

## 震度-震央距離-マグニチュードの関係

### その 1. 東日本太平洋岸沖合を除く日本の浅発地震

地震研究所 宇津徳治

(昭和 59 年 4 月 25 日受理)

#### 要 旨

日本の浅発地震(ただし東日本の太平洋岸沖合を除く)に対する震度  $I$  (気象庁震度階級), 震央距離  $d$  (km), マグニチュード  $M$  (気象庁方式) の標準的關係を表わす実験式を 181 個の地震 ( $M: 5\sim 8$ ) の震度データを用いて求めた. このような標準式を定めるうえで生ずるいくつかの問題について議論したが, 若干の問題は解決が困難で適当に処理せざるを得ない. 本論文では  $I-d$  の平均回帰直線

$$I = I_{100} - b(d - 100)$$

の定数を, 次の式で  $M$  と結んだものを標準式として提出する.

$$I_{100} = 1.5M - 6.5$$

$$b = 0.0767 - 0.015M + 0.0008M^2$$

なお, 使用目的によっては本文中に掲げられている別の式を用いるほうが適当な場合もあろう.

#### 1. ま え が き

日本の浅発地震に対する震度  $I$  (気象庁震度階級), 震央距離  $d$  (km), マグニチュード  $M$  の関係としては, KAWASUMI (1951) の式がよく知られている. この式は次のように表わすことができる.

$$I = M_k + 2 \ln(100/d) - 0.00183(d - 100) \quad d \geq 100 \text{ km} \quad (1)$$

$$I = M_k + 2 \log(r_0/r) - 0.01668(r - r_0) \quad d \leq 100 \text{ km} \quad (2)$$

ただし,  $r$  は震源距離 (km),  $r_0$  は  $d=100$  km における  $r$ ,  $M_k$  は  $d=100$  km における  $I$  で GUTENBERG and RICHTER の "Seismicity of the Earth" に掲げられているマグニチュード (これは浅発地震については表面波マグニチュード  $M_s$ ) と

$$M = 0.5M_k + 4.85 \quad (3)$$

で結ばれるとされている.

KAWASUMI (1951) は (1), (2) 式を用いて, 歴史地震を含む多くの被害地震の  $M_k$  を定めた. また, それを (3) 式によって  $M$  に換算したものを理科年表 (1952 年~1970 年版) に掲げている. この  $M$  の値はその後の理科年表の地震の担当者によって引き継がれ,

今日に至っている（ただし、1926年以降の地震については、気象庁が決めた  $M$  に置き換えられている）。なお、中央気象台が刊行した「日本附近におけるおもな地震の規模表（1885年—1950年）」にも、河角が定めた  $M_k$  と  $M$  が載っているが、このほとんどすべては理科年表にある河角による  $M$  とは別の方法によって定めたもので、KAWASUMI (1951) の  $M_k$  や理科年表の  $M$  と混同しないよう注意を要する。この「規模表」の巻頭の説明からは、同表の  $M_k$  や  $M$  も (1), (2) 式によって求めたようにとれるが、そうではない（宇津, 1979, 1982c）。宇佐美・茅野 (1970) は  $M_k$  と  $M$ （気象庁による値）との関係として

$$M = 0.46M_k + 4.42 \quad (4)$$

という式を提出しているが、これは「規模表」のある期間の部分を用いて同表の  $M_k$  と  $M$ （気象庁）の関係調べて得た結果であって、(4) が (3) の改良式ということにはならない。

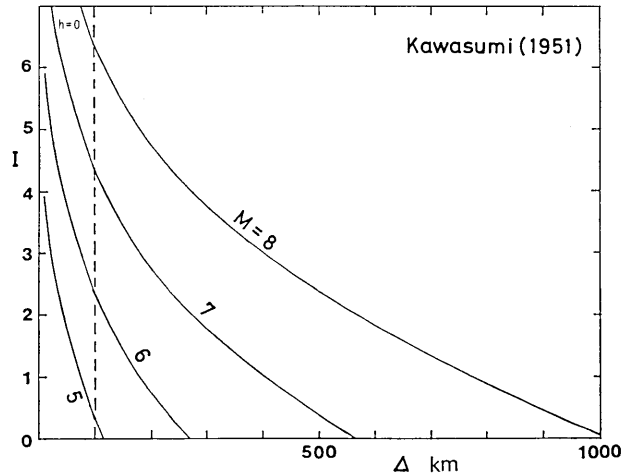


Fig. 1. Kawasumi's curve for the relation between seismic intensity (JMA scale), epicentral distance, and magnitude (Gutenberg's surface-wave magnitude).

Fig. 1 は (1), (2) 式による  $I-\Delta$  曲線（河角曲線という）を種々の  $M$  について描いたものである。ただし  $\Delta < 100$  km では震源の深さ 0 km に対するものである。 $M$  が異ると河角曲線は上下に移動するだけで、同じ  $\Delta$  における曲線の傾斜は  $M$  よりも一定である。また、傾斜は  $\Delta$  が大きくなるほど小さくなり、かなりの曲率で下に凸である。しかし、多くの浅発地震について、各地の震度  $I$  を  $\Delta$  に対してプロットしたグラフになるべくよく合う曲線を考えてみると、地震の発生地域、大きさ、震源の深さ等によってかなりの差異はあるが、一般に河角曲線ほど下に凸ではなく、また、同じ  $\Delta$  では小さい地震ほど傾斜が急になる傾向がみえる。

本論文では後にいくつかの浅発地震について  $I-\Delta$  のグラフを掲げるが、これらについ

ては河角曲線はあまり良く合わない。河角曲線はすべての  $M$  について同じ形状の式を採用したため、 $A$  の大きい範囲では  $M$  の大きい地震のデータを用い、 $A$  の小さい範囲は  $M$  の比較的小さい（傾斜の大きい）地震のデータにウエイトがかかり、そのため  $A$  が大きいほど傾斜が小さくなってしまったものと思われる。各地震の  $I-A$  のグラフは河角曲線よりも直線に近く、データのばらつきを考えると、 $A$  のごく小さい部分を除き、直線で近似しても差支えないものが多い。

