

## 活断層から発生する地震の規模と周期について

東京大学地震研究所 松 田 時 彦

(昭和 50 年 3 月 31 日受理)

## Magnitude and Recurrence Interval of Earthquakes from a Fault

Tokihiko MATSUDA

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received March 31, 1975)

The recurrence interval ( $R$ ) of earthquakes from a given fault-segment is related to the long-term slip-rate ( $S$ ) and the displacement accompanying an earthquake ( $D$ ). The relation is expressed as  $R = D/S$  [WALLACE (1970)], when aseismic fault creep is disregarded.  $D$  has a relation with the earthquake magnitude  $M$  as  $\log D(\text{meter}) = 0.6M - 4.0$  for Japanese inland earthquakes. Then, the relation  $R$  to  $M$  is expressed as  $\log R = 0.6M - 4.0 - \log S$ .

It is proposed here that a given fault-segment has a constant value in  $D$  through time during late Quaternary period. Values  $D$  and  $M$  may be different between different faults or segments, but there is a proper value  $D_0$  or  $M_0$  for a given fault or its segment. Historic records on Japanese earthquakes seem consistent with this assumption.  $D_0$  or  $M_0$  is obtained from data of historic earthquakes or from a unit offset of geologic references.

Fault length  $L$  is proportional to a dimension of strain domain, and it represents the maximum magnitude from the fault. The relation of  $L$  to earthquake magnitude  $M$  is  $\log L(\text{kilometer}) = 0.6M - 2.9$  for Japanese inland earthquakes. Then, maximum magnitude  $M_L$  from a fault is expressed as  $M_L = (1/0.6) \log L + 4.85$ .

When a given fault or its segment has no earthquake during at least  $t$  years up to the present, the accumulated earthquake energy during  $t$  years is expressed as  $M_t = (1/0.6) \log(t \cdot S) + 6.67$ .

Thus, a probable maximum magnitude  $M_{\max}$  from a given fault or its segment is expressed as  $M_t < M_{\max} < M_L$ . Examples of the above procedure and its result are described.

## §1. ま え が き

最近、地形・地質学的方法などで活断層が各地で見出されている。その活断層から発生する地震の規模・周期について考える。その際に用いる基本的な考えは次のようである。

- 1) 地震の規模は地殻の歪領域の大小に対応している [地震体積説, TSUBOI (1956)].
- 2) 最近地質時代 (最近の  $10^5$  ないし  $10^6$  年以降) を通じて、断層運動のむきと速さは定常的である [SUGIMURA (1967), 松田・岡田 (1968)].
- 3) 地震の規模と地震時の変位量には 1 つの断層またはその部分区間ごとに固有値がある。

実際の活断層が、上の 1)~3) のような規則性をどの程度の精度でもっているかは今後の問題であるが、本稿では一応この規則性の存在を認めて議論する。

地形・地質学的に知れる活断層の諸性質のうち、地震の規模・発生間隔に関する主な量は次のようである。

- 1) 断層系のディメンジョン  $L$
- 2) 第四紀後期における断層の平均変位速度  $S$
- 3) 断層運動におけるその断層またはその部分区間での単位変位量  $D$ 。

本稿では、上記の考えを用いてこれらの諸量と地震の規模・発生周期との関係を考察し、その二・三の実例を示す。

## §2. 断層系のディメンジョンと地震の規模

断層変位および地震発生は地殻にたくわえられた歪エネルギーの急激な解放である。その歪エネルギーの大小はその歪領域の大小による。そして歪領域の大小は断層のディメンジョンの大小に反映していると考え。たとえば、小さな断層系は小さな歪領域をもち、それに応じた小さな地震しか発生し得ないと考える。

断層（または断層系）のディメンジョンを断層線（またはその集合体）の長さ  $L$  であらわす。  $L$  とそれに対応する地震のマグニチュード  $M$  との関係として、歴史地震の地震断層の長さ  $L$  とマグニチュードの関係を用いる。  $L$  の単位は km. 以下、同じ。

