

振動継続時間によるマグニチュード-南西島弧地震 火山観測所における経験式-

著者	永濱 功治, 角田 寿喜, 後藤 和彦
雑誌名	鹿児島大学理学部紀要. 地学・生物学
巻	25
ページ	85-94
別言語のタイトル	Earthquake Magnitude Estimated from Coda Duration-Experimental Formulas for NOEV Stations-
URL	http://hdl.handle.net/10232/00003936

振動継続時間によるマグニチュード
——南西島弧地震火山観測所における経験式——

永濱功治^{1)*}・角田寿喜¹⁾・後藤和彦²⁾

(1992年9月10日受理)

Earthquake Magnitude Estimated from Coda Duration
——Experimental Formulas for NOEV Stations——

Koji NAGAHAMA^{1)*}, Toshiki KAKUTA¹⁾ and Kazuhiko GOTO²⁾

Abstract

Several experimental formulas were investigated for estimating earthquake magnitude at five stations of Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes (NOEV), Faculty of Science, Kagoshima University. On the basis of magnitudes determined by Fukuoka Meteorological Observatory (FMO), we obtained convenient formulas for near earthquakes at each station using coda durations τ_{F-P} measured from P arrival times such as $M_{F-P} = \alpha \log \tau_{F-P} + \beta \log \tau_{S-P} + \gamma$, $M_{F-P} = \alpha \log \tau_{F-P} + \beta \tau_{S-P} + \gamma$ and $M_{F-P} = \alpha \log \tau_{F-P} + \gamma$, where τ_{S-P} refers to S-P time; coefficients α , β and γ vary from station to station.

Both coefficients α and β are rather large at TIR and AKN situated on the back arc side of Kyushu while small at SIT on the oceanic side. Large values are also observed at KSM where seismic waves are largely attenuated. They are probably useful for investigating a regional distribution of attenuation factor.

Key words: coda magnitude, Kyushu-Ryukyu arc (Nansei-toko), attenuation factor

¹⁾ 鹿児島大学理学部地学教室 〒890 鹿児島市郡元1丁目21-35

Institute of Earth Sciences, Faculty of Science, Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890, Japan

²⁾ 鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所 〒890 鹿児島市郡元1丁目21-35

Nansei-toko Observatory for Earthquakes and Volcanoes, Faculty of Science, Kagoshima University, 1-21-35 Korimoto, Kagoshima 890, Japan

* 現在：山川中学校 〒891-05 鹿児島県揖宿郡山川町成川2350

Present address: Yamakawa Junior High School, 2350 Narikawa, Yamakawa-cho, Ibusuki-gun, Kagoshima Prefecture 891-05, Japan

I. はじめに

大地震が発生する数年以上前から震源域の地震活動が低下し周辺で活動が高まるドーナツパターン現象 (Mogi, 1969), あるいは前震や群発地震など, 異常地震活動の検出は地震予知研究のための有力な手段のひとつとして考えられており, そのために必要な地震活動域および活動レベルの把握は, 広域微小地震観測における基本的調査項目となっている. 地震活動域を知るには, 個々の地震について4点以上でP波およびS波初動を検出できる程度の観測点密度が必要である. 活動域と地震規模が分かれば活動レベルが把握できる. しかし, 観測点密度に限界のある広域観測網では, 1ないしは数点のみでしか観測されない小さな規模の地震が観測数の圧倒的大部分を占める. 大まかな活動域は観測点毎のS-P頻度分布から推定できるが, 個々の地震のマグニチュードが情報量として加われば, このような極微小クラスの地震を含めた活動レベルの変化を見ることが可能になる.

1観測点の地震記象から得られる情報は, 理想的状態で, P波およびS波の到達時刻と振幅, 最大振幅, コーダ波の減衰包絡曲線, 振動開始からノイズレベルに埋れるまでの振動継続時間であろう. 福岡管区気象台 (FMO) は, EMTあるいはEMT76で観測された上下動成分の最大速度振幅を用いて, 小さな地震のマグニチュードを求めている. 観測された最大振幅に, 波面の幾何学的広がり効果や減衰を含む伝搬距離による補正を加え, 適当な大森係数を仮定して震央距離をS-P時間に変えれば, 1観測点のみの観測であっても係数を若干変更する程度で近似的に利用できるはずである. しかしダイナミックレンジが十分確保できないシステムでは, 振幅飽和のために適用可能領域はきわめて狭い範囲に限定されてしまう. これに対し, P波到達時を基準とした振動継続時間 (F-P時間) を用いる方法 [例えば, Tsumura (1967) など] は, 連続して発生する地震あるいは一定収録時間で打切られるシステムには適しないものの, 簡便であり実用的である.