(1), (2) 式の発表以後 30 年間に日本においては多量の震度観測データが蓄積された。筆者は異常震域の研究 (UTSU, 1966) 以来、日本付近の  $M6$  以上の地震のすべてと  $M5$  クラスの地震多数について、震度分布図を統一した方法で描いてきた。また、明治・大正時代の地震の震源、マグニチュードの再検討 (宇津 1979, 1982a) に際しても古い地震についての震度のデータを気象台・測候所の原簿等から収集し、震度分布図を描いている。ここではこれらのデータを用いて浅発地震に関する  $I-A-M$  の関係を見直し、その標準的な関係式を求めることを試みる。しかし、この標準式を作るのは、次節に述べるように多くの問題があり、そのような式を求めること自体が無理であるといえなくもないが、こまかいことには目をつむって一応の結果を出してみることにした。従って本論文で提出する式は、それが得られた条件を念頭に置いて、限界をわきまえた上で使う必要がある。

なお、ここで使うマグニチュード  $M$  は現行の気象庁方式のマグニチュードで、1961 年以降の地震については気象庁地震月報、1926-1960 年については地震月報別冊 6 (1982)、1925 年以前については宇津 (1979, 1982a) によっている。気象庁のマグニチュードは、広く使われている GUTENBERG 流の表面波マグニチュード  $M_S$  や ISC と USGS の発表する VANÉK らの式による表面波マグニチュードとは系統的にずれていることに留意する必要がある (例えば宇津, 1982c)。

## 2. $I-A-M$ の標準式作製上の問題点

### (1) 使用するデータ

日本では震度の公式観測は各地の気象台・測候所等で行われている。以前はその他に気象通報所や区内観測所等からも震度が報告され、気象要覧、地震月報等に掲載されていた。本論文では気象台・測候所で観測された震度のみを用いる。区内観測所等のデータを用いない理由は、気象官署のデータに比べて精度がやや劣ること、データが無いことが地震を感じなかったためか、担当者の事情により観測・報告がなされなかったためかわからないこと、もし全データを使用するとあまりにも多量で処理に手間がかかり過ぎることなどである。

震度は  $M$ ,  $A$  の他にも多くの因子の影響を受ける。特に地盤の影響は大きい。純地球物理学的な意味での標準的な  $I-A-M$  曲線は全日本の平均的な地盤に対するものとするべきであろう。気象官署の所在地の地盤は様々であるが、平均的にみれば全日本の平均よりは軟らかい地盤であろう。日本は山国で、もし日本全国一様な密度で点を打てば、その大半は地盤の堅い山岳地域に落ちるだろうが、気象官署の多くは地盤の比較的軟らかい大都會市内にあるからである。従って気象官署で観測された震度によって定めた  $I-A-M$  の関

係式はやや軟らかい地盤に対するものといえよう。一方、地震の社会的影響を重視して、例えば人口密度に比例して震度観測点を選べば、大都市内の軟弱地盤の地域に強いウェイトがかかる結果となろう。これは気象官署のデータによる  $I-A-M$  の関係式よりもさらに軟弱な地盤に対するものとなる。

日本の浅発地震の大部分は東日本の太平洋岸沖合に起る。もし日本付近のある大きさ以上の地震すべてを用いて平均的な  $I-A-M$  の関係式を求めれば、それは東日本の太平洋岸沖合の地震に大きなウェイトがかかったものとなる。この海域の地震の震度分布は東日本の内陸部や西日本の地震に比べてかなり模様が異なるので、このような関係式を用いて、内陸部の被害地震などの  $M$  を推定するのは適当でない。本報では問題の多い東日本太平洋岸沖合の地震は扱わない。

### (2) 地震の性格による震度及びその減衰の違い

震度の  $A$  による減衰は地震によって異なる。これには地震の  $M$  による違い、震源の深さによる違い、地域(媒質)による違いのほか、ほとんど同じ場所に起り  $M$  がほぼ等しい地震でも、同じ  $A$  における震度や、震度の  $A$  による減衰がかなり違う例がある。一般に減衰の急な地震は  $M$  の割に有感域が狭く、いわゆる低周波地震とみられている(UTSU, 1980)。常識的に考えれば、高周波の地震のほうが減衰が急になると思われるが、実際はその逆のようにみえる場合も多い。詳しくは今後の研究にまたねばならないが、本論文では地震のタイプによって  $I-A-M$  の関係式を分けることはせず、多くの地震の平均的なものを求める。従って平均よりも大きく性格が異なる地震では標準式はあまり良く合わない。

### (3) 大地震の場合の震央距離のとり方

地震波はある広がりを持つ領域(震源域)から出る。地震計による観測から求めた震源は震源域の中心付近にあるとは限らないので、 $I$  を震央距離  $A$  の関数とすることは大地震の震源域内や震源域付近の観測点に対しては不適當である。その対策として、震源域あるいは震源断層(その地表への投影)の中心から観測点までの距離を用いる; 観測点から最も近い震源域あるいは震源断層(その地表への投影)の縁までの距離を用いる; 観測点から震源断層を見る立体角を用いる(大塚, 1979)などが考えられるが、なお問題が残る。本論文では特に大きい地震( $M \geq 7.5$ )に関してのみ震源域(余震域)の中心を基点として  $A$  を測ることとする。

### (4) 回帰線の種類

一般に  $x$  と  $y$  の分布図に回帰線をあてはめるときには、 $x$  に関する  $y$  の回帰線( $x$  に誤差がなく  $y$  に誤差があるため分布図がばらつくとき)と、 $y$  に関する  $x$  の回帰線( $y$  に誤差がなく  $x$  に誤差がある場合)とがあり、両者はかなり違うことがある。ここでは前者を  $y$  の回帰線、後者を  $x$  の回帰線と略称する。後で述べるように本論文では  $I$  と  $A$  の関係を直線で近似する。 $x$  と  $y$  の相関係数を  $r$  とすれば、 $y$  の回帰直線、 $x$  の回帰直線はそれぞれ

$$y - \bar{y} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}) \quad (5)$$

$$x - \bar{x} = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y - \bar{y}) \quad (6)$$

