

震央付近の震度—震源の深さ— マグニチュードの関係

地震研究所 宇津徳治

(昭和 63 年 1 月 29 日受理)

要 旨

日本の地震について、震央付近の震度 I_0 (気象庁震度階級)、マグニチュード M (気象庁方式)、震源の深さ h (km) の標準的關係を表す実験式を 1114 個の震度データを用いて求め、次式を得た。

$$M=0.23 I_0+0.105 I_0^2+1.2 \log h+1.3$$

この式は M が 2~8, h が 0~100 km, I_0 が 0~6 の地震を対象としている。ただし $h=0$ と発表されている地震の実際の深さは数 km と考えて、 $h<3$ km の場合は $h=3$ km と置く。 M が 5 程度より大きい地震については

$$M=1.2 I_0+1.2 \log h-0.83$$

すなわち

$$I_0=0.83 M-\log h+0.71$$

を用いてもよい。

1. ま え が き

これまで日本付近の浅い地震について、震度 I (気象庁震度階級)、震央距離 Δ (km)、マグニチュード M (気象庁方式) の關係を表わす実験式について報告した (宇津, 1984, 1986, 1987)。これらの実験式を求める際に用いたデータのほとんどは Δ が数十 km 以上の観測点のもので、震央付近の観測は極めて少ない。前報 (宇津, 1986) にも述べたように、これらの式に $\Delta=0$ と置いて得られる値を震央付近の震度とするのは問題があり、震央付近の震度 I_0 と M および震源の深さ h との關係は別に調べる必要がある。本報告はこの問題を扱っている。

外国ではこれまでも多数の I_0 , M , h (km) の実験式が提出されている。たとえば

$$M=0.6 I_0+1.8 \log h-1.0 \quad (\text{GUTENBERG and RICHTER, 1942}) \quad (1)$$

$$M=(2/3) I_0+(4/5) \log h-(1/2) \quad (\text{MEI, 1960}) \quad (2)$$

$$M=0.5 I_0+\log h+0.35 \quad (\text{KÁRNÍK, 1965}) \quad (3)$$

これらの式の I_0 はみな MM 震度階またはそれに相当するものである。日本の地震については、この種の研究はほとんどなされていない。

2. データ

筆者によるこれまでの $I-A-M$ の関係の調査では、 M 5 ないし 6 以上の地震のデータを扱ったが、今回はさらに小さい地震のデータも含める。小さい地震でも震央付近では有感となる一方、大きい地震についての震央付近のデータは極めて少ないからである。なお、震源の深さは 100 km までのものを扱うこととした。東日本の太平洋岸付近の地震、例えば浦河付近の地震など、異常震域が現れるものでも、震央付近の震度は異常震域とは関係がないとみて採用している。

最近では、気象庁も内陸の浅い地震については、 M 2 程度のもので震源と M を定めている。しかし、これら小地震の M と他機関が別の方法で求めた M との整合性ははっきりしないし、今後、気象庁でも小地震の M の定め方を改良する可能性がある。本報告の M は 1987 年現在気象庁が採用している M であり、他の系統の M とは若干の系統的なずれがあることを念頭に置く必要がある。

本研究に資料として用いた地震は次の期間のものである。

1923 年～1987 年の M 6 以上の地震、およびそれ以下でも被害を伴った地震 (宇津, 1982, 1985, 及び追加資料)。

1932 年～1943 年, 1951 年～1960 年, 1968 年～1986 年の M 5 以上の地震。1944～1950 年は終戦前後に当り刊行されたデータが少なく精度にも問題があるため、1961～1967 年は震源の深さが 20 km 刻みで決められているため、 M 6 以下の無被害地震は除外した。

1971 年～1975 年, 1982 年～1986 年の気象庁により M が定められている地震。この 10 年間で小地震についてのデータは十分に得られた。なお、1986 年 11～12 月の伊豆大島付近の地震については、11 月 17 日までと、11 月 21 日の 16 時から 17 時まで及び 11 月 24～30 日に限った。全部を採用すると数が多過ぎ、この種の地震にウエイトがかかりすぎると思われたからである。

