

# 断層設定による大地震の震度分布の想定

小 沢 泉 夫

## ESTIMATION OF THE PATTERN OF THE SEISMIC INTENSITY BY SUPPOSING THE FAULT IN THE GREAT EARTHQUAKE

By *Izuo* OZAWA

### Synopsis

Relations between seismic intensities and distances from their seismic faults are researched in eleven great earthquakes around Japan in recent years.

It is formulated as follows,

$$I = \frac{6.60C}{\Delta^2 + C}, \quad C = 1.85 e^{-1.41M},$$

where  $I$  is the seismic intensity,  $\Delta$  is distance in km from the seismic fault, and  $M$  is seismic magnitude.

Setting faults in the west part of Kyoto, and in off Kii Peninsula, their patterns of seismic intensity are estimated.

And, the ratio of collapsed houses is estimated by use of another fomula around Kyoto.

### 1. は じ め に

近年震災対策を立てるために大地震のときの震度想定が要求が高くなってきた。震度には被害程度を表現しようとするものと、加速度、速度などの可測量の大小を表現することを主眼とするものがある。ここでは後者の立場を主とし、これに被害を加味する立場をとることとした。

近年、理論的には、断層面の幾何学的な量、応力降下その他多くの物理的な量を与えて、その運動による加速度振幅、速度振幅の計算が行なわれたりしている<sup>1)</sup>。

地震のマグニチュードと加速度、速度、震度分布などの経験式は非常に多い<sup>2)</sup>。しかしこれらの経験式のほとんどすべては震度などを、震央距離と規模との関数としたものである。等震線は円よりは楕円あるいは長円に近いとされている。この傾向は地震の規模が大きくなるほど著しい。これらの事実を念頭に置いていられるものには、ある震度以上の面積と規模、 $M$ との関係を求めているものがある<sup>3)</sup>。

断層からの距離と被害率との関係を求めたものには、福井地震(1948)の際の断層のまわりにある被害率100%の楕円の2つの焦点を結ぶ焦点線からの最短距離の被害率との関係を求めた報告がある<sup>4)</sup>。

J. F. Evernden<sup>5)</sup> は断層を細かい線素に分けて、それぞれの線素による震度を積分して震度を想定することを試みみた。

著者は1974年、陸上に断層のあった、 $6.4 \leq M \leq 7.5$ の範囲の10箇の地震について、第 $n$ 種地盤において断層線からの最短距離 $x_n$ (km)、ここに $n$ は地盤の種別(1~4)である、マグニチュード $M$ 、震源の深さ $H$ (km)、倒壊率 $Y$ (%)との関係を次のように求めた<sup>6)</sup>。

$$\left. \begin{aligned} x_4 &= -66.17 + 12.37M - (0.345 - 0.0155H)Y, \\ x_n &= \frac{(n-0.5)^2}{12.25} x_4 \quad (n=1, 2, 3, 4) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

この式は、この報告で、主に震源の深さとの関係に対して修正を加えた。

この報告では、日本で近年起きた大地震のときの震度分布と、断層線からの距離との関係をしらべて、断層線からの最短距離、マグニチュード、震度との関係を求めることを試みた。

## 2. 基礎

地震断層の機構を表現する物理量の数は多い。しかし、日本の大地震については、それらの量の推定の精度を考えたとき、それらの機構の相違は限られている。また、それらはマグニチュード  $M$  である程度まで代表できよう。また、断層線は断層面が自由表面である地表あるいは海底と交わる震度を決定する最も支配的な境界線と考えてよい。震度を想定する場所が断層面に対して上盤にあるか下盤にあるかを与えれば断層線からの最短距離  $d$ (km) と、マグニチュード  $M$  とで、震度  $I$  はある程度の精度で求められるであろう。この考えに基づいて、Table 1 の11個の大地震のときの震度分布<sup>7)</sup> と断層からの最短距離との関係を求めて Fig. 1 に示した。Table 1 に地震名、発生年度、断層モデル作製者名<sup>8)</sup>、 $M$ 、断層の長さ等を示す。断層モデルが与えられていなかったものは、陸上の断層線を、また、海底の場合は新たに想定した。

Table 1. Constants of earthquakes and their seismic faults.