となる。ただし、 $\bar{x}$ ,  $\bar{y}$  は  $x$ ,  $y$  の平均値,  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  は標準偏差である。両者は  $r=1$  のときに限り一致するが,  $r=0.7$  程度だと傾斜が2倍ほど違ってくる。両者の中間的なものも考えられるが, ここでは簡単のため傾斜の幾何平均をとった

$$y - \bar{y} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}) \quad (7)$$

を用い, 平均回帰直線と呼ぶことにする。

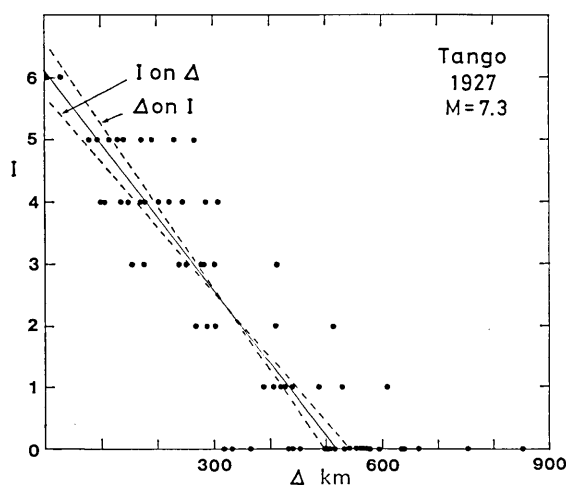


Fig. 2. Intensity-distance plots for the Tango earthquake of March 7, 1927. The solid line represents the mean regression line.

さて,  $I-\Delta$  の関係では,  $\Delta$  にはほとんど誤差がなく,  $I$  がいろいろな理由でばらつくから, 単純に考えると  $\Delta$  に関する  $I$  の回帰直線を求めればよいと思われる。Fig. 2 の破線 ( $I$  on  $\Delta$ ) がそれである。この種の図について問題となることは震度0の地点の扱い方である。従来の  $I-\Delta$  のグラフのほとんどは震度0のデータは使用せず, 震度1以上のデータをプロットし曲線をあてはめていた。しかし,  $I$  の回帰線はそれぞれの  $\Delta$  における平均的な  $I$  を連ねた線に近いものであるから, 震度0の地点も存在している  $\Delta$  における  $I$  を表わすのに震度0の地点を無視するのは明らかに不合理である。それでは震度0のデータを含めればよいかというと, そう簡単ではない。震度1~6はある幅の地震動の強さに対応しているが, 震度0には下の限界がない。もし人間よりもはるかに地震動に敏感な動物が震度を決めれば, 震度-1, -2, ... となるべきものを人間は区別できないから0としてみるとみることもできる。

震度0のデータを採用するとしても, どのように取り入れるかが問題であるが, ここでは震央から最も遠い有感の地点までの距離(最大有感距離)  $R$  よりも小さい震央距離で震

度0となった地点のデータのみを使用する。次節で述べるシミュレーションの結果や、このようにして得られた結果を見て、このようにするのがほぼ適当と判断したからである。ただし、震度分布図上で飛び離れて有感の地点がある場合は、連続的に有感であるとみなせる区域の最も遠い緑までの距離を上記の  $R$  に代えている。

一方、 $I$  に関する  $\Delta$  の回帰直線 (Fig. 2 の破線,  $\Delta$  on  $I$ ) はそれぞれの  $I$  に対する平均的な  $\Delta$  に対応するものであるから、震度0のデータを捨てても影響は小さい。この回帰直線を用いるとき困るのは海域の地震である。例えば海岸から 200 km 沖合の地震では、 $\Delta < 200$  km での震度のデータはない。従ってある  $I$  に対する  $\Delta$  の平均はその地震が陸地に起って  $\Delta < 200$  km のデータがある場合に比べて明らかに大きくなる。本論文では、海域の地震も用いているので、この効果が多少含まれているものと思われるが止むを得ない。 $\Delta$  の平均を大きくする因子は他にもあるが、本論文の結果には影響は小さいと思われるので取り上げない。

$I-\Delta-M$  の標準式は主として次の二つの目的のために使われるであろう。

- A. ある  $M$  の地震が起ったときのある  $\Delta$  における  $I$  を推定する。
- B. ある地震のいろいろな  $\Delta$  における  $I$  を知ってその地震の  $M$  を推定する。

目的 A のためには  $I$  の回帰線が適当と思われる。目的 B は特に歴史地震の  $M$  の推定に関連して重要である。古地震の史料は  $\Delta$  がほぼ同じ地域については  $I$  が大きい地点におけるものがおそらく多いだろうから、 $\Delta$  の回帰線は推定できても、 $I$  の回帰線を求めるには適さないかも知れない。

Fig. 2 にもみられるように、 $I$  の回帰直線は  $\Delta$  の回帰直線より必ず傾斜が小さい。どちらが適当であるかは一概にいえないが、もし一つの式でなるべく広く用いられるものを選ぶならば、平均回帰直線を採用することになる。

### 3. 簡単な数値実験

$I-\Delta-M$  の標準式を定めるに当たって参考にするため、次のような数値実験を試みた。まず、 $\Delta: 0 \sim 1000$  km の間に 150 個の点を  $\Delta$  に関して様かつランダムに分布させる。次に各点の震度を  $I = 5.5 - 0.01\Delta$  (これは後に求められた  $M7.5$  の地震の  $I-\Delta$  関係にはほぼ対応する) によって定め、この  $I$  に平均が 0、標準偏差が 1.0 の正規分布をするランダムなばらつきを与える。この値の小数点以下を 4 捨 5 入して整数値としたものを各点の  $I$  とする。ただし -1 以下の値はすべて 0 に改める。このような 150 個の  $I-\Delta$  のデータを 500 組作り、それぞれについて  $I$  の回帰直線、 $\Delta$  の回帰直線、平均回帰直線を定め、ばらつきを与えない前の  $I-\Delta$  の式と比較する。なお、震度0のデータはそれぞれの組の最大有感距離以内のものを採用する。 $\Delta$  の回帰直線については震度0のデータを用いないものも求めた。

