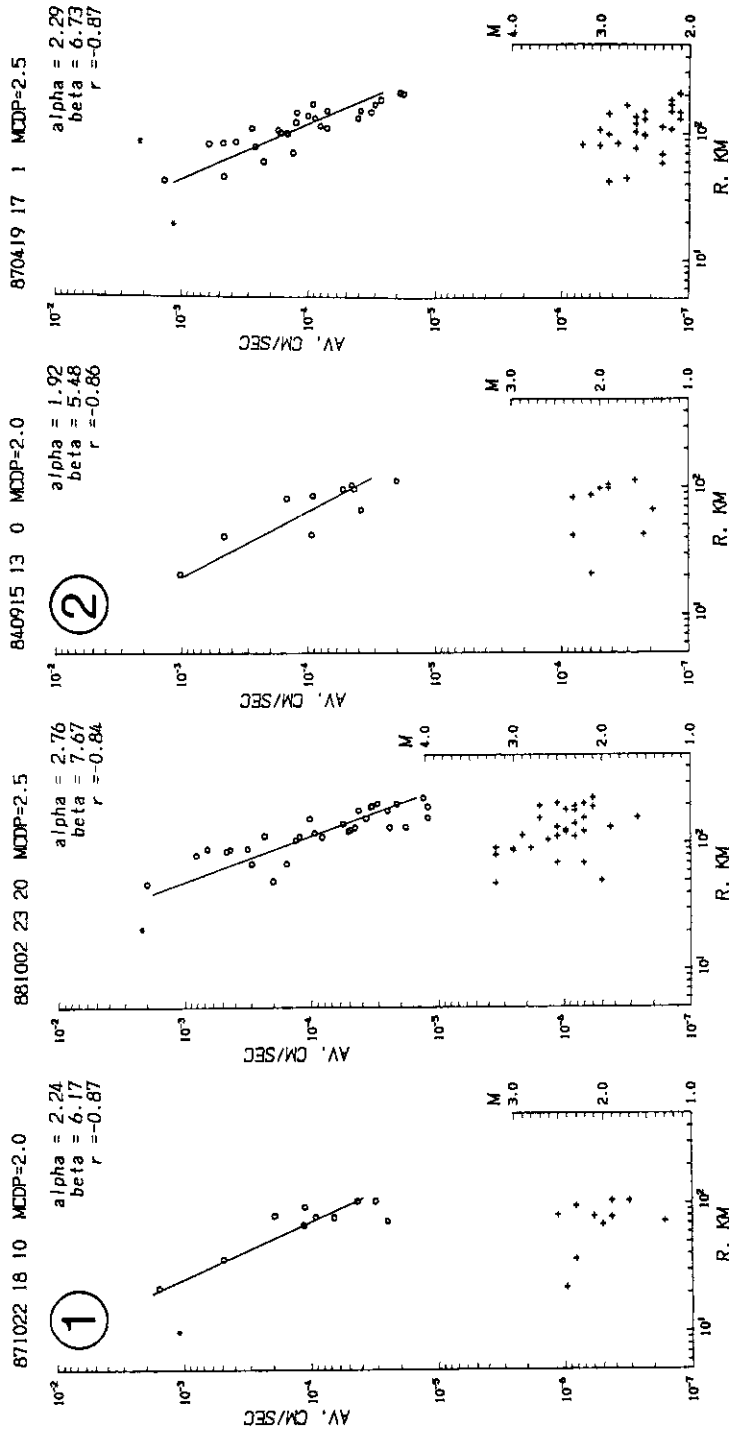


図4 6つの地域(図6, 11参照)の M_{CDP} 2.0 と 2.5 の地震の上下動最大速度振幅 A_v (cm/sec) と震源距離 R (km) の関係 (○印), 及び各観測点のマグニチュードと R の関係(+印). 最大振幅の飽和値は*印で示す. 直線は本文(6)式から最小自乗法で計算した $\log A_v$ と $\log R$ 関係(α (alpha), β (beta), r は図中の値).

Fig. 4 Examples of the maximum velocity amplitude A_v (cm/sec, circle) and M_{CDP} (cross) as a function of hypocentral distance R (km) for earthquakes with M_{CDP} 2.0 and M_{CDP} 2.5 occurred in six regions shown in Figs. 6 and 11. Asterisks correspond to the maximum amplitude saturated. The regression lines and the coefficients α (alpha), β (beta) and correlation coefficient r calculated by the method of least squares from formula (6) in the text are also shown.

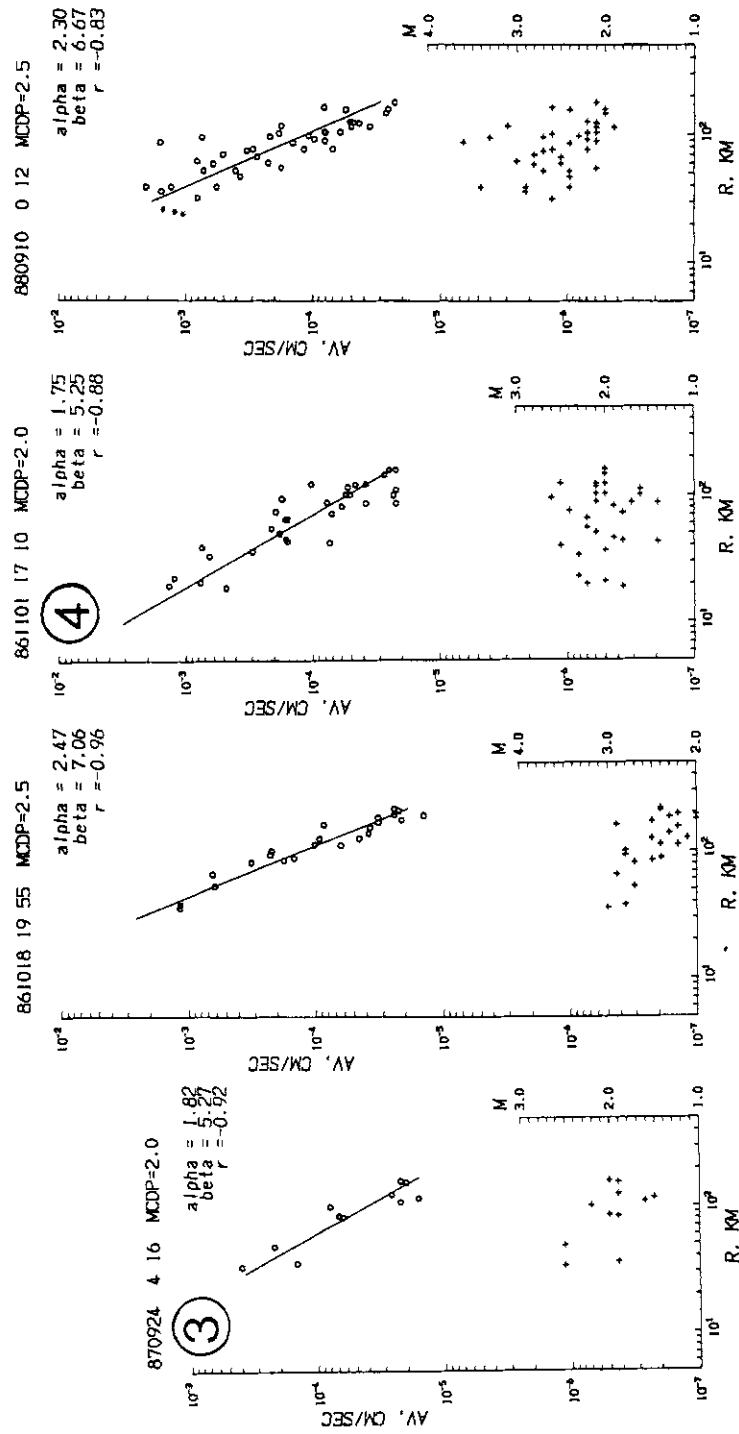


図 4 (続き)
Fig. 4 (continued)

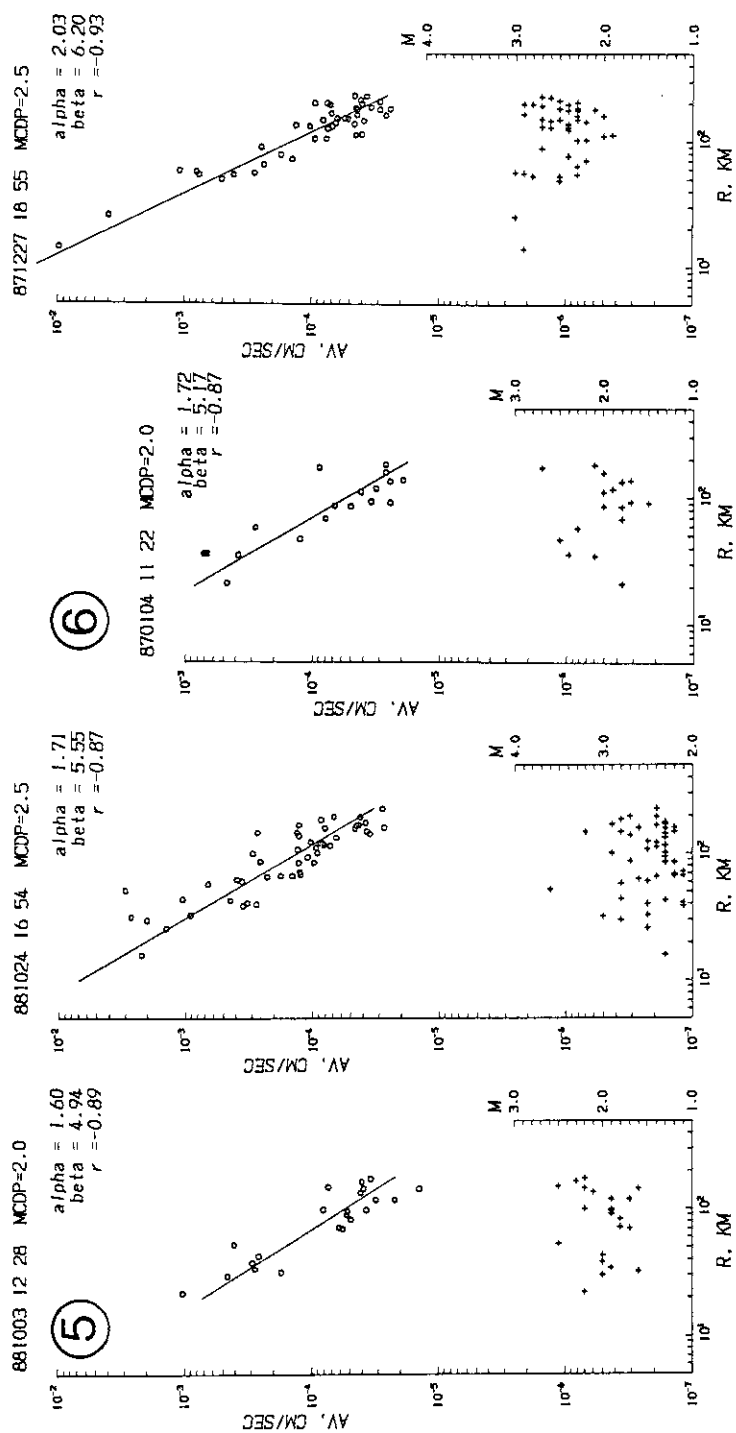


図4 (続き)
Fig. 4 (continued)