Year	1891	1923	1927	1933	1938	1943
Name	Nobi	Minami-Kanto	Kita-Tango	off Sanriku	off Fuku-Shima	Tottori
$M$	7.9	7.9	7.5	8.5	7.7	7.4
Fault name or model	Neodani	Kanamori & Ando	Go-mura	Abe		Shikano & Yoshioka
Length (km)	110	80	30	185	60	20
Year	1944	1946	1948	1964	1968	
Name	Tonankai	Nankai	Fukui	Niigata	Tokachi	
$M$	8.0	8.1	7.3	7.5	7.9	
Fault name or model	Ishibashi	Fitch & Scholz	Fukui	Abe	Abe	
Length (km)	110, 80	260	30	100	150	

Fig. 1 より震度減衰曲線は  $d=0$  すなわち断層線上ではどの地震に対してもほぼ等しい値になることが推定される。このことは断層の場合となる地殻の強度あるいは地震の時の応力低下がほぼ一定の限界値を持つことから、与えられた周期に対応する最大加速度が限界値を持つことが分る。

いま、Fig. 1 の震度減衰曲線の平均値を計算することにより、 $d=0$  における震度  $I_0$  は  $6.793 \pm 0.002$  と求められる。この震度は河角広博士の求めた震度と加速度との関係を使うと、626 gal と求められる。

震災現場での地震動加速度の最大値は多くの例では約 500 gal と報告され、理論的考察でもこの値が使われている。これに対応する河角式による震度は6.60であるので、 $d=0$  の震度にこの値を使い

$$I = 6.60 e^{-kd} \quad \dots\dots\dots(2)$$

と仮定し、Table 1 の地震によく合うような  $k$  の値を求めると

$$k = (19.2 \pm 1.8)e^{-(1.15 \pm 0.12)M} \quad \dots\dots\dots(3)$$

と求められた。

陸上に震央のある地震の調査では(2)の型の震度減衰曲線を示すものが多い。

これと対称的な議論には断層の両側には震度一定の領域があるというものである。この議論の根拠は (1) 断層の両側に震災の特に著しい地帯がある。(2) 塑性変形をする地帯がある。(3) いわゆる断層地殻の上

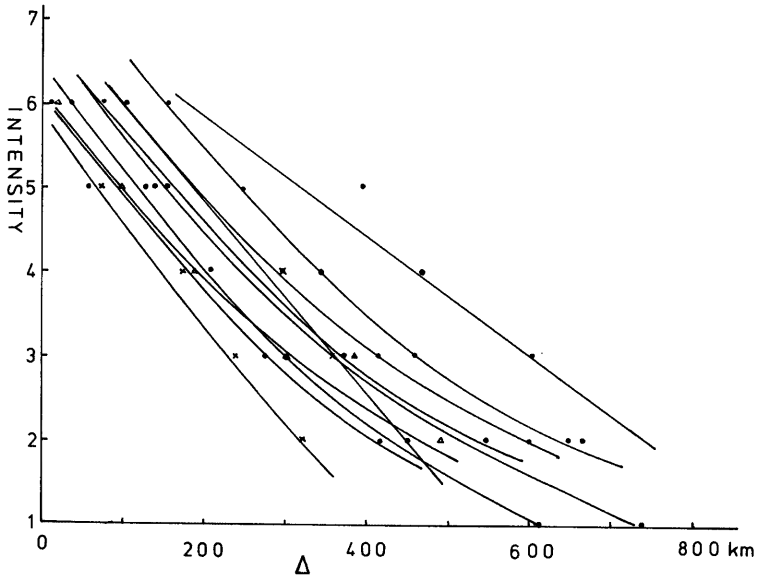


Fig. 1. Relations between seismic intensity and distance from seismic fault.

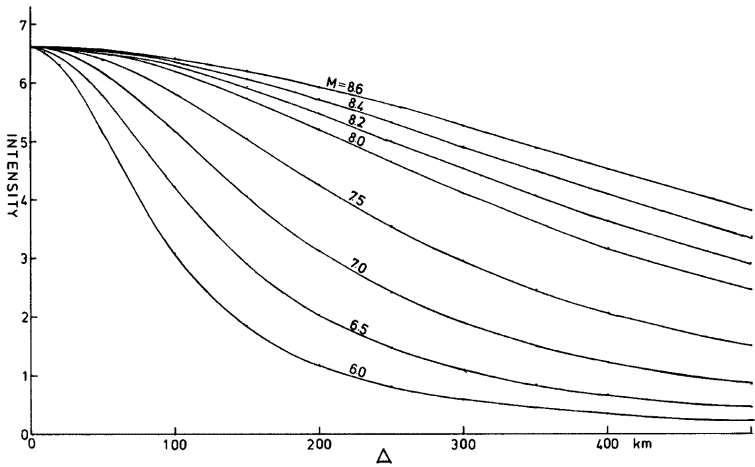


Fig. 2. Attenuation curve of intensity vs. distance from seismic fault.