一般に, 1つの観測網では, 1つの定義式をすべての観測点に適用してマグニチュードを計算し, 場合によっては観測点の補正項を加え, これを平均して対象とする地震のマグニチュードとする. しかし, 観測網が異なれば定義式の型は同じでも係数が異なるように, 広域に分布する観測網では, 地震計や地殻構造等の違いを反映して, 観測点毎に係数が異なる可能性がある.

この論文では, 振動継続時間, S-P時間等をパラメーターとするいくつかのマグニチュード定義式について, FMOの決めたマグニチュード (M_{FMO}) に準拠し, 鹿児島大学理学部附属南西島弧地震火山観測所 (NOEV) の個々の観測点毎に係数を求め, 定義式の適合性とともに関数の地域性について考察する.

II. データ

先にも述べたように, 九州とその周辺域に起こる小地震のマグニチュードの計算に, FMOは下記の式を用いている:

$$M_{FMO} = \log A_z + 1.64 \log \Delta + \gamma$$

ここで A_z は EMT あるいは EMT76 で観測された上下動成分の最大速度振幅 (単位は 10^{-5}m/s), Δ は震央距離 (単位は km), γ は定数で EMT については 0.22, EMT76 では 0.44 である (福岡管区気象台, 1991). 個々の地震の M_{FMO} は, 各観測点毎にこの式を適用して求められた値の算術平均である. 当然のことながら, 地震によっては観測点間で ± 1 にもおよぶ残差が生じることも

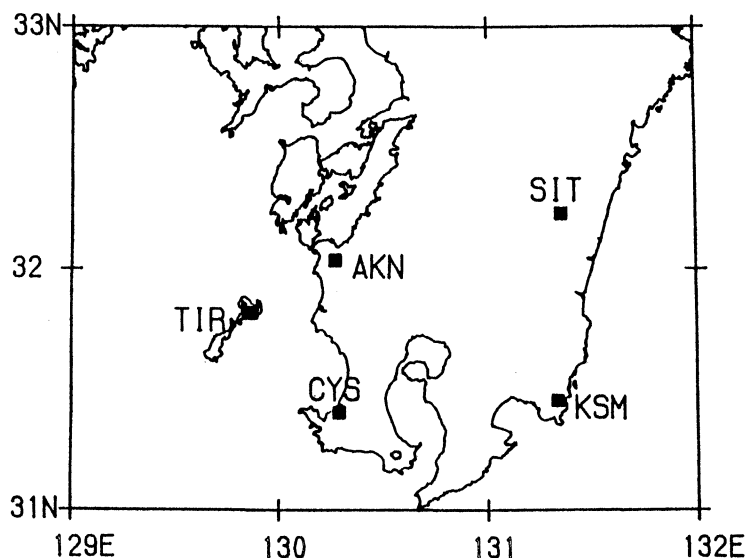


Fig.1. NOEV stations used for the present study.

ある。しかし、NOEV 観測点における微小地震に関する統計的関係式を定めるための相対的な基準として用いるのに、大きな支障があるとは考えられない。

観測点は長屋山 (CYS)、阿久根 (AKN)、西都 (SIT)、串間 (KSM)、平良 (TIR) の5点であり (Fig. 1)、各点のモニター記録上で上下動の最大振幅 (A_z)、F-P 時間 (τ_{F-P})、および S-P 時間 (τ_{S-P}) を検測する。換振器はすべて固有周期 1 秒で、CYS のみが 3 成分、その他は上下動 1 成分のみの観測である。また、CYS のモニター記録は 3 ch の熱ペン長時間レコーダー、AKN、SIT、KSM の 3 点は 1 ch のインク書き長時間レコーダー、TIR のみトリガー方式のサーマルドットプリンターと、アンプゲインを含めて観測システムは各点で異なるが (角田ほか, 1991)、マグニチュード定義式の定数は各点毎に求めるので、その違いは定数項にのみ含まれることになる。