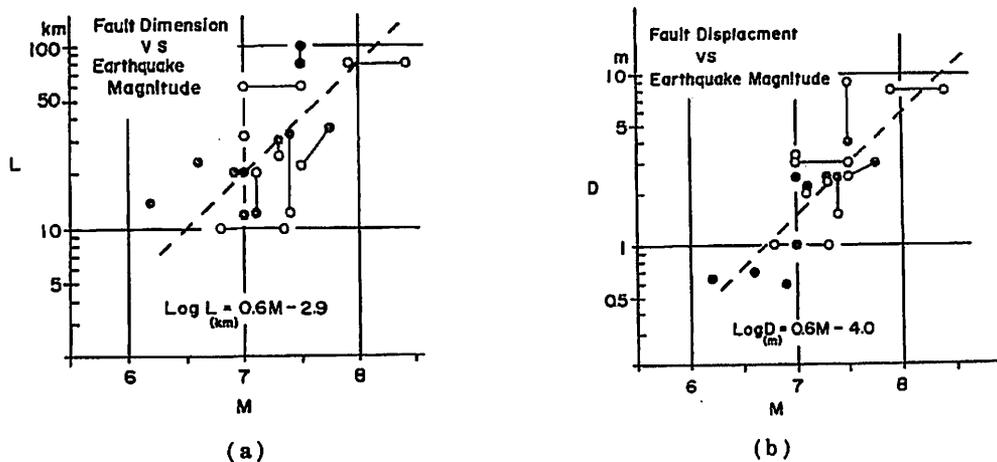


Fig. 1. Magnitude-fault dimension relation and magnitude-displacement relation in historic earthquakes in Japan (inland). O: values observed on the surface. ●: values estimated from seismological or geodetic data. For data, see Table 1.

Table 1. Earthquake magnitude, fault length and fault displacement in historic earthquakes in Japan (inland).

Earthquake			Fault				
Year	Location	M	Name	Length (km)	Displacement (m)	Ref*	**
1891	Nobi	8.4 (7.9)	Neodani, etc.	80	8	1)	○
1894	Shonai	7.3 (6.8)	Yadarezawa	10	1	2)	○
1896	Riku-U	7.5 (7.0)	Senya Kawafune	60 15	3 2	2)	○
1927	Tango	7.5	Gomura, etc. Yamada	18 7.5 L=22	2.5 0.8	2)	○
		7.75		35	3	3)	●
1930	N-Izu	7.0	Tanna, etc. Himenoyu	30 6 L=32	3.3 1.2	2)	○
1931	W-Saitama	7.0		20	1	4)	●
1943	Tottori	7.4	Shikano Yoshioka	8 4.5 L=12	1.5 0.9	2)	○
				33	2.5	3)	●
1945	Mikawa	7.1	Fukoju Yokosuka	9 7 L=20	2 0.6	2) 5)	○
				12	2.2	6)	●
1948	Fukui	7.3		25 30	2.3 2.5	2) 3)	○ ●
1961	N-Mino	7.0	Koike- Hatogayu	12	2.5	7)	●
1963	Echizen- misaki	6.9		20	0.6	4)	●
1964	Niigata	7.5 7.4		100	9 4	8) 9)	○ ●
1969	C-Gifu	6.6		23	0.7	10)	●
1970	S-Akita	6.2		14	0.65	11)	●

Gothic figures are used in Fig. 1.

\* Reference: 1) MATSUDA (1974a), 2) YONEKURA (1972), 3) KANAMORI (1973), 4) ABE (1974), 5) INOUE (1950), 6) ANDO (1974), 7) KAWASAKI (1975), 8) MOGI, *et al.* (1964), 9) AKI (1966), 10) MIKUMO (1973), 11) MIKUMO (1973).