以上の地震 ($h \leq 100$ km のもの) について震央付近の気象官署 (区内観測所を除く) における震度のデータを集めた。震央付近とは以下の条件 (1)～(3) のいずれかを満たす場合である。

(1) 震央距離が震源の深さの 1/2 以内、すなわち

$$d \leq h/2 \quad (4)$$

$d = h/2$ のときの震源距離は $d = 0$ のときの 1.12 倍なので、この範囲内では、震源からの距離による震度の違いはほとんどないとみてよからう。

(2) 観測点が震源域 (余震域) 内あるいはその近傍にあること。余震域の長径 L (km) と M の関係式 $\log L = 0.5M - 1.8$ (UTSU, 1961) を考慮して

$$d \leq 10^{0.5M-2} \text{ km} \quad (5)$$

を目安にし、 $M \geq 6.5$ の地震については、 d がこの条件を満たすが (1) 項の条件は満たさない全観測点について、余震分布図、地殻変動図を参照しつつ、個別に検討し採否を決めた。Table 1 には $M \geq 6.5$ 、あるいは $M < 6.5$ でも震度 5 以上の場合、(4) あるいは (5) 式を満たすデータをすべてリストした。表の備考欄で不採用としたものは、観測点が震源域から離れているとみなしたものである。 $M < 6.5$ の地震については余震域がよくわ

Table 1. List of earthquakes of $M \geq 6.5$ for which seismic intensities were reported from JMA stations near the epicenter. Earthquakes of $M < 6.5$ for which intensities of 5 or more were reported from JMA stations near the epicenter are added. "Near the epicenter" means that the epicentral distance Δ satisfies the condition given by equation (4), (5), or (6) in the text.

年月日	地震名	h (km)	M	観測官署	震度	Δ (km)	備考
1923 9 1	関東地震	20	7.9	横須賀	6	27.9	注(1)
	"			布良	6	36.2	
	"			横浜	6	40.1	
	"			沼津	5	59.3	不採用
	"			東京	6	69.4	
1924 1 15	丹沢地震	20	7.3	横浜	5	41.9	不採用 注(2)
1925 5 23	但馬地震	10	6.8	豊岡	6	8.1	
1927 3 7	丹後地震	0	7.3	宮津	6	4.4	
	"			豊岡	6	29.6	
1927 4 1	丹後余震	0	6.5	宮津	4	13.9	
1927 7 13	根室半島北方沖	100	6.7	根室	4	24.8	
1928 5 21	東京湾北部	70	6.2	東京	5	26.1	
1930 11 26	北伊豆地震	0	7.3	三島	6	12.2	
	"			沼津	5	18.4	
1931 1 21	根室半島	100	6.5	根室	4	9.2	
1931 9 21	西埼玉地震	0	6.9	熊谷	5	14.6	
1935 7 11	静岡地震	10	6.4	静岡	6	1.1	注(3)
1935 9 18	浦河沖	40	6.7	浦河	4	13.3	注(4)
1936 2 21	河内大和地震	0	6.4	八木	5	12.0	
1941 7 15	長野地震	0	6.1	長野	6	8.4	
1943 3 4	鳥取群発地震	0	6.2	鳥取	5	7.3	
1943 3 5	鳥取群発地震	0	6.2	鳥取	5	4.4	
1943 9 10	鳥取地震	0	7.2	鳥取	6	15.2	
1944 12 7	東南海地震	30	7.9	尾鷲	5	49.2	
	"			潮岬	5	88.6	不採用
1946 12 21	南海地震	20	8.0	潮岬	5	48.2	
	"			徳島	5	150.2	
	"			高知	5	202.5	
1948 4 18	南海余震	0	7.0	潮岬	4	23.1	不採用
1948 6 28	福井地震	0	7.1	福井	6	13.7	
1952 3 4	十勝沖地震	0	8.2	浦河	5	118.9	不採用
1952 7 18	吉野地震	60	6.8	樫原	4	5.8	
1960 10 9	青森県沿岸	70	6.9	八戸	4	28.8	
1964 6 16	新潟地震	20	7.5	新潟	5	50.4	注(5)
1965 11 13	鳥島附近	50	6.5	鳥島	4	23.5	不採用 注(6)
1966 1 23	松代群発地震	0	5.1	松代	5	2.8	
1966 2 7	松代群発地震	0	4.9	松代	5	4.8	
1966 4 11	松代群発地震	0	4.7	松代	5	2.8	
1966 4 17	松代群発地震	0	4.7	松代	5	2.5	
1966 4 17	松代群発地震	0	4.7	松代	5	4.0	
1966 5 28	松代群発地震	0	5.3	松代	5	2.9	
1967 10 14	松代群発地震	10	5.3	松代	5	2.2	
1968 8 6	愛媛県西部	40	6.6	宇和島	5	19.0	
1968 9 21	浦河沖	80	6.9	浦河	5	20.1	

