

# 断層近傍まで適用可能な最大加速度の距離減衰式の導出と改訂

福島 美光  
(技術研究所)

## § 1. はじめに

地震動の距離減衰式は、波動の伝播特性の解明上  
有用であり、また地震危険度解析など入力地震動の  
評価に主要な役割を果たしている。すでに著者らは、  
1990年に最大加速度の距離減衰式をBSSA（アメリ  
カ地震学会誌）に発表した<sup>1)</sup>。ただし、距離減衰式  
は強震記録の重回帰分析により求められているため、  
観測記録に大きく依存する恐れがある。そこで、そ  
の後集めた最大加速度のデータを追加して距離減衰  
式を改訂し、1992年地震学会に梗概を発表した<sup>2)</sup>。  
改訂された式は1990年に発表したものとほとんど変  
わらない。このことは導出した距離減衰式の安定性  
を意味するものの、手法そのものには新たなオリ  
ジナリティーがないので、論文として発表をしてい  
なかった。ところが近年、1994年Northridge地震や  
1995年兵庫県南部地震が発生し、多方面から最大振  
幅の距離減衰が注目を集め（例えばIrikura and  
Fukushima, 1995<sup>3)</sup>； 猿田・他, 1995<sup>4)</sup>； 福島・  
渡辺, 1995<sup>5)</sup>； など）、詳細な内容について公表を  
求める声が多く聞かれるようになった。そこで本報  
告では、著者らが手掛けてきた最大加速度の距離減  
衰式の導出と改訂について平易に記述する。内容は、  
すでに著者の学位論文である「地震波の発生伝播の  
理論を背景とした入力地震動の経験的予測」(ORI  
研究報告93-07) <sup>6)</sup>の一部として著したものである。

## § 2. 日本の距離減衰式の距離係数

日本では、日立鉱山の観測記録に基づいた地震基  
盤における地震動速度の半経験式、いわゆる金井式  
<sup>7)</sup>が発表されて以来、四半世紀にわたって数多くの  
研究がなされ、特に最大加速度については強震計記  
録の蓄積につれ、その時点での新しいデータセット

を用いた重回帰分析による多数の距離減衰式が提案  
されてきた。田中・福島<sup>8)</sup>は日本において1988年以  
前の10年間に発表された最大加速度の距離減衰式を  
レビューし、両対数軸上で評価した距離係数の値  
(距離減衰曲線の傾き)に着目した検討を行った。  
その結果図-1に示すように、約20の距離減衰式の  
距離100kmにおける減衰傾度の平均値は-1.0で、粘  
性減衰および散乱減衰を含まない幾何減衰のみの値

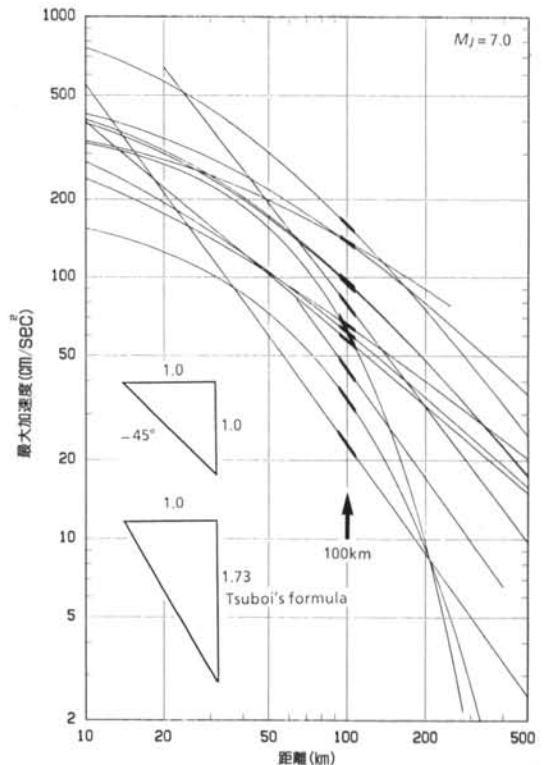


図-1 重回帰分析で求められた日本の最大加速度の距離減衰式。横軸は震央または震源距離、100kmにおける傾きは-0.6から-1.9で平均-1.0

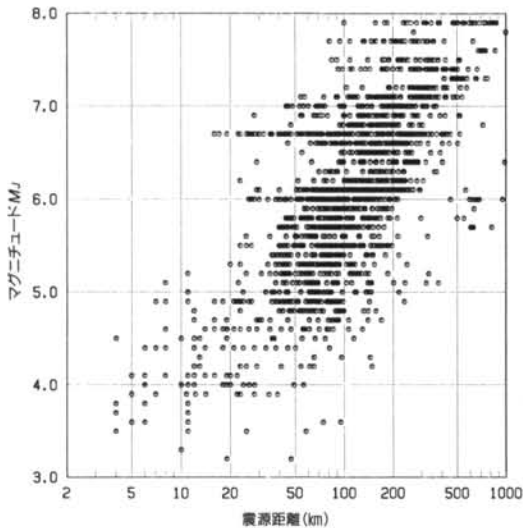


図-2 日本で観測された最大加速度のマグニチュードと距離の分布。最大加速度は水平2成分の平均で2.262データ。マグニチュードと対数をとった距離の相関係数は0.73

距離係数が小さく求まる要因はいくつか考えられる。一つは地震動の強さが強震計のトリガーレベルに近い遠距離では、相対的に地動レベルが大きい観測点だけで記録が得られ、結果として遠距離の平均加速度レベルを押し上げる可能性がある。また、伝播経路の問題として、地震波がプレートのHigh-Qゾーン（地震波が減衰しにくい領域）を通過するために振幅があまり減衰せずに遠距離まで伝わるので、結果的に距離減衰の傾度が小さくなるという指摘がある<sup>10)</sup>。しかし、一方ではプレート内地震とプレート間地震のデータを層別して求めた二つの距離減衰式の違いは小さいという研究<sup>11)</sup>もあり評価は一定しない。要因のうち最も影響が大きいと思われるのは、マグニチュード ( $M$ ) と距離 ( $X$ ) の関数として加速度データを重回帰分析するとき、係数間の相互作用によってマグニチュード係数の誤差が距離係数に与える影響であり、 $M$ と $X$ に強い相関があるときその影響が顕著となる<sup>1)</sup>。事実、日本のデータは両者の間に強い正の相関があるので、この問題は無視できない。

### §3. 日本の最大加速度のデータベース

田中・他<sup>12)</sup>は1960年から1987年までに日本で得られた強震記録<sup>13), 14), 15), 16)</sup>を調べ、約4,500水平成分からなる地盤上で観測された最大加速度のデータベースを作った。図-2にデータのマグニチュードと震源距離の関係を示す。距離が大きい（小さい）ければマグニチュードも大きい（小さい）という顕著な正の相関が見られる。マグニチュードと常用対数をとった震源距離の相関係数は0.73であった。

回帰分析の結果の妥当性を検証するためには、まず個々の地震の距離減衰の特性を調べる必要がある。そこで1960年から1987年までに日本で得られた43地震の2,204水平成分を次の基準で選び、水平2成分の平均最大加速度の常用対数を目的変数として以下の検討を行った。1)  $M_f \geq 6.0$ , 2) 深さ  $\leq 100$ km, 3) 1地震で5箇所以上の観測点で記録されたもの。この基準で選んだデータのマグニチュードと震源距離の分布を図-3に示す。マグニチュードと震源距離の相関係数は0.53である。

ただし水平2成分の平均最大加速度の常用対数を用いた場合、その平均値は1.440で、二成分のうち大きい方をとった場合の1.489に対して3.3%小さい。

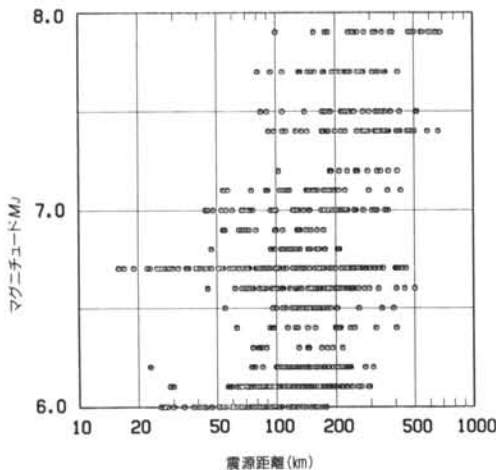


図-3 検討に用いる43地震の最大加速度のマグニチュードと距離の分布。最大加速度は水平2成分の平均で1,102データ。マグニチュードと対数をとった距離の相関係数は0.53

