



## 第57話 マグニチュードと震度

前回、地震動による波形の話をした。ここでは、その大きさについてお話しする。構造技術者であれば知っていて当たり前であるが、ここでは復習の意味で、マグニチュードと震度に関する知識を整理しておこう。

マグニチュードは、地震そのものの大きさ、つまり規模を表す。一方震度は、地震が起きた時、我々が今いる場所での揺れの強さを表す。マグニチュードと震度の関係は、マグニチュードの小さい地震でも震源からの距離が近いと地面は大きく揺れ、震度は大きくなり、逆に、マグニチュードの大きい地震でも震源からの距離が遠いと地面はあまり揺れなく、震度は小さくなる。

地震のマグニチュード(magnitude)は、地震が発するエネルギーの大きさを対数で表した指標値である。日本の地震学者和達清夫の最大震度と震央までの距離を書き込んだ地図に着想を得て、アメリカの地震学者チャールズ・リヒターが考案した。和達清夫(1902-1995)は東大出身の地球物理学者で地震学者である。チャールズ・フランシス・リヒター(Charles Francis Richter; 1900-1985)は、米国の地震学者で、カリフォルニア工科大学の同僚グーテンベルクと共に地震の大きさを図るローカルマグニチュード(リヒター・スケール)を考案し、発展させた。マグニチュード  $M$  と地震のエネルギー  $E$  (単位はジュール) の関係は  $\log_{10} E = 4.8 + 1.5M$  として表され、例えば、マグニチュードが1増えると地震のエネルギーは約31.6倍に、2増えると地震のエネルギーは1000倍になる。また、0.2の差はエネルギーでは約2倍の差となる。

一般的にマグニチュードは  $M = \log_{10} A + B(\Delta, h)$  の形の式で表され、 $A$  はある観測点の振幅、 $B$  は震央距離で  $\Delta$  や震源の深さ  $h$  による補正項である。ローカル・マグニチュードの他に、地震学ではモーメント・マグニチュード( $M_w$ )が広く使われる。日本では気象庁マグニチュード( $M_j$ )が広く使われるが、長周期の波が観測できるような規模の地震( $M_j 5.0$ 以上)ではモーメント・マグニチュードも公表される。他にも、表面波マグニチュード、実態波マグニチュードがある。

一般に使われる多くのマグニチュードは、概ね8を超えると数値が頭打ちとなる。これを「**マグニチュードの飽和**」と呼ぶ。例えば、表面波マグニチュードは8.5、実態はマグニチュードでは7、ローカル・マグニチュードでは約7が最大となる。短周期の地震波ほど減衰し易く、その影響を受ける地震波の周期は、断層の破壊に要した時間程度以下であ

### ローカル・マグニチュード

$$M_l = \log_{10} A$$

震央から距離 100Km の最大振幅  $A$  (単位:  $\mu m$ )

### 表面波マグニチュード

$$M_s = \log A_h + 1.656 \log \Delta + 1.818 + C$$

$A_h$  は表面波水平成分の最大振幅、 $\Delta$  は震央距離、 $C$  は観測・毎の補正值

### 実態波マグニチュード

$$M_b = \log_{10} \left( \frac{A}{T} \right) + B(\Delta, h)$$

$A$  は実態波の最大振幅、 $T$  はその周期、 $B$  は震源深さ  $h$  と震央距離  $\Delta$  の関数

### モーメントマグニチュード

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0 + 9.1}{1.5};$$

$$M_0 = \mu DS$$

$S$  は震源断層面積、 $D$  は平均変位量、 $\mu$  は剛性率

### 気象庁マグニチュード

変位マグニチュード・速度マグニチュードの2つの計測法を用いており、2つの計測法はいずれも地震波の情報を計測するため、表面波マグニチュード、実態波マグニチュードと同系統の特性を持つ。

る。断層破壊に要する時間が長い巨大地震では地震の発生を瞬時の破壊と見なせなくなり、地震の規模が大きくなっても地震波の振幅が頭打ちとなる。そこで、エネルギーが大きく、長周期の地震動が卓越した巨大地震においても飽和がなく、より正確に地震の規模を表すモーメント・マグニチュードが考案され、地震学では広く使われている。

地震の発生頻度と規模の関係を表す法則として、グーテンベルク・リヒター則があり、片側対数グラフで表すと直線関係になる。マグニチュード  $M$  と地震の頻度を  $n$ (回/年) とすると、次式で表される。

$$\log_{10} n = a - bM; \quad n = 10^{a-bM}$$

上式で  $b$  値の具体的な値は、統計期間や地域により若干異なるものの、 $0.9 \sim 1.0$  前後となり、マグニチュードが 1 大きくなるごとに地震の回数は約 10 分の 1 となる。

震度は体感及び周囲の状況から推定していたが、平成 8 年 4 月以降は、計測震度計により自動的に観測し速報している。気象庁震度階級は 10 段階に分かれており、震度 0、震度 1、震度 2、震度 3、震度 4、震度 5 弱、震度 5 強、震度 6 弱、震度 6 強、震度 7 となっている。計測震度は、震度計内部で以下のようなデジタル処理によって計算される。まず、加速度記録 3 成分をフーリエ変換し、周期による影響を補正するために求めたフーリエスペクトルにフィルタをかけ、さらに、逆フーリエ変換して時刻歴波形を求める。3 成分の波形を合成し、その波形の絶対値がある値  $a$  以上となる時間の合計が 0.3 秒となる  $a$  を求める。この  $a$  を用いて、 $I = 2 \log a + 0.94$  より、計測震度  $I$  を求め、震度を決定する。

耐震設計における震度は、加速度による定義がよく用いられる。工学震度、あるいは佐野震度(Sano's seismic coefficient)と呼ばれ、地震動の強さは地震波の最大加速度  $a$  に比例するとし、震度  $K$  は  $K = a/g$  として表される。地震時の構造物や斜面などの安定を検討する際に、震度  $K$  を用いて、重量  $W$  に慣性力  $F = KW$  を作用させて、解析する手法を震度法という。佐野利器(1880-1956)は東大出身、建築家であり構造学者。耐震工学に重きを置き、日本の構造学の発展に貢献した。

G.W.ハウスナー(George W. Housner;1910-2008)は、地震の強さを測る指標として、次式で表す  $SI$  値(Spectral Intensity : スペクトル強度)を提唱した。 $SI$  値は構造物被害との関係が深く、地震動の強さを表す有効な指標の一つである。この値が 30cm/sec を超えると、被害がかなりの確率で発生することが確認されている。ここで、 $S_v$  は速度応答スペクトルを表す。

$$SI = \int_{0.1}^{2.5} S_v(h, T) dT$$