

地震記録の調べ方 (その3)

—震度とマグニチュード—

室井 勲*

1. はじめに

人間に感じる地震、すなわち、有感地震がひとたび発生するとテレビや新聞を通して、必ず目に入る言葉に震度とマグニチュードがある。これらはいずれも地震に関する「尺度」として使われ、前者は地震発生後、ある地点で人間が感じたゆれ（地震動）の強さを、後者は震源から放出されたエネルギーの量に関係した地震の大きさ（規模）を、それぞれ表わすことになっている。震度は地震の記録を使わずに人間の判断で決めるが、マグニチュードの方は記録を用いて決める。

両者とも中学校の教科書には実際の資料にもとづいた分かりやすい説明がのっている。とりわけ、震度の方は実習を含め、手頃な内容で取り扱っている。従って、ここでは教科書の問題点ではなく、ほんの少しだけ補足するという観点から、震度分布図の描き方とマグニチュードの求め方について述べてみる。

2. 震度

この定義によれば「地震発生後、ある地点において、地震動によって生じた人体感覚や周囲の物体・構造物、さらには自然界への直接的な影響の程度などから表現したこのときの地震動の強さ¹⁾」ということになっているが、このゆれ（地震動）の強さには、その地震の規模、震源の深さ、震源からの距離などにより、地震計にしか感じないものから大きな災害をもたらすものまであり、広範囲にわたっている。この強さをいくつかの段階に分けて使いやすくなったのが震度階である。

(1) 震度階

この震度階は国によって異なっているが、日本では気象庁震度階²⁾が広く使われている。表1の階級の欄の0から7が震度を表わし、この中で1から

7までを見ると、人間自身とその身近なもの、建物とその周辺にあるもの、さらには自然界のものへと次第に影響の対象が広がり、小さなゆれから大きな災害に至るまでの状況の変化の度合いを表わしていることが分かる。この震度階は有感地震（震度1以上）の際に、ある地点における地震動の度合いを測るためにつくられたわずか7つの目盛りからなる物さしであるということができる。

表1 震度階²⁾、一部修正

| 気象庁震度階級 | |
|---------|---|
| 階級 | 説明 |
| 0 | 無感。人体に感じないで地震計に記録される程度。 (0.8以下) |
| 1 | 微震。静止している人や、特に地震に注意深い人だけに感ずる程度の地震。 (0.8~2.5) |
| 2 | 軽震。大ぜいの人に感ずる程度のもので、戸障子がわずかに動くのがわかる程度の地震。 (2.5~8.0) |
| 3 | 弱震。家屋がゆれ、戸障子がガタガタと鳴動し、電灯のようなつり下げ物は相当ゆれ、器内の水面の動くのがわかる程度の地震。 (8.0~25) |
| 4 | 中震。家屋の動揺が激しく、すわりの悪い花びんなどは倒れ、器内の水はあふれ出る。また、歩いている人にも感じられ、多くの人々は戸外に飛び出す程度の地震。 (25~80) |
| 5 | 強震。壁に割れ目が入り、墓石・石どうろが倒れたり、煙突・石垣などが破損する程度の地震。 (80~250) |
| 6 | 烈震。家屋の倒壊が30%以下で、山くずれが起き、地割れを生じ、多くの人が立っていることができない程度の地震。 (250~400) |
| 7 | 激震。家屋の倒壊が30%以上に及び、山くずれ、地割れ、断層などを生じる。 (400以上) |

説明欄の数字は地震動の加速度で、単位はガル (cm/sec²)、正式には震度階級にはないが参考のために記した。

* 大阪府科学教育センター

(2) 震度分布

地震発生後には、この地震の規模や震源の位置などの情報をできるだけはやく知りたいが、最もはやく発表されるのは震度である。各観測所のそのときの当直の人の判断ですぐに決められるからであろう。この早い時点における震度の発表は各地点の地震動の強さを教えてくれるということだけではなく、私達に大きな安心感をも与えてくれる大事な指標になっている。

ここで実際の地震資料を使って震度分布をつくり、眺めてみる。この地震は昭和58年5月26日の正午に秋田沖100kmの北緯40度20分、東経138度54分の地点を震央として、深さ約10kmの海底に発生したマグニチュード $M=7.7$ の日本海中部地震である。各地の震度を表2に示す。