となってしまふ。また坪井<sup>9)</sup>による変位の距離減衰の傾き-1.73と比べても小さな傾きになっている。

#### §4. 距離係数の推定誤差に関する検討

問題を簡単にするため、対数軸で線形関係になる(1)式の回帰モデルを仮定し、個々の地震の最大加速度データにあてはめた。

$$\log A = -b \cdot \log X + c \quad \dots\dots(1)$$

ここで  $A$  は最大加速度 ( $\text{cm/sec}^2$ )、 $X$  は震源距離 ( $\text{km}$ )、 $b, c$  は回帰係数である。それぞれの地震に対して求めた回帰直線を図-4の細線で示す。図-5は距離係数  $b$  のヒストグラムで平均値は1.71である。

次に全ての地震のデータを一括して  $M$  と  $X$  を説明変数とした重回帰分析を行った。用いた回帰モデルは、最も一般的な(2)式である。(以後モデルAと表す。)

$$\log A = aM - b \cdot \log X + c \quad \dots\dots(2)$$

ここで  $a, b, c$  は回帰係数である。結果を図-4の破線で示した。得られた距離係数  $b$  は1.19で、図-5に示すように個々の地震の距離係数の平均値1.71に比べて有意に小さい。

このように距離係数が実際の値より小さく求まる理由を数値実験によって確かめた。図-6に細線で

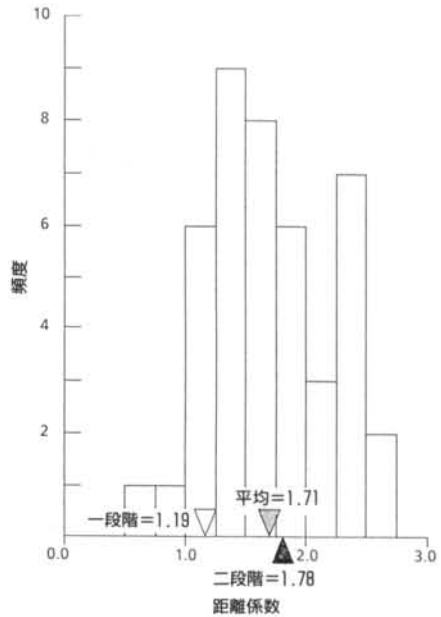


図-5 個々の地震での距離係数の頻度分布と平均値。一般に用いられている重回帰分析と二段階回帰分析の距離係数も示した。

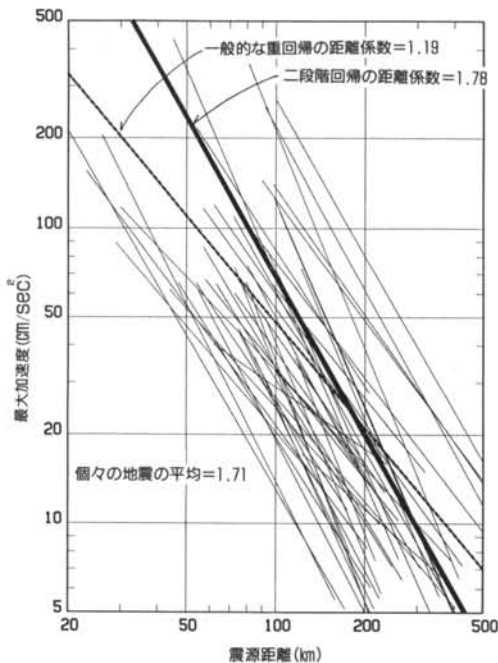


図-4 一般に用いられている重回帰分析(太い破線)と層別因子を用いた二段階回帰分析(太い実線)の比較。両方の回帰直線は  $M_J=7.0$  に基準化してある。細い線は個々の地震の回帰直線

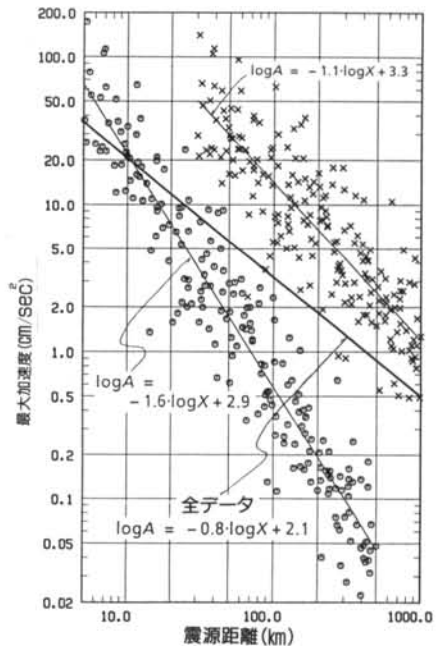


図-6 乱数を用いて作った異なる距離係数の2地震に対する最大加速度(データポイント)および回帰分析結果(直線)

示す二つの地震に相当する距離減衰式を模擬した直線を中心にして、縦軸方向にガウス分布を与え乱数によって○と×で示すデータを発生させた。気象庁のマグニチュードの決定誤差は0.3程度あり、図-6に示した二つのデータセットは、決定されたマグニチュードは同じだが、実際には異なる地震規模の二つの地震に相当し、最大加速度のレベルが異なることを強調して模擬した。それぞれの地震のデータに(1)式をあてはめると $b$ は1.1と1.6に求まるが、二組のデータを一括して回帰分析すると図-6の太線のように $b$ は0.8となり、明らかに個々の地震の $b$ より小さくなる。実際のデータではこれほどのレベル差は考えにくい、地震数は多くなるので $b$ の誤差は大きくなるものと考えられる。二つの地震に相当するデータはやや横軸方向にずれて分布しているが、井合・他(1992)17)によれば、実際に観測された強震記録はこのように地震ごとに横軸方向にずれた分布をしており、たとえマグニチュード毎に回帰分析しても地震間の誤差の排除は十分ではないことが示されている。

同様に、異なる二つの地域で様々なマグニチュードの地震が起き、同じ震源距離で観測されたことを想定して乱数のデータを発生させる。そして次の回帰モデルにあてはめる。

$$\log A = aM + c \quad \dots\dots(3)$$

ここで $a$ と $c$ は回帰係数である。それぞれのデータに対して求めた回帰結果を細線で、二つのデータを一括して求めた回帰結果を太線で図-7に示す。この場合もそれぞれのデータに対するマグニチュード係数 $a$ は0.28および0.51と求まるが、二つのデータを一括して回帰分析すると、明らかに小さいマグニチュード係数0.19が得られた。このようにデータの分布に偏りが見られる二組のデータを一括して回帰分析すると、個々のデータの特性和とは異なる回帰係数が得られる可能性があることがわかった。

さらに距離係数 $b$ の値が実際の減衰特性と異なる値に求まる理由を(2)式回帰モデルで考えてみる。いま、それぞれ $\sigma_M$ ,  $\sigma_{\log A}$ ,  $\sigma_{\log X}$ を $M$ ,  $\log A$ ,  $\log X$ の標準偏差、また $R_{M, \log X}$ ,  $R_{M, \log A}$ を $M$ と $\log X$ および $M$ と $\log A$ の相関係数とすると、距離係数 $b$ は(4)式のようにマグニチュード係数 $a$ の一次式で表される(式の導出は付録に示す)。

$$b = (a \cdot \sigma_M - \sigma_{\log A} \cdot R_{M, \log A}) / (\sigma_{\log X} \cdot R_{M, \log X}) \quad \dots\dots(4)$$

日本のデータには $M$ と $\log X$ の間に強い正の相関が

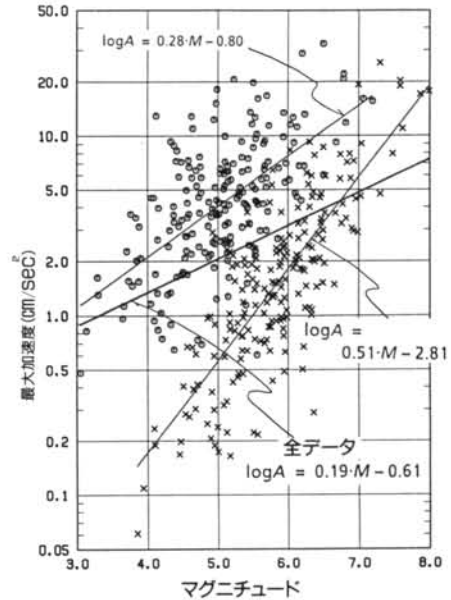


図-7 乱数を用いて作った異なるマグニチュード係数の2地域に対する最大加速度(データポイント)および回帰分析結果(直線)