ある 1 組のデータの分布とそれにあてはめた回帰直線を Fig. 3 に示す。点のばらつきは実際の内陸の浅い大地震の場合よりやや小さいが傾向は似ている。回帰直線を

$$I = I_0 - b\Delta \quad (8)$$

で表わしたときの係数  $I_0$ ,  $b$  の値と最大有感距離  $R$  は図中に記してある。500 組の  $R$  の平

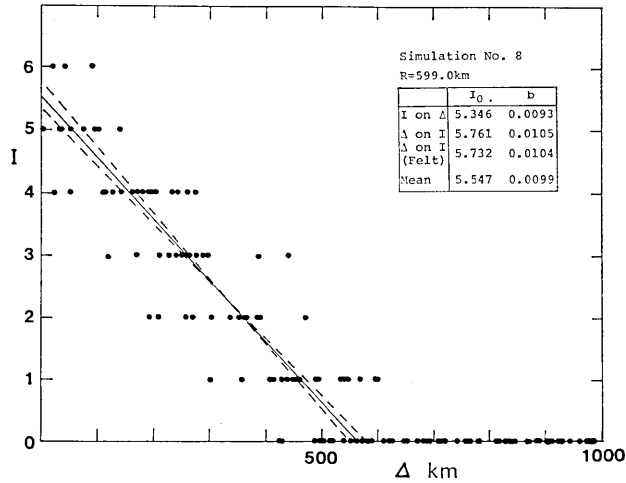


Fig. 3. An example from the 500 intensity-distance plots generated by the simulation described in the text.

均は 590.2 km, 最大は 712.3 km, 最小は 468.8 km であった。回帰係数の平均値と標準偏差は Table 1 に示されている。 $\Delta$  にも  $I$  にもばらつきがない場合には  $I_0=5.5$ ,  $b=0.01$  であるから, 平均回帰直線が平均的にみてこれとほぼ一致する。 $I$  の回帰直線と  $\Delta$  の回帰直線は平均的にみて傾斜がそれぞれ 5% 小さいか 11% 大きい。

Table 1. Means and standard deviations of  $I_0$  and  $b$  obtained by the simulation using 500 sets of 150  $I-\Delta$  data.

Reference line	Type of regression	$I_0$		$b$	
		Mean	S. D.	Mean	S. D.
$I=5.5-0.01\Delta$	$I$ on $\Delta$	5.383	0.167	0.00929	0.00052
	$\Delta$ on I	5.885	0.201	0.01115	0.00077
	$\Delta$ on I (felt data)	5.879	0.197	0.01111	0.00070
	Mean	5.599	0.172	0.01018	0.00060
$I=3.5-0.018\Delta$	$I$ on $\Delta$	3.286	0.291	0.01527	0.00245
	$\Delta$ on I	4.247	0.530	0.02512	0.00608
	$\Delta$ on I (felt data)	4.183	0.543	0.02420	0.00617
	Mean	3.695	0.316	0.01942	0.00294

元の式を  $I=3.5-0.018\Delta$  ( $M5.5$  の地震を想定) として同様の実験を行った結果も Table 1 に示すが, 詳細は省略する。以上の結果から, 本論文では主として平均回帰直線について記述するが,  $I$  の回帰直線,  $\Delta$  の回帰直線についてもふれることとする。

4.  $I-A-M$  の標準式

「日本付近の  $M6$  以上の地震および被害地震の表」(宇津, 1982b) から東日本の太平洋岸沖合を除く日本内陸部および周辺海域に起った  $M5.0$  以上, 深さ約  $30\text{ km}$  以内とみられる地震 (いわゆる地殻内地震) を選び出し, これに 1981~83 年の同種の地震を加え, これらについて Figs. 4~7 に例示するような  $I-A$  図を作り, 各種の回帰直線を定めた. これらのうちデータが少なくばらつきの多いものを除いて 181 個の地震を  $I-A-M$  の標準式を求める材料とした. なお, 松代群発地震 (1965~69 年) には  $M5.0$  以上の被害地

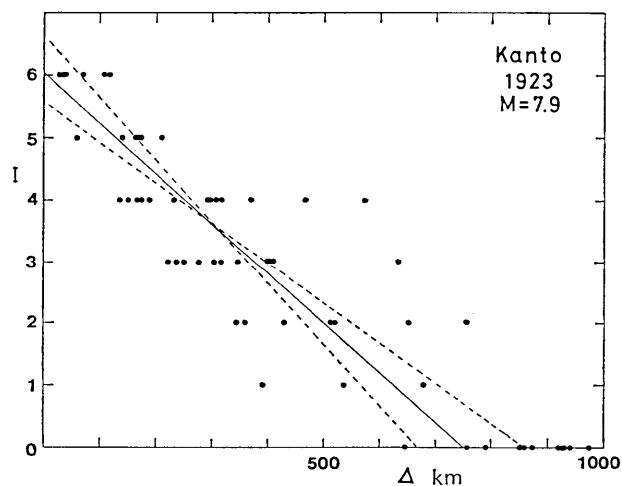


Fig. 4. Intensity-distance plots for the Kanto earthquake of September 1, 1923.