840401-881231 34.50-37.00°N 137.00-141.00°E 0.-35. N=14793

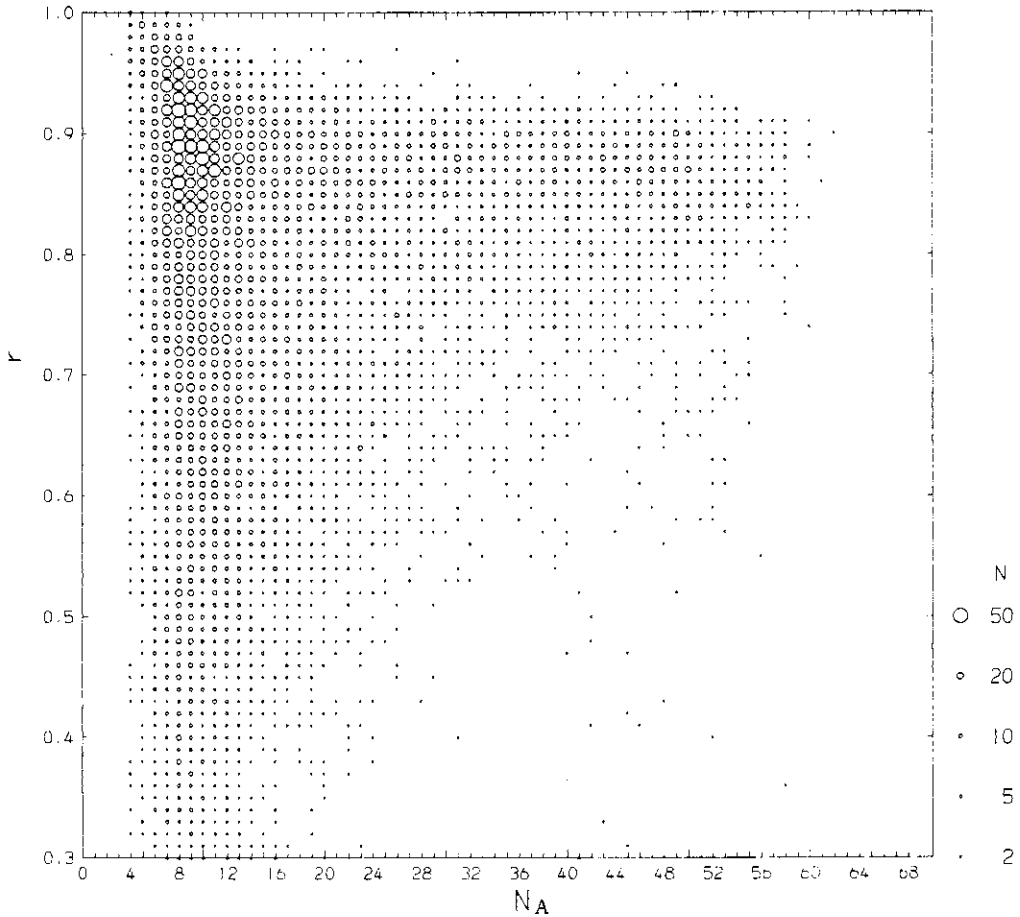


図5 本文(6)式の α , β を最小自乗法で求めるために用いた観測点数 N_A と相関係数の絶対値 r との関係。

Fig. 5 Relation between N_A used to calculate α and β of the formula (6) in the text and r ; the absolute value of correlation coefficient.

5. 関東・東海地域の最大速度振幅の平均的距離減衰

まず、関東・東海地域の全データをひとまとめにして、平均の距離減衰がどの程度かを調べる。そのため、いろいろの規模の地震の最大振幅データを、すべてある基準の M の振幅に変換し重ね合わせる操作を行なう。

マグニチュードの標準として、日本では一般に気象庁マグニチュード(M_{JMA} とする)が用いられるが、 M_{JMA} は何度かの変遷を経ており(例えば、宇津, 1982; 石川, 1987), 大小の地震の尺度のつながり、また特に小地震の M_{JMA} の性格は必ずしも明確ではない。そのため、ここで

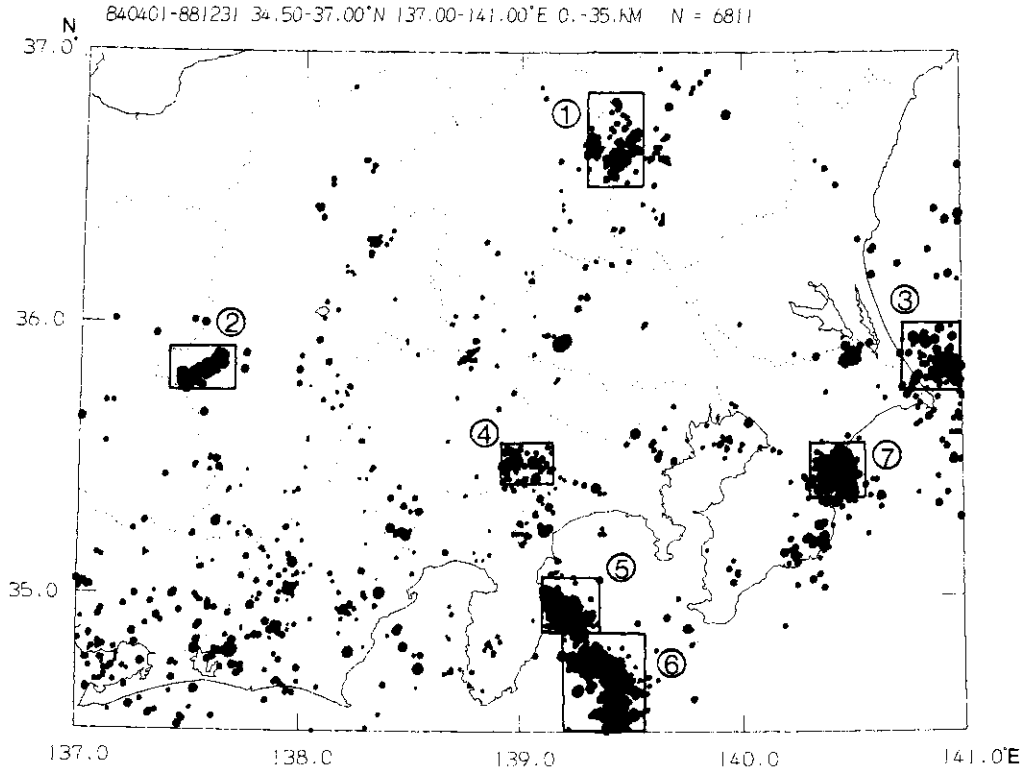


図6 最大速度振幅距離減衰の解析に用いた深さ 35 km 以浅の地震の震央分布。③を除く 6 矩形域は地震活動が高い地域を示す(表 2 参照)。

Fig. 6 Epicentral distributions of earthquakes with depth ≤ 35 km used in the analysis of maximum velocity amplitude decay with distance. Six rectangles except ③ show regions in which seismic activity are remarkably high (see Table 2).

は、渡辺(1971)による前記(7)式を M と最大速度振幅の関係の標準として用いる。 $M=3$ を基準に取り、振幅変換は先に各地震について求めた(6)式の α, β と(7)式から行なう。即ち、図7のように、各地震の(6)式の直線式の $R=100$ km における振幅($\log A_v = \beta - 2\alpha$ となる)と(7)式の $M=3$ の最大振幅($\log A_v = -3.41, A_v = 3.89 \times 10^{-4}$ cm/sec)との差が各振幅データの変換量になる。

これにより、上記条件の 1,705 個の地震について総数 36,008 個の振幅データを $M=3$ の振幅に変換し重ね合わせた時の最大振幅と震源距離の関係を求めた。図8の左右の図は、各々横軸を $\log R, R$ に取りこれらの関係をみたものである。これから最小自乗法で(6)、(3)及び(5)式の係数を決めると(図中各々A, B, Cの曲線)。

$$A: \log A_v = 6.466 - 1.955 \log R$$

表2 図1の地震のうち6地域について、解析を除外した期間と M_{CDP} 範囲.
 Table 2 Periods and M_{CDP} ranges excluded from analysis for earthquakes in six regions in Fig. 1.

No.	Latitude, Longitude (°N, °E)	Region	Periods (Year month day)	M_{CDP} ranges
①	36.50~36.85 139.30~139.55	near Ashio	84. 11. 1~84. 12. 31 88. 2. 1~88. 12. 31	1.5~2.5 1.5~2.5
②	35.75~35.90 137.40~137.70	W. Nagano	84. 9. 1~84. 9. 30	1.5~3.0
④	35.40~35.55 138.90~139.15	E. Yamanashi	88. 1. 1~88. 11. 30	1.5~2.5
⑤	34.85~35.05 139.10~139.35	E. Izu pen.	84. 8. 1~85. 6. 30 85. 10. 1~86. 1. 31 86. 10. 1~87. 1. 31 87. 5. 1~87. 10. 31 88. 2. 1~88. 5. 31 88. 7. 1~88. 10. 31	1.0~3.5 1.0~3.5 1.0~3.5 1.5~2.5 3.5~4.0 1.5~2.5 3.5~4.0 1.0~3.5
⑥	34.50~34.85 139.20~139.55	near Ohshima	86. 2. 1~86. 10. 31 86. 11. 1~86. 11. 30	1.5~2.5 2.5~3.5
⑦	35.35~35.55 140.30~140.55	E. Boso pen.	87. 12. 1~88. 1. 31 87. 12. 20~88. 3. 31 88. 2. 1~88. 3. 31	1.5~2.5 2.5~3.0 2.0~2.5

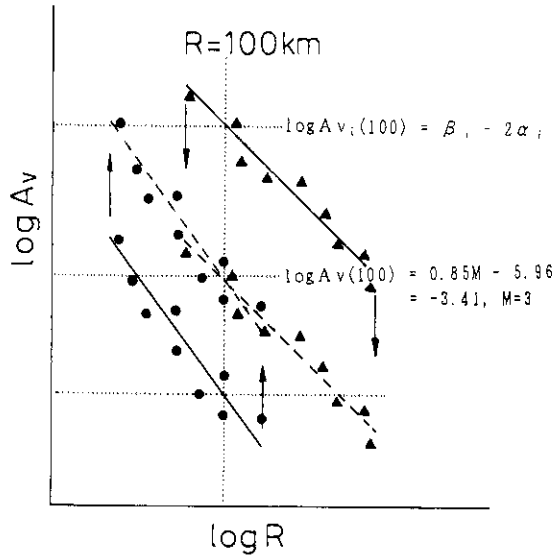


図7 本文(7)式と各地震の α , β から振幅データを基準の $M=3$ の振幅に変換する方法.

Fig. 7 Schematic figure showing how to convert the observed amplitudes to those of $M=3$ using both formula (7) in the text and α and β obtained for various size of earthquakes.

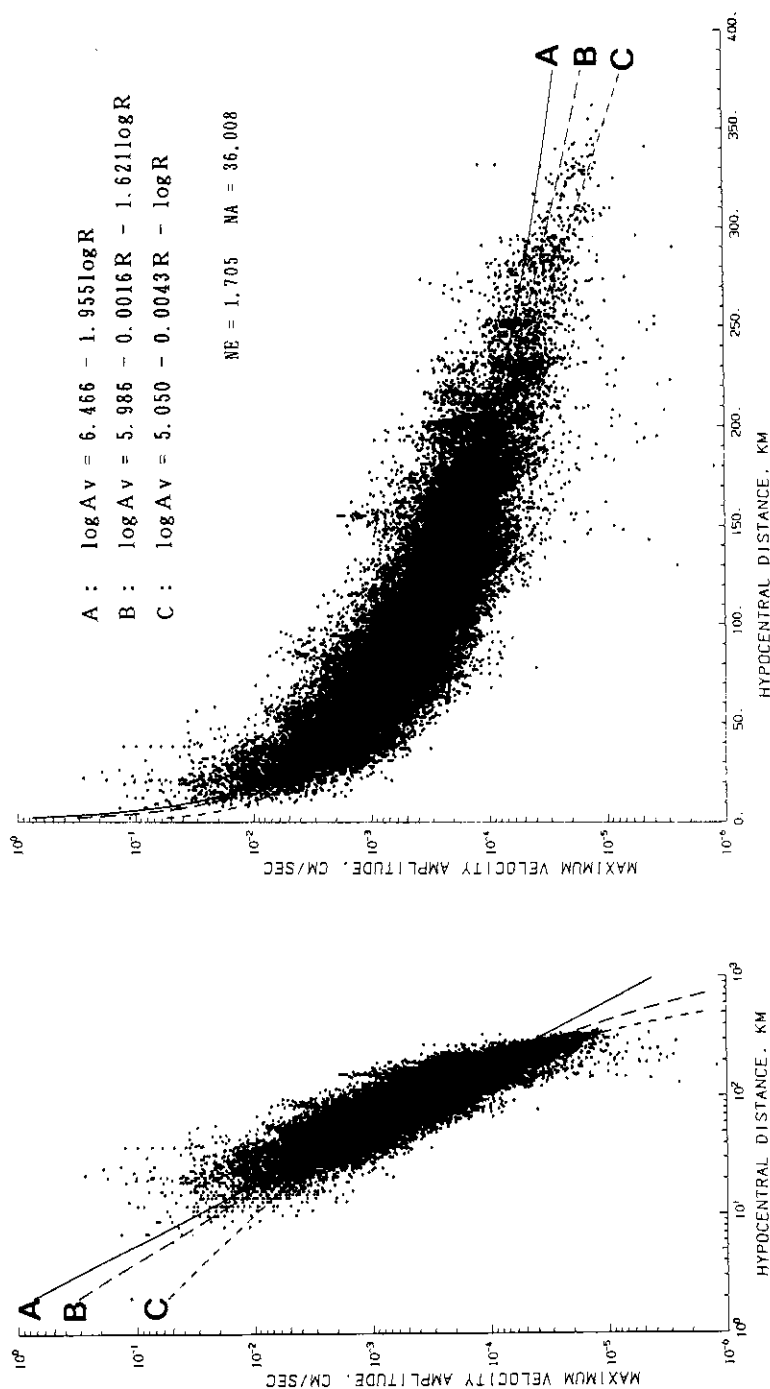


図8 関東・東海地域の浅発地震の最大速度振幅と震源距離の関係。横軸を、左側の図では $\log R$ で、右側は R を取って示した。表2の地震を除いて、 $N_E=1.705$ 個の地震について、総数 $N_A=36,008$ 個のデータを図7の方法で $M=3$ の振幅に変換しプロットした。A, B, Cは、これらのデータから各々本文(6)式、(3)式及び(5)式を最小自乗法で計算した結果を示す。