あり、 $\sigma_M / (\sigma_{\log X} \cdot R_{M, \log X})$ は正の値となる。したがって $b$ は $a$ に強く依存し $a$ が小さくなれば $b$ も小さくなり、その逆も真である。同様の関係は他の回帰モデルを設定した場合にも言え、このことが日本の既往の距離減衰式の傾きが小さい事実を説明する主な理由と考えられる。

## §5. 層別因子を用いた回帰分析

マグニチュード係数 $a$ と距離係数 $b$ の相互依存性の影響を避けるためにはCambell<sup>18)</sup>のようにデータに重み付けすることによって、結果的に $M$ と $X$ の相関を小さくするという手法もあるが、重みの物理的根拠はあまり明らかでない。一方、層別因子(ダミー定数またはクロネッカーの $\delta$ とも言う)を導入した二段階回帰分析<sup>19)</sup>の有効性は知られている。この手法はJoyner and Boore<sup>20)</sup>や安中<sup>21)</sup>によって用いられた。二段階回帰の第一段階では、まず(2)式における $b$ は全ての地震で同じものであると仮定し、 $aM + c$ を定数項として $\sum d_i l_i$ に置きかえて(5)式回帰モデルをあてはめる。

$$\log A = -b \log X + \sum d_i l_i \quad \dots\dots(5)$$

ここで、 $l_i$ は層別因子 ( $i$ 番目の地震のとき1, その他のとき0),  $d_i$ は $i$ 番目の地震の定数項である。このようにすると距離係数 $b$ は1.78と求まり, 各地震の $b$ の平均値1.71に近い値になる。次の段階としてマグニチュード係数 $a$ は(4)式より, 定数項 $c$ は(6)式で求める。

$$c = \overline{\log A} + b \overline{\log X} - a \overline{M} \quad \dots\dots(6)$$

ここで、 $\overline{\log A}$ ,  $\overline{\log X}$ ,  $\overline{M}$ はそれぞれ $\log A$ ,  $\log X$ ,  $M$ の平均値である。層別因子を用いて回帰した結果を図-4の太線および図-5中に示した。層別して求めた $b$ は1.78で, 個々の地震の平均値1.71とほとんど一致し, 一般的な重回帰分析による1.19よりかなり大きい値が得られた。Joyner and Booreは二段階目に, 一段階目で得られた $b$ 値を用いて,  $\log A$ から距離の項を補正したのち,  $a$ と $c$ を単回帰分析で求めている。この方法では地震ごとの観測データ数の違いは考慮されない<sup>22)</sup>。一方(4)および(6)式から $a$ と $c$ を求めた場合, 1地震あたりのデータ数で重み付けして $a$ と $c$ を求めることになり, より合理性があると考えられる<sup>23)</sup>。

さらに日本でよく使われている次に示す他の回帰モデルについても, 同様の検討を加えた。

$$\log A = aM - b \cdot \log(\Delta + 30) + c \quad (\text{モデルB}) \dots\dots(7)$$

$$\log A = aM - \log X - b \cdot X + c \quad (\text{モデルC}) \dots\dots(8)$$

ここで $\Delta$ は震央距離である。モデルBは近距離での頭打ちを考慮した距離減衰式<sup>24), 25), 26)</sup>, モデルCは点震源を仮定した実体波の幾何減衰と内部減衰を考慮した距離減衰式<sup>20), 27), 28)</sup>である。距離の定義はモデルによって異なるが, 近距離における頭打ちの傾向はモデルBの形で表現でき, また遠距離においてはモデルCで幾何減衰と内部減衰による実体波の距離減衰が表現できるであろう。これらのモデルを用いて, 一般に行われている重回帰分析と層別因子を用いた回帰分析を行い, 結果を表-1に比較して示した。どのモデルが適合度がよいかは標準偏差で知ることができる。二段階の層別回帰で得られる

距離係数と重回帰で得られる距離係数の比を表-1に示した。全てのモデルにおいて, 層別因子を用いた回帰分析によって, 一般的な重回帰分析より大きく正確な距離係数が得られる。

## §6. 海洋の地震と内陸の地震の減衰

地震波の減衰には地域性があることが指摘されている。例えばCrouse *et al*<sup>10)</sup>は, 太平洋プレートのもぐり込み帯で発生した地震波は, 太平洋プレート上面のHigh-Qゾーンを伝播するために減衰しにくく, このことが東北日本の距離減衰式の傾きを小さくしている原因だと指摘している。そこでプレート境界で発生した地震と内陸部で発生した地震を分けて距離減衰式(モデルA)の傾きを検討した。表-2および図-8に各地震の距離係数を示す。震央が東北日本のプレート境界(S1), 南海のプレ

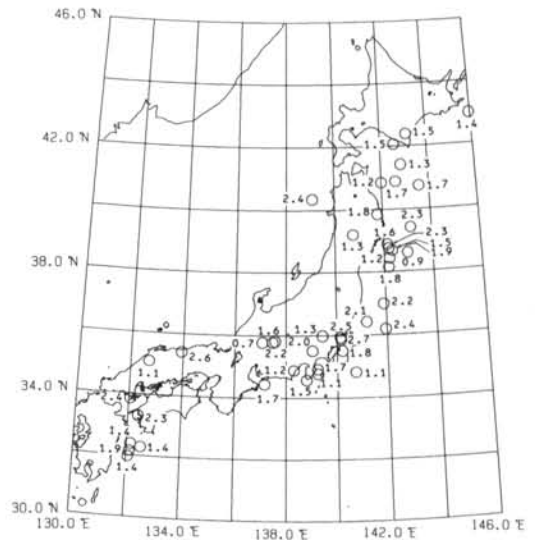


図-8 距離係数と震央の分布。

モデル	一般的な一段階の重回帰分析 $\log A =$	個々の地震ごとに層別した二段階回帰分析 $\log A =$	距離係数の比 (二段階/一段階)	標準偏差
A	$0.26M - 1.19 \cdot \log X + 2.24$	$0.42M - 1.78 \cdot \log X + 2.46$	1.50 (= 1.78/1.19)	0.35
B	$0.40M - 1.50 \cdot \log(\Delta + 30) + 2.03$	$0.52M - 1.87 \cdot \log(\Delta + 30) + 2.09$	1.25 (= 1.87/1.50)	0.30
C	$0.27M - \log X - 0.00049X + 1.86$	$0.40M - \log X - 0.00164X + 1.18$	3.35 (= 0.00164/0.00049)	0.34

$$A: \log A = aM - b \cdot \log X + c, \quad B: \log A = aM - b \cdot \log(\Delta + 30) + c, \quad C: \log A = aM - \log X - b \cdot X + c$$

A: 最大加速度 (cm/SEC<sup>2</sup>) M: マグニチュード X: 震源距離 (km) Δ: 震央距離 (km) a, b, c: 回帰係数

表-1 一般に用いられている重回帰分析と, 層別因子を用いた二段階回帰分析による回帰係数の比較。

一ト境界 (S2), 内陸部 (C) に位置する地震で地域分けし, 「南海地域のプレート境界付近で発生した地震, および内陸部で発生した地震の距離減衰の傾き  $b$  が, 東北日本のプレート境界で発生した地震