解析には、1991年2月から9月の期間、北緯28°から34°、東経129°30′から133°の範囲に発生した深さ70km以浅の地震を用いた。いずれも NOEV 観測点から震央距離300kmの範囲にある地震で、各データセットにおける M_{FMO} の範囲は Table 1a および Table 2d に示してある。なお、Table 3 の自由度に 3 を加えたものが観測点毎の地震数である。

Ⅲ. マグニチュード定義式の検討

(1) 最大振幅によるマグニチュード

FMO に従い、上下動記録最大振幅 (A_z) と S-P 時間 (τ_{S-P}) を用いて

$$M_{Az} = \log A_z + \beta_0 \log \tau_{S-P} + \gamma_0 \quad (1)$$

とすれば、 β_0 は波面の幾何学的広がり効果と伝搬に伴う波動減衰に依存する定数、 γ_0 は観測システム等に関する観測点固有の定数となる。

最大振幅は、記象飽和のために適用可能な地震規模が限定され、伝搬経路や地盤特性の影響を受けやすい不安定な量と考えられるが、 M_{Az} と M_{FMO} との相関は比較的高い (Table 1a)。また

Table 1. Coefficients for the formulas of M_{Az} ; r refers to the correlation coefficient between M_{Az} and M_{FMO} . An unbiased estimate of the variance is given by $\sigma^2 = \Sigma(M_{Az} - M_{FMO})^2/f_d$, where f_d is the number of degrees of freedom. The range of M_{FMO} in a data set of each station is listed in the last column of the first table.

(a) $M_{Az} = \log A_z + \beta_0 \log \tau_{S-P} + \gamma_0$

Station	β_0	γ_0	r	σ^2	Range of M_{FMO}
C Y S	2.49 ± 0.24	-0.86 ± 0.31	0.79	0.0904	2.0-4.0
A K N	3.23 0.23	-2.37 0.27	0.79	0.0968	1.1-3.5
K S M	2.03 0.15	-0.54 0.18	0.84	0.0515	2.0-3.8
S I T	2.18 0.18	-1.08 0.20	0.71	0.0706	1.4-3.4
T I R	2.56 0.23	-1.14 0.28	0.85	0.0908	2.2-4.7

(b) $M_{Az} = \alpha_1 \log A_z + \beta_1 \log \tau_{S-P} + \gamma_1$

Station	α_1	β_1	γ_1	r	σ^2
C Y S	0.62 ± 0.06	2.31 ± 0.21	-0.40 ± 0.27	0.81	0.0675
A K N	0.77 0.10	3.07 0.24	-1.92 0.32	0.79	0.0927
K S M	0.84 0.11	1.94 0.17	-0.25 0.26	0.84	0.0504
S I T	0.76 0.10	1.99 0.20	-0.57 0.29	0.71	0.0676
T I R	1.06 0.25	2.57 0.24	-1.21 0.40	0.85	0.0925

β_0 に関しては、背弧側の観測点 CYS, AKN および TIR で相対的に大きく、太平洋側の KSM と SIT では小さな値が観測され、早津 (1955) が指摘したような構造に依存すると考えられる系統性が見られる。

渡辺 (1971) と同型の式

$$M_{Az} = \alpha_1 \log A_z + \beta_1 \log \tau_{S-P} + \gamma_1 \quad (2)$$

を用いても、 M_{FMO} との相関は変わらず、係数 β_1 の地理的分布に関する傾向は β_0 とほとんど同じである (Table 1b). また係数 α_1 に関しては、TIR ではほぼ 1 に等しいものの、その他の観測点では 1 より小さくなる。

マグニチュードを一定の震央距離における最大振幅の常用対数として定義すれば $\alpha_1 = 1$, 震源での最大振幅の 2 乗に比例する運動エネルギーとの間に $\log E = 1.5M + 11.8$ が成立つとすれば $\alpha_1 = 4/3$ となり、渡辺 (1971) が阿武山地震観測所の上下動速度振幅を用いて求めた $\alpha_1 = 1.18$ はその中間にある。

NOEV で観測された地震は、大部分が短周期の波が卓越する微小地震であり、表面波よりも実体波が優勢であるように見える。(2)式で計算される M が実体波マグニチュード M_B であって、例えば $\log E = 5.8 + 2.4M_B$ が成立つとすれば $\alpha_1 = 0.83$ となる。したがって、係数 α_1 が 1 より小さいことは説明できそうである。ただし、この論理では、係数 α_1 はすべての観測点を通じて一定である。確かに、有意水準 5% の F 検定では、 $\alpha_1 = 0.83$ あるいは $\alpha_1 = 1$ はもちろん、CYS を除けば $\alpha_1 = 1.33$ でも、その差は有意とみなせない。