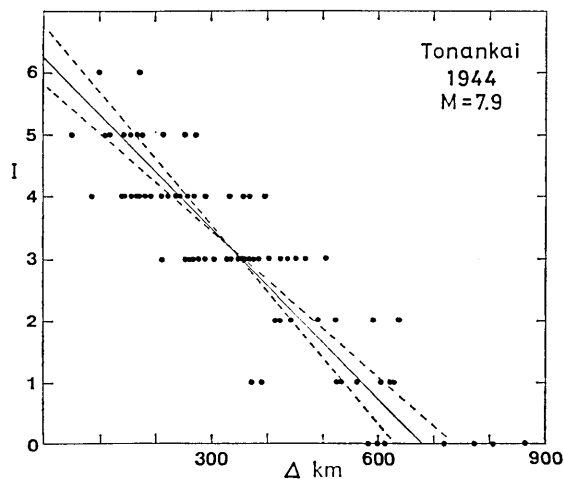


Fig. 5. Intensity-distance plots for the Tonankai earthquake of December 7, 1944.



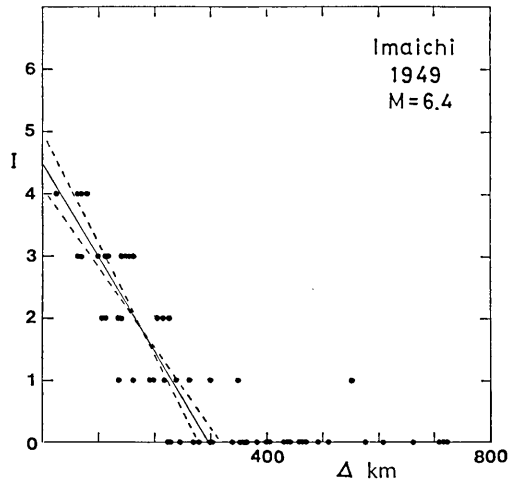


Fig. 6. Intensity-distance plots for the Imaichi earthquake of December 26, 1949.

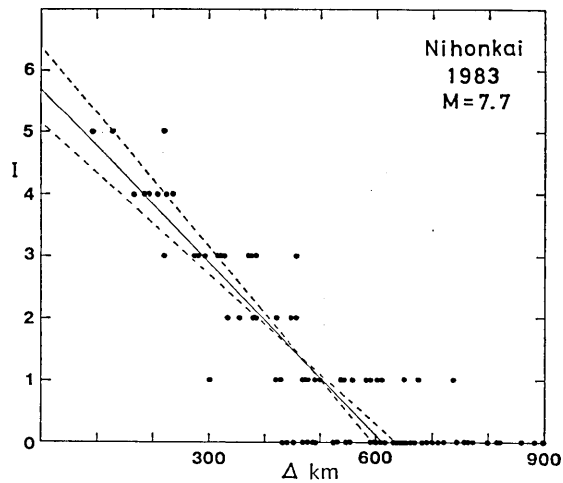


Fig. 7. Intensity-distance plots for the Nihonkai-Chubu earthquake of May 26, 1983.

震が21個含まれているが、ここではそのうち8個を用いて他は捨てた。松代群発地震にウエイトがかかり過ぎるのを防ぐためである。この181個の地震の震央を Fig. 8 に示す。これらのほとんどは被害地震であるから、ここで得られた標準式は被害地震に対するものと考えてよい。

採用した地震のうち最も古いものは1908年5月13日の伊豆半島沖（銭州）の地震で、最大有感距離  $R=353$  km,  $\Delta \leq R$  の観測点の数  $n=24$ ,  $I$  と  $\Delta$  の相関係数  $r=-0.794$  である。また、最も新しいものは1983年10月31日の鳥取県中部の地震 ( $M6.2$ ) で  $R=$

528 km,  $n=74$ ,  $r=-0.827$  である。最大の地震は1946年12月21日の南海道地震 ( $M8.0$ ) で、飛び離れて有感の森 ( $\Delta=1103$  km) を除き  $R=800$  km とすると,  $n=68$ ,  $r=-0.766$  である。なおこの地震の震央は気象庁による  $135^{\circ}37'E$ ,  $33^{\circ}02'N$  より西北西に約 60 km 離れた  $135.0^{\circ}E$ ,  $33.2^{\circ}N$  を採用している。

これら 181 個の地震について,  $I$  の回帰直線,  $\Delta$  の回帰直線 (震度 0 のデータを含む場合と含まない場合), 及び平均回帰直線を求めた。これらの回帰直線  $I=I_0-b\Delta$  の係数  $I_0$ ,  $b$  の値を  $M$  に対してプロットした図, 及びそれら回帰直線による  $\Delta=100, 150, 200, 300$  km, ... における  $I$  の値 ( $I_{100}, I_{150}, \dots$  と記す) を  $M$  に対してプロットした図を作ったが, ここでは平均回帰直線に関する図のみを Figs. 9~13 に掲げ, これらの図から  $I-\Delta-M$  の標準式を定める手順を説明する。

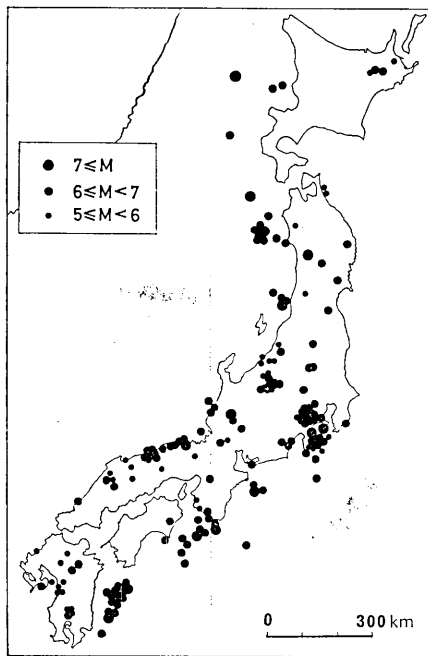


Fig. 8. Epicenters of the 181 earthquakes used in the present study.

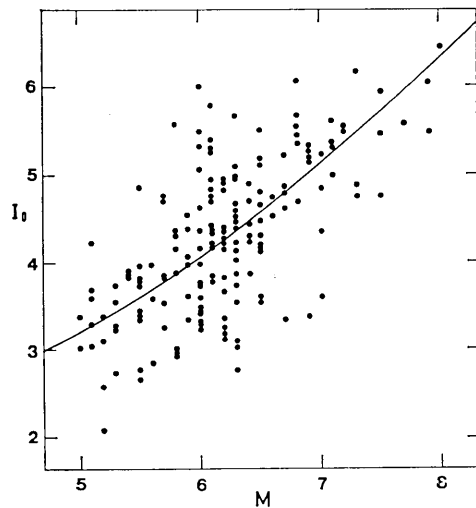


Fig. 9.  $I_0$  for the mean regression line plotted against  $M$ .