	震源地	発震時 (年月日)	経度・緯度	深さ (km)	M <sub>J</sub>	b	地域*	データ数
1	Near Shizuoka	1965.04.20	138°18'E, 34°53'N	20	6.1	1.2	S2	5
2	Hyuganada	1968.04.01	132°32'E, 32°17'N	30	7.5	1.4	S2	15
3	E off N Honshu	1968.05.16	143°35'E, 40°44'N	0	7.9	1.7	S1	30
4	E off Aomori Pref.	1968.05.16	142°51'E, 41°25'N	40	7.5	1.3	S1	14
5	Off Iwate Pref.	1968.06.12	143°08'E, 39°25'N	0	7.2	2.3	S1	12
6	Middle of Saitama Pref.	1968.07.01	139°26'E, 35°59'N	50	6.1	1.3		33
7	E off Miyagi Pref.	1968.07.05	142°13'E, 38°26'N	50	6.4	1.2	S1	9
8	W Coast of Ehime Pref.	1968.08.06	132°23'E, 33°18'N	40	6.6	2.3	S2	12
9	Hyuganada	1969.04.21	132°07'E, 32°09'N	10	6.5	1.9	S2	5
10	Middle of Gifu Pref.	1969.09.09	137°04'E, 35°47'N	0	6.6	0.7	C	30
11	S Part of Hokkaido	1970.01.21	143°08'E, 42°23'N	50	6.7	1.5		9
12	Off Miyagi Pref.	1970.09.14	142°20'E, 38°41'N	40	6.2	1.5	S1	8
13	SE Akita Pref.	1970.10.16	140°45'E, 39°12'N	0	6.2	1.3	C	5
14	Off Coast of Aichi Pref.	1971.01.05	137°10'E, 34°26'N	40	6.1	1.7	S2	23
15	E off Aomori Pref.	1972.03.20	142°00'E, 40°51'N	80	6.4	1.2	S1	6
16	Off Nemuro Pen	1973.06.17	145°57'E, 42°58'N	40	7.4	1.4	S1	9
17	Off Miyagi Pref.	1973.11.19	142°09'E, 38°53'N	50	6.4	1.6	S1	6
18	Near S Coast of Izu	1974.05.09	138°48'E, 34°34'N	10	6.9	1.5		26
19	Off Ibaraki Pref.	1974.07.08	141°12'E, 36°25'N	40	6.3	2.1	S1	14
20	Near Oshima	1978.01.14	139°15'E, 34°46'N	0	7.0	1.1		24
21	Off Miyagi Pref.	1978.02.20	142°12'E, 38°45'N	50	6.7	2.3	S1	20
22	Central Shimane Pref.	1978.06.04	132°42'E, 35°05'N	0	6.1	1.1	C	7
23	Off Miyagi Pref.	1978.06.12	142°10'E, 38°09'N	40	7.4	1.8	S1	45
24	Western Setonaikai	1979.07.13	132°03'E, 33°51'N	70	6.1	2.4	S2	9
25	Izu Pen Region	1980.06.29	139°14'E, 34°55'N	10	6.7	1.7		62
26	SE Coast of Kanto	1980.09.25	140°13'E, 35°31'N	80	6.1	1.8		75
27	E off Mid-Tohoku	1981.01.19	142°58'E, 38°36'N	0	7.0	0.9	S1	8
28	E off N Tohoku	1981.12.02	142°36'E, 40°53'N	60	6.2	1.7	S1	9
29	S off Hokkaido	1982.03.21	142°36'E, 42°04'N	40	7.1	1.5		18
30	E off Mid-Tohoku	1982.06.01	142°20'E, 38°41'N	40	6.2	1.9	S1	6
31	E off Kanto	1982.07.23	141°57'E, 36°11'N	30	7.0	2.4	S1	20
32	Southern Kanto	1983.02.27	140°09'E, 35°56'N	72	6.0	2.5		65
33	W off N Tohoku	1983.05.26	139°05'E, 40°21'N	14	7.7	2.4	S1	34
34	Kanto-Chubu Border	1983.08.08	139°02'E, 35°31'N	22	6.0	2.0	C	68
35	N Coast off Chugoku	1983.10.31	133°56'E, 35°25'N	15	6.2	2.6	C	8
36	SE off Kyushu	1984.08.07	132°09'E, 32°23'N	33	7.1	1.4	S2	18
37	Central Chubu	1984.09.14	137°34'E, 35°49'N	2	6.8	1.6	C	42
38	Central Chubu	1984.09.15	137°28'E, 35°47'N	6	6.2	2.2	C	21
39	Southern Ibaraki Pref.	1985.10.04	140°10'E, 35°52'N	78	6.1	2.7		106
40	SE off Bousou Pen	1986.06.24	140°43'E, 34°49'N	73	6.5	1.1	S1	88
41	Central Iwate Pref.	1987.01.09	141°47'E, 39°51'N	71	6.6	1.8	S1	31
42	E off Fukushima Pref.	1987.02.06	141°54'E, 36°59'N	31	6.7	2.2	S1	37
43	Hyuganada	1987.03.18	132°04'E, 31°58'N	44	6.6	1.4	S2	10

\*S1:本州北部, S2:南海, C:内陸 空欄は分別できない地震

表一 2 検定に用いた地震のリスト



	本州北部 (S1)	南海 (S2)	内陸 (C)
$n$	19	8	7
$b$	1.74	1.71	1.66
$\sigma_{n-1}$	0.478	0.449	0.658
$t^{(1)}$	-----	0.189	0.322
5% 値 <sup>2)</sup>	-----	2.365	2.447

1)  $t = (b - 1.74) \sqrt{n / \sigma_{n-1}}$  2)  $t$  分布表より

表-3  $t$  検定の結果

の  $b$  の平均値 1.74 と同じである。』という帰無仮説を  $t$  検定して表-3 に示す。  $t$  の値は  $t$  分布表<sup>19)</sup> の 5% 点を越えないので、95% の信頼限界で仮説は捨てることができず、地域分けをしても有意な差は出ないという結果になる。従って High- $Q$  ゾーンの影響だけで日本の距離減衰式の傾きが小さめに求まることは考えにくいと言える。プレート境界の High- $Q$  ゾーン の存在は否定できないが、用いられたデータは、観測点が大陸プレート上にあり、震源深さが深い地震は除かれているので、ほとんど Low- $Q$  の地殻内を通過してきた地震波の観測記録と考えられた。したがって地震波の減衰の地域性を考慮していないが、以上の結果は地域性を無視しても大きな誤差が生じないことを示している。

### §7. 日本と米国ほかの最大加速度データ

兵庫県南部地震が発生する以前、日本では近距離 (50km 以下) における観測記録が非常に少なかったため、近距離まで適用可能な距離減衰式を開発することはたいへんむずかしかった。しかし中・遠距離 (50km 以上) においては、比較的マグニチュードの大きい地震の記録が得られていた。一方米国などの海外では、1994 年 Northridge 地震以前にも、近距離における観測記録の獲得に成功していた。そこで日本のデータベースに海外で得られた近距離のデータを追加して回帰分析に用いることを試みた。

まず、日本の最大加速度データと米国他のデータの距離減衰特性が同等として扱えるのかどうかを検討する必要がある。そこで Joyner and Boore<sup>20)</sup> と同じ実体波の幾何減衰と内部減衰を考慮した(9)式で示す距離減衰モデルに日本のデータをあてはめ、内部減衰に相当する距離係数が日本と米国で大きな差があるかを検討した。