(2) 振動継続時間によるマグニチュード

一般に、大きな地震ほど振動継続時間 (τ_{F-P}) が長くなる。したがって(2)式との類似で

$$M_{F-P} = \alpha_2 \log \tau_{F-P} + \beta_2 \log \tau_{S-P} + \gamma_2 \quad (3)$$

とした経験式が考えられる。これを用いると、 M_{Az} に比べて、分散の不偏推定値は大きく減少し、 M_{FMO} に対する相関は高くなる (Table 2a)。波面の幾何学的広がり効果と伝搬に伴う減衰に依存すると考えられる定数 β_2 は、確かに太平洋側の観測点 SIT で相対的に小さく、背弧側の AKN および TIR で大きくなっている。 β_0 あるいは β_1 の分布傾向とは、CYS で負になり KSM で大きな値をとることが異なっている。しかし、角田ほか (1991) によれば、KSM は太平洋側でも減衰の大きな特異点であり、KSM で β_2 が大きくなることは矛盾しないと考えられる。CYS における負の β_2 は測定誤差を見れば有意ではなく、減衰の影響がここでは無視できるほど小さいと解釈される。

振動継続時間マグニチュードとして一般に使われている式 (Hermann, 1975) に、構造に関する大森公式 $\Delta \approx k \tau_{S-P}$ を代入すると

$$M_{F-P} = \alpha_3 \log \tau_{F-P} + \beta_3 \tau_{S-P} + \gamma_3 \quad (4)$$

が得られる。この式を採用した結果 (Table 2b) は、同じ2つのパラメーター τ_{F-P} と τ_{S-P} を用いた(3)式による場合 (Table 2a) ときわめて良く似ている。すなわち、観測点間で係数の大きさを比較すると、 β_2 の場合と同様、 β_3 は CYS では誤差の範囲でゼロになり、AKN と TIR、および KSM で相対的に大きな値を示す。また係数 α_3 と α_2 は大きさもあまり変わらない。

一方、一次散乱モデルではコーダマグニチュード M_c は

$$M_c = c_1 \log t_c + c_2 t_c + c_3 \quad (5)$$

で与えられる (後藤, 1991; Michaelson, 1990)。 t_c は震源時から測った S 波コーダの経過時間、 c_1 は波面の幾何学的広がり依存する定数 (Aki and Chouet, 1975)、 c_2 は吸収による波動減衰に関する係数であり、周波数 f の波について

$$c_2 = (2\pi f/Q) \log e$$

である。

ここで t_c を P 波走時 t_P と τ_{F-P} を用いて書換え、 $t_c = \tau_{F-P} \{1 + t_P/\tau_{F-P}\}$ とおけば、震央距離 200 ~ 300km 以下の浅発地震で t_P は τ_{F-P} の 1 ~ 数分の 1 程度であるから、 M_c の近似式として

$$M_{F-P} = \alpha_4 \log \tau_{F-P} + \beta_4 \tau_{F-P} + \gamma_4 \quad (5)$$

が導かれる。しかし、この式を用いると、係数 α の観測点間での大小関係は τ_{S-P} を用いた場合とは異なり、また SIT および AKN でも β_4 が負となって減衰との対応も見られない (Table 2c)。

この式のパラメーターは τ_{F-P} のみである。定数 α_4 と β_4 を精度良く決めるには、 $\log \tau_{F-P}$ と τ_{F-P} の寄与を分離する必要がある。それには数秒から数100秒の広い範囲にわたって分布する τ_{F-P} が必要となる。しかし、観測されたデータの大部分は 20 から 60 秒の範囲にあって、この条件は満たされていない。したがって、 M_{FMO} との相関は高いものの、近地地震のマグニチュードを推定するために Table 2c の結果を採用するのは避ける方が良いと考えられる。

(3) 簡易計算式

Table 2a や 2b を見る限り、NOEV 観測網では右辺第 2 項の係数 β の大きさには有意な地域性が現われるが、対象を近距離の微小地震に限定すれば、第 2 項の相対的な効果はさほど大きくはない。ゆえに、(3)~(5)式で右辺第 2 項の効果は無視すれば、Tsumura (1967) が和歌山微小地震観測所における震央距離 200km 以下の地震について用いた式と同型の

Table 2. Coefficients for various formulas of M_{F-P} ; r is the correlation coefficient between M_{F-P} and M_{FMO} . An unbiased estimate of the variance is given by $\sigma^2 = \Sigma(M_{F-P} - M_{FMO})^2 / f_d$, where f_d is the number of degrees of freedom. The range of M_{FMO} in a data set of each station is listed in the last of this table.