\*\* ○: values of surface faulting, ●: values obtained from seismological or geodetic data.

$$\log L = 1.32 M - 7.99 \quad [\text{IDA (1965), 全世界}] \quad (1)$$

$$\log L = 0.6 M - 2.9 \quad [\text{Fig. 1a の破線, 日本内陸}] \quad (2)$$

本稿では日本内陸の活断層を対象とするので (2) 式を用いる。(2) 式の  $M$  の係数と常数は Fig. 1a から  $M$  8 の地震では  $L = 80$  km,  $M$  7 では  $L = 20$  km として決めたものである (Fig. 1a の破線に相当)。  $L$  の値は従来の文献によつたが、1つの地震で2つの地震断層

線がややはなれて生じた場合（丹後、北伊豆、鳥取、三河の各地震の場合）には、その2つの断層線がふくまれる最小の円の直径をもつてその地震断層の  $L$  とした。また、Fig. 1a には地震断層が地表にあらわれなかつた地震でも他の方法で断層の長さが推定されている場合には参考のためその値もプロットされている。

地震のマグニチュード  $M$  とそれに対応する地殻の歪領域の大きさとの関係については、いくつかの研究がある。すなわち、弾性論と地殻の歪限界にもとづく推定 [Tsuboi (1956)], 余震域の大きさからの推定 [Utsu (1969)], および水準点の変動域からの推定 [檀原 (1966)] などである。それぞれの関係式で歪領域の大きさを直径  $2r$  の球または円で表現すると、それとマグニチュード  $M$  との関係は次のようである。  $r$  は km. 以下同じ。

$$\text{坪井の式より } \log 2r = 0.5M - 2.1 \quad (3)$$

$$\text{宇津の式より } \log 2r = 0.5M - 2.0 \text{ (日本内陸)} \quad (4)$$

$$\text{檀原の式より } \log 2r = 0.51M - 1.97 \quad (5)$$

これに対して、断層線の長さ  $L$  をその周辺地殻の歪領域の直径  $2r$  とみなした時の、 $2r$  と  $M$  の関係は (2) 式より、

$$\log 2r = \log L = 0.6M - 2.9 \quad (6)$$

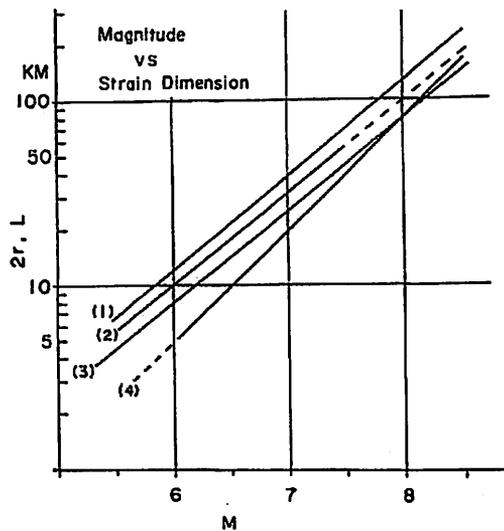


Fig. 2. Dimension of strain domain  $2r$  and earthquake magnitude  $M$ .

(1)  $\log 2r = 0.51M - 1.97$  after DAMBARA (1966), (2)  $\log 2r = 0.5M - 2.0$  after Utsu (1969), (3)  $\log 2r = 0.5M - 2.1$  after Tsuboi (1956), (4)  $\log 2r = \log L = 0.6M - 2.9$  after Fig. 1a.

Fig. 2 は比較のためこれら各式の  $M$  と  $2r (=L)$  の関係をグラフに示したものである。図からわかるように、断層周辺の歪領域の大きさをその断層のディメンション  $L$  を直径とする円であらわすと、 $M 6 \sim M 7$  の範囲では他の方法であらわれる歪領域よりやや小さく表現されるが、一応、断層系のディメンションをもつてその断層系の歪領域の大きさとみなすことができる。

上記のように、断層は、そのディメンションに応じた歪エネルギーをもつていると考えるが、その歪エネルギーが1回の地震として放出されるとは限らない。ある断層系ではその歪エネルギーはその部分区間ごとに別々の地震を発生させる