Table 1. Continued.

年月日	地震名	h (km)	M	観測官署	震度	Δ (km)	備考
1970 1 21	日高山脈	50	6.7	広尾	5	18.9	
1973 6 17	根室半島沖地震	40	7.4	根室	5	49.8	
1974 5 9	伊豆半島沖地震	10	6.9	石廊崎	5	7.3	
1978 1 14	伊豆大島近海	0	7.0	大島	5	12.0	
1980 6 29	伊豆半島東方沖	10	6.7	網代	5	18.4	不採用
	"			大島	5	22.1	不採用
1982 3 21	浦河沖地震	40	7.1	浦河	6	18.1	
1987 1 9	岩手県中部	72	6.6	宮古	4	26.1	
1987 12 17	千葉県東方沖	58	6.7	勝浦	5	26.1	

注 (1) 関東地震では他に熊谷と甲府で震度 6. (2) 丹沢地震では甲府で震度 6. (3) 本文参照. (4) 深さはよく決まらないが気象庁の決めた $h=0$ km は浅過ぎ、被害が無かったこと、余震の震源分布などからみて 30~40 km 程度と思われるので、 $h=40$ km と改めて採用. (5) 気象庁が 20 km 刻みで決めた深さは 40 km であるが、震源過程の研究や余震の震源分布からみてもっと浅いと思われるので $h=20$ km と改めて採用. (6) 気象庁の観測網から遠く離れているので ISC による震源を用いているが、気象庁では $h=0$ km としている。いずれにしても震源決定精度が悪いので不採用。

からないことが多いので、(5) 式を満たす場合は原則として採用する。(5) 式によれば $M=6.5$ で $\Delta=17.8$ km, $M=6.0$ で $\Delta=10$ km, $M=5.5$ で $\Delta=5.6$ km となる。 $M 5.4$ 以下については次の条件 (3) があるので、本項は考慮する必要がない。

(3) 上記の条件を満たさなくとも、震央距離 5 km 以内の観測点はすべて採用する。

$$\Delta \leq 5 \text{ km} \quad (6)$$

$h \geq 10$ km の地震では $\Delta \leq 5$ km なら (1) 項により採用されているから、本項は考慮する必要がない。小地震では、 $\Delta=5$ km の地点は震源域内あるいはその近傍とはいえない場合もあるが、この限界を小さくとるとデータが急に減ってしまうし、震源位置にも誤差があることを考え、これ以上限界を小さくしないこととした。