には表層がある。(4) 断層面が傾斜しているときは上盤に震度がほぼ一定の領域が出来るなどである。  
 このような型の分布を充す簡単な型には次のような型が考えられる。

$$I = \frac{6.60 C}{C + \Delta^2} \dots\dots\dots(4)$$

いま表の11箇の地震に対して式(4)の適合度をしらべるために  $1/I - \Delta^2$  のグラフを書いて見ると、測点は各地震ごとにそれぞれ一つの直線の上に乗る、また  $\Delta^2 = 0$  でこれらの直線はほとんど等しい値となる。(Fig. 2).

いま、式(4)がこれらの11箇の地震に対してよく合うような  $C$  と  $M$  との関係を求めると

$$C = (1.85 \pm 0.55)e^{(4.41 \pm 0.22)M} \dots\dots\dots(5)$$

と求められた。

いま、いろいろな  $M$  の値に対する式(5)の曲線を Fig. 2 に示した。

### 3. 震度の想定

#### i) 標準震度

いま、ある所に断層を設定し、それによる地震の  $M$  を想定し、式(2)と(3)あるいは(4)と(5)を使って求めた震度を標準震度と呼ぶこととする。この標準震度を求める根拠となった資料は気象庁で発表している震度であるので、いわゆる平均的な地盤に於ける震度ということになる。

標準震度を求めた一例として、安政東海地震(1854年)、( $M=8.4$ )に対して石橋克彦<sup>9)</sup>が作ったモデルの断層線を使って京都府下の震度分布を計算して、Fig. 3 に示した。この場合式(4)と(5)とを使用した。

#### ii) 地盤震度と被害率分布

地盤の相違に対する震度補正の方法には、例えば、河角博士<sup>9)</sup>が関東地震の際の木造建物全壊率と沖積層の厚さとの関係と物部長穂博士<sup>10)</sup>の木造建物全壊率と合震度  $K$ ；地震動の最大加速度  $\alpha$  ÷ (重力加速度 - 垂直地震加速度)、との関係式を用いて、沖積層の厚さと震度補正係数との関係を求めたものがある。いま、この震度補正係数を  $b$  とすると、この値は合震度 ( $K$ ) に対する係数であるので、いわゆる震度  $I$  に対しては、 $K \doteq \alpha/g$ ,  $\log_{10} \alpha = I/2 - 0.6$  の関係を用いて、 $2 \log_{10} b$  の値を加えればよいこととなる。旧東京市に対する河角博士の求めた値は主として洪積層が非常に厚い地盤に対するものであって、この係数の占める範囲は  $-0.09 \sim +0.21$  という狭いものである。このことは表俊一郎博士と宮村攝三博士<sup>11)</sup>が関東地震に対して、横浜について求めた結果が異なった型を示したことから伺い知ることができる。福井地震震害調査報告<sup>12)</sup>でも、各種地盤の震度  $K$  は沖積層を1.0としたとき、洪積層は0.7、第三紀層火山岩は0.4というように、震度の小さい方には広い範囲の値を示すことが報告されている。従って、震度補正係数  $2 \log_{10} b$  は洪積地では  $-0.31$ 、第三紀層火山岩では  $-0.80$  と大きくなることを示す。最近の同様な報告には望月利男博士その他<sup>13)</sup>は関東地震の際の関東地方に静岡、山梨を含めた住家の全壊率から、山地、台地、沖積地の間には  $\log K$  の値の相違が0.25に及ぶことを示した。すなわち震度の相違にすれば山地と砂泥質な沖積低地とでは0.5の相違があることを示す。

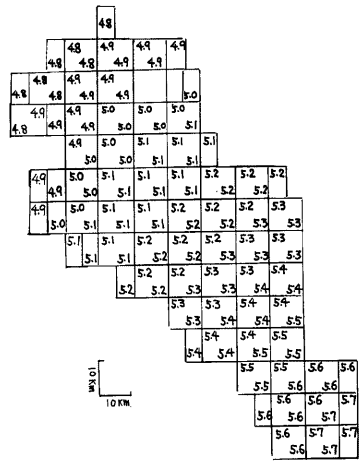


Fig. 3. Pattern of seismic intensity on the standard ground at Kyoto Prefecture in Tokai Great Earthquake,  $M=8.4$