Fig. 8 Maximum velocity amplitude as a function of hypocentral distance for shallow earthquakes in the Kanto-Tokai district (left: $\log A_v$ vs. $\log R$, right: $\log A_v$ vs. R). The amount 36,008 amplitudes data for 1,705 earthquakes, excluding events in Table 2, were all converted to those of $M=3$ earthquake using the method shown in Fig. 7. Lines A, B, and C represents the regression results obtained by the method of least squares in the form of formulas (6), (3) and (5) in the text, respectively.

$$B: \log A_v = 5.986 - 0.0016 R - 1.621 \log R$$

$$C: \log A_v = 5.050 - 0.0043 R - \log R$$

が得られた。データの多くは $R=10\sim 250$ km にあり、これらの式はこの範囲を代表するものである。また、これら3式の曲線は、 $R=100$ km 前後で重なる。これは、全データの重心が $R=100$ km 付近にあることを示している。

図8において、Cの曲線の勾配は R が小さい範囲で1に近く、近距離のデータの分布を説明することは困難である。また、AとBの曲線の相関係数の絶対値 r は各々0.88, 0.89 ではほとんど差がない。 R がおよそ250 km 以上ではBまたはCのほうが良いように見えるが、データが最も集中する $10\sim 200$ km、特に R が100 km 以下の勾配の急なデータの分布を説明するためにはAの方が適している。

以上のように、固有周期1秒の上下動地震計による関東・東海地域の浅い地震の最大速度振幅データから、(6)式の距離減衰勾配 α の平均は、 R が200 km 程度以下ではほぼ2.0となる。従って、この地域の浅い地震の M を(6)式を用いて決める場合、 $\alpha=2.0$ 程度にすべきであろう。

6. 最大振幅の距離減衰の地域性

図9は、①～⑥の地域(図6, 図11 参照)の地震について、最小自乗法で求めた $\log A_v$ 対 $\log R$ の直線をまとめて示した(表2は除く)。直線の範囲は前述の $R_{MIN} \sim R_{MAX}$ である。参考として渡辺(1971)による(8), (9)式の $M=1\sim 4$ の速度振幅の減衰曲線を示した。直線の勾配 α は、①, ③のように大小の地震でやや相違がみられるが、全体としては地震の規模によらず地域的に大体一定している。⑤, ⑥では $\alpha=1.73$ に近いものが多いが、①, ②, ③ではより急な勾配を持つ。また、観測範囲は、地域や規模によって異なる。①, ②の内陸部の地震では R_{MIN} が規模とともに遠くなる特徴がみられ、震源域が観測網の中央にある④の山梨東部の地震の R_{MAX} は、端に位置する③の銚子付近の R_{MAX} の約半分である。

次に、これらの地域を含めて対象域全体について震源域毎の α の分布を調べることにする。 α の空間分布をみるため、緯度・経度方向各々 0.5° 毎の矩形域に分け、3個以上の地震がある場合に各地震の α の平均を求めた。さらに緯度・経度を各々 0.25° ずらし同様にして α の平均を計算した。その際、各地震の α は、 R 範囲を限らず観測されたすべての振幅データを用いる場合(a)と、 $R \leq 100$ km のデータのみを用いる場合(b)の二通りについて調べた。但し、(b)の $R \leq 100$ km の α は、データ数 N_A の条件をゆりめ $N_A \geq 6$ の地震について計算した。

図10(a)は、各地震について R 範囲を限らず全データを用いたときの α の分布を示す。 α の地域的变化は著しく、1.6～2.3 位まで分布する。南側の相模湾、伊豆半島、駿河湾付近では α は1.8 以下で小さいが、鹿島灘、北側内陸の足尾山地周辺、秩父山地から北西方向の長野北

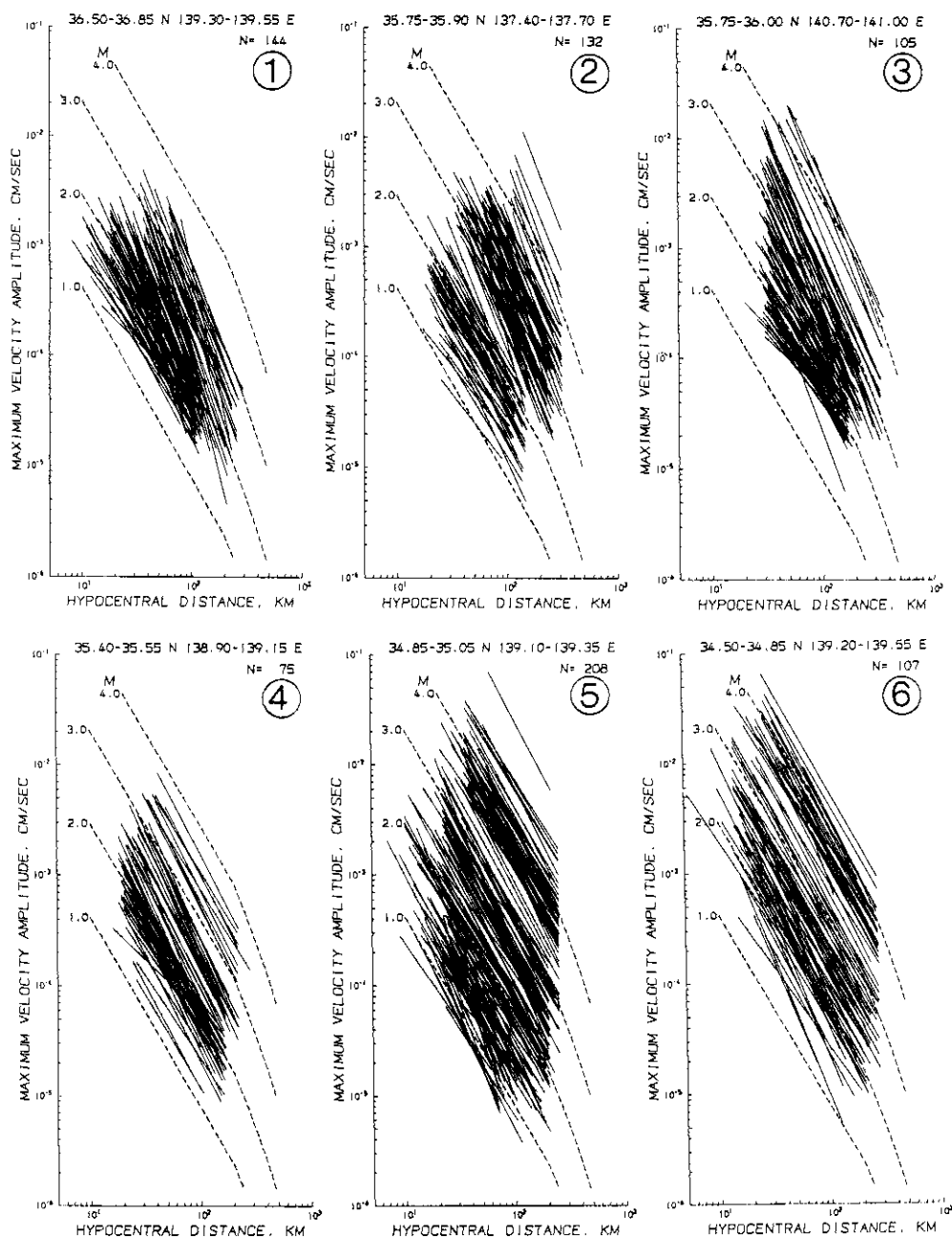


図9 6つの地域の地震の $\log A_v$ と $\log R$ の直線関係(表2は除く), 破線は, 渡辺 (1971) による $M=1\sim4$ の関係を示す。

Fig. 9 Regression lines for earthquakes in the six regions, excluding events in Table 2. Dashed lines in each figure represent the amplitude decay curve of $M=1$ to 4 earthquakes derived by Watanabe (1971), respectively.

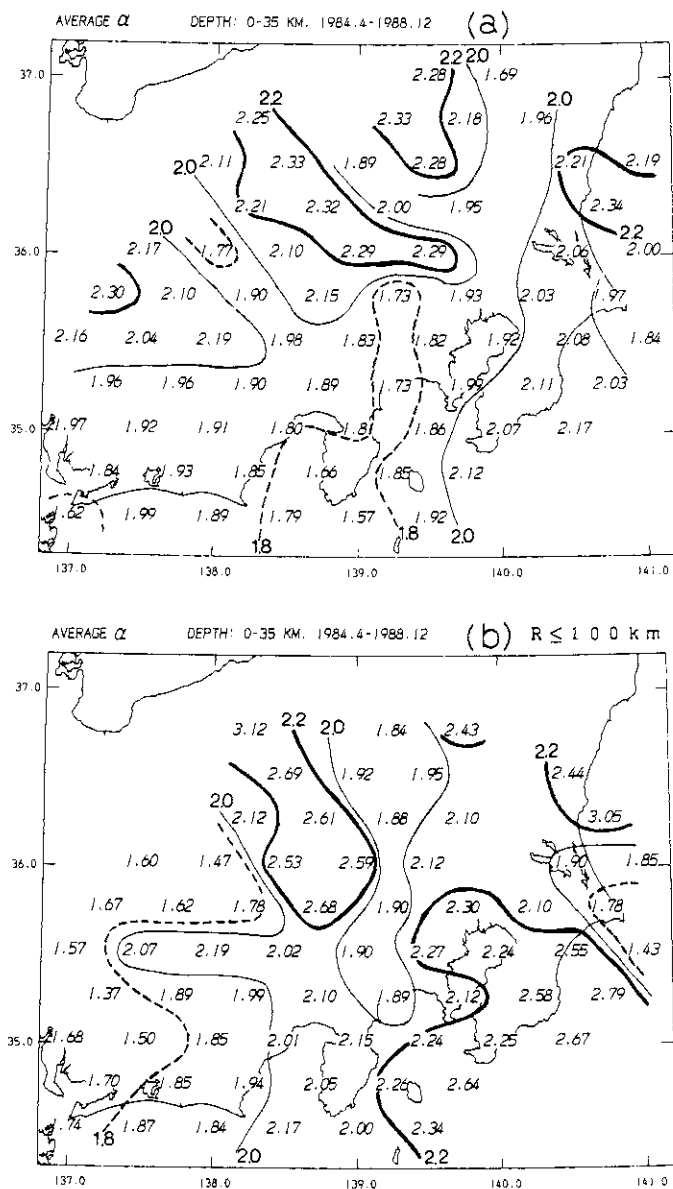


図 10 (a) 緯度・経度 0.5° の矩形域の 3 個以上の地震について求めた α の平均値の分布。 α は震源距離を限らず全データから計算。

Fig. 10 (a) Distribution of coefficient α in formula (6) in the text averaged for three or more earthquakes in each rectangle with latitude and longitude range of 0.5 degrees. α of individual earthquake was calculated without limiting the hypocentral distance.

図 10 (b) (a) と同様に、震源距離 100 km 以下のデータから計算した α の分布。

Fig. 10 (b) Same as Fig. 10 (a). α of individual events was calculated limiting the hypocentral distance below than 100 km.