No.	発信時 (年月日)	震源地	$M_J$	$M_S$	$M_w$
1	1965.04.20	Near Shizuoka	6.1	5.9	5.8
2	1968.04.01	Hyuganada	7.5	7.7	7.4
3	1968.05.16	Tokachi-Oki	7.9	8.2	8.2
4	1968.06.12	Off Iwate Pref.	7.2	7.3	7.1
5	1969.04.21	Hyuganada	6.5	6.4	6.1
6	1969.09.09	Middle of Gifu Pref.	6.6	6.5	6.3
7	1970.07.26	Off Miyazaki Pref.	6.7	6.7	7.0
8	1970.10.16	Southeastern Akita Pref.	6.2	6.0	6.0
9	1971.07.23	Eastern Yamanashi Pref.	5.3	4.9	5.1
10	1974.05.09	Near S Coast of Izu	6.2	6.0	6.4
11	1976.06.16	Eastern Yamanashi Pref.	5.5	5.1	5.3
12	1978.01.14	Near Izu Oshima	6.3	6.1	6.6
13	1978.01.15	Central Izu Pen	5.1	4.6	5.0
14	1978.06.04	Central Shimane Pref.	6.1	5.9	5.8
15	1980.06.29	Izu Pen Region	6.0	5.8	6.5
16	1981.01.19	E off Mid - Tohoku	7.0	7.0	6.8
17	1982.07.23	E off Kanto	7.0	7.0	6.9
18	1983.05.26	Nihonkai-Chubu	7.7	7.9	7.9
19	1983.06.09	W off N Tohoku	6.1	5.9	5.8
20	1983.06.21	W off N Tohoku	7.1	7.2	6.8
21	1983.08.08	Kanto - Chubu Border	6.0	5.8	5.7
22	1983.10.31	N Coast of Chugoku	6.2	6.0	5.9
23	1984.05.30	Northern Kinki	5.6	5.3	4.9
24	1984.06.25	Western Chugoku	5.2	4.8	5.0
25	1984.08.07	SE off Kyushu	7.1	7.2	6.9
26	1984.09.14	Central Chubu	6.8	6.8	6.2
27	1984.09.15	Central Chubu	6.2	6.0	5.9
28	1987.02.06	E off Fukushima Pref.	6.7	6.7	6.4
*29	1988.09.05	Eastern Yamanashi Pref.	5.6	5.3	5.4
*30	1990.02.20	Near Izu Oshima	5.8	5.6	5.5
*31	1990.08.05	Hakone Region	5.1	4.7	5.0
*32	1990.12.07	Mid Niigata Pref.	5.4	5.0	5.2
33	1933.03.11	Long Beach	6.3	6.2	6.2
34	1957.03.22	Daly City	5.6	5.3	5.3
35	1966.06.28	Parkfield	6.2	6.0	6.1
36	1970.09.12	Lytle Greek	5.7	5.4	5.3
37	1971.02.09	San Fernando	6.7	6.6	6.6
38	1975.08.01	Oroville	5.9	5.7	6.0
39	1978.08.13	Santa Barbara	5.9	5.7	5.1
40	1978.09.16	Tabas, Iran	7.5	7.7	7.7
41	1978.10.04	Bishop	6.0	5.8	5.4
42	1979.01.01	Malibu	5.4	5.0	5.0
43	1979.08.06	Coyote Lake	6.1	5.9	5.8
44	1979.10.15	Imperial Vally	6.9	6.9	6.5
45	1983.05.02	Coalinga	6.6	6.5	6.4
46	1984.04.24	Morgan Hill	6.3	6.2	6.1
*47	1984.11.23	Round Vally	5.9	5.7	5.7
*48	1985.03.03	Chile	7.6	7.8	8.0
49	1986.07.08	Palm Springs	6.2	6.0	6.0
*50	1986.07.21	Chalfant Valley	6.3	6.2	6.4
*51	1986.10.10	El Salvador	5.7	5.4	5.4
*52	1989.10.17	Loma Prieta	7.1	7.1	7.0

表-4 近距離まで適用可能な距離減衰式を導くために用いた地震のマグニチュード

$$\log A = -\log r - br + \sum d_i l_i \quad \dots\dots(9)$$

$$r = (R^2 + 7.3^2)^{1/2}$$

ここで $R$  (km) は後に詳しく述べるように $M$  8クラスの地震については断層面からの最短距離、その他の地震については震源距離、 $b$ 、 $d_i$ は回帰係数、 $l_i$ は(5)式の定義と同様の層別因子である。その結果、日本のデータに対して距離係数は0.00286と求まり、Joyner and Boore が米国他に対して求めた0.00255とほぼ一致した。したがって日本の地震の距離減衰特性は米国他のそれと大きくは変わらないと言える。

Fukushima and Tanaka<sup>1), 29)</sup>では、1987年までの日本の最大加速度のデータベースから、外国のデータと条件を合わせるため、次の基準で28地震の486データを選んでいる。1)  $M_j \geq 5.0$ , 2) 深さ $\leq 30$ km, 3) 1地震で3箇所以上の観測点で記録された地震のもの。これに米国他で得られた断層から50km以内で、3観測点以上で記録が得られている15地震の200データを加えた。これら国外のデータはCambell<sup>18)</sup>のリストから選択し、1983年Coalinga, 1984年Morgam Hill, 1986年Palm Springs地震のデータを加えている。

福島・田中<sup>2)</sup>では同じ基準で、その後観測されたデータを選び、データベースに追加して距離減衰式

を改訂している。付け加えられたデータは、日本の1990年までの4地震の69データ、および国外のデータは、Abrahamson and Litehiserのリスト<sup>11)</sup>から1984年 Round Vally, 1986年 Chalfant Valley, 1986年 El Salvador地震のデータ、および1985年 Chile地震<sup>30)</sup>と1989年 Loma Prieta地震<sup>31), 32)</sup>のデータ、合計5地震の78データを加えた。表-4に用いた地震のリストを示す。福島・田中<sup>2)</sup>が付け加えた地震は番号に\*を付した。

### § 8. 距離のとり方

強震観測記録は、加速度計のトリガーレベルよりも大きい地点のみで得られる。このことは大きな加速度レベルの観測点の記録だけをデータとすることになり、結果的に大きめに最大加速度を評価することになる。特に震源距離の遠い加速度レベルの小さい範囲でこの誤差は大きくなる。図-9に示すように、もしこのような遠距離のデータを含めて回帰分析を行えば、本来の距離減衰の傾きよりも小さな傾きが得られることになる。したがって平均的最大加速度がトリガーレベルに標準偏差を加えた値より小さいと予測されるような遠距離のデータは除外する。

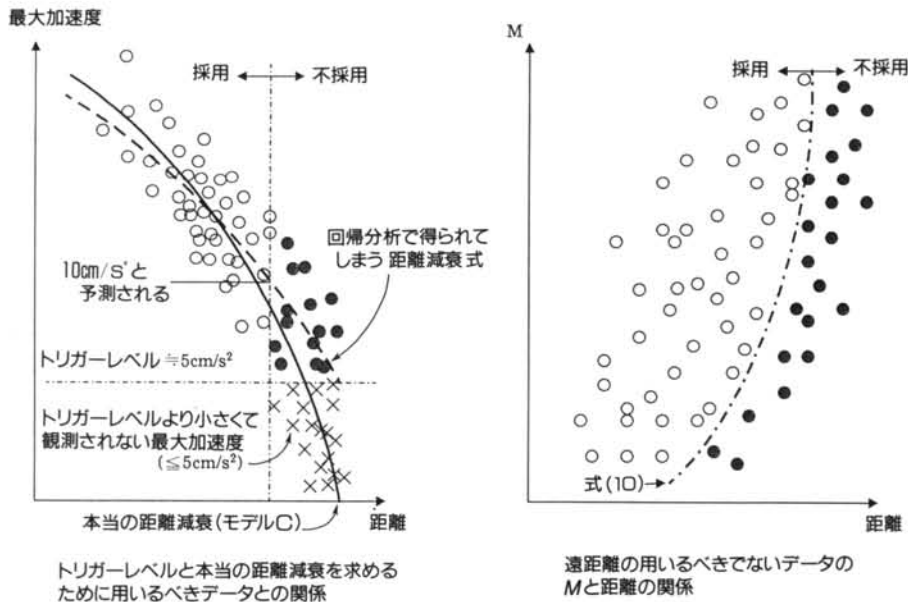


図-9 採用すべきでないデータと距離減衰の関係



日本では平均的にトリガーレベルは約  $5 \text{ cm/sec}^2$  程度と考えられる。これに距離減衰式の数値標準偏差が0.3程度なので、 $5 \text{ cm/sec}^2$ のばらつきを考慮して  $10.0 \text{ cm/sec}^2$ を下回ると予測されるデータを除く。遠距離で最も加速度レベルが小さく予測されるモデルC(8式)の距離減衰式(表-1)において、最大加速度が  $10 \text{ cm/sec}^2$ 以上と予測されるデータの  $M_J$ と震源距離  $X$  (km)は、次の条件を満たす必要がある。

$$0.40 \cdot M_J - \log X - 0.00164X + 1.18 \geq \log 10 \quad \cdots(10)$$

距離のとり方が距離減衰に及ぼす影響については、Shakal and Bernreuter<sup>33)</sup>によって詳しく調べられている。工学的な利用を考慮して本研究では次のように距離を定めた。日本のデータについては断層面が大きい1968年十勝沖地震と1983年日本海中部地震を除いて震源距離を用いた。米国他の近距離データはCampbellが用いた断層からの最短距離(断層距離)を採用した。断層面は求められているが観測点までの断層距離が計算されていない地震(1983年Coalinga, 1985年Palm Springs, 1968年十勝沖, 1983年日本海中部地震)については、断層面からの最短距離を計算した。