(a) $M_{F-P} = \alpha_2 \log \tau_{F-P} + \beta_2 \log \tau_{S-P} + \gamma_2$

Station	α_2	β_2	γ_2	r	σ^2
C Y S	2.25 ± 0.10	-0.12 ± 0.10	-0.76 ± 0.20	0.94	0.0260
A K N	2.42 0.14	0.55 0.18	-1.95 0.28	0.91	0.0361
K S M	2.55 0.16	0.43 0.18	-1.83 0.29	0.92	0.0399
S I T	2.01 0.09	0.28 0.10	-0.82 0.18	0.94	0.0195
T I R	3.07 0.15	0.77 0.11	-2.52 0.22	0.84	0.0480

(b) $M_{F-P} = \alpha_3 \log \tau_{F-P} + \beta_3 \tau_{S-P} + \gamma_3$

Station	α_3	β_3	γ_3	r	σ^2
C Y S	2.23 ± 0.11	-0.001 ± 0.003	-0.85 ± 0.19	0.93	0.0266
A K N	2.39 0.15	0.021 0.006	-1.58 0.23	0.91	0.0357
K S M	2.54 0.16	0.016 0.007	-1.57 0.27	0.92	0.0402
S I T	2.01 0.09	0.011 0.004	-0.66 0.16	0.94	0.0194
T I R	2.78 0.16	0.031 0.004	-1.67 0.22	0.84	0.0454

(c) $M_{F-P} = \alpha_4 \log \tau_{F-P} + \beta_4 \tau_{F-P} + \gamma_4$

Station	α_4	β_4	γ_4	r	σ^2
C Y S	2.14 ± 0.30	0.000 ± 0.001	-0.73 ± 0.44	0.94	0.0265
A K N	3.47 0.58	-0.009 0.004	-2.73 0.74	0.90	0.0406
K S M	1.17 0.58	0.009 0.003	0.43 0.79	0.92	0.0391
S I T	2.45 0.37	-0.004 0.003	-1.06 0.46	0.93	0.0215
T I R	2.85 0.41	0.004 0.002	-1.55 0.53	0.91	0.0729

(d) $M_{F-P} = \alpha_5 \log \tau_{F-P} + \gamma_5$

Station	α_5	γ_5	r	σ^2	Range of M_{FMO}
C Y S	2.23 ± 0.10	-0.86 ± 0.18	0.94	0.0261	2.2-4.7
A K N	2.48 0.15	-1.49 0.24	0.89	0.0412	1.6-3.8
K S M	2.63 0.15	-1.54 0.27	0.91	0.0434	2.2-4.7
S I T	2.02 0.09	-0.56 0.16	0.93	0.0214	2.1-3.6
T I R	3.43 0.16	-2.26 0.26	0.91	0.0735	2.2-5.9

$$M_{F-P} = \alpha_5 \log \tau_{F-P} + \gamma_5 \quad (6)$$

が得られる。

この簡易式を NOEV 観測点に適用した結果が Table 2d である。不十分なデータに起因すると考えられる定数 α_4 には異なるものがあるが、 α_5 は α_2 や α_3 に十分近く、また M_{F-P} と M_{FMO} との相関は十分高いことから、(3)~(4)式の近似式となっていることが明瞭である。

(4) 偏りの地域性に関する検討

角田ほか (1991) は、九州南部域に発生する稍深発地震について、各観測点毎に計算された FMO マグニチュードからの偏り (ΔM) と走時残差 (ΔT) の間の顕著な相関を見出し、これを伝搬経路上での減衰に起因する現象と考えた。浅発地震に関してもこのような伝搬経路の影響が生じるとすれば、各観測点毎に推定される M_{F-P} には、やはり地震発生域による偏りが現われる可能性がある。