これらの地盤と震度との関係を参考としたとき、地盤の震度補正係数を次の2つの部分に分けることが便利であろう。すなわち、1) 沖積層あるいは表土層、 $N$  値が30より小さい部分よりも下の部分が何であるかによる補正、2) 沖積層の厚さあるいは  $N$  値が30より小さい層の厚さの補正、である。1) の補正として、山地(岩盤上)は  $-0.30$ 、丘陵地または台地  $-0.15$ 、堆積地で第2種地盤  $0.00$ 、沖積地で第3種地盤は  $+0.15$ 、第4種地盤は  $+0.30$ 、2) の補正として沖積層あるいは  $N$  値30以下の層の厚さにより、厚さ  $0\text{m}$  で補正値  $-0.09$ 、厚さ  $5\text{m}$  で  $-0.06$ 、厚さ  $10\text{m}$  で  $-0.03$ 、 $15\text{m}$  で  $0.00$ 、 $20\text{m}$  で  $+0.03$ 、 $30\text{m}$  で  $+0.06$ 、 $40\text{m}$  で  $+0.07$ 、……を行う。

このような補正を行った一つの例として、京都市南部地区で、安政東海地震と同様な地震が起きたときの各地盤の震度分布図を Fig. 4 に示した。図中の斜線は等標準震度線で □ で囲った数字は標準震度である。2) の地盤補正を行うための沖積層あるいは  $N$  値  $<30$  の層の厚さは小堀鐸二博士の柱状図整理資料によった。

また Fig. 5 は樫原地域に長さ  $7\text{km}$  の断層を生じた、 $M6.5$  の地震の場合の震度分布を示す。

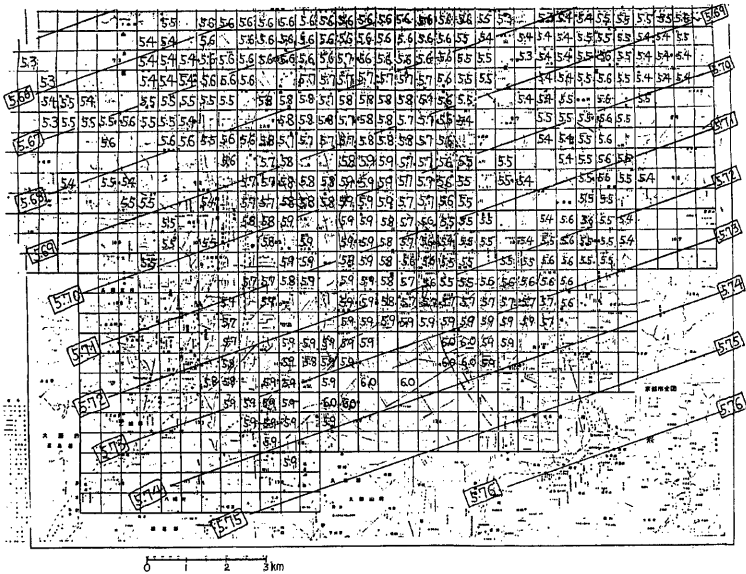


Fig. 4. Pattern of the seismic intensity at the southward of Kyoto in the Nankai Great Earthquake ( $M=8.4$ ). It shows the intensity at the standard ground, for instance  $\boxed{5.72}$ .