上記の条件によって、前記の期間、 M の範囲から採用したデータの総数は 1114 個である。

被害地震でも、震央付近に気象官署が無い場合が少なくない。1945 年三河地震 ($M=6.8$)、1949 年今市地震 ($M=6.4$)、1961 年長岡地震 ($M=5.2$)、1968 年えびの地震 ($M=6.1$) 等は、被害の現地調査等から見ると、震源域のかなりの部分で震度 6 に達していたとみられ、もし震央付近に気象官署があれば震度 6 が記録された可能性が高い。一方、1931 年西埼玉地震 ($M=6.9$)、1961 年北米濃地震 ($M=7.0$)、1966 年岐阜県中部地震 ($M=6.6$)、1971 年秋田県南東部地震 ($M=6.2$) 等では局地的に震度 6 に達した地点もあったかもしれないが、震源域の大部分が震度 6 であったとは思われず、震央付近に気象官署があったとしても震度 5 と報告された可能性が高い。従って前者のような例のみを取り上げて震央付近の震度を 6 とするデータを増やすのは適当でないので、本論文は前報と同様、データは気象官署の観測値のみに限ることとした。ただし Table 1 の 1935 年静岡地震については、詳しい被害分布の調査があり、現在の静岡地方気象台の位置に当時気象官署があったならば、震度 6 と報告されたと思われるので、採用することとし、Table 1