マグニチュードの偏りの検討にはデータ数が少ない感もあるが、(6)式による結果では、大部分が $-0.1 \leq \Delta M \leq 0.1$ にあり、例えば SIT において ΔM がこの範囲に入る地震数は、橘湾域の地震21個中16個、日向灘域では19個中14個であった。地震数が15個未満でばらつきの目立つ地域においても、少なくとも50%はその範囲に入る。したがって、 M_{F-P} に関しては地震発生域によるマグニチュードの偏りは無視して良いと考えられる。

IV. 考 察

振動継続時間 M_{F-P} に比べて、 M_{Az} は M_{FMO} との相関は低く、分散の不偏推定値も大きい。 M_{Az} の残差が大きくなる要因としては、発震機構の他に、最大振幅が飽和せずに記録される地震が特定地域に限定されがちであることの影響が考えられる。 M_{FMO} が同じであっても、地震波の到来方向が異なれば卓越する波形は大きく異なり、最大振幅が何倍も異なる場合がしばしば観測されるように、 M の大きな地震と小さな地震の到来方位が異なれば、 β を定数としたこと自体が大きな誤差の原因となる可能性がある。卓越周波数とカットオフ周波数の関係も問題となるかもしれない。さらに振幅最大を示す部分が波群ではなく1パルスのみ卓越する場合には、これを最大振幅とすると M_{Az} は大きめに決まり、 M_{F-P} を用いた場合との差は1におよぶこともある (Fig. 2)。

F 検定の結果を見れば、最大振幅を用いた M_{Az} と M_{F-P} との違いは TIR と KSM を除き有意である (Table 3)。これに対し τ_{F-P} に関しては、僅かに TIR においてのみ、(3)または(4)式を用いた場合と、(5)あるいは(6)式による場合との違いが認められる。一般に、(5)あるいは(6)式に比べて、(3)や(4)式を用いた方が分散の不偏推定値は小さく、特に TIR では違いが顕著である。

(3)あるいは(4)式では、震源距離の違いは τ_{S-P} に含まれている。一方、(5)と(6)式では、震源時からの経過時間 t_c の代わりに τ_{F-P} を用いているために、その違いは γ_4 および γ_5 に含まれ、厳密に言えば γ は定数にはならない。(6)式は

$$M_c = \alpha_6 \log t_c + \gamma_6 \quad (7)$$

の近似式である。P 波と S 波の速度比を仮定すれば τ_{S-P} より t_P が求まるから、 t_c の近似値は推定できる。Table 4 は、 $v_P/v_S = 1.7$ として決めた定数である。定数の符号および観測点間での大小関係は(6)式とほぼ変らないものの、すべての観測点で絶対値は大きくなり、標準偏差も全体的に増大している。すなわち、定数 α_5 に比べ、 α_6 は α_2 や α_3 から隔たる方向に変化する。

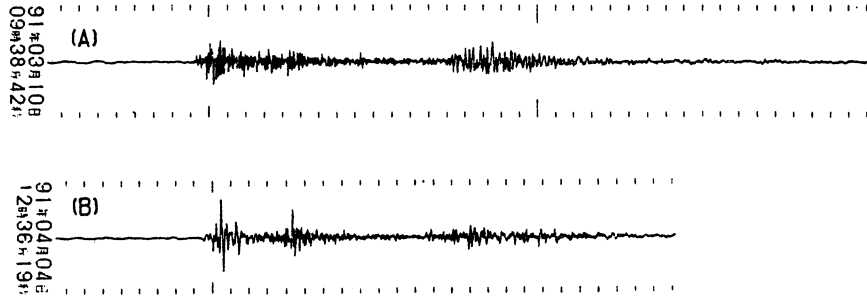


Fig.2. Examples of seismograms observed at TIR. (A) an event of $M_{FMO}=2.9$ in a central part of Nagasaki Prefecture. Several waves in a P wave group have trace amplitudes comparable to the maximum, which gives $M_{Az}=2.7$, while $M_{F-P}=2.9$ is derived from the coda duration. (B) an event of $M_{FMO}=2.6$ in a region of Tachibana Bay, Nagasaki Prefecture. The maximum trace amplitude of a pulse-like wave in a P wave group gives $M_{Az}=3.0$ which is considerably larger than $M_{F-P}=2.4$.

Table 3. F-test at a 0.05 level of significance for $M_{F-P}=\alpha_5 \log \tau_{F-P} + \gamma_5$ compared to various formulas.