部にいたる地域等では2.2以上である。また、諏訪盆地付近では周辺に比べかなり小さい値を示している。

図10(b)は、 $R \leq 100$ kmのデータから求めた α の平均の分布を示している。図10(a)に比べ、震源域周辺のより局所的な減衰を反映している。例えば、伊豆半島周辺は図10(a)のように α の小さい地域とはならない。房総半島周辺から東京湾、及び関東山地から長野盆地にかけては α 2.2以上の大きな値を示す。また、諏訪盆地をはさみ東側では α 2.5~2.6 西側で1.5~1.6と大きな変化がみられる。

以上図8、図9の $\log A_v$ 対 $\log R$ 関係と図10(a),(b)の α の分布から、関東・東海地域全体では最大速度振幅の距離減衰勾配 α は2.0程度であるが、地域によって α に相当の違いのあることがわかる。これらの α は、各震源域から周辺に放射される地震波最大振幅の平均的な距離減衰を表したもので、実際には震源位置によって観測網を覆う方位・範囲は異なる。そこで次に、これら平均の距離減衰勾配は、振幅のどのような地理的分布から得られたものか、その分布パターンを調べることにする。

7. 最大振幅分布パターンの地域性とフィリピン海プレート

ここでは、図9の6地域の比較的大きな地震を対象にして、第5節の方法で各震源域の地震の振幅データをすべて $M=3$ の振幅に変換してから、観測点毎に平均値を求めた。図11の①~⑥は、 $M=3$ の地震に対する各観測点の平均振幅をその常用対数を取って示した。また、その等振幅線を0.5毎に示す。

図11において、各地域とも等振幅線は同心円からはずれ特徴的な凹凸を示している。方位によって等振幅線の震央からの距離が2倍以上違う例もみられる。たとえば、①の足尾付近の地震の $\log A_v=2$ (振幅100 $\mu\text{cm/sec}$)は、南側では約200 kmの伊豆半島に達しているが、西南西方向では110 km~130 kmの間で $\log A_v=3$ から $\log A_v=2$ と急速に減衰する。また、④の山梨県東部の地震から⑤の伊豆半島東沖、⑥の大島付近と南に移動するにともない、近地点の振幅の広がりや南北から北東・南西方向に変化する。全般に内陸の①、②も含め、東海地方・伊豆半島・房総半島方面で等振幅線の間隔が広いことが特徴である。

以上のように、震源域によって振幅分布パターンは変化する。したがって、前節図10(a),(b)の α の地理的分布は、実際には図11のような方位変化の平均を表したものである。図11の各振幅分布と図10(a),(b)の α の地域性には、発震機構による振幅の放射パターンも含まれるが、基本的には次のようにフィリピン海プレートのもぐり込みによる地殻・上部マントルの速度・Q構造の地域性を反映したものといえる。

図12は、139°Eに沿う南北方向と35.5°Nに沿う東西方向の震源鉛直及び図10(a),(b)の α の分布から内挿したこれら方向の α の変化を示している。震源分布図には、推定されるフィ

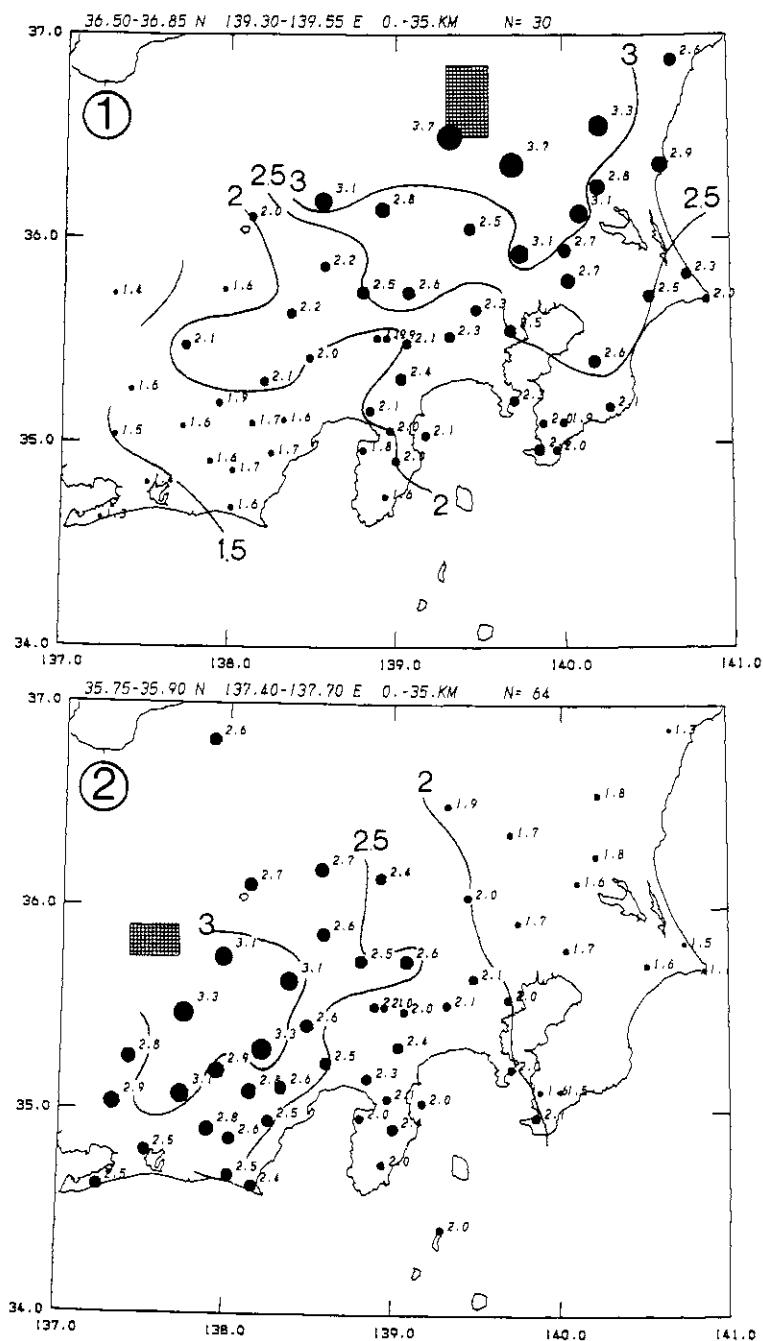


図 11 各矩形域(網目)の $M=3$ に対応する地震による各観測点の $\log A_v$ の平均値の分布。実線は等振幅線を示す。

Fig. 11 Distribution of logarithmic maximum velocity amplitude averaged over at each station for an earthquake with $M=3$ in each hatched rectangle area. Solide lines show the iso-amplitude lines.

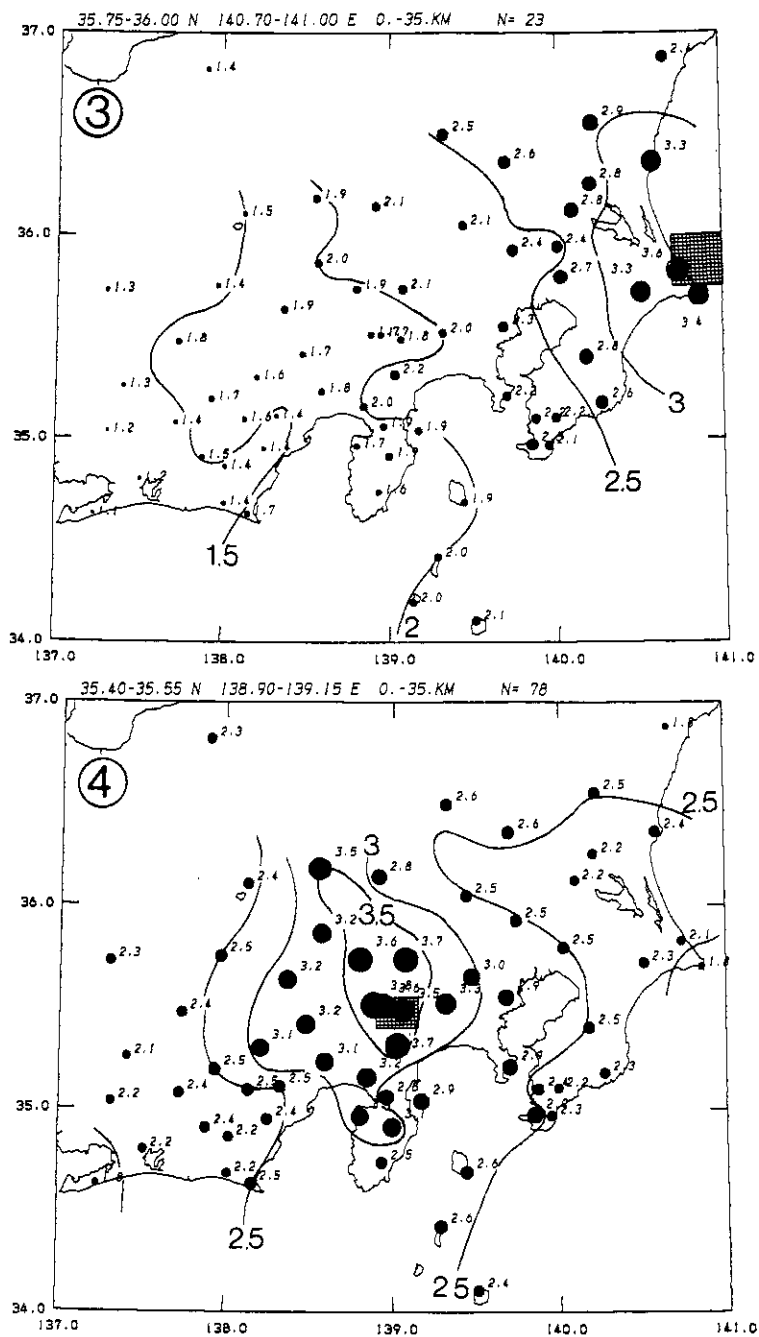


図 11 (続き)
Fig. 11 (continued)

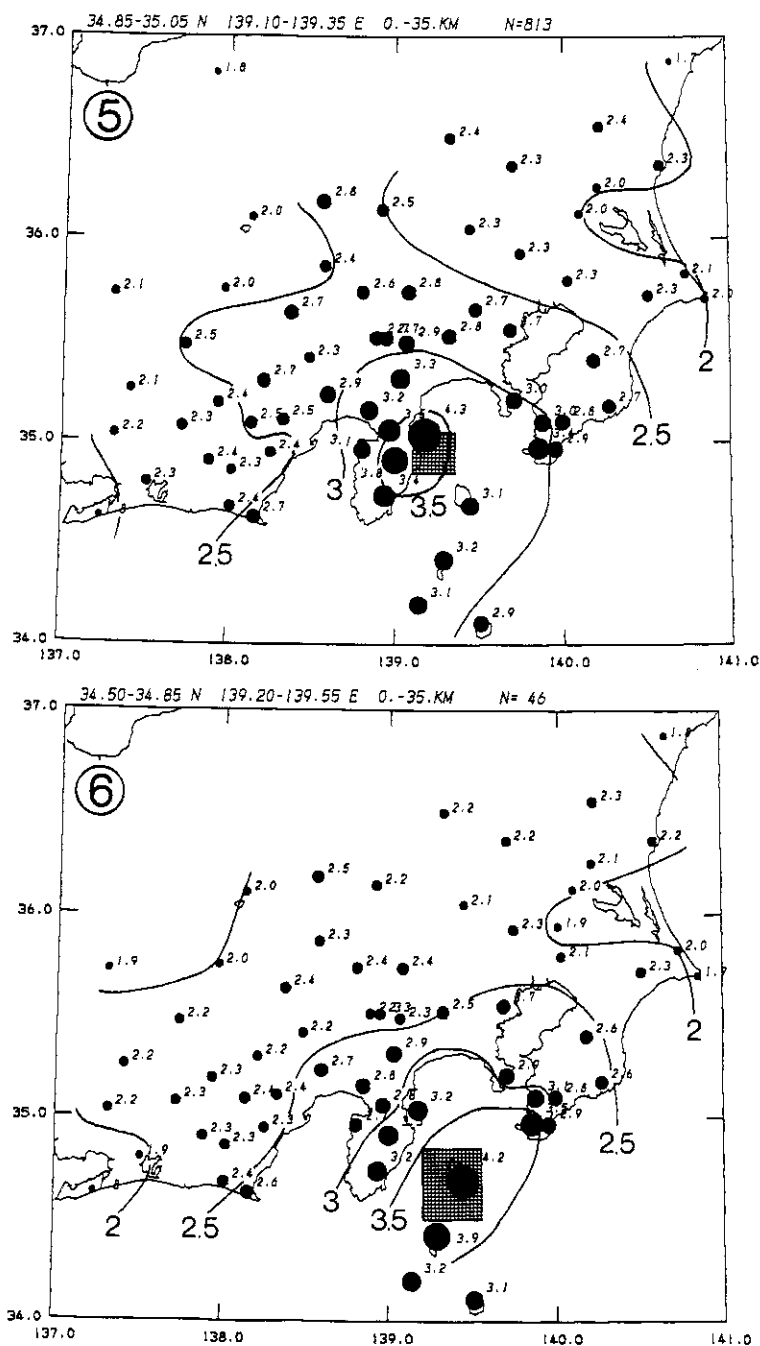


図 11 (続き)
Fig. 11 (continued)

リビン海プレート(PHS)と太平洋プレート(PAC)の上面を示す(野口, 1985; 山崎・大井田, 1985), 解析を行なった地震の震源の深さは35 km 以浅なので, 地震波は R の短い観測点では地殻浅部を, R が長くなると地殻深部から上部マントル中を伝播する.