地震のマグニチュードには様々な定義があるが、本研究では汎用性を考え、気象庁マグニチュード  $M_J$ 、表面波マグニチュード  $M_S$ 、およびモーメントマグニチュード  $M_w$ のそれぞれについて距離減衰式を求めた。ここでは林・阿部<sup>34)</sup>による(11)式で  $M_S$ は  $M_J$ に、また  $M_J$ は  $M_S$ に変換した。

$$M_J = 0.79M_S + 1.44 \quad \cdots(11)$$

次にモーメントマグニチュード  $M_w$ は、地震モーメント  $M_0$ が既知の地震<sup>35)</sup>についてはKanamoriの  $M_w$ の定義式<sup>36)</sup>、

$$M_w = (\log M_0 - 16.1) / 1.5 \quad \cdots(12)$$

から求めた。日本の地震で  $M_0$ が不明の地震は、 $M_J$ と  $M_0$ の半経験式<sup>37)</sup>：

$$\log(M_0^{-1} + 10^{-17}M_0^{-1/3}) = -1.10 \cdot M_J - 17.92 \quad \cdots(13)$$

によって  $M_0$ を求めた後、(12)式で  $M_w$ に変換した。米国の地震はJoyner and Boore<sup>20)</sup>が  $M_w$ をまとめているが、未定のもの  $M_0$ <sup>38), 39), 40), 41)</sup>から(12)式で決めた。また  $M_0$ がわからない外国の地震の  $M_w$ は、 $M_S$ と同じ値にした。用いた地震と  $M$ の値を表-4に、データの  $M_J$ と距離の分布を図-10に示す。なお伊豆半島付近の地震は震源が浅いため、表面波を励起しやすく  $M_J$ を決める周期の波の振幅が大きい

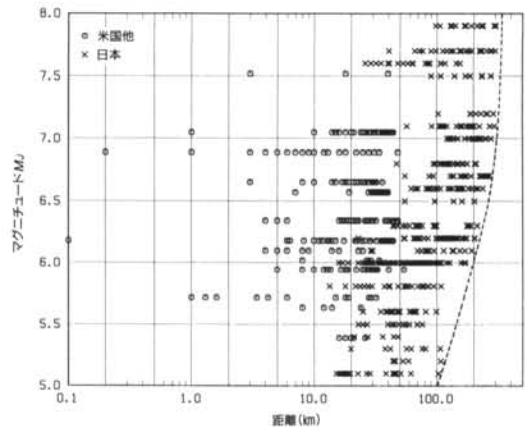


図-10 近距離まで適用可能な距離減衰式を導くために用いた最大加速度データのマグニチュードと距離の分布。○は日本、×は米国他のデータ、破線は10式で見積もられる用いるべきでない遠距離の範囲を示す。

という指摘がある<sup>42)</sup>。また最大加速度レベルは、他の地域の同じ  $M_J$ の地震に比べて著しく小さく、その差は  $M_J$ にして0.7程度であるので<sup>43)</sup>その分を小さくした(表-4の10, 12, 13, 15, 30番の地震)。

## § 9. 距離減衰式の導出

物理的に意味をもつ最大加速度の距離減衰式の回帰モデルは、震源域の広がりに応じた断層至近距離で最大加速度がほぼ一定値に飽和し、震源域から離れた距離においては実体波による点震源の幾何減衰と粘性減衰の性質を持つようなモデルが妥当と考え、(14)式 of 回帰モデルを採用した。ただし最大加速度を支配する短周期成分では  $M$  の非線形性は無視できると考えられるので、 $M$  の一次式で近似した。

$$\log A = aM - \log(R + d \cdot 10^{eM}) - b \cdot R + c \quad \cdots(14)$$

ここで、 $R$ は距離(km)、 $a, b, c, d, e$ は回帰係数である。 $d \cdot 10^{eM}$ の項は、遠距離では  $R$ に比べて無視できるので(14)式は、実体波の距離減衰モデル

$$\log A = aM - \log R - b \cdot R + c \quad \cdots(15)$$

に近づく。また、断層破壊面における加速度は  $M$ と無関係にある値に収束するように次の限定条件を与えた。

$$a = e \quad \cdots(16)$$

このとき断層面近傍で、最大加速度は(17)式に示す一

定値に収束する。

$$\log A_{R=0} = -\log d + c \quad \dots\dots(17)$$

振幅増加が飽和する距離を表す項の係数 $e$ と、短周期成分に依存する最大加速度の $M$ 依存性を表す $a$ が一致することは、物理的に次の解釈もできよう。もし $\omega^{-2}$ モデル<sup>44)</sup>が成り立つとすれば、コーナー周期より短周期でのスペクトル振幅は、 $M_0^{1/3}$ に比例する。一方、震源域の大きさ(断層長さ・幅などの長さのディメンジョン)も、 $M_0^{1/3}$ に比例する。したがって短周期の振幅および震源域の大きさを表す距離の $M$ 依存性は、等価となり、 $a$ と $e$ が一致する。

回帰計算はモデルが非線形なので、次に示す収束計算を行った。

- ①まず $d$ と $e$ の初期値を、マグニチュードと余震域の経験式<sup>45)</sup>から設定する。
- ②第一段階として、距離係数 $b$ と個々の地震の定数項 $aM+c$ を層別回帰する。
- ③第二段階としてマグニチュード係数 $a$ および、日本と外国で層別した定数項 $c$ を求める。ここでは、日本と外国では地盤条件がかなり異なると考えられるので、 $c$ を層別した。ただし、1985年 Chile地震は1983年 日本海中部地震とほぼ同等な最大加速度レベルを示すことが翠川<sup>46)</sup>により指摘されているので、日本のデータと一緒に扱うことにした。
- ④もし $e$ と $a$ が一致していなければ、 $e=a$ と置いて、 $d$ を修正して③をもう一度行う。一致していれば、②をもう一度行う。
- ⑤もし、②を行った結果前回と同じ $b$ が得られなければ、③からもう一度やり直す。 $b$ が収束したならば、計算を終了する。

収束計算のフローを図-11に示す。

## § 10. 解析結果と考察

前述の解析手順によって日本の最大加速度の距離減衰式が次のように得られた。

$$\log A = 0.41 M_s - \log(R + 0.030 \cdot 10^{0.41 M_s}) - 0.0033R + 1.28 - 0.16L \quad \dots\dots(18)$$

$$\log A = 0.51 M_j - \log(R + 0.006 \cdot 10^{0.51 M_j}) - 0.0033R + 0.59 - 0.17L \quad \dots\dots(19)$$

$$\log A = 0.42 M_w - \log(R + 0.025 \cdot 10^{0.42 M_w}) - 0.0033R + 1.22 - 0.14L \quad \dots\dots(20)$$

ここで $L$ は加速度レベルを補正する層別因子で日本

$$\text{Regression model: } \log A = aM - \log(R + d \cdot 10^{eM}) - bR + c$$

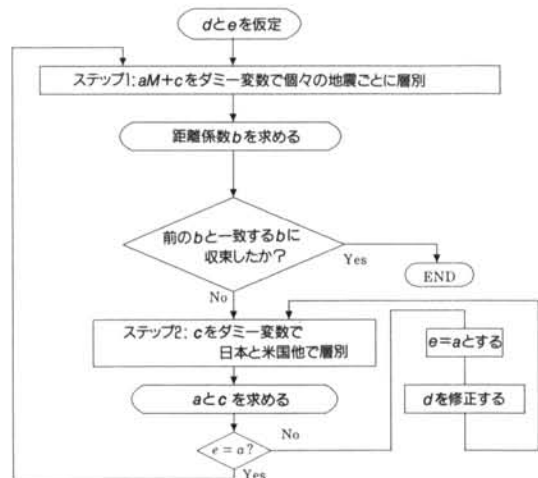


図-11 距離減衰式の導出過程を示すフロー

に対しては $L=0$ 、外国に対しては $L=1$ とする。日本と米国他のデータを層別すると対数軸で約0.17の差が見られるということは、日本の加速度値が約50%大きいことを意味している。これは米国他の強震観測記録は主に岩盤上や硬い地盤上で得られているのに対して、日本の強震観測記録の多くが軟弱地盤上で得られているために、地盤増幅の影響で日本のデータが大きくなった可能性が考えられる。また日本と米国で同じモーメントであっても、断層の面積が米国の地震は日本に比べて平均的に倍の大きさがあ、このことは日本の地震のストレスドロップが大きいことを示す(Somervilleとの私信)。したがって短周期で決まる最大加速度が、日本で大きくなる可能性も考えられよう。 $M_s$ と $M_w$ の式はほぼ同等な式が得られた。これは若干の系統的ずれは見られるものの、 $M_w$ 5.5から8.0の範囲で $M_s$ はほとんど $M_w$ と等しいためと考えられる<sup>47)</sup>。(18)、(19)、(20)式の予測値と観測値との標準偏差はそれぞれ0.28、0.28、0.29、相関係数は0.83、0.83、0.82となり、これらの距離減衰式で予測された最大加速度は観測値とよく一致する。