$I_0, I_{100}, \dots$  と  $M$  の関係を見ると,  $I_{100} \sim I_{150}$  がばらつきが比較的小さく直線性も良いので,  $I_{100}$  と  $M$  の関係を直線

$$I_{100} = 1.5M - 6.5 \quad (9)$$

で表わすこととする。Fig. 10 の実線①がこの直線で, これは  $I_{100}$  と  $M$  の平均回帰直線と  $I_{100}$  の  $M$  に関する回帰直線の中間に当る。なお, 破線②は (3) 式, 点線③は (4) 式 ( $I_{100} = M_k$ ) を表す。

$b$  と  $M$  の関係は Fig. 13 にみられるようにばらつきが大きい, 直線よりもやや下に

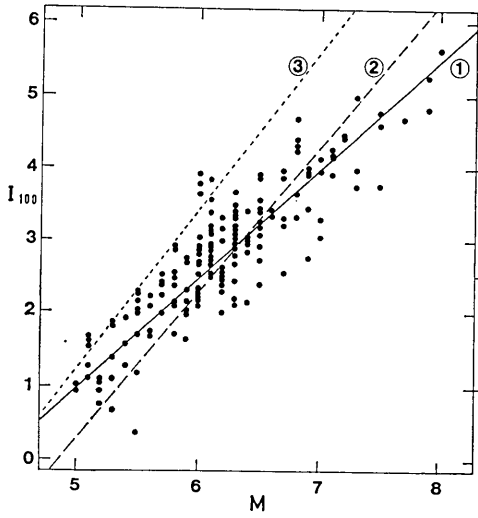


Fig. 10.  $I_{100}$  for the mean regression line plotted against  $M$ . Lines 1, 2, and 3 represent Eqs. (9), (3), and (4), respectively.

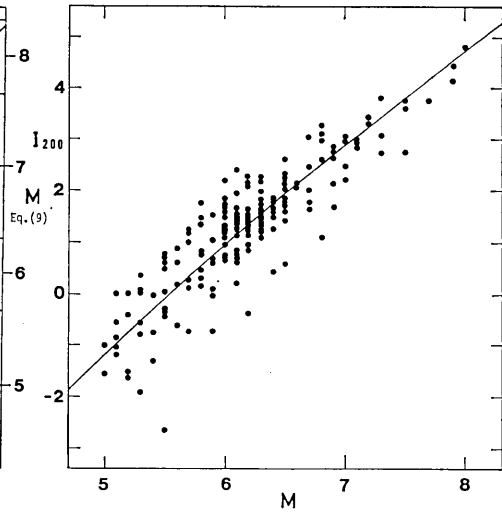


Fig. 11.  $I_{200}$  for the mean regression line plotted against  $M$ .

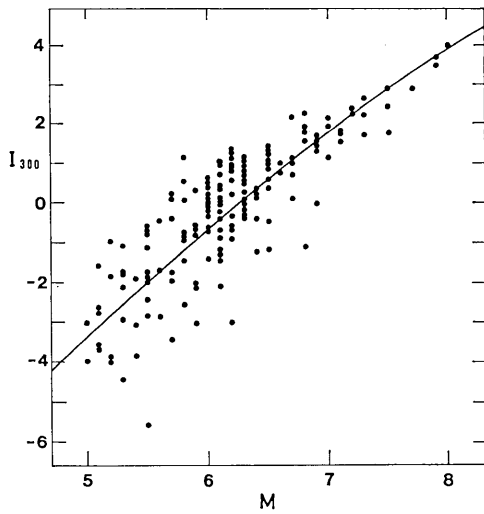


Fig. 12.  $I_{300}$  for the mean regression line plotted against  $M$ .

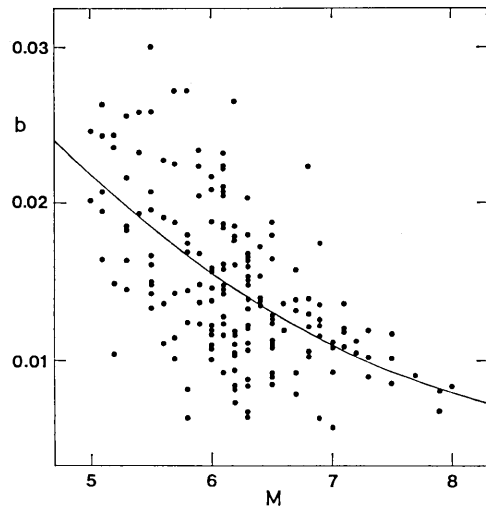


Fig. 13.  $b$  for the mean regression line plotted against  $M$ . The curve represents Eq. (10).

凸の曲線をあてはめたほうがよいように見えるので、図に示す曲線を採用した。これは

$$b=0.0767-0.015M+0.0008M^2 \quad (10)$$

である。

$I-\Delta-M$  の標準式は  $\Delta$  を km 単位で表すとき

$$I=I_{100}-b(\Delta-100) \quad (11)$$

で、 $I_{100}$  と  $b$  は (9), (10) 式で与えられるが、Fig. 14 はこの式による  $I-\Delta$  直線をいくつかの  $M$  に対して描いたものである。 $M$  によって傾斜が大きく違うことがわかる。