図12上側の南北方向の断面図には, 伊豆半島東沖や山梨県東部の地震が含まれる. それらの地震波線は, 南からもぐり込むPHSの中を伝播して四方へ広がるため, 遠方での減衰は小さい. その北側の埼玉西部の地震の波は, 直下アセノスフェアの低速度・低 Q 域を伝播し遠方に達するため減衰が大きいといえる. 全体的に, (a)の R 範囲を限らず求めた α の分布と(b)の $R \leq 100$ km の α 分布は似ているが, (b)の値の方が大きく横方向の変化も著しい. これは, (b)が $R \leq 100$ km の主に震源域周辺の地殻内を伝播するデータによるものであるのに対し, (a)はさらに, 比較的均一なリソスフェアを長く伝播する遠方のデータも含むためといえる. 例えば, 伊豆半島付近の地震では(a)と(b)の α の相違が大きく, (b)はここで一つの極大を示す.

図12下側の東西方向でみると, (a)の α の分布はPHSが浅く存在する山梨東部・神奈川西部の地震でもっとも小さく, ここから東西方向にPHSが深くなるにつれ α は大きくなる. (b)の $R \leq 100$ km の α も同様の分布を示すが, やはり全体に(a)より値は大きく横方向の変化も急である. 特に, 東京湾から房総半島東岸にかけての地震の(a)と(b)の α の差が大きく, 房総半島東岸で(b)の α の極大が顕著である. これは, ここからおもに西側方向100 kmの間では減衰が大きく地殻の不均質性が著しいことを示唆する. また, 房総半島東岸の東側で α が急に下がるのは, PHSが浅く存在するためと推定される(野口, 1985; Okada and Kasahara, 1990). また, (b)の α が西端で小さくなるのは, 紀伊半島から北東に走行を持つ「東海スラブ」のPHS(山崎・大井田, 1985)と関係するかもしれない.

8. 距離減衰勾配の異なる地震のマグニチュードについて

以上のように, 関東・東海地域では速度・ Q 構造の横方向の変化が著しいため, 第2節(6)式の α は, 地域により相当の違いがある. 従って, マグニチュード決定で, (8)式のように α = 一定とすると, 本来同じ規模でも地域によって M が異なる. 例えば, 図4①の地震の α は1.73よりかなり大きく, 各観測点の M (+印)は震源距離とともに小さくなる傾向にある. また, 規模によって A_v の観測される距離範囲が異なり(図3参照), 小さな地震は比較的近い観測点のデータ, 大きい地震は遠方のデータを各々平均して M が決められる. そのため, 図13の模式図のように, 減衰勾配が1.73よりかなり大きい振幅データに(8)式を適用すると, 小さな地震(図中B)と大きな地震(A)の M の差 ΔM_1 は, 本来の差 ΔM より小さい.

従って, α = 一定のマグニチュード式でも, 関東・東海地域では先に得られた α 約2.0のほうが全体として M の距離依存性と地域的偏りを解消する. しかし, ここでさらに, いろいろ

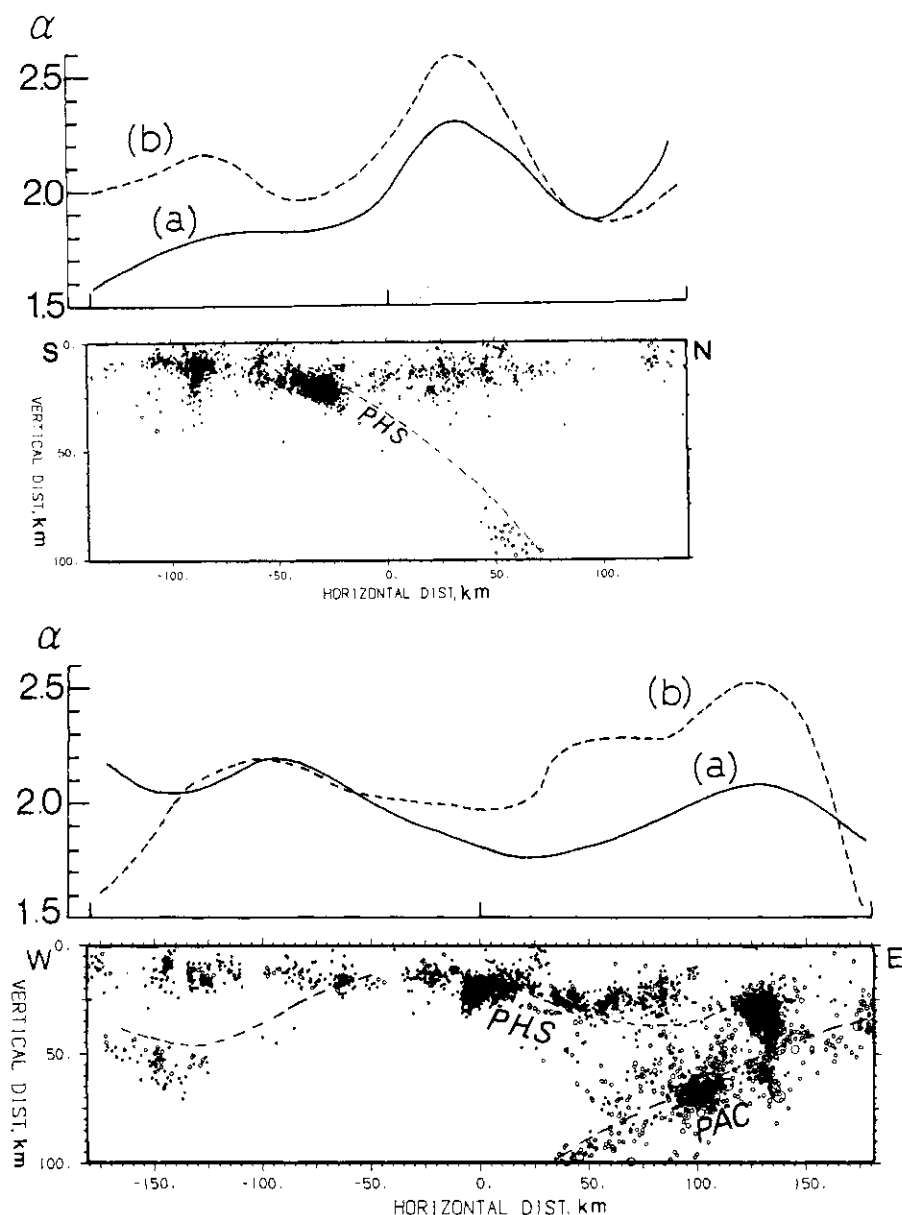


図12 139°Eに沿う南北方向および35.5°Nに沿う東西方向の震源鉛直分布と α の変化。震源分布図に太平洋プレート(PAC)とフィリピン海プレート(PHS)の上面の位置を示す。 α のうち実線(a)と波線(b)はそれぞれ図10(a)、図10(b)の分布図による。

Fig. 12 Vertical distributions of hypocenter and lateral change of coefficient α in the direction of north-south along 139°E(upper), and in the direction of east-west along 35.5°N(lower), respectively. In the vertical distributions of hypocenter, dashed lines PAC and PHS show the upper boundaries of the Pacific plate and the Philippine Sea plate, respectively. Solid line (a) and dashed line (b) of the α change correspond to the α distribution in Fig. 10 (a) and Fig. 10 (b), respectively.

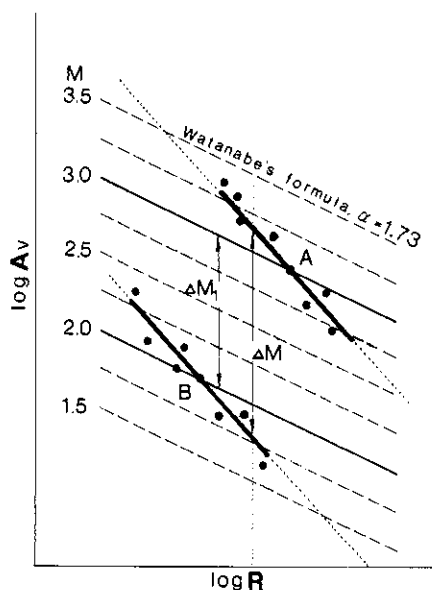


図13 規模の異なる地震A, Bの $\log A_v$ 対 $\log R$ 関係の模式図。これらの α が1.73より大きい場合、 $\alpha=1.73$ の本文(8)式を適用して観測点毎の M を決めると、近い観測点程大きな値が得られる。またAとBでは、データの観測される R 範囲が異なるため、(8)式による平均の M の差は図中で ΔM_1 となるが、本来の差は ΔM となるべきものである。

Fig. 13 Schematic figure showing the $\log A_v$ vs. $\log R$ relation for two earthquakes A and B with amplitude decay rate larger than that of $\alpha=1.73$ in equation (8). It is expected that M from equation (8) at near station is larger than M at distant station. In that case the difference ΔM_1 between average M of earthquake A and that of earthquake B is smaller than the correct difference ΔM , due to the different distance range of amplitude observed between the two earthquakes.

な距離減衰勾配を持つ地震のマグニチュードを、できるだけ均一に決める方法を考えると、ひとつには距離補正の項 $B(R)$ をさらに場所や M の関数として複雑化する方法がある。また、逆に単純に、 α のいかんによらず一定の距離の振幅を M の尺度とすることもできる。例えば、渡辺(1971)の前記第2節(7)式の関係を広げ、 α によらず M の定義とする。即ち、いろいろの α の地震について $R=100$ kmの最大振幅を基準に M を決める方式である。先に示したように本研究でも $R=100$ km前後にデータの重心がある。またこの方法は、Richter (1935)が最初に定義した地域的な地震のマグニチュードにもなっている。そこで、これを M_{NEW} とすると、(6)式と(7)式から、

$$0.85 M_{NEW} - 5.96 = \beta - 2\alpha \quad (10)$$

として各地震の α, β から M が求められる。但し、 β は A_v の単位をcm/secとしたときの大きさである。

840401-881231 34.50-37.00°N 137.00-141.00°E 0.-35. N= 1705

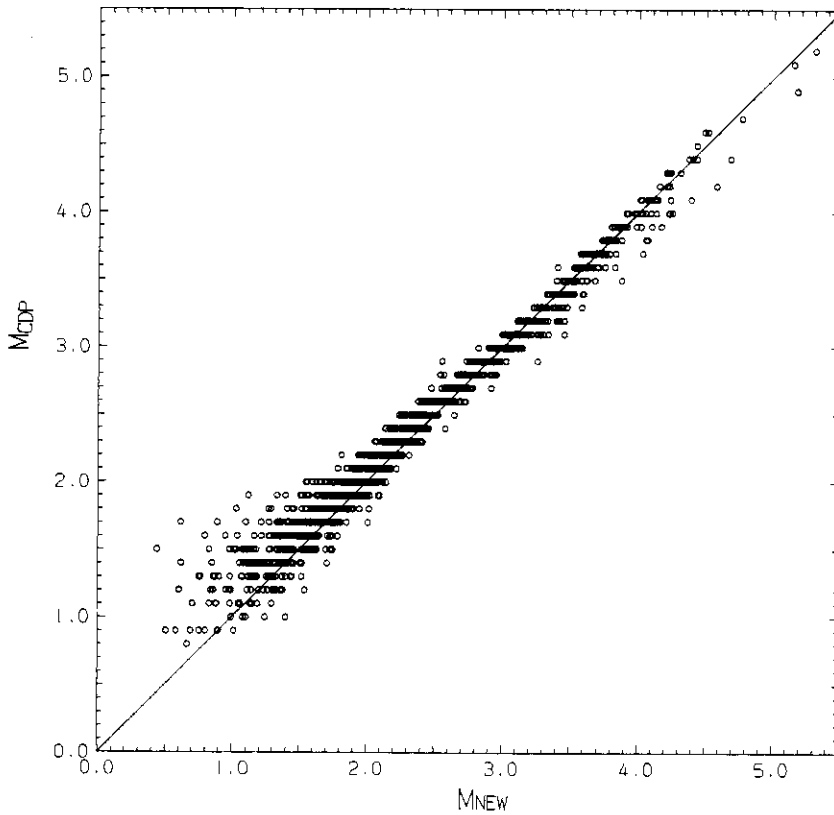


図 14 個々の地震の α と β を用いて、本文(10)式から決めたマグニチュード M_{NEW} と M_{CDP} との関係。

Fig. 14 Relation between M_{NEW} and M_{CDP} , where M_{NEW} is estimated from equation (10) in the text using observed α and β .