一例として、(18)式で $M_j=7.0$ の場合の距離減衰曲線を実線でデータポイントとともに図-12に示す。図中の破線は平均値±標準偏差( $\sigma_1$ )の値を示す。日本の加速度値は米国他よりも約50%大きいので、図では米国他のデータをこの分上方にシフトしてある。断層距離 $R=0$  kmでは、(18)、(19)、(20)式はそれぞれ

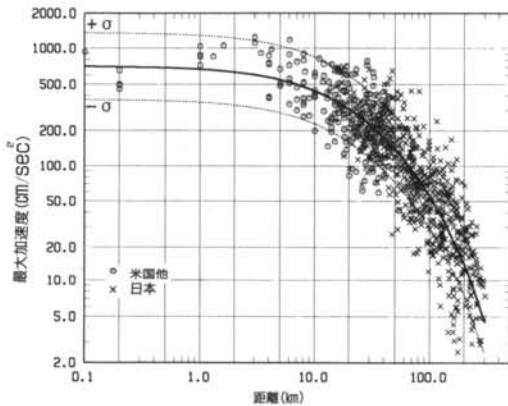


図-12 新たに求められた距離減衰式(太線)とデータポイントとの比較、破線で示す対数軸での標準偏差は0.28、重回帰線とデータポイントは $M_J=7.0$ に基準化してある。

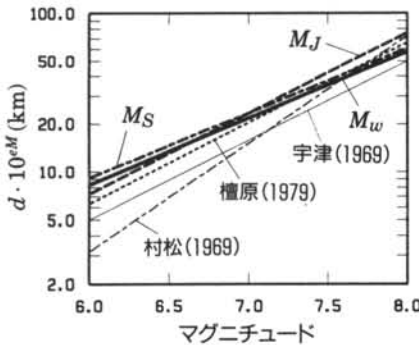


図-13 他の研究による震源域の大きさを表す距離と、最大加速度の増加が飽和する距離との比較

れ640, 710, 660 $\text{cm/sec}^2$ となる。Fukushima and Tanakaは、観測値と予測値の偏差を観測点ごとに平均した値を差し引いて観測値を補正した<sup>1), 29)</sup>。しかしながら補正の前後で回帰係数の顕著な変化はなかったので、上の式では特に補正を行わなかった。

1987年までのデータベースを用いたFukushima and Tanaka<sup>1), 29)</sup>の距離減衰式は、 $M_S$ および $M_J$ をパラメータとしてそれぞれ

$$\log A = 0.41 M_S - \log(R + 0.032 \cdot 10^{0.41 M_S}) - 0.0034 R + 1.28 - 0.16 L \quad \dots(21)$$

$$\log A = 0.51 M_J - \log(R + 0.006 \cdot 10^{0.51 M_J}) - 0.0034 R + 0.59 - 0.17 L \quad \dots(22)$$

と求まっている。回帰係数および予測値はほとんど変わらず、これら既発表の距離減衰式は(18)式および(19)式と比べて書いてもほとんど重なる。したがって、データが追加されても安定した回帰分析結果が得ら

れたことがわかる。

(18), (19), (20)式における、振幅増加が飽和する距離を表す項(例えば18式の $0.030 \cdot 10^{0.41 M_S}$ )の物理的な意味を示す例として、檀原による地殻変動域の半径<sup>48)</sup>、Utsuの内陸地震の余震域<sup>45)</sup>、および村松の震度VIの領域<sup>49)</sup>を円の半径に換算したものと比較して図-13に示す。この項が、これらの震源域の大きさを表す距離とよく対応していることがわかる。

## § 11. おわりに

過去に開発された最大加速度の距離減衰式の傾きは、実際の地震波の距離減衰と比べて小さく求まってしまっていることがわかった。その理由として、多くの地震の最大加速度のデータを一括したデータベースに対して、一般的に用いられている重回帰分析を行うと正しい回帰係数が求まらず、特にマグニチュードと震源距離に相関がある場合、マグニチュードと距離の回帰係数は互いに影響しあってしまうことを示した。このようなデータベースに対しては、層別因子を用いた回帰分析が有効であり、個々の地震の距離減衰特性とよく合う結果が得られることがわかった。またプレート境界沿いのHigh-Qゾーンを通過する地震波は減衰しにくいために、日本の距離減衰式は傾きが小さくなる可能性もあるので、プレート境界付近で発生した地震と内陸部で発生した地震の距離減衰を $t$ 検定によって比較した結果、プレート境界の地震の波が有意に減衰しにくいとは言えなかった。

さらに米国他で得られた断層近傍の最大加速度のデータを追加して、層別因子を用いた回帰分析および断層震源を考慮した回帰モデルにより、日本において近距離まで適用可能な最大加速度の距離減衰式を導いたが、近年観測された最大加速度のデータを加えて再び回帰分析を行ったところ、得られた距離減衰式は以前の式とほとんど変わらず、安定した回帰結果が得られることがわかった。この距離減衰式は、近距離において頭打ちの傾向を、遠距離においては従来の距離減衰式よりも急な傾きを示し、地震波の本来の減衰特性とよく適合する。

強震観測網の充実に伴って、年々質の高い強震観測記録が得られるようになった。回帰分析によって求められる距離減衰式はデータに依存する面も大きいので、新たな観測記録がある程度蓄積された段階

で改訂し、回帰式の信頼性を高めていくことも必要と考えられる。

謝辞 本研究を進めるにあたり、元清水建設技術研

究所技術顧問、田中貞二先生には多大なご尽力を賜った。また基礎研究室、渡辺孝英主席研究員には多くのご助言を頂いた。ここに記して謝意を表します。

#### 〈参考文献〉

- 1) Fukushima, Y. and T. Tanaka: "A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan", Bull. Seism. Soc. Am. 80, (1990), pp. 757-783.
- 2) 福島美光, 田中貞二: "新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂", 地震学会講演予稿集, No. 2, (1992), p.116.
- 3) Irikura K. and Y. Fukushima: "Attenuation characteristics of peak amplitude in the Hyogoken-nambu earthquake" J. Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 3 (1995), pp.39~46.
- 4) 猿田正明・他: "1995年兵庫県南部地震の強震記録の検討" 清水建設研究報告第62号(1995), pp. 1~13.
- 5) 福島美光・渡辺孝英: "兵庫県南部地震とNorthridge地震で観測された最大振幅の距離減衰特性と上下/水平最大振幅比", 地震学会講演予稿集, No. 2, A105 (1995)
- 6) 福島美光: "地震波の発生・伝播の理論を背景とした入力地震動の経験的予測", ORI研究報告93-07(1994)
- 7) Kanai, K., *et al.*: "Observation of strong earthquake motion in Matsushiro area, Part 1.", Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, 44, (1966), pp. 1269-1296.
- 8) 田中貞二, 福島美光: "地震動強さの距離減衰", 第15回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, (1987), pp. 7-16.
- 9) 坪井忠二: "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2, 7, (1954), pp. 185-193.
- 10) Crouse, C. B., *et al.*: "Ground motions from subduction-zone earthquakes", Bull. Seism. Soc. Am. 78, (1988), pp. 1-25.
- 11) Abrahamson, N. A. and J. J. Litcher: "Attenuation of vertical peak acceleration", Bull. Seism. Soc. Am. 79, (1989), pp. 549-580.
- 12) 田中貞二, 他: "強震計記録の最大加速度データに関する統計的考察", 第7回日本地震工学シンポジウム, (1986), pp. 439-444.
- 13) Strong-Motion Earthquake Observation Committee: "Strong-motion earthquake records in Japan", Published by Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo(1960-1974).
- 14) Strong-Motion Earthquake Observation Council: "Strong-motion earthquake records in Japan", Published by Nat. Res. Center for Disaster Prevention (1969-1987)
- 15) Public Works Research Institute: "Strong-motion acceleration records from public works in Japan", Tech. Note of the Public Works Res. Inst., Japan (1978-1987).
- 16) 運輸省港湾技術研究所: "港湾地域強震観測年報", 港湾技研資料 (1968-1987).
- 17) 井合進, 他: "地震最大加速度の距離減衰", 港湾技研資料, 724, 運輸省港湾技術研究所(1992).
- 18) Campbell, K. W.: "Near-source attenuation of peak horizontal acceleration", Bull. Seism. Soc. Am. 71, (1981), pp. 2039-2070.
- 19) Draper, N. R. and H. Smith: "Applied regression analysis", Wiley, New York (1966).
- 20) Joyner, W. B. and D. M. Boore: "Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake", Bull. Seism. Soc. Am. 71, (1981), pp. 2011-2038.
- 21) 安中正, 他: "関東および周辺地域の地震観測記録を用いた基盤における最大加速度推定式の検討", 第19回地震工学研究発表会講演概要, 土木学会, (1987), pp. 129-132.
- 22) Masuda, T. and M. Ohtake: "Comment on 'A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan' By Y. Fukushima and T. Tanaka", Bull. Seism. Soc. Am. 82, (1992), pp. 521-522.
- 23) Fukushima, Y. and T. Tanaka: "Reply to T. Masuda and M. Ohtake's 'Comment on 'A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan' ", Bull. Seism. Soc. Am. 82, (1992), p.523.