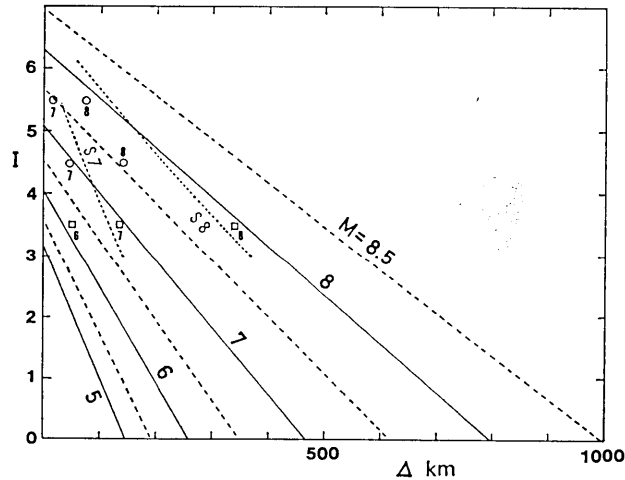


Fig. 14. Standard  $I-\Delta-M$  relation expressed by Eqs. (9), (10) and (11). The curve S7 and S8 represents Shima's curve for  $M=7$  and  $M=8$ . Open circles indicate the radius of the area of intensity 5 or more, or intensity 6 or more for earthquakes of  $M=7$  and  $M=8$  calculated from Muramatsu's formula. Open squares indicate the radius of the area of intensity 4 or more for earthquakes of  $M=6$ ,  $M=7$ , and  $M=8$  calculated from Katsumata-Tokunaga's formula.

Fig. 14 には比較のため嶋 (1977) による太平洋岸沖の巨大地震 ( $M \geq 7.9$ ,  $I \geq 3$ ) に対する  $I-\Delta$  曲線 ( $M=8.0$  の場合) と内陸部の大地震 ( $M \leq 7.5$ ,  $I \geq 3$ ) に対する曲線 ( $M=7.0$  の場合) を点線 (S8 と S7) で示してある。なお嶋の式は震央距離  $\Delta$  と震源域の半径  $\rho$  の比の関数として  $I$  を与えており、 $\rho$  の中に  $M$  が含まれる。図の曲線は  $\log \rho = 0.51M - 2.26$  とした場合である。

Fig. 14 にはまた村松 (1969) による震度 6 以上及び 5 以上の区域の面積と  $M$  の関係式から求めた  $M=7.0$  及び  $8.0$  の地震の震度 6 及び 5 以上の区域の半径を示す白丸、及び勝又・徳永 (1971) による震度 4 以上の区域の面積と  $M$  の関係式から求めた  $M=6.0$ ,  $7.0$  及び  $8.0$  の地震の震度 4 以上の区域の半径を示す白四角が記入してある。ただし半径はそれぞれの区域を円と仮定して求め、震度 6 の区域の縁は震度 5 の区域との境界である

から、震度6の区域の半径に当る  $\Delta$  の  $I$  は 5.5 になると考え、白丸、白四角は震度 5.5, 4.5, 3.5 の位置に置かれている。

(11) 式によれば  $\Delta=100$  km 以外では  $I$  と  $M$  の関係は直線ではなく、Fig. 9 及び Figs. 11~12 に示すような曲線となる。

$I$  の回帰直線、 $\Delta$  の回帰直線についても、Figs. 9~13 と同様なグラフを描き、標準式を定めた。グラフは省略するが、 $\Delta$  の回帰直線による場合は点のばらつきがやや大きい。例えば  $I_{100}$  と  $M$  の相関係数は、平均回帰直線によるものについては  $r=0.899$ 、 $I$  の回帰直線によるものも  $r=0.898$  であるが、 $\Delta$  の回帰直線は  $I=0$  のデータを含む場合が  $r=0.875$  含まない場合が  $r=0.865$  である。(9) 及び (10) に相当する式はそれぞれ次のように定めた。

$I$  の回帰直線について

$$I_{100}=1.4M-6.2 \quad (12)$$

$$b=0.061-0.012M+0.00064M^2 \quad (13)$$

$\Delta$  の回帰直線 ( $I=0$  のデータを含む場合) について

$$I_{100}=1.6M-6.7 \quad (14)$$

$$b=0.133-0.029M+0.0017M^2 \quad (15)$$

$\Delta$  の回帰直線 ( $I=0$  のデータを含まない場合) について

$$I_{100}=1.45M-5.8 \quad (16)$$

$$b=0.121-0.026M+0.0015M^2 \quad (17)$$

## 5. 震度分布から $M$ を推定すること

ある地震についての  $I$  と  $\Delta$  のデータから回帰直線を定めれば、その  $I_{100}$  から (9) 式等によってその地震の  $M$  を推定することができる。前節で標準式を定めるために用いた 181 個の地震について各地震の  $I-\Delta$  の平均回帰直線、 $I$  の回帰直線、 $\Delta$  の回帰直線 (震度0のデータを含む場合と含まない場合) による  $I_{100}$  から (9), (12), (14), (16) 式によって求めた  $M$  をそれぞれ  $M_A$ ,  $M_I$ ,  $M_J$ ,  $M_F$  と記すことにする。これらと  $M$  (気象庁方式) との差  $M_A-M$ ,  $M_I-M$ ,  $M_J-M$ ,  $M_F-M$  の平均値と標準偏差は Table 2 に示すようになる。この表には  $M_A$  と  $M$ ,  $M_I$  と  $M$ ,  $M_J$  と  $M$ ,  $M_F$  と  $M$  の相関係数も示

Table 2. Relation between magnitudes estimated from intensity data and instrumental magnitude for 181 shallow earthquakes in Japan.