図 14 は、(10)から求めた M_{NEW} と従来の M_{CDP} の関係を示す。両者は比例関係にあるが、規模の小さいほうで M_{CDP} が M_{NEW} より大きく、 $M_{NEW}=3$ 前後ではほぼ等しく、さらに規模の大きいほうでは M_{NEW} の方が M_{CDP} よりやや大きい。これは、上述のように関東・東海地域の α が平均 2.0 程度であるが M_{CDP} は $\alpha=1.73$ で距離補正していること及び規模によってデータの距離範囲が異なることによる(図 13 参照)。また、 M_{NEW} 1.5 程度以下で、両者の関係のばらつきが比較的大きい。これは、規模が小さくなると最大振幅の観測範囲が R 100 km 未満になり(図 3)、この範囲の α, β から(10)式の M_{NEW} を決めるため、誤差が大きいかを示している。

このように、 M_{NEW} 決定のためには、各地震の振幅データから最小自乗法で α, β を決める必要がある。図 14 の M_{NEW} は 1 地震あたりデータ数が 8 以上であるが、観測点数が少なく、また観測範囲が狭くデータのばらつきが大きい場合、 α, β の誤差が大きく M_{NEW} の信頼性も低い。

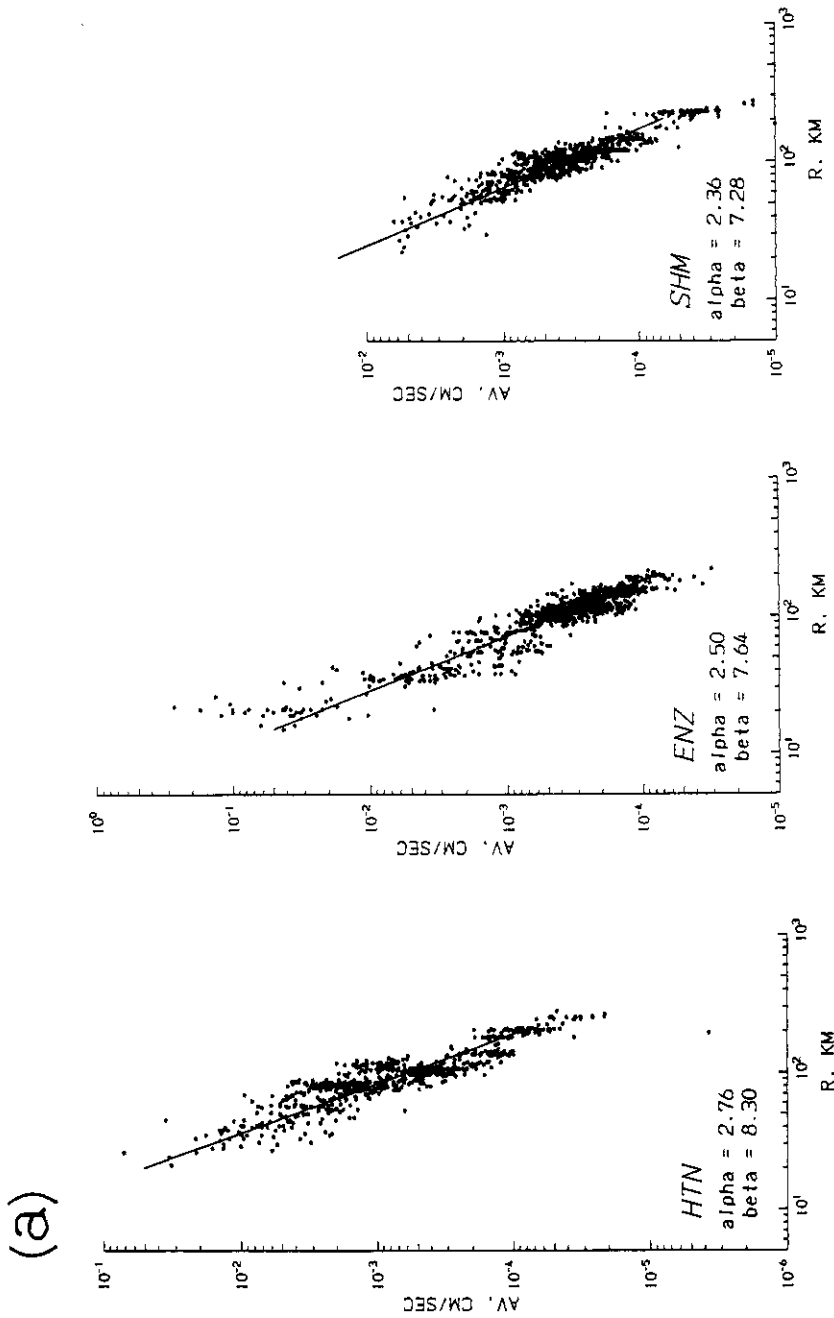


図 15 観測点毎の最大速度振幅 A_v と震源距離 R の関係の例。各観測点の振幅は図 7 の方法で $M=3$ に変換してプロットした。直線は、 $R \leq 200$ km のデータについて最小自乗で計算した本文(6)式の関係を示す(表 2 のデータは除く)。 (a) $\alpha \geq 2.3$, (b) $\alpha 2$ 前後, (c) $\alpha 1.4 \sim 1.6$ の例。

Fig. 15 Examples of maximum velocity amplitude as a function of hypocentral distance at each station. Observed amplitude at each station was converted to that of $M=3$ by the method shown in Fig. 7. The regression lines of equation (6) in the text, coefficients α and β calculated from the data set with hypocentral distance ≤ 200 km (exclude Table 2) by the least square method are also shown. (a) : $\alpha \geq 2.3$, (b) : α around 2, (c) : $\alpha 1.4 \sim 1.6$.

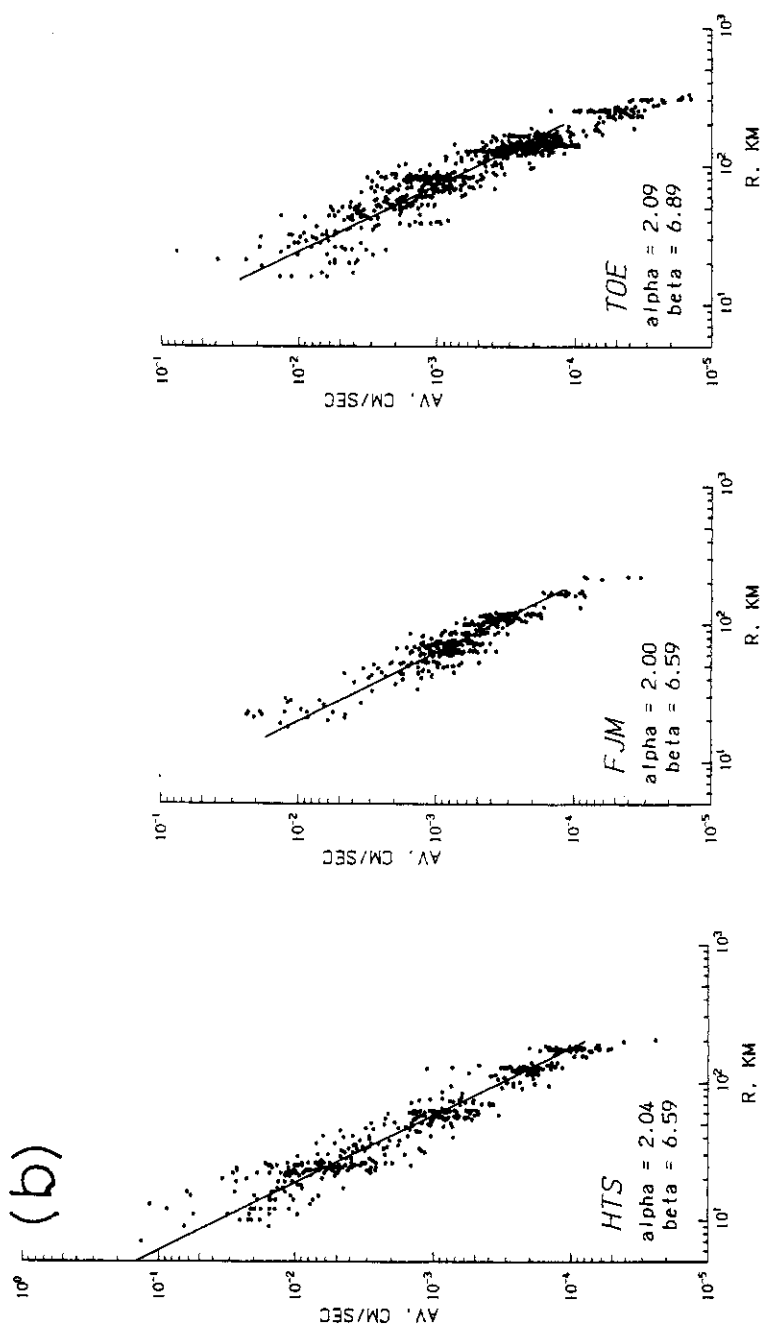


図 15 (続き)

Fig. 15 (continued)

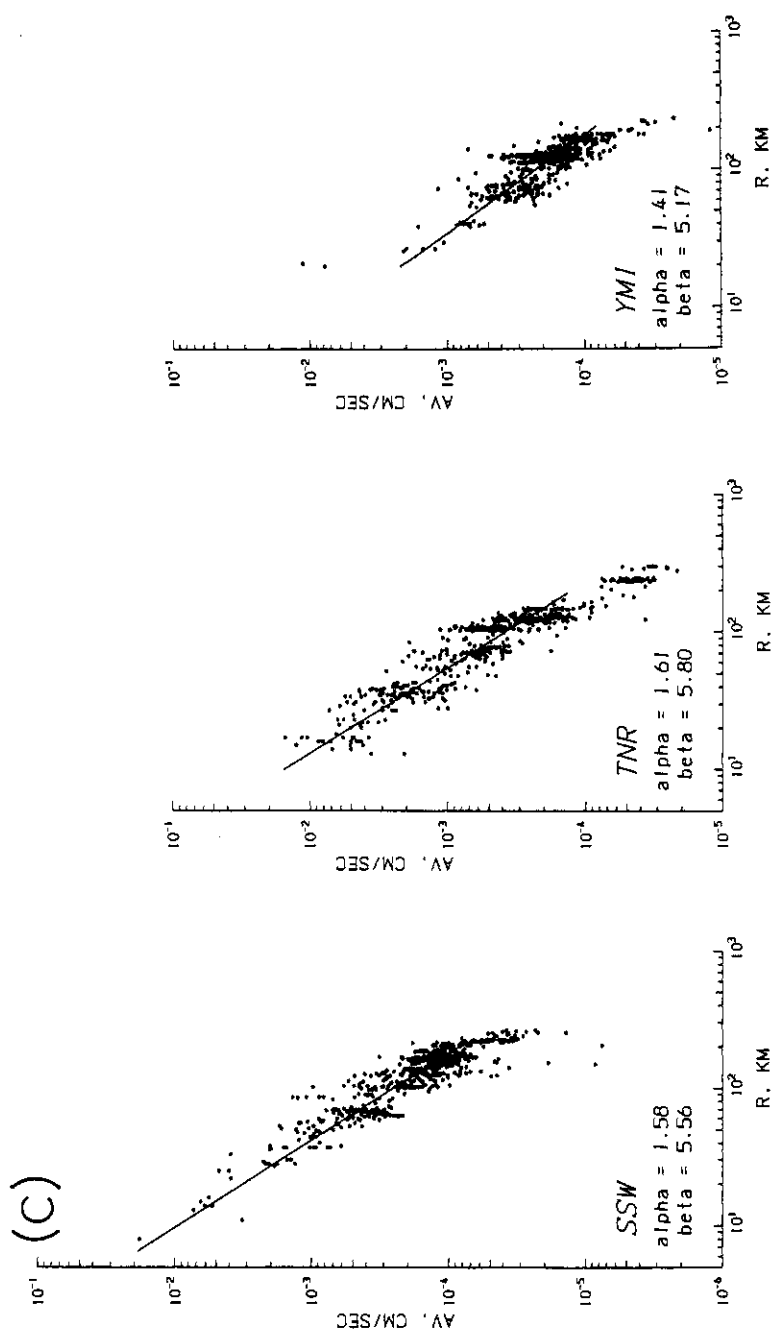


図15 (続き)
Fig. 15 (continued)