表2 各地の震度³⁾

| 震度 | 観測地点 |
|----|---|
| 5 | 秋田, 深浦, むつ |
| 4 | 森, 江差, 青森, 八戸, 盛岡, 酒田 |
| 3 | 帯広, 倶知安, 室蘭, 函館, 宮古, 大船渡, 仙台, 山形, 福島, 相川, 新潟, 高田*, 輪島 |
| 2 | 留萌, 小樽, 札幌, 浦河, 寿都, 白河, 前橋*, 小名浜 |
| 1 | 長野* |

注：*の地点は地図(図1, 図2)上に載せてありません

表2の震度を白地図に記入する。このためには北海道の南西部から東北地方および北陸地方の一部までが入る白地図を用意し、地震計が設置してある各管区气象台, 地方气象台, 測候所などの位置を手近にある資料²⁾にもとづいて記入する。大抵は各都道府県の県庁所在地か、その近くに位置しているのでその地点に●印をつけ、あわせて地点名も記入する。このあとで表2の各地点にそれぞれの震度を大きくはっきりと数字で記入していくと図1のような震度分布ができあがる。面積の割合には観測点が少ないので、すぐにはこの分布の特徴はつかめないかもしれない。震央を基準にして眺めてみるとよい。

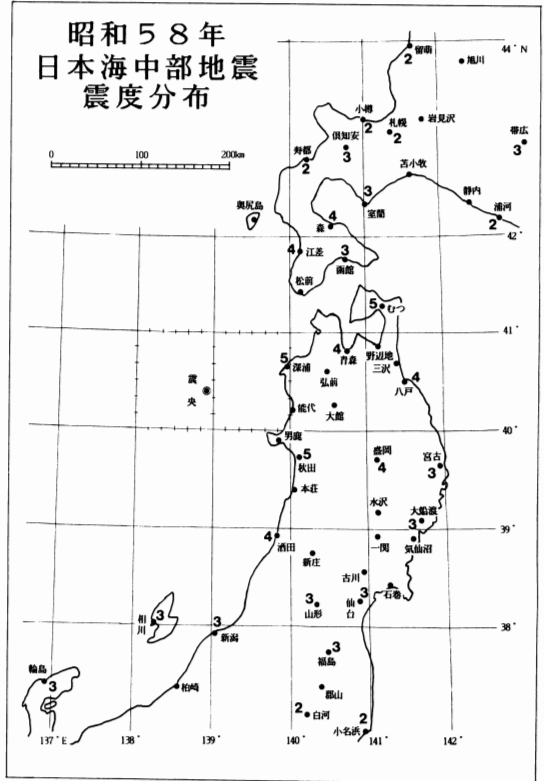


図1 昭和58年日本海中部地震の震度分布。昭和58年5月26日正午 秋田沖100kmの北緯40度20分、東経138度54分を震央とし、深さ約10kmに発生したマグニチュード $M=7.7$ の海底地震。

この地震では、死者が104名に達したが、このうち津波による死者は100名にものぼった。津波の恐ろしさをあらためて印象づける地震であった。

(3) 震度分布図

この震度分布の見方もかねて、これに少し手を加えた震度分布図について述べてみる。天気図の等圧線や地震でのP波の等到達時刻からつくる等震時曲線などは数字の等しいところを曲線で結んでいく方法をとるが、震度分布図の方は等しい震度の数字を結んでいくのではなく、違った震度の間に境界線を記入していく方法である。これによって描かれる曲線を等震度曲線と一般にいっている。

図1から分かるように、同じ震度のところがある幅をもって分布しているので、同じ震度を結ぶよりも異なった震度の間に境界線をひくことで、同じ震度の範囲を鮮明にさせると同時に他の異なった震度の