- 24) Sugito, M and H. Kameda : "Prediction of nonstationary earthquake motions on rock surface", Proc. Japan Soc. Civil Eng. 2, (1985), pp. 149-159.
- 25) Kawashima, K., *et al.* : "Attenuation of peak ground acceleration, velocity and displacement based on multiple regression analysis of Japanese strong motion records", Earthq. Eng. Struct. Dyn. 14, (1986), pp. 199-215.
- 26) Sato, T., *et al.* : "Attenuation of peak ground motion taking into account the fault extent", Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., (1986), pp. 541-546.
- 27) Hiehata, S., *et al.* : "Regression analysis on Fourier amplitude spectra of seismic ground motions in terms of earthquake magnitude, hypocentral distance and site condition", Proc. 9th World Conf. on Earthq. Eng., 2, (1988), pp. 319-324.
- 28) 翠川三郎 : "小地震の加速度包絡波形の合成による大地震の最大加速度の推定", 日本建築学会論文報告集, 398, (1989), pp. 23-30.
- 29) Fukushima, Y. and T. Tanaka : "A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan", Shimizu Tech. Res. Bull., No.10, (1991), pp. 1-11.
- 30) Saragoni, R. *et al.* : "Análisis de los Acelerogramas del Terremoto de Chile de 1985", Segunda Parte, Memoria para Optar al Título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile (1990).
- 31) California Department of Conservation, Division of Mines and Geology, Office of Strong Motion Studies : "CSMIP strong-motion records from the Santa Cruz Mountains (Loma Prieta), California Earthquake of 17 October 1989", Report OSMS 89-06 (1989).
- 32) Brady, A. G. and P. N. Mork, United States Department of the Interior Geological Survey : "Loma Prieta, California, Earthquake October 18 (GMT), 1989", Open-File Report 90-247 (1990).
- 33) Shakal, A. F. and D. L. Bernreuter : "Empirical analyses of near-source ground motion", U.S. Nuclear Regulatory Commission NUREG/CR-2095, Washington, D. C. 20555 (1981).
- 34) 林保彦, 阿部勝征 : "気象庁データに基づく  $M_s$  決定法", 地震 2, 37, (1984), pp. 429-439.
- 35) 佐藤良輔 : "日本の地震断層パラメータ・ハンドブック", 鹿島出版会(1989).
- 36) Kanamori, H. : "The energy release in great earthquakes", J. Geophys. Res., 82, (1977), pp. 2981-2987.
- 37) 福島美光, 田中貞二 : "気象庁マグニチュードによる震源スペクトルのスケーリング則", 日本建築学会論文報告集, 425, (1991), pp. 19-25.
- 38) Ekström G., and Dziewonski, A. M. : "Centroid-moment tensor solutions for 35 earthquakes in western North America (1977-1983)", Bull. Seism. Soc. Am., 75, (1985), pp. 23-39.
- 39) Kanamori, H. : "Mechanism of the 1983 Coalinga earthquake determined from long period surface waves, in the 1983 Coalinga", California earthquake, Calif. Div. Mines Geol. Special Publication, 66, (1983), pp. 233-240.
- 40) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton : "Rupture history of the 1984 Morgan Hill, California earthquake from the inversion of strong motion records", Bull. Seism. Soc. Am., 76, (1986), pp. 649-674.
- 41) Dziewonski, A. M., *et al.* : "Centroid-moment tensor solutions for July-September 1986", Phys. Earth Planet. Inter., 46, (1987), pp. 305-315.
- 42) 武村雅之 : "日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係", 地震 2, 43, (1990), pp. 257-265.
- 43) 田中貞二 : "最近の被害地震における最大加速度の大きさについて", 第7回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, (1979), pp. 3-8.
- 44) Aki, K. : "Scaling law of seismic spectrum", J. Geophys. Res., 72, (1967), pp. 1217-1231.
- 45) Utsu, T. : "Aftershocks and earthquake statistics (I)-Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations", J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 3, (1969), pp. 129-195.
- 46) 翠川三郎 : "1985年チリ地震及び1983年日本海中部地震の地震動最大加速度・最大速度振幅の距離減衰", 日本建築学会論文報告集, 422, (1991), pp. 37-44.
- 47) 宇津徳治 : "各種マグニチュード間関係", 地震研究所彙報, 57, (1982), pp. 465-497.
- 48) 檀原毅 : "地震による地殻変動範囲とマグニチュードの関係(改訂式)", 地震予知連絡会会報, 21, (1979), pp. 167-169.
- 49) 村松郁栄 : "震度分布と地震のマグニチュードとの関係", 岐阜大学教育学部研究報告, 4, (1969), pp. 168-176.

## 付録

回帰モデル  $\log A = a \cdot M - b \cdot \log X + c$  において,  $A_i, M_i, X_i$  ( $i = 1 \sim n$ ) は個々のデータのパラメータとすると二乗誤差  $\epsilon$  は次式で表される,

$$\epsilon = \sum (\log A_i - aM_i + b \log X_i - c)^2 \quad \dots\dots (A1)$$

もし  $b$  が既知だと仮定すれば  $a$  と  $c$  は次式を満たす,

$$\partial \epsilon / \partial a = -2 \sum M_i (\log A_i - aM_i + b \log X_i - c) = 0 \quad \dots\dots (A2)$$

$$\partial \epsilon / \partial c = -2 \sum (\log A_i - aM_i + b \log X_i - c) = 0 \quad \dots\dots (A3)$$

(A2) と (A3) は  $a$  と  $c$  の連立方程式でマトリックス表示すると次式で表される,

$$\begin{pmatrix} \sum M_i^2 & \sum M_i \\ \sum M_i & \sum 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a \\ c \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum M_i \log A_i + b \sum M_i \log X_i \\ \sum \log A_i + b \sum \log X_i \end{pmatrix} \quad \dots\dots (A4)$$

したがって

$$\begin{aligned} a &= \{ (n \sum M_i \log X_i - \sum M_i \sum \log X_i) b + n \sum M_i \log A_i - \sum M_i \sum \log A_i \} / \{ n \sum (M_i - \bar{M})^2 \} \\ &= \frac{\sqrt{\sum (\log X_i - \bar{\log X})^2 / n}}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / n}} \frac{\sum (M_i - \bar{M}) (\log X_i - \bar{\log X})}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 \sum (\log X_i - \bar{\log X})^2}} \times b \\ &\quad + \frac{\sqrt{\sum (\log A_i - \bar{\log A})^2 / n}}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 / n}} \frac{\sum (M_i - \bar{M}) (\log X_i - \bar{\log X})}{\sqrt{\sum (M_i - \bar{M})^2 \sum (\log X_i - \bar{\log X})^2}} \\ &= \frac{\sigma_{\log X}}{\sigma_M} R_{M, \log X} \cdot b + \frac{\sigma_{\log A}}{\sigma_M} R_{M, \log A} \quad \dots\dots (A5) \end{aligned}$$