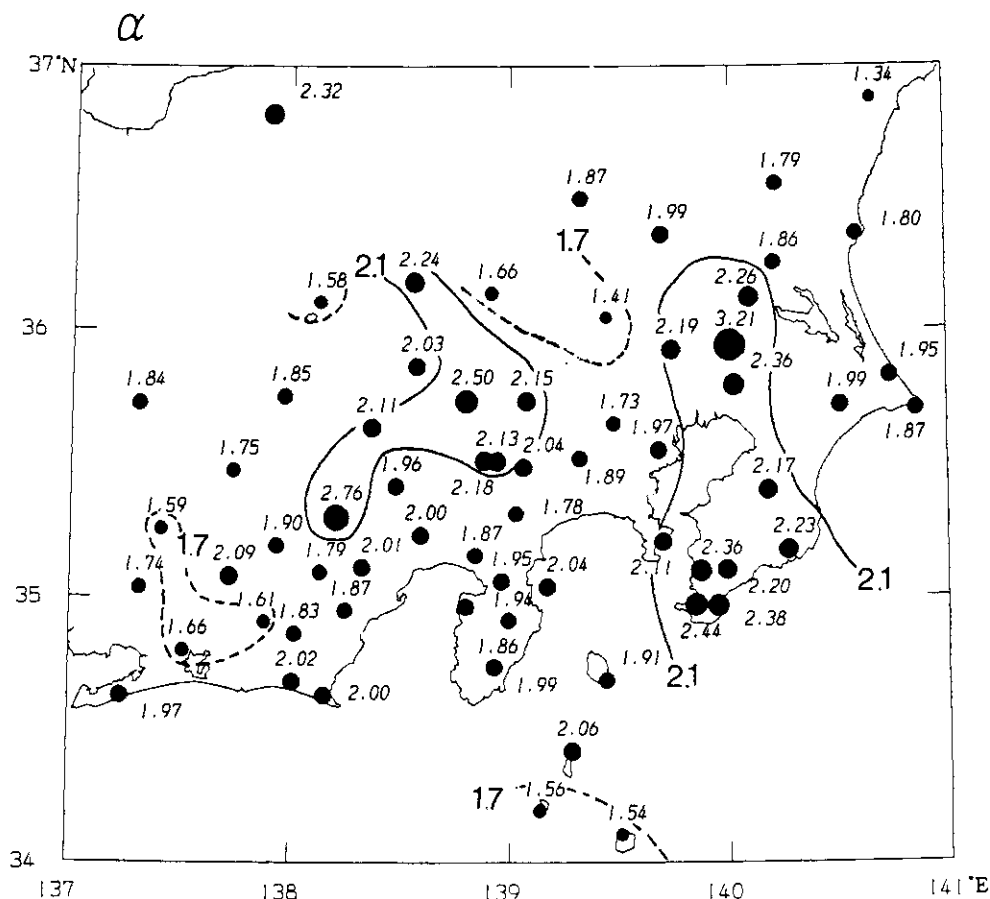


図 16 各観測点の α の分布。観測点のマグニチュード式は α の値と本文(11)式から定義される。表 1 参照。

Fig. 16 Distribution of α calculated at each station. Magnitude formula at each station is defined by equation (11) in the text. See Table 1.

したがって、(10)は特に小さい地震の規模決定に必ずしも実用的ではない。

関東・東海のように不均質構造の著しい地域に多数の観測点が分布する場合、むしろ観測点毎にマグニチュード式を定義する方が有用と考えられる。そこで、先の重ね合わせ法により観測点毎の振幅データを基準の大きさの振幅に変換し、(6)式の α, β を最小自乗法で求めることにする(表 2 のデータは除く)。図 15 (a), (b), (c)に $M=3$ の振幅に変換したときの $\log A_v$ 対 $\log R$ 関係を 9 観測点について示す。全体に直線性は良いが、 R 200 km~250 km で直線関係からはずれ勾配が急になる観測点もある。そのため、全観測点一律に、 $R \leq 200$ km のデータから(6)式の α, β を計算した。さらに、 M の基準として上と同様に(7)式を適用すると、各

観測点のマグニチュード式は

$$0.85M - 5.96 = \log A_v + \alpha \log R - 2\alpha \quad (11)$$

となり、各観測点の α から定義される。 A_v の単位はcm/secである。各観測点の α, β ($M=3$ に対応)、用いたデータ数、(6)式の相関係数の絶対値を表1に示す。

図16は、各観測点の α の分布を示す。 α が最も大きい観測点は守谷(MOR)の3.2、最小は北茨城(KIB)の1.3であるが、表1のようにKIBの相関係数は他のほとんどの観測点が0.8~0.9以上であるのに対し極端に低い。これは $R \leq 200$ kmのデータが狭い範囲に集中するためである。 $\alpha 2.2$ 以上の観測点は東京湾北部から房総半島南部にかけて分布する。また、関東山地から赤石山脈にかけても、 $\alpha 2.2$ 以上の畑薙(HTN)、塩山(ENZ)、臼田(USD)も含め $\alpha 2.0$ 以上の観測点が分布する。一方、その間の府中(FCH)、吉見(YSM)では各々 $\alpha 1.4$ 、1.7程度で小さく、また、西側のほぼ木曾山脈に沿う観測点も $\alpha 1.8$ 以下で比較的小さい。これらの分布は、大局的に図10(b)の震源域毎の地域的な α の分布と似たパターンを示している。

図17は各観測点の α と β の関係を示す。 α と β はきれいな比例関係にある。その勾配は2.01となる。各観測点の α と β の計算に用いられたデータは、各点から $R 200$ km以内にあり、全観測点に共通したものも多い。宇津(1964)によれば、この勾配は用いられたデータの $\log R$ の平均に近い値になる。実際、これらのデータの平均の R は約100 kmであり、この α と β の関係が説明できる。

図18は、(11)式により各観測点で決めたマグニチュードの平均値 M と M_{CDF} の関係を示す(ただし M は $R \leq 200$ kmのデータによる)。全体として、図14の M_{NEW} 対 M_{CDF} の関係と同様の特徴がみられるが、規模の小さい方でのばらつきは図14より小さい。 M_{CDF} と M との差の平均は $M 1 \sim 2$ の範囲で0.2程度である。この程度の相違は、地震の規模のおおまかな分類等ではあまり問題でないが、地震活動の詳細な調査を行なう上では考慮すべき大きさである。

9. 考察・議論

本研究では、主に第2節の(6)の経験式に基づいて、最大速度振幅の距離減衰を解析した。Sato (1988)は、最大振幅の距離減衰を、フラクタル的に均一な吸収・散乱体の空間分布を仮定して考察し、フラクタル次数 $D_a=2$ のとき(6)式が成り立つことを示している。

主に(6)式から最大速度振幅の距離減衰とマグニチュードを調べた他の研究として、日本では、前記村松(1964, 1966)、渡辺(1971)の他に、例えば、Terashima (1968)、吉田(1972)、神林・市川(1977)、竹内(1983)、吉岡・飯尾(1988)がある。これらの中で、村松(1964)は、最大速度振幅による M として、 $0.80M - 0.80 = \log A_v + 2 \log R$ を得た。また、吉田(1972)は、

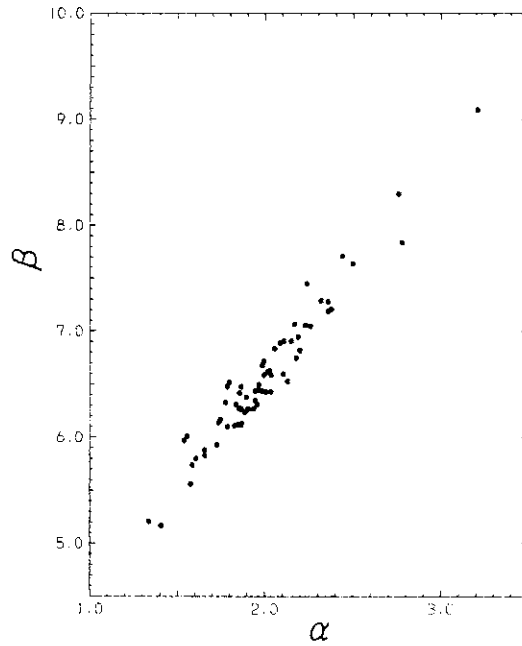


図 17 観測点毎の α と β ($M=3$ に対応) の関係。その勾配 β/α は 2.01 となる。
 Fig. 17 Relation between α and β (corresponding $M=3$) at each station. The slope is 2.01.

840401-881231 34.50-37.00°N 137.00-141.00°E 0.-35. N= 1705

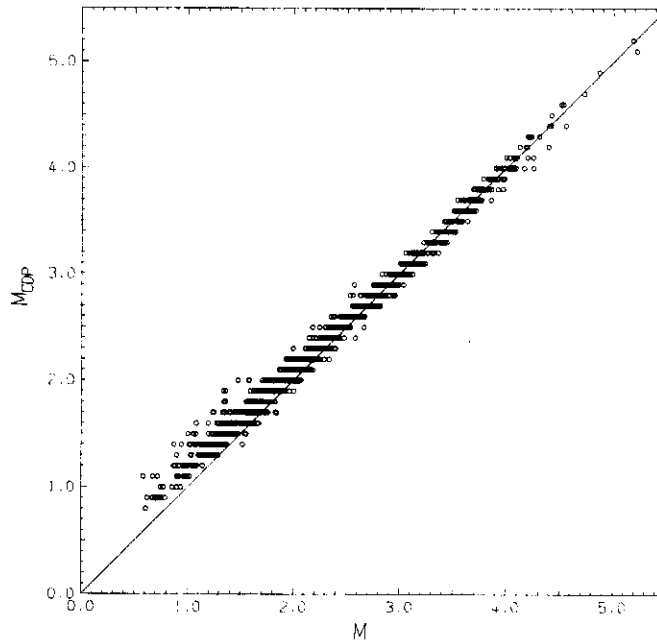


図 18 本文(11)式から各観測点毎に決めたマグニチュードの平均値 M と M_{CDP} の関係。
 Fig. 18 Relation between M and M_{CDP} , where M is the average of each station magnitude calculated from equation (11) in the text.