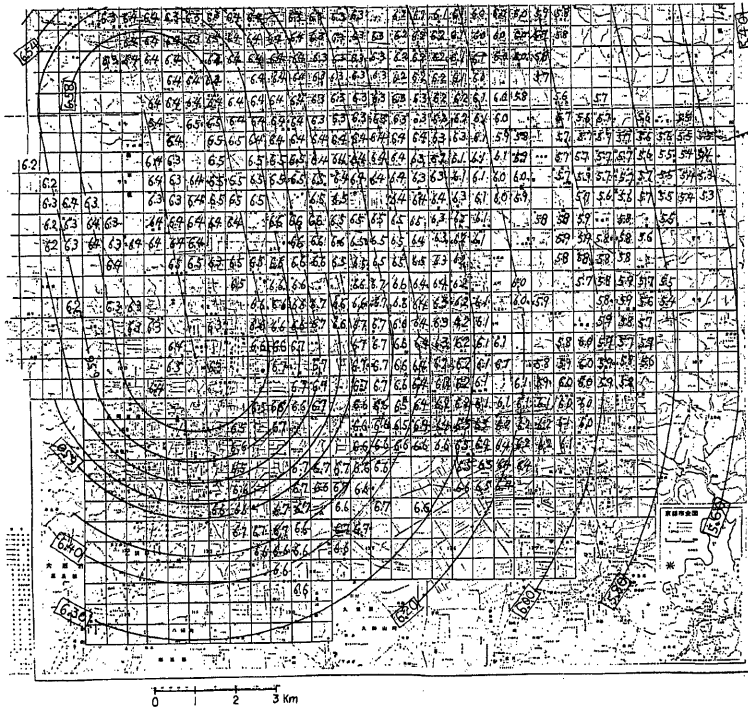


Fig. 5. Pattern of the seismic intensity at the southward of Kyoto in the Katagihara Earthquake ( $M=6.5$ ). It shows the intensity at the standard ground, for instance  $\begin{bmatrix} 6.30 \end{bmatrix}$ .

4. 被害分布想定

前記の式(1)について震源の深さと被害との関係を検討し次のような補正をすることとした。Fig. 6は日本で1935年以降にあった  $M \geq 5.5$  の地震<sup>14)</sup> と震源の深さと被害(例えば倒壊家屋)の有無を現わしたものである。

図中、●印は全壊家屋あり、×印は家屋被害あり、または震央が沖合であっても陸上ならば●印に相当するもの、ローマ数字は無被害の回数を示す。この図から震源の深さ  $H$ (km) とマグニチュード  $M$  と被害の有無が図中の曲線で区分できる。震害がなくなり始める震源の深さ  $H_c$  を用いて  $f(M)$  を求め、式(1)を次の通り修正した。

$$\left. \begin{aligned} x_4 &= -54.7 + 12.37M + f(M) \cdot H - (0.25 + 0.015H)Y, \\ x_n &= \left(\frac{n-0.5}{3.5}\right)^{1.5} x_4, \quad \text{ただし, } 5.8 \leq M \leq 7.5, \quad x_4 \geq 0, \quad H \leq 40\text{km}, \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(6)$$

式(6)中の  $f(M)$  の値は Table 2 による。

式(6)を用いて前述の標準地震で震源の深さを5kmとした場合の被害率分布を Fig. 7 に示す。これと Fig. 5 との間の矛盾が見出される可能性がある。その場合の不一致は、震源の深さを新たに入れたこと、

Table-2.  $f(M)$

$M$	5.8	6.0	6.2	6.4	6.6	6.8
$H_c(\text{km})$	13	21	28	34	40	45
$f(M)$	0.20	0.38	0.37	0.36	0.33	0.30
$M$	7.0	7.2	7.4	7.6	7.8	8.0
$H_c(\text{km})$	50	54	57	60	62	64
$f(M)$	0.28	0.24	0.19	0.15	0.10	0.04

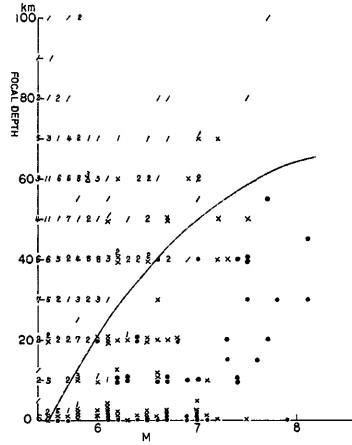


Fig. 6. Relation between earthquake disaster vs. seismic magnitude and focal depth.