範囲との対比もしやすくなる。このことが震度分布の全体的な特徴を表現することにもつながっていく。

さて、この境界線（等震度曲線）をひくためには図1の震度分布の数字をよく眺め、どんな傾向があるかをつかみ取ることが大切である。見方はいろいろできるかもしれないが、ここでは次のようにやってみる。まず、震度分布の全体的な観点からの大きな特徴はどうなっているのか。次に、この大きな特徴からはずれる細い部分はどうなっているのか、というように2段階に分けて考えてみることにする。

a. 震度分布の大きな特徴をとらえて境界線（等震度曲線）をひく

ここでみられる大きな特徴というのは、震央を中心に異なった震度が同心円（ここでは半円分しかないが）状に分布しているということである。

イ. 震度5と震度4の境界線（ L_{5-4} ）

北海道の南端に近い江差（震度4）と青森県の深浦（震度5）のほぼ中間あたりから南東に向かってひきはじめ、途中で数字はないが弘前、大館の近くを南下、秋田（震度5）と盛岡（震度4）の間を通り、酒田（震度4）をにらんで本荘の方向に曲げ、日本海の方にできるようにすればよい。

ロ. 震度3と震度2の境界線（ L_{3-2} ）

震度分布の仕方からこの境界線を先に記入する。北海道は倶知安（震度3）と小樽（震度2）、札幌（震度2）との間からひきはじめる。これらの西側に寿都（震度2）はあるがこの地点は都合によりあとにまわす。この境界線も日本海の方からひきはじめ、これら3地点の間を南東に向かって進み、苫小牧付近を通り太平洋に出る。海上の方は無理にひくことはない。もしひくならば点線にして、先の L_{5-4} の曲線に調和的な形になるようにひき、仙台沖の方から西の方に向かって陸の方に入り、福島（震度3）と白河（震度2）の間の郡山付近を通して輪島（震度3）の南側から日本海に出るようにする。

ハ. 震度4と震度3の境界線（ L_{4-3} ）

函館（震度3）とむつ（震度5）との取り扱いがスムーズにいかないので順番をこのようにした。いまこれら2点をはずしてみる。ここでも北海道の方からで、森（震度4）と室蘭（震度3）の間を通るように日本海側から入って南東に進み、

一度は太平洋に出るが八戸（震度4）と宮古（震度3）の中間あたりから陸の方に入り、盛岡（震度4）と仙台（震度3）の間を西の方に進み、酒田（震度4）と新潟（震度3）、相川（震度3）との間から日本海に出るようにする。

なお、震度2と震度1の境界線（ L_{2-1} ）はここではひきようがない。

以上でイからハマまでの順番で3本の境界線 L_{5-4} 、 L_{3-2} 、 L_{4-3} がかなり大胆な仮定のもとにひけたことになる。

b. 大きな特徴からはずれているとした4地点での境界線をひく

この4地点、すなわち、帯広（震度3）、寿都（震度2）、函館（震度3）、むつ（震度5）については、aで述べた仮定からどうしてもはずれるようだということから、この方に分けたもので、これら4地点での境界線はそれぞれの震度をかこむ形でひけばよいだろう。帯広と寿都では L_{3-2} を、函館では L_{4-3} を、むつでは L_{5-4} を、いずれもそれぞれの点をかこむように目玉をつくれればよい。

これらaとbの2段階に分けて進めてきた境界線すなわち、等震度曲線のひき方はあくまでも一つの方法を述べたままで、比較的わかりやすい方法ではないかと考えたからである。

このようにして描いたのが図2の震度分布図である。先の図1よりも見やすくなっている。

ついでながらこの図の特徴をあげてみると

- いずれの震度も震央を中心にして同心円（といっても半円の部分しかないが）状に広がっていて、震度は震央から離れるにつれて小さくなっている。
- この同心円状の形からはずれる地点もみられる。これらの地点は相対的にその周辺よりもゆれにくい、または、ずっとゆれやすいということで、その地点の地下構造に原因があるといわれている。このような地域を一般に異常震域といっている。震度分布図のつくり方とその見方ということを含めて述べてみたが、別段難しいことはない。

地震発生後、自分のところにゆれが伝わってきたとき、その感じから震度を決め、この値と新聞発表の各地の震度とをあわせて利用すれば、震度分布図が描けるので試してみるとよい。自分で得たデータがたとえ一つでも、貴重な資料なのである。