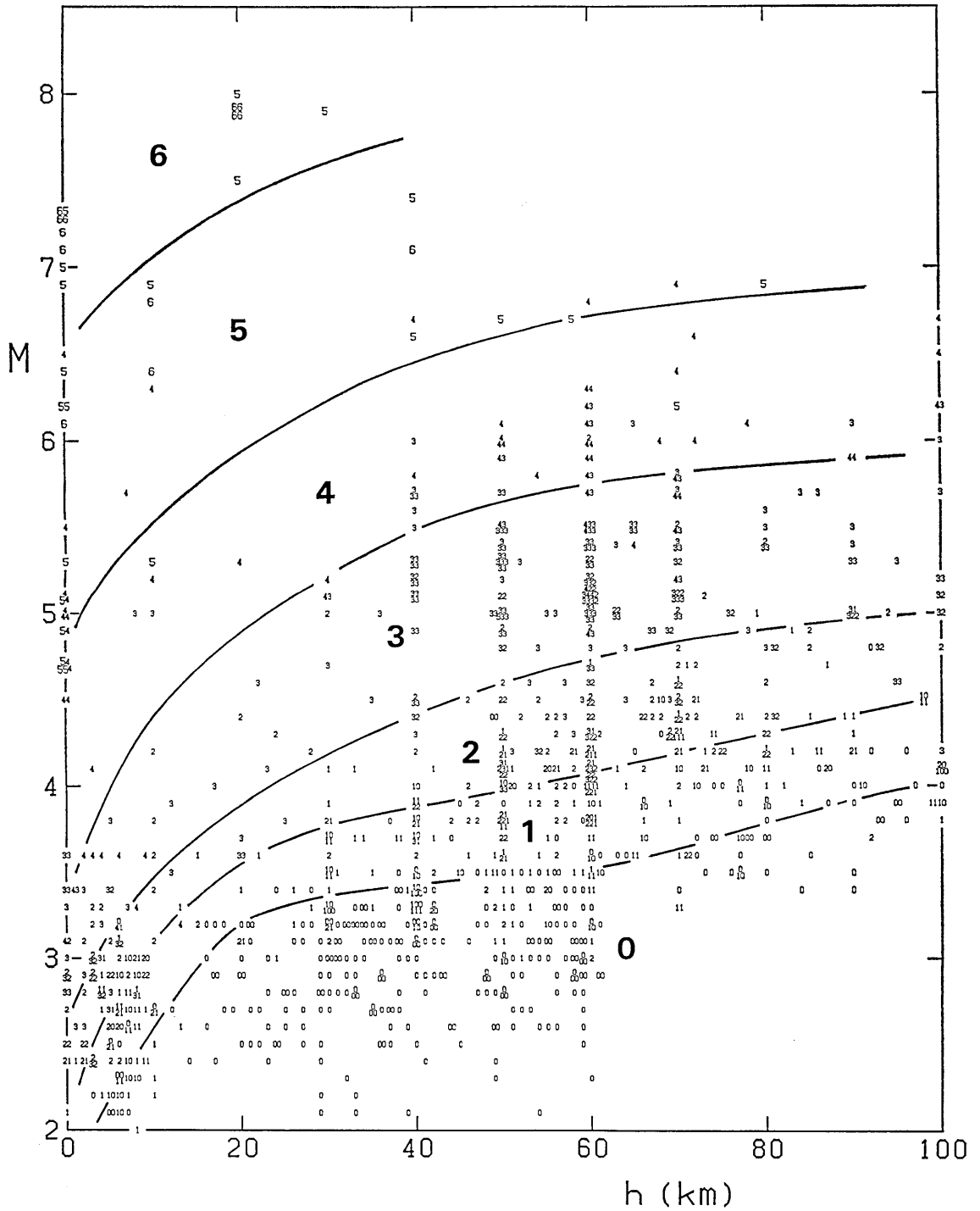


Fig. 1. Seismic intensities near the epicenter plotted in $M-h$ diagram. Hand-drawn curves indicate the approximate borders of the areas of intensity I_0 and I_0+1 .

に含めてある。

3. I_0 - h - M の関係

以上のようにして収録した震央における震度 I_0 の全データを、 h と M に対してプロットしたものが Fig. 1 である。震度を表す数字が同じ場所にくるときは、重ならないよう少しずらして記入してある。この図を見ると、ある震度 I_0 と I_0+1 ($I_0=0, 1, \dots, 5$) の領域の境界は必ずしも確定的でない。図中の曲線はその境界の目安として引いたもので、 I_0 と I_0+1 の境界線はそれより上側の I_0 以下のデータの数と、下側の I_0+1 以上のデータの数がほぼ等しくなり、かつ線をあまりくねくねと曲げないようにしてある。

Fig. 1 はあるマグニチュード、ある深さの地震の震央付近における震度の見当をつけるのに役立つ。この図を見てすぐ気付くことは

- (1) ある M のレベルにおける I_0 の h による減衰は、 M が大きいほど少ない。
- (2) ある M における I_0 は、 h が 0 に近づくと急に大きくなる。
- (3) I_0 が小さい所で境界線の間隔が狭くなる。

これらの性質を含み、なるべく単純な形の実験式としてここでは

$$M = \alpha I_0 + \beta I_0^2 + \gamma \log h + \delta \quad (7)$$

の形のものを採用することとし、最小 2 乗法で係数 $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ を定めた。ただし、震度の高いデータほど数が少ないが重要であることを考慮して、 $10^{0.2I_0}$ に比例するウェイトをデータに付けた。また、上式は $h=0$ では使えないが、気象庁で $h=0$ と求められている地震の実際の深さは数 km であろうと考えて、 $h < 3$ km の地震は $h=3$ km に固定した。

前報 (宇津, 1984) でも述べたように、震度 0 のデータの扱いは難しい。ある M, h の地震で震度 0 が記録されたということは重要な情報であり、そのデータを捨ててしまうのはまずい。しかし、0 より小さい震度は定義されていないので、物理的に扱うならば震度 -1, -2, ... とすべき微弱な地震動でも、すべて震度 0 と報告されている。このようなデータをそのまま最小 2 乗法にかけるのは不適當なので、ここではまず全データを用いて最小 2 乗法により (7) 式の 4 係数を定め、その式による $I_0=0.5$ に対応する M より、 M が 0.5 以上小さい地震の震度データは削除することとした。震度 2 程度以上については、削除してもしなくても、結果に差はほとんど出てこない。削除後のデータセットについて改めて 4 係数を定めた結果

$$M = 0.23 I_0 + 0.105 I_0^2 + 1.2 \log h + 1.3 \quad 3 \text{ km} \leq h \leq 100 \text{ km} \quad (8)$$

を採用することとした。この式による震度 I_0 と I_0+1 の境界線、すなわち (8) 式に $I_0 = 0.5, 1.5, \dots, 5.5$ と置いた場合の M - h 曲線を Fig. 1 と同じデータに重ねたものが Fig. 2 である。