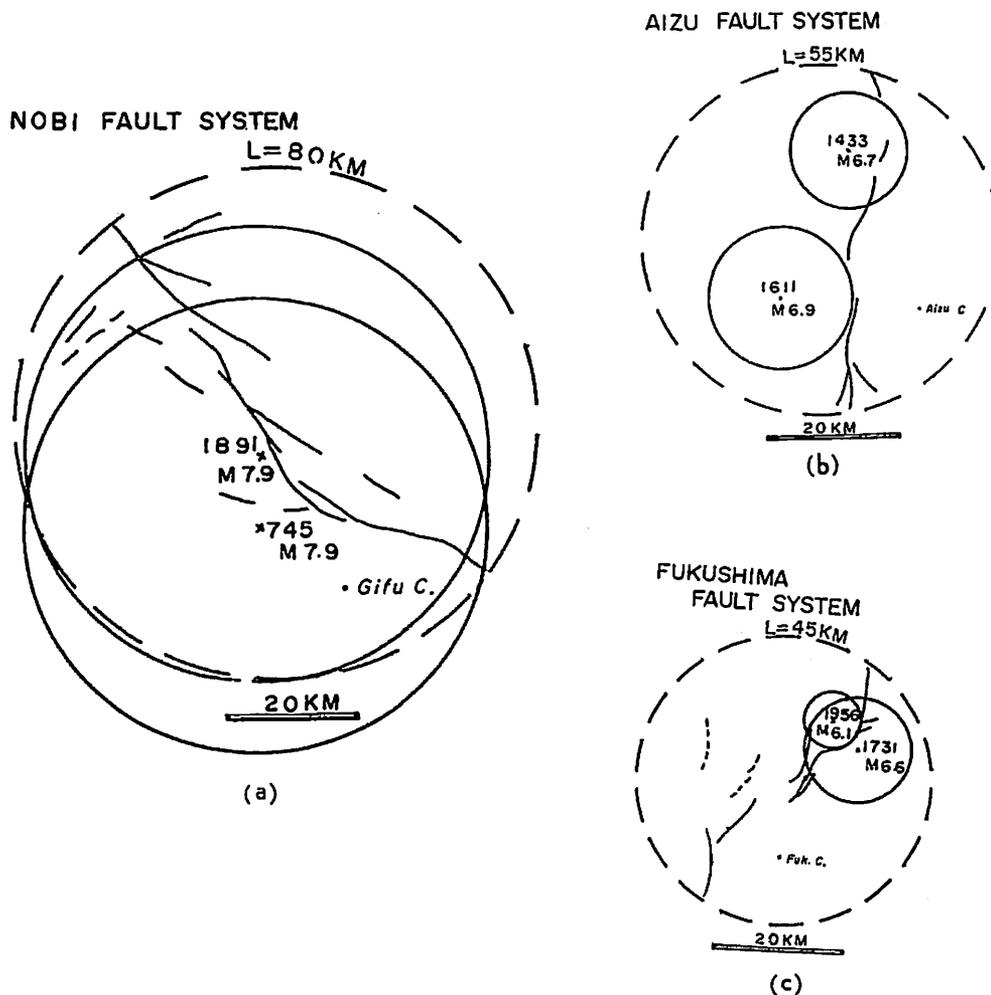


Fig. 3. Types of faulting in mode of strain release. (a): "total release type", (b) and (c): "partial release type". (a) Nobi fault system, Gifu Prefecture, (b) Aizu fault system, Fukushima Prefecture, (c) Fukushima fault system, Fukushima Prefecture. A broken circle represents a fault strain domain of the fault system, of which size corresponds to the fault dimension. A solid line circle represents a released strain domain during a historic earthquake, of which size corresponds to the earthquake magnitude.