関東地方の7観測点の振幅データを $M=4$ の振幅に換算して α, β を求め、 $M = \log A_v + 2.04 \log R - 1.31$ を導いた。これらの式の $\log R$ の係数は、本研究結果とはほぼ同じで $\alpha=2$ 程度であることは興味深い。

一方、神林・市川(1977)は、坪井(1954)式と同等の M を与える式として、 $M = \log A_v + 1.64 \log R + 0.22$ を得た(R は震央距離)。この式及びこれと同じ α を持つ竹内(1983)の式は、現在気象庁で小地震の M 決定に使われている。しかし、竹内(1983)は、 α の計算に用いるデータ範囲の上限を M によって変え、例えば、 $M < 5.5$ の振幅データからは $\alpha=2.03$ 、 $M < 3.8$ では $\alpha=1.65$ になる結果を得ている。また、吉岡・飯尾(1988)も、 α が R 範囲の取り方によって著しく変わることを示している。

このように、本来マグニチュードを簡便な方法で決めるために用いられる(6)式の α が、 M や R 範囲及び地域によって変化するのは、先に調べたように、主に地震波伝播経路の不均質構造に起因している。坪井(1957)は、早津(1955)による全国気象官署毎のマグニチュード式の α の地理的分布の重要性を指摘した。この早津(1955)による東日本の α の分布は、太平洋プレートのもぐり込みによる大局的速度・ Q 構造で説明される(宇津, 1970)。

α =一定とするマグニチュード式から求めた観測点毎の M がばらつく要因として、発震機構による振幅の方位特性が挙げられる(前田, 1984; 松村, 1984)。先の図11の振幅分布にもその影響が含まれることが予想され、厳密には発震機構解による振幅の方位特性を除いて最大振幅を取り扱うべきであろう。しかし、多数の地震を平均して得られた図11の各振幅分布には、関東・東海の南岸に沿って振幅が遠方まで広がる特徴がみられ、フィリピン海プレートによる地震波伝播経路の影響の大きいことを示している。従って、図10(a), (b)の震源域毎の α 及び図16の観測点毎の α は、それぞれの R 範囲での地震波減衰の地域性を表わし、また、図12の南北、東西方向の α の変化で、(a)と(b)の波長の違いは、各々の R スケールでの地殻と上部マントルの横方向の変化を反映したものといえる。

次に、第2節の(3)式を関東・東海全域の浅い地震に適用した場合、 R の係数として $x=0.0016$ が得られた(図8の曲線B)。ひとつの試みとして、例えば、最大振幅の伝播経路をモホ面付近で代表し、 S 波速度を鶴川・他(1984)の3.74 km/secとすると、 $Q=228f$ 、 S 波速度をモホ面下の4.07 km/secとすると $Q=211f$ の関係が得られる。これはかなり粗い見積りであるが、佐藤(1986)は、Sato(1977)の方法により、関東・東海地域10観測点の S 波コードを解析し、1~16 Hzで $fQ_c^{-1}=1.1 \times 10^{-2}$ の関係を得ている(Q_c はコードのquality factor)。

最大速度振幅データを用いたマグニチュード式を導くための基準として、本研究では渡辺(1971)による前記(7)式の M と A_v の関係を用了。この M は、坪井(1954)により比較的大きな地震について定義された M_{JMA} であるが、その尺度は広い範囲では一様でない(例えば、Noguchi, 1977; 宇津, 1982; 林・阿部, 1984)。 (7)式は、主に、 $M_{JMA} 3 \sim 5$ で最小自乗法で導かれたが、勝又・柏原(1977)は、この程度の範囲の中で M_{JMA} はRichter(1935)のローカル

マグニチュード M_L と同様のものであるとしている。そうであれば、(7)式の関係は、マグニチュードを最初に定義した Richter (1935) のスケールを反映したものとも言える。

また、本研究では 35 km 以浅の地震を対象としたが、より深い地震の地震波伝播は浅い地震以上にフィリピン海プレートと太平洋プレートの影響を受け、振幅分布は著しい地域性・方位変化を示す(例えば、Nakanishi and Horie (1980) の震度分布参照)。従って、浅い地震の M の式を深い地震に適用すると、より顕著な地域的歪みを持つことが予想される。勝又(1964)の変位振幅による深い地震の M の定義のように、深さの関数として、または場所の関数として最大速度振幅の距離補正を与える必要があり、3次元減衰構造のインバージョンとともに今後の課題といえる。

最大振幅の周波数について、本稿では触れなかったが、予備的な調査では全体として 1~10 Hz の範囲にある。地震の規模によって卓越周波数は異なり、また、地域によってはある震源距離から卓越周波数が目だって減少する例もみられた。したがって、(6)式の距離減衰勾配 α の物理的意味を明らかにするには、最大振幅の距離減衰を周波数毎に扱う必要がある。木下(1986)は、深層観測井で得られた基盤地震動の距離減衰勾配を周波数の関数として導いている。

10. まとめ

1) 関東・東海地域の深さ 35 km 以浅の地震について、国立防災科学技術センターの 65 観測点の短周期速度地震計の上下動成分(固有周期ほぼ 1 秒)の最大振幅の距離減衰を調べた。データ数が多い場合、震源距離約 10 km~200 km の範囲で最大振幅の距離変化は、第 2 節(6)式の $\log A_v = \beta - \alpha \log R$ の回帰式で表わせる。

2) 関東・東海地域の 1,705 個の地震の最大振幅データ 36,008 個を基準の大きさの振幅に変換し、(6)式を適用すると $\alpha = 1.955$ が得られた。また、同じく(3)式の $\log A_v = \beta - x R - \alpha \log R$ を適用すると、 $x = 0.0016$, $\alpha = 1.621$ が得られた。

3) 狭い領域毎に、(6)式の α の平均を求めると地域によって著しい相違があり、 α は 1.6~2.3 程度まで分布する結果が得られた。また、震源域によって最大振幅の地理的分布パターンは異なり、最大振幅の距離減衰に著しい方位性がみられた。これらは、関東・東海下のフィリピン海プレートの存在による速度・ Q 構造の顕著な横方向変化によって定性的に説明される。

4) したがって、(6)の α を一定とするマグニチュード式を関東・東海の地震に一律に適用すると M は地域的ひずみを持つ。 α 一定の場合でも、現在のルーチン処理方式の $\alpha = 1.73$ よりも $\alpha = 2$ として、例えば(11)式を用いるほうが M のひずみ解消に有用といえる。さらに、いろいろな α を持つ地震のマグニチュードを一様に決めるため、観測点毎の距離減衰勾配を

求め65観測点のマグニチュード式を導いた((11)式と表1)。

今後は、周波数帯域を限って最大速度振幅の距離減衰を解析し、また、S波コーダの解析(佐藤, 1986)をさらに多くの観測点で行い、速度振幅の時間減衰と距離減衰との定量的な関係を明らかにすることが重要である。また、 M と R の広い範囲の最大振幅の距離減衰を得るために、より広いダイナミックレンジの地震観測が不可欠である。

謝 辞

国立防災科学技術センター佐藤春夫地殻変動研究室長には有益な示唆・助言をいただいた。鈴木宏芳総合地震予知研究室長には観測点近傍の地質・地層について、また、松村正三地震前兆解析室長には地震データベースについて御教示いただいた。原稿改善の上で、編集委員の小川信行主任研究官からは、有益適切な御指摘をいただいた。本研究の多くの図の作成には、岡田義光地震予知総括主任研究官による「MAP システム」を利用させていただいた。記して感謝の意を表します。

本研究は、科学技術庁防災科学特別研究「関東・東海地域における地殻活動に関する研究」及び科学技術庁振興費省際基礎研究「不均質構造における地震破壊と波動伝播に関する基礎研究」によるものである。

参 考 文 献

- 1) Bakun, W. H. and W. B. Joyner (1984): The M_L scale in Central California, Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1827-1843.
- 2) Gutenberg, B. (1945a): Amplitude of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., **35**, 3-12.
- 3) Gutenberg, B. (1945b): Amplitude of P , PP , and S and magnitudes of shallow earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., **35**, 57-69.
- 4) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保 正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博(1982): 関東・東海地域地殻活動観測網——国立防災科学技術センター, 地震II, **35**, 401-426.
- 5) 林 保彦・阿部勝征(1984): 気象庁データにもとづく M_s 決定法, 地震II, **37**, 429-439.
- 6) 早津昭男(1955): 地震の最大振幅が距離に対して減衰する割合——それと地下構造との関係, 地震II, **8**, 75-79.
- 7) Hutton, L. K. and D. M. Boore (1987): The M_L scale in Southern California, Bull. Seism. Soc. Am., **77**, 2074-2094.
- 8) Ishida, M. and A. Hasemi (1988): Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., **93**, 2076-2094.

- 9) 石川有三(1987): 気象庁データの変遷とそ問題点, 験震時報, **51**, 47-56.
- 10) 神林幸夫・市川政治(1977): 気象庁 67 型地震計記録による近地浅発地震の規模決定について, 験震時報, **41**, 57-61.
- 11) 勝又 護(1964): 深い地震の Magnitude を決める一方法, 地震II, **17**, 158-165.
- 12) 勝又 護・柏原静雄(1977): 気象庁マグニチュードについて 2, 3 のこと, 地震II, **30**, 511-515.
- 13) 木下繁夫(1986): 深層井観測により推定された厚い堆積層の地震応答特性, 国立防災科学技術センター研究報告, **38**, 25-145.
- 14) 前田直樹(1984): マグニチュードの決定精度について —— 最大速度振幅マグニチュードの場合 —— 地震II, **37**, 310-313.
- 15) 松村正三(1984): 微小地震観測網の検地能力の評価について —— 国立防災科学技術センター関東・東海地殻活動観測網 ——, 地震II, **37**, 475-489.
- 16) 松村正三・岡田義光・堀 貞喜(1988): 地震前兆解析システムにおける地震データ(高速採取データ)の処理, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 45-64.
- 17) 松村正三・岡田義光・井元政二郎・島田誠一・堀 貞喜・大久保 正・大竹政和・浜田和郎(1988): 地震前兆解析システムの機能と構成, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 35-44.
- 18) 村松郁栄(1964): Magnitude の定義式について, 地震II, **17**, 210-221.
- 19) 村松郁栄(1966): Magnitude の式の訂正および注釈, 地震II, **19**, 282-285.
- 20) Nakanishi, I. and A. Horie(1980): Anomalous distributions of seismic intensities due to the descending Philippine Sea plate beneath the southern Kanto district, Japan, J. Phys. Earth, **28**, 333-360.
- 21) Noguchi, S. (1979): On the relation between surface-wave magnitude and JMA magnitude, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. 7, **6**, 215-224.
- 22) 野口伸一(1985): フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴, 月刊地球, **7**, 97-104.
- 23) 岡田義光(1988): 地震データ利用のためのプログラムシステム, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 137-151.
- 24) Okada, Y. (1984): First results from Japanese network for earthquake prediction, Nature, **312**, 500-501.
- 25) Okada, Y. and Kasahara, K. (1990): Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, Tectonophysics, in press.
- 26) 大竹政和(1987): 国立防災科学技術センターにおける地震予知観測の現状と成果, 地震予知研究シンポジウム(1987), 9-15.
- 27) Richter, C. F. (1935): Instrumental earthquake magnitude scale, Bull. Seism. Soc. Amer., **25**, 1-32.
- 28) Richter, C. F. (1958): Elementary Seismology, W. H. Freeman and Company, Inc., 768 pp.
- 29) Sato, H. (1977): Energy propagation including scattering effects; single isotropic scattering approximation, J. Phys. Earth, **25**, 27-41.
- 30) 佐藤春夫(1986): 関東・東海地域におけるコード Q^{-1} の地域性, 地震II, **39**, 241-249.
- 31) Sato, H. (1988): Fractal interpretation of the linear relation between logarithms of maximum amplitude and hypocentral distance, Geophys. Res. Letters, **15**, 373-375.
- 32) 鈴木宏芳・高橋 博・福田 理(1983): 下総深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科

学技術センター研究速報, 48, 1-61.

- 33) 鈴木宏芳・高橋 博(1985): 府中地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, 64, 1-84.
- 34) 高橋 博・福田 理・鈴木宏芳・田中耕平(1983): 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, 47, 1-113.
- 35) 竹内 新(1983): 気象庁76型地震計によるマグニチュードの決定, 験震時報, 47, 112-116.
- 36) Terashima, T. (1968): Magnitude of microearthquake and the spectra of microearthquake waves, Bull. I.I.S.E.E., 5, 31-108.
- 37) 坪井忠二(1954): 地震動の最大振幅から地震の規模 M を定めることについて, 地震II, 7, 185-193.
- 38) 坪井忠二(1957): 地震のマグニチュードについて, 地震II, 10, 6-23.
- 39) 鷗川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司(1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について, 国立防災科学技術センター研究速報, 53, 1-88.
- 40) 宇津徳治(1964): マグニチュードの計算式 $M = \log A + \alpha \log \Delta + \gamma$ における α と γ の間の関係について, 地震II, 17, 236-238.
- 41) 宇津徳治(1970): 日本列島の上部マントルの異常構造について, 北海道大学地球物理研究報告, 25, 99-127.
- 42) 宇津徳治(1982): 各種マグニチュード間の関係, 地震研究所集報, 57, 465-497.
- 43) 宇津徳治(1984): 地震学, 共立出版, 310 pp.
- 44) 渡辺 晃(1971): 近地地震のマグニチュード, 地震II, 24, 189-200.
- 45) Wadati, K. (1931): Shallow and deep earthquakes (3rd paper), Geophys. Mag., 4, 231-285.
- 46) 山崎文人・大井田 徹(1985): 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震II, 38, 193-201.
- 47) 吉岡克平・飯尾能久(1988): 1 Hz 速度型地震計に対するマグニチュードの式の再検討, 地震II, 41, 437-441.
- 48) 吉田 弘(1972): 磁気テープ記録式電磁地震計による地震のマグニチュードの決定, 験震時報, 37, 49-54.

(1989年12月26日原稿受理)