	C Y S	A K N	K S M	S I T	T I R
$\alpha_1 \log A_z + \beta_1 \log \tau_{S-P} + \gamma_1$	2.58	2.25	1.16	3.15	1.26
Numbers of degrees of freedom	99	105	58	105	51
$\alpha_2 \log \tau_{F-P} + \beta_2 \log \tau_{S-P} + \gamma_2$	1.00	1.14	1.09	1.10	1.53
$\alpha_3 \log \tau_{F-P} + \beta_3 \tau_{S-P} + \gamma_3$	1.02	1.15	1.08	1.10	1.62
$\alpha_4 \log \tau_{F-P} + \beta_4 \tau_{F-P} + \gamma_4$	1.02	1.01	1.11	1.00	1.01
Numbers of degrees of freedom	56	62	52	61	81

Table 4. Coefficients for the formula $M_c = \alpha_6 \log t_c + \gamma_6$, where $t_c = t_p + \tau_{F-P}$; t_p was estimated under an assumption of $v_p/v_s = 1.7$. r is the correlation coefficient between M_c and M_{FMO} , and $\sigma^2 = \Sigma(M_c - M_{FMO})^2 / (n - 2)$.

Station	α_6	γ_6	r	σ^2
C Y S	2.55 ± 0.17	-1.81 ± 0.32	0.89	0.0455
A K N	3.08 0.18	-2.92 ± 0.33	0.90	0.0401
K S M	3.13 0.18	-2.78 ± 0.33	0.92	0.0403
S I T	2.51 0.13	-1.71 ± 0.24	0.91	0.0259
T I R	3.65 0.16	-3.78 ± 0.28	0.93	0.0540

(3)および(4)式で τ_{F-P} を t_c に置き換えたときの係数 α は、やはり α_6 に近い値になる。 v_p/v_s を変えても結果にほとんど影響しない。すなわち、どのタイプの式を用いるかというよりも、パラメーターを t_c に選ぶか τ_{F-P} にするかが係数の値に大きく影響する。したがって、TIRに見られたF値の有意な違いは、単に τ_{S-P} に関する項を含むかどうかによって生じた可能性が強い。

Aki and Chouet (1975) によれば、コーダ波エネルギーは $t^{-m} \exp(-\omega t/Q)$ に比例して減衰する。 m は波面の幾何学的広がり依存する定数で、コーダが実体波であれば $m=2$ 、表面波であれば $m=1$ となる。(6)式を導いた論理に従えば、 $\alpha_5 \doteq \alpha_6 = 2m/3$ が成立はずであり、 α_2 および α_3 も同様にその近似値と考えられる。しかし、Table 2d に見るように、NOEV 観測網では α_5 は有意に $4/3$ より大きい。他の地域においても、堀 (1973) のコンパイル結果に見るように、鳥取2.70、和歌山および宇都宮2.85、堂平2.94、北信3.63、犬山4.06と、同様である。

α と β の大きさを観測点間で較べると、一般に β が小さければ α も小さくなる (Table 2a と b)。Hermann (1975) によれば、 t を P 到達時から測った時間とすると、コーダ振幅の包絡曲線は $A_c(t) = C(t/t_s)^{-q}$ で表わされる。ここで、 C 、 t_s および q は定数である。定数 q と α_5 の間には $\alpha_5 = 4q/3$ なる関係があるから、コーダ波の振幅が時間とともに急激に減衰すればするほど、 α_5 は大きな値をとる。一次散乱モデルに従えば、係数 α_5 が小さければ小さいほど、遠方からの散乱波が記録されることになり、当然、 α_5 の大きさには観測点周辺域の Q の影響が含まれる。

一方、Frankel and Wennerberg (1987) によれば、コーダ波のエネルギーは $t^{-3} \{1 - \exp(-\omega t/Q_s)\}$ に比例して減衰する。散乱 Q_s が大きく経過時間 t が小さいときは、Taylor 展開により $\{1 - \exp(-\omega t/Q_s)\} \doteq \omega t/Q_s$ であるから、Aki and Chouet (1975) のモデルに一致して t^{-2} に比例し、 Q_s が小さく t が大きければ t^{-3} に比例する。したがって、エネルギー減衰を $t^{-(3-u)}$ の形に書換えれば (ただし、 $0 \leq u \leq 1$)、係数 α が $4/3$ と 2 の間になることは説明できる。しかし、 α が有意に 2 を越えることの解釈は不可能である。ゆえに、 α も β も共に減衰の効果を含むとすれば、経験式ではあるが、 p を 1 より大きな定数として、コーダ波のエネルギーは $t^{-(2+p)} \exp(-\omega t/Q)$ に比例して減衰することになる。