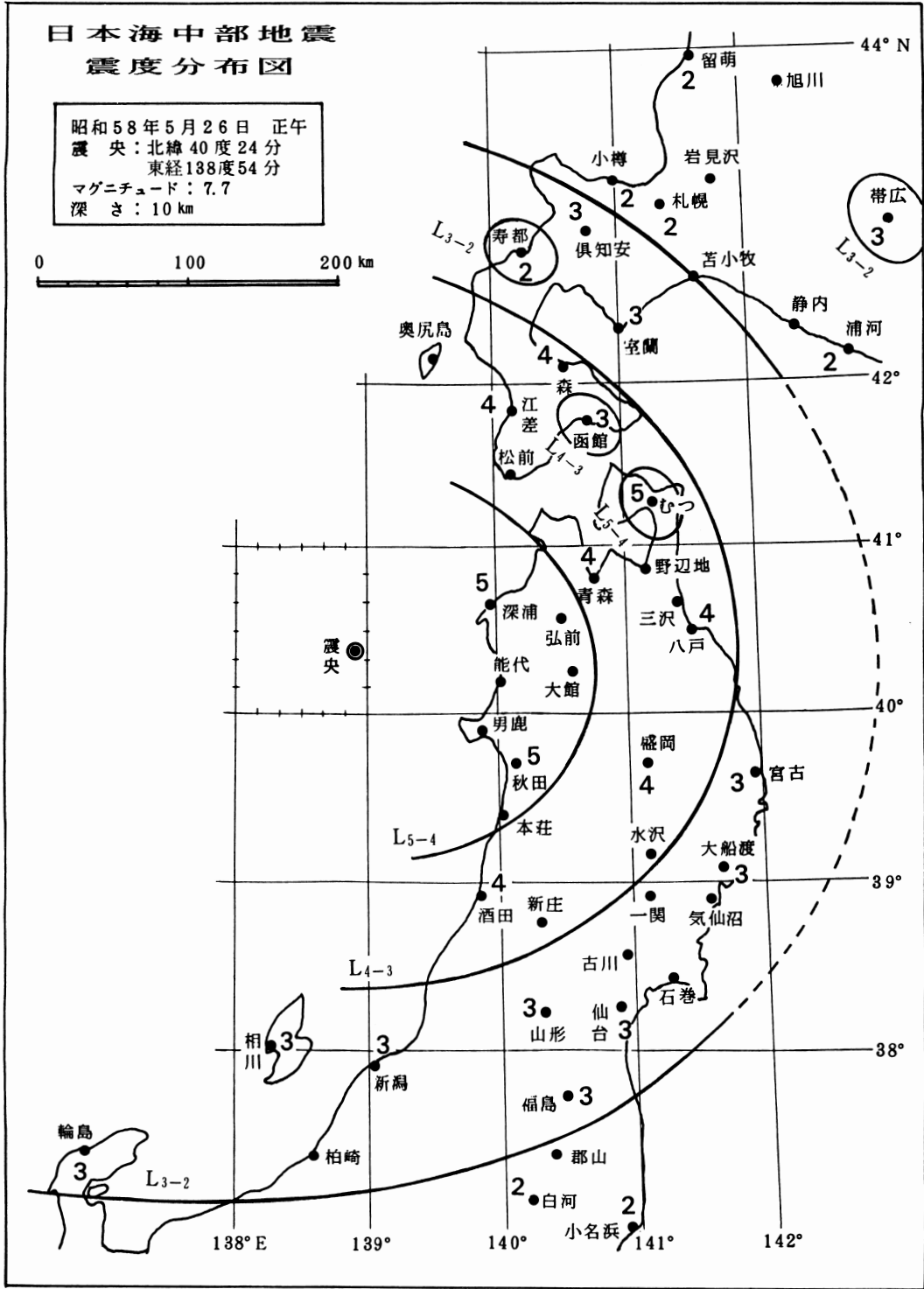


図2 日本海中部地震の震度分布図

3. マグニチュード

地震の大きさには大小さまざまなものがあり、この大きさを数値で表わしたものがマグニチュードである。

このマグニチュードはリヒターというアメリカの地震学者が同国の南カリフォルニア付近で発生した多くの地震を研究するにあたって、各地震ごとの大きさを表わす尺度が必要になり考えだしたものである。彼は「震央距離が100kmの地点に置かれたウッド・アンダーソン式地震計（固有周期0.8秒，減衰定数0.8，倍率2800倍）の1成分の記録を使い，その最大振幅をミクロン単位で測り，この常用対数をとったもの」をマグニチュードと定義した⁴⁾。