	Mean	S. D.	Correlation coef.
$M_A-M$	0.018	0.304	0.882
$M_I-M$	0.025	0.324	0.863
$M_J-M$	0.023	0.351	0.858
$M_F-M$	-0.012	0.350	0.868

しておいた。

当然のことながら差の平均値はほとんど0である。標準偏差は平均回帰直線による場合が最も小さく、相関係数も最も大きくなる。異質のデータに基づく二種類のマグニチュードがこの程度によく合うのは満足すべきことであろう。Fig. 10は左側のスケールを用いれば  $M_A$  と  $M$  の関係を表わし、図中の実線①は  $M_A=M$  の直線となる。

$\Delta$  の回帰直線による場合は震度0を含む場合も含まない場合も差がほとんどない。前者のほうがデータが多いから精度が良くなるように思われるが、そうならないのは恐らく震度0のデータを最大有感距離以内のものに限ったことがこの場合には適切でなかったためであろう。

Figs. 10~12を見比べると、ある  $I$  に対する  $M$  のばらつきは  $M5\sim6$  程度では  $I_{100}$  のグラフが比較的小さいが、 $M7\sim8$  程度となると  $I_{300}$  のグラフのほうが小さい。このよう

なことを考慮して  $M6\sim7$ ,  $7\sim8$  の地震ではそれぞれ  $I_{200}$ ,  $I_{300}$  と  $M$  の関係式を用いて  $M$  を推定するほうが(9)式を用いるよりも精度が多少向上するものと思われる。 $I_{200}$  や  $I_{300}$  は  $M$  の二次式となるが、上記の  $M$  の範囲では

$$I_{200}=1.75M-9.4 \quad 6\leq M\leq 7 \quad (18)$$

$$I_{300}=2.0M-12.5 \quad 7\leq M\leq 8 \quad (19)$$

としても差支えない。前記181地震についてまず(9)式によって  $M_A$  を求めそれが6を越えたときは(18)又は(19)式によって改めて  $M_A$  を求めてみると  $M_A-M$  は平均値が  $-0.013$ 、標準偏差  $0.279$ 、相関係数  $0.907$  となり、Table 2の値よりも精度が向上したことがわかる。Fig. 15はこの  $M_A$  と  $M$  の関係を示している。

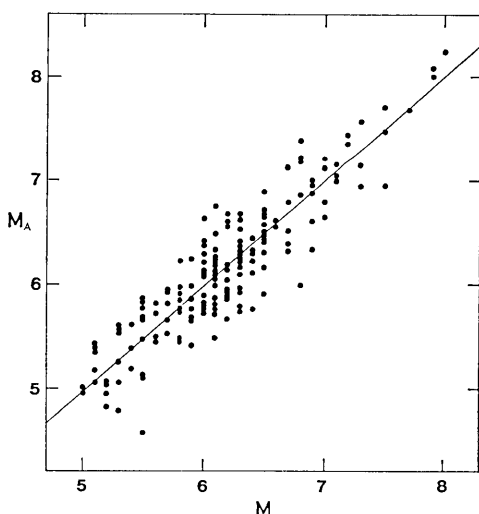


Fig. 15. Relation between  $M$  (JMA) and  $M_A$  (magnitude estimated from the intensity data using Eqs. (9), (18), and (19)).

## 6. ま と め

東日本の太平洋沖合を除く日本の浅発地震(地殻内地震)の震度  $I$ 、震央距離  $\Delta$ 、マグニチュード  $M$  の関係を一つの式で表わすとすれば(11)式(ただし(9)及び(10)式を併用)がよいであろう。各地の気象台等における震度の観測値から  $M$  を推定する際には、 $I$  と  $\Delta$  のデータに平均回帰直線をあてはめ、 $\Delta=100$  kmにおける震度  $I_{100}$  を求め、それを(9)式に入ればよい。なお大きい地震では  $I_{200}$ ,  $I_{300}$  を用いて(18), (19)式によるほうが多少精度がよくなる。歴史地震のように震度の高い地点の史料が多く集まる傾向がある場合は、 $\Delta$  の回帰直線を求め、その  $I_{100}$  から(16)式によって  $M$  を推定するほうが良いと思われるが、まだ実際に試みてはいない。

## 文 献

- 勝又 護・徳永規一, 1971, 震度 IV の範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 駿震時報, 36, 89-96.
- KAWASUMI, H., 1951, Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 29, 469-482.
- 村松郁栄, 1969, 震度分布と地震のマグニチュードの関係, 岐阜大教育学部研究報告—自然科学, 4, 168-176.
- 大塚道男, 1979, 地震災害を予測するための新しいパラメータの提案, 地震学会予稿集, 1979, No. 1, 147.
- 嶋 悦三, 1977, 地震時における地盤の振動, 計測と制御, 16, 685-693.
- 宇佐美龍夫・茅野一郎, 1970, 河角の規模と気象庁の規模との関係, 震研彙報, 84, 923-933.
- UTSU, T., 1966, Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle as inferred from abnormal distributions of seismic intensities, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser VII, 2, 359-374.
- 宇津徳治, 1979, 1885年~1925年の日本の地震活動, 震研彙報, 54, 253-308.
- UTSU, T., 1980, Spatial and temporal distribution of low-frequency earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, 28, 361-384.
- 宇津徳治, 1982a, 1885年~1925年の日本の地震活動 (訂正と補遺), 震研彙報, 67, 111-117.
- 宇津徳治, 1982b, 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885年~1980年, 震研彙報, 57, 461-463.
- 宇津徳治, 1982c, 各種マグニチュード間関係, 震研彙報, 57, 465-497.

*Relation between Seismic Intensity,  
Epicentral Distance and Magnitude*

*Part 1. Empirical Formula for Shallow Earthquakes in Japan  
Excluding Those Occurring off the Pacific Coast of Eastern Japan*

Tokuji UTSU

Earthquake Research Institute

An empirical formula representing the relation between seismic intensity  $I$  (JMA scale), epicentral distance  $J$  (km) and magnitude  $M$  (JMA) has been obtained for shallow earthquakes in Japan, excluding those occurring off the Pacific coast of eastern Japan, using  $I$ - $J$  data for 181 such earthquakes of  $5 \leq M \leq 8$  from 1908 through 1983. Problems associated with the formulation have been discussed in detail. The formula takes the form

$$I = I_{100} - b(J - 100)$$

where

$$I_{100} = 1.5M - 6.5$$

and

$$b = 0.00767 - 0.015M + 0.0008M^2.$$

Slightly different formulas have also been proposed which are more reasonable for some special purposes such as the estimation of magnitudes of historical earthquakes from macroseismic data.