角田ほか (1992) が TIR の τ_{F-P} を用いてマグニチュードを推定した式は

$$M_{F-P} = (3.06 \pm 0.29) \log \tau_{F-P} + (0.50 \pm 0.13) \log \tau_{S-P} + (-2.13 \pm 0.47)$$

であった。当時、換振器は Mark Products L-22 ($f_0=2\text{Hz}$) を使用していた。現在は勝島製作所 PMK-110V ($f_0=1\text{Hz}$) を使い、アンプゲインも 12dB ほど下げている。このような観測システムの変更にもかかわらず、TIR における α の値は変わっていない (Table 2a)。

係数 p の分布にはおそらく Q と同様の地域性がある。減衰の地域的分布傾向を調べるには、量的に小さな係数 β よりも、 α を用いるほうが精度が高いと考えられる。アナログ記録でも容易に計算できるから、古い記録も利用でき、減衰係数の分布に関する分解能を高めることも可能である。

V. まとめ

M_{FMO} を基準として推定した NOEV 観測網におけるマグニチュード M_{F-P} は、相関係数も大きく、特に(3)、(4)および(6)式は十分に実用的である。ただし、F-P 時間 (τ_{F-P}) の代りにコーダ波の経過時間 t_c を用いた時、観測点間で定数 α の大小関係はほぼ同じであるが、値がかなり大きく変ることから、これらの式はコーダ波1次散乱モデルの近似式とするよりも、経験式と考えるのが妥当であろう。 ± 0.1 程度の誤差を許容すれば、近地地震のマグニチュード推定に上記の

3式のいずれを用いても違いはない。また、地震発生域の違いの影響も大きくはない。

限られた観測点ではあるが、定数 α には観測点近傍の Q 値と関係する地域性が認められた。すなわち、伝搬に伴う減衰に対応する(3)および(4)式の右辺第2項の定数 β が大きな値の観測点では、 α の値も大きくなる。 Q 値との定量的な関連は現段階ではつけられないが、減衰の程度を示すパラメーターとして有効性が発揮できそうである。

謝辞 議論していただいた鹿児島大学理学部地学教室宮町宏樹氏、観測にあたられた南西島弧地震火山観測所技官平野舟一郎氏、御協力いただいた上甕村立平良中学校教諭下中諭氏（現在、鹿児島市立緑ヶ丘中学校）、および松崎法蔵氏（阿久根市）、中武計亮氏（西都市）に感謝します。

この研究は、財団法人東京海上各務記念財団より助成いただいた「南九州—南西諸島の地震および火山のテクトニクス研究」（代表者：角田寿喜）の一部としておこなった。関係者の皆様に厚く御礼申し上げます。

参考文献

- Aki, K. and Chouet, B. 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3322-3342.
- 福岡管区気象台, 1991. 九州地方の地震活動（1984年～1990年）—テレメータシステム整備後の地震資料—。福岡管区気象台要報, **46**.
- Frankel, A. and Wennerberg, L. 1987. Energy-flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1223-1251.
- 後藤和彦, 1991. S波コーダ部分の振幅による地震マグニチュードの決定. 地震2, **44**, 355-363.
- 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2, **8**, 75-79.
- Hermann, R.B. 1975. The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 899-913.
- 堀実, 1973. 堂平微小地震観測所の観測による近地地震のマグニチュードの決定. 震研速報, **10**, 1-4.
- Michaelson, C.A. 1990. Coda duration magnitudes in central California: an empirical approach. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1190-1204.
- Mogi, K. 1969. Some features of recent seismic activity in and near Japan (2) Activity before and after great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47**, 395-417.
- 角田寿喜・宮町宏樹・高木章雄, 1991. 九州—琉球弧北部域の稍深発地震活動. 地震2, **44**, 63-74.
- 角田寿喜・宮町宏樹・久保田裕史・高木章雄, 1992. 九州の内陸地震活動. 地震2, **45** (印刷中).
- Tsumura, K. 1967. Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 7-18.
- 渡辺晃, 1971. 近地地震のマグニチュード. 地震2, **24**, 189-200.