実際的にはこの定義のように震央距離が100kmの地点にいつも同式の地震計があるとは限らないこと，また，1成分の記録だけではその地震のエネルギーを十分に表わせるものではないこと，などの理由によってこの通りに使っているところはない。現在ではもっと実情にあうように改善されて使うようになっている。それにしても，リヒターの功績は大きくいまだに語りつがれている。ヨーロッパではマグニチュードをリヒタースケールとさえ呼んでいる。

ただこのマグニチュードについては，いまだに直接結びつけられる物理量が決められていないこともあって厳密な規模を表わしていないが，簡便さのために地震の大きさを表わす尺度として使われている。

(1) 求め方

マグニチュードの求め方は，その時の震源の深さや得られた記録などにより異なるが，地震の記録を使って求めることには変りはない。ここでは気象庁の観測網に設置されている59型という変位を観測する標準型地震計（固有周期5～6秒，倍率100倍）の3成分の記録の中で水平動2成分（南北成分：N-Sと東西成分：E-W）を使う。これは気象庁で行っているマグニチュードの求め方の中でも，震源の深さが60kmより浅い地震のマグニチュードを求める方法¹⁾を用いるためである。

いま，地震計の水平動2成分の記録から得られた最大振幅の合成値を A (μ ，ミクロン)，震央距離を Δ (km) とするとき，マグニチュード M は

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83 \quad (1)$$

この式は記録の最大振幅の合成値 A と他の方法で

求めた震央距離 Δ とからマグニチュードを計算する関係式で，気象庁をはじめ広く利用されている。

a. 最大振幅の合成値 A の求め方

図3に示すように，水平動2成分（N-SとE-W）の記録のそれぞれの成分の最大のゆれの大きさを l_{N-S} ， l_{E-W} とする。これらは物さしを時間軸に垂直にあてて，ミリ単位 (mm) で測定する。

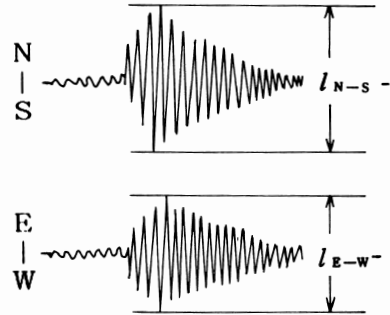


図3 水平動2成分（N-SとE-W）の最大のゆれの読み取り方

最大振幅はこの長さの半分をいい，それらを a_{N-S} ， a_{E-W} で表わす。これらをその地震計の倍率 α で割ってその観測地点の地盤そのもののゆれ（それぞれを A_{N-S} ， A_{E-W} で表わす）に変換しなければならない。これらのことを次のように式(2)と式(3)で示す。

$$a_{N-S} = \frac{l_{N-S}}{2}, \quad a_{E-W} = \frac{l_{E-W}}{2} \quad (2)$$

$$A_{N-S} = \frac{a_{N-S}}{\alpha}, \quad A_{E-W} = \frac{a_{E-W}}{\alpha} \quad (3)$$

これより，ミリ単位の合成値 A_0 は

$$A_0 = \sqrt{A_{N-S}^2 + A_{E-W}^2} \quad (4)$$

この A_0 を1000倍してミクロン単位 (μ) の合成値 A にする ($\therefore 1 \text{ mm} = 1000 \text{ ミクロン}$)。