なお、 M 5 以上に対して (8) 式を I_0^2 の項を含まない式に改めてみると

$$M = 1.2 I_0 + 1.2 \log h - 0.83 \quad (9)$$

すなわち

$$I_0 = 0.83 M - \log h + 0.71 \quad 3 \text{ km} \leq h \leq 100 \text{ km} \quad (10)$$

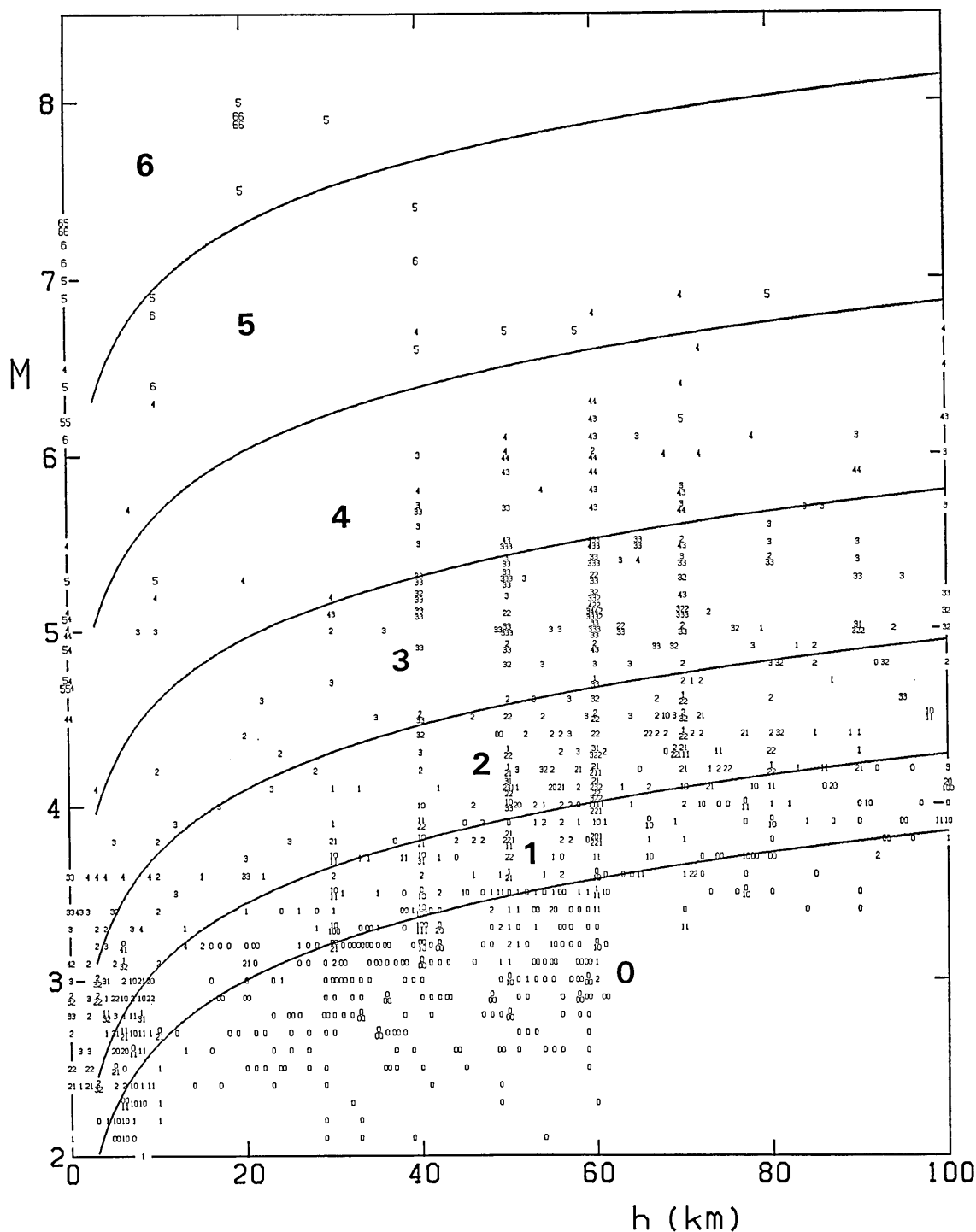


Fig. 2. Same graph as Fig. 1, but the curves are calculated from equation (8).