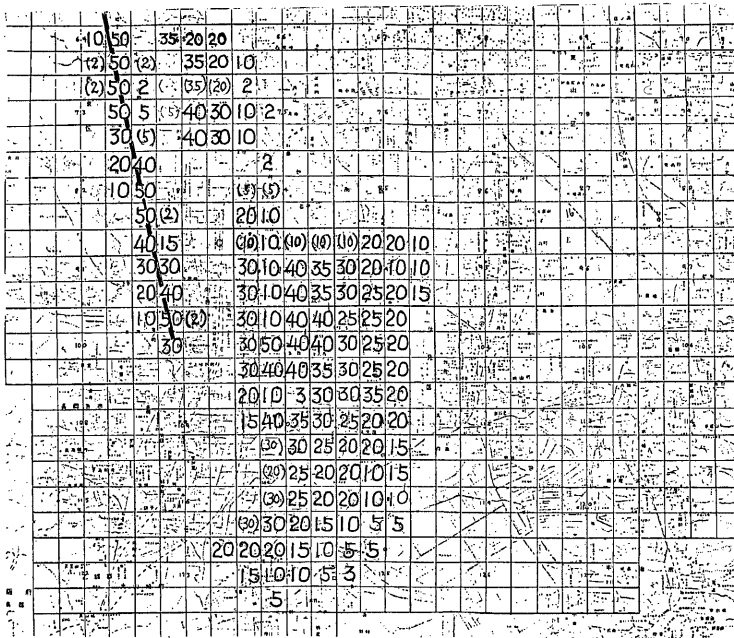


Fig. 7. Pattern of percentage of collapsed houses at the south part of Kyoto in Katagihara Earthquake. Thick line is seismic fault.

式(4), (5), 地盤補正係数, 式(6)の精度に依存するものであろう。この問題は矛盾が見出されたとき次の問題として検討したい。

## 5. あとがき

この研究に当って地盤の資料は京都市および京都府より提供して頂いた。また, 各地盤震度の計算の一部は大学院生天池文男, 研修員蓮見徹の両君に手伝って頂いた末筆ながら御礼申し上げます。

## 参 考 文 献

- 1) 例えば, Mansinha, L. and D. E. Smyle: The displacement field of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 61, 1971, pp. 1433-1440.  
Sato, R.: Long-period surface velocities and accelerations due to a dislocation source model in a medium with superficial multi-layers, part I, J. Phys. Earth, 25, 1977, pp. 43-68.
- 2) Ohta, Y. and K. Satoh: Analyses on seismic intensity and earthquake disaster in the Çaldıran Earthquake, Engineering Seismological Studies on the 24 November, 1976 Çaldıran Earthquake in Turkey, Hokkaido University, 1980, pp. 89-117.
- 3) 勝又 護, 徳永規一, 震度Ⅳの範囲と地震の規模および密度と加速度の対応, 気象庁技術報告, 第76号, 1971, pp. 39-41.
- 4) 昭和23年福井地震害調査報告Ⅱ, 建築部門, 北陸震災調査特別委員会, 1951, pp. 57-58.
- 5) Evernden, J. E., R. R. Hibbard and J. F. Schneider: Interpretation of seismic intensity data, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 63, 1973, pp. 399-422.
- 6) Ozawa, I.: Supposition of distribution of earthquake disaster by setting seismic fault, Contribution of the Geophys. Inst., Kyoto University, No. 14, 1974, pp. 39-48.
- 7) 気象要覧その他の気象庁の資料による。
- 8) 金森博雄, 安藤雅孝: 関東大地震の断層モデル, 関東大地震50周年論文集, 1973, pp. 89-101.  
Abe, K.: Tsunami and mechanism of great earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 7, 1973, pp. 143-153.  
Abe, K.: A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with the tsunami waves, Jour. Phys. Earth, Vol. 26, 1978, pp. 381-396.  
石橋克彦: 東海地方に予想される大地震の再検討——駿河湾大地震について, 昭和51年春季大会, 地震学会予稿集, 1976, pp. 30-33.
- 9) Fitch, T. and C. H. Scholz: Mechanism of underthrusting in southwest Japan: a model of convergent plate interactions, Jour. Geophys. Res. Vol. 76, 1971, pp. 7260-7292.
- 9) 河角 広: 東京の震害分布と地盤に就いて——附試雑結果より見たる大阪の地盤, 建築雑誌, 第66輯, 第773号, 1951, pp. 8-16.
- 10) 物部長穂: 地震の強さ及び方向竝に土木工事震害概観, 震災予防調査報告, 第百号(丁), 1926, pp. 1-17.
- 11) 表俊一郎, 宮村攝三: 横浜市並びに名古屋市の震害分布と地盤との関係, 建築雑誌, 第66輯, 第773号, 1951, pp. 17-22.
- 12) 昭和23年福井地震害調査報告, Ⅱ建築部門, 1951, p. 21.
- 13) 望月利男, 宮野道雄, 松田盤余: 1923年関東大地震における震度と震源距離・方向性, 地形の関係, 昭和56年春季大会, 地震学会予稿集, 1981, pp. 232-234.
- 14) 勝又 護: 最近の顕著な地震の表, 験震時報, 第16巻, 1952, pp. 83-97, 第26巻, 1961, pp. 21-25.  
徳永規一, 勝又 護: 最近の顕著な地震の表, 験震時報, 第36巻, 1971, pp. 97-107.