$$A (\mu) = 1000 A_0 (\text{mm}) \quad (5)$$

が必要とする最大振幅の合成値になる。

b. 震央距離 Δ

この Δ (km) は気象庁発表のデータを使うのが一番正確である。震央が決まらないと求められないのでそれを待つしかない。

このようにして得られた最大振幅の合成値 A (μ) と震央距離 Δ (km) を先の式(1)に代入して計算すれば，この地震のマグニチュード M が求められる。

(2) 実際の記録からマグニチュードを求める

ここでは前回⁵⁾にも用いた1977年9月8日の18時13分に徳島・高知の県境に発生した小さな地震の記録を使う。その水平動2成分を図4に示す。最大

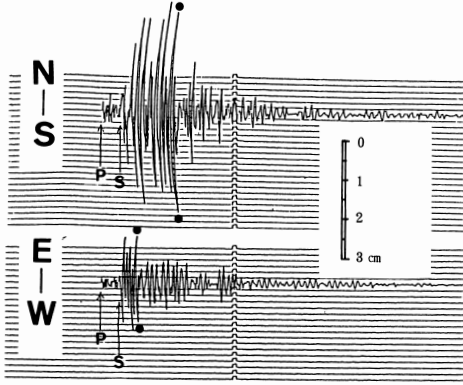


図4 最大のゆれを読み取るための水平動2成分(N-SとE-W)の記録。徳島・高知の県境に発生した地震を徳島地方気象台で観測、この信号を大阪管区気象台がテレメーターで受けて記録したもの(資料は大阪管区気象台提供)

のゆれの両端に●印をつけておく。多少の円弧ひずみはあるが、物さしは時間軸に垂直にあてて2成分ともに読み取る。図3の l_{N-S} と l_{E-W} に相当するもので、この記録から $l_{N-S}=52.5(\text{mm})$ 、 $l_{E-W}=22.0(\text{mm})$ が得られる。これらを式(2)に入れ、つぎに式(3)、(4)、(5)と使っていくと最大振幅の合成値 A は $285(\mu)$ 、または、これに近い値が得られるだろう。

もう一つ必要なものは震央距離 Δ であるが、すでに気象庁から発表されている値 $45.2(\text{km})$ を使う。

これら $A=285(\mu)$ と $\Delta=45.2(\text{km})$ を式(1)に代入して計算すると $M=4.5$ になる。気象庁発表のマグニチュード M は 4.6 である。この発表値は何ヶ所もの観測地点からの値を平均したものであり、いま求めた値がこの発表値に一致しなくても別に気にすることはない。ここで得られた $M=4.5$ は発表値(平均値)に極めて近い値になっている。

ただし、ここで述べたマグニチュードの求め方は震源の深さが 60km よりも浅い場合であって、もしも震源がこれよりも深い場合には、求め方が複雑なので、後出の文献¹⁾を参照してほしい。

4. 震度とマグニチュードの教材について

有感地震がほとんどない地方では、この地震関係の内容はなかなかなじめない部分であろう。しかし、これまでに一度や二度は小さいながらも有感地震を体験しているはずなので、震度については理解がはやいと思われる。最近では地震のあとこの震度を一般住民にアンケートを依頼して調べ、詳しい震度分布をつくるようになってきている。将来、地震を感じたらその発生の時間帯にもよるが、生徒達から感じたゆれの度合をきき、校区内だけの震度分布図をつくってみるとよい。興味あるものができるだろう。

マグニチュードの方は記録を使うことや計算が入るためか、定義はあっても求め方は教科書にない。記録さえ入手すれば高校段階ならば簡単に求められる。地震の記録になじむきっかけにもなる。

将来、パソコンが各学校に普及すれば、震度分布図を描くのもマグニチュードを求めることも容易にできるようになり、地震に関する他の要素も含めて多角的に学習することが可能になってくるだろう。

5. まとめ

- (1) 地震に関する二つの尺度である震度とマグニチュードについて実際の地震資料を使って説明した。
- (2) 震度については日本海中部地震の際の各地の震度を使い、震度分布図の描き方の一例を述べた。この分布図は震央を中心にほぼ同心円状の等震度曲線がひけ、描きやすかった。大抵はもっと複雑である。
- (3) マグニチュードの方は(2)とは別な小さな地震の記録を使ったが、この記録とともにそのときの地震計の倍率および気象庁で求めた震央距離が必要である。これらを式(1)に入れて計算すればよい。一つの地震に一つのマグニチュードが決められる。

引用・参考文献

- 1) 宇津徳治：地震の事典(朝倉書店、1987) p. 300.
- 2) 国立天文台編：理科年表(丸善、1989) p. 806—807.
- 3) 朝日新聞(1983) 5月27日朝刊.
- 4) C. F. Richter: *Bull. Seism. Soc. Am.* 70 (1935) 3.
- 5) 室井勲：大阪と科学教育、2 (1988) 44.