が得られる。 M が 5~8 の範囲では、同じ I_0 に対する M は、(8) によっても (9) によっても 0.15 を超える差は生じないから、大きい地震を扱うときには (9) 式で差し支えない。なお、 M 5 以上の地震のデータは少ないので、そのみを用いて実験式を作ろうとしてもうまくゆかない。

4. 考 察

Fig. 2 を見ると、震央付近の震度は (8) または (9) 式で与えられる値を基準にして、だいたい ± 1 の範囲におさまっているが、 ± 2 違う場合も若干ある。このばらつきは、地盤など観測条件の差、地震の性質 (低周波地震、高周波地震など)、震度判定の個人差などによるものであろう。ごく浅い小地震についてばらつきが大きいのは、地震動が短周期で継続時間が短く震度の判定が難しいのと、距離による減衰が大きく震源距離の僅かな違いが震度に影響するためと思われる。

ある M , h の地震の震央付近の震度は (8) 式によってほぼ推定できるが、ごく浅い小地震についてはばらつきが大きいことに留意すべきである。これらの式による震度は平均的な値であるから、例えばある M の地震の震央付近の震度が式から 4 となったときは、条件の悪い場所では震度 5 に達し、被害が出ることも考えたほうがよい。

一方、震央付近の震度がわかっても、それから M を推定することは難しい。 $h=5$ km の地震で震度 5 すなわち $I_0=4.5\sim 5.5$ となるのは、(9) 式からは $M=5.3\sim 6.6$ であるが、震度に ± 1 のばらつきを見込むと $M=4.2\sim 8.1$ までありうる。実際に M 4 近くの小地震でも、条件が悪いと震央付近で被害が生じることがあり、また M 8 クラスの地震の震源域内でも震度 5 の地点がある。

謝 辞

データ収集・整理、図の作成について加藤育子技官の協力を得た。

文 献

- GUTENBERG, B. and C.F. RICHTER, 1942, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **32**, 163-191.
- KÁRNÍK, V., 1965, Intensity-distance relation for European earthquakes and its application, *Studia Geophys. Geod.*, **9**, 341-349.
- MEI, S.-Y., 1960, Seismic activity of China, *Izv. Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.*, 245-268 (English transl. by AGU).
- UTSU, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885 年~1980 年, 震研彙報, **57**, 401-463.
- 宇津徳治, 1984, 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, 震研彙報, **59**, 219-233.
- 宇津徳治, 1985, 日本付近の M 6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885 年~1980 年 (訂正と追加), 震研彙報, **60**, 639-642.
- 宇津徳治, 1986, 震度—震央距離—マグニチュードの関係, その 2. 東日本太平洋岸沖合を除く日本のマントル最上部の地震, 震研彙報, **61**, 551-561.

宇津徳治, 1987, 震度—震央距離—マグニチュードの関係, その 3. 東日本太平洋岸沖合の地震, 震
研彙報, 62, 289-296.

*Relation between Seismic Intensity near the Epicenter,
Focal Depth and Magnitude*

Tokuji UTSU

Earthquake Research Institute

An empirical formula for the seismic intensity (JMA scale) I_0 near the epicenter of an earthquake of magnitude M and focal depth h has been determined using 1114 data on seismic intensity recorded in Japan. The formula has the form

$$M = 0.23 I_0 + 0.105 I_0^2 + 1.2 \log h + 1.3$$

for $M = 2 \sim 8$, $h = 3 \sim 100$ km, and $I_0 \geq 0$. For larger earthquakes ($M = 5 \sim 8$), this formula is almost equivalent to

$$M = 1.2 I_0 + 1.2 \log h - 0.83.$$