ことによつて分割的に放出される。したがつて、長さ  $L$  の断層系において、(6) 式から得られる地震のマグニチュード ( $M_L$  とする) は、その断層系から生じ得る地震の規模の最大値をあたえる。すなわち、 $M_L$  と  $L$  の関係は (6) 式から、

$$M_L = (1/0.6) \log L + 4.85 \quad (7)$$

Fig. 3 に、エネルギーの一括放出型断層系の例と分割放出型断層系の例を示す。濃尾断層系 (Fig. 3a) や陸羽断層系ではそのディメンジョンから推定される  $M_L$  (それぞれ  $M 8.0$ ,  $M 7.7$ ) と実際に生じた地震のマグニチュード (それぞれ  $M 7.9$  と  $M 7.5$ ) とがほぼ等しいので、これらはエネルギーの一括放出型の断層系である。会津断層系 (Fig. 3b) や福島断層系 (Fig. 3c) では実際に生じた地震は区間をこたにして複数生じており、またその地震規模も、その全長  $L$  から期待される  $M_L$  より有意に小さい。したがって、これらの断層系は分割放出型の例である。

### § 3. 活断層の平均変位速度

前節で述べたように断層系ごとにそれに対応する断層歪領域を考えた時、その歪領域の長期間の平均の歪速度は、地震エネルギーの平均的放出速度に対応し、それはその断層の喰違い運動の活動度 (断層の平均変位速度) としてあらわれる。したがって、断層の平均的な喰違い速度はその断層から発する地震の規模と発生頻度との積に対応している。

断層の平均的喰違い速度 (平均変位速度  $S$  とよぶ) は断層ごとに次のようにして求められている。断層線をこえてその両側でかつて一連であつた岩石・地形・人工物など (断層基準という) を基準にして、それらの基準が形成されてから現在に至るまでの断層変位のむきと量 (変位ベクトルの和) を知る。次に、その変位量をその断層基準の形成時代から現在までの時間 (年数) で割るとその値が、その間の断層運動の平均変位速度である。日本の活断層に対する従来の研究によると、すくなくとも第四紀またはその後期についていえば、断層基準の古さにはば単純比例してその変位量も大きくなっている (たとえば阿寺断層、跡津川断層、中央構造

Table 2. Classification of Quaternary faults based on the long-term rate of fault displacement.

Class	Long-term rate of faulting $S$ ( $m \times 10^{-3}$ yrs)	Examples
A	$1 \leq S < 10$	Median Tectonic Line <sup>1)</sup> Atera fault <sup>2)</sup> Tanna fault <sup>3)</sup>
B	$0.1 \leq S < 1$	Fukushima fault <sup>4)</sup> Fukaya fault <sup>5)</sup>
C	$0.01 \leq S < 0.1$	Fukozu fault <sup>6)</sup>

For faults of  $S \geq 10$  m/10<sup>3</sup> yr, class AA, AAA, ... may be used. For  $S < 0.01$  m/10<sup>3</sup> yr, D, E, ... may be used.

<sup>1)</sup> OKADA (1973), <sup>2)</sup> SUGIMURA and MATSUDA (1965), <sup>3)</sup> See MATSUDA and OKADA (1968), <sup>4)</sup> MATSUDA (1973), <sup>5)</sup> MATSUDA (1974b), <sup>6)</sup> OKADA (personal communication).

線)。したがってそれらの活断層ではすくなくともこの期間 (10<sup>8</sup> 年または 10<sup>9</sup> 年以降) を通して現在まで、ほぼ同じむきにほぼ同じはやさの割合で変位をつづけてきたと考えられる。

上述のようにして求められた平均変位速度は Table 2 に示すように断層によって大きく異なっている。日本内陸の第 1 級の活断層ではその平均変位速度は  $S = 1 \sim 10 \text{ m}/10^8 \text{ 年}$  に達しているが、その 1/10~1/100 程度の活断層も多数存在する。便宜上、平均変位速度  $S$  が 10<sup>8</sup> 年につき 1 m 以上 10 m 未満のものを A 級とし、その 1/10, 1/100 のものをそれぞれ B 級, C 級とする。

#### §4. 活断層の変位様式

実際の活断層運動は前節で求めたような平均変位速度  $S$  で、必ずしもつねに進行しているわけではない。同じ平均変位速度値をもつ活断層であっても断層変位の様式には次のようないくつかの場合が考えられる。

a) Fig. 4(a) のような地震時に急激に変位し、平常時には変位しないもの (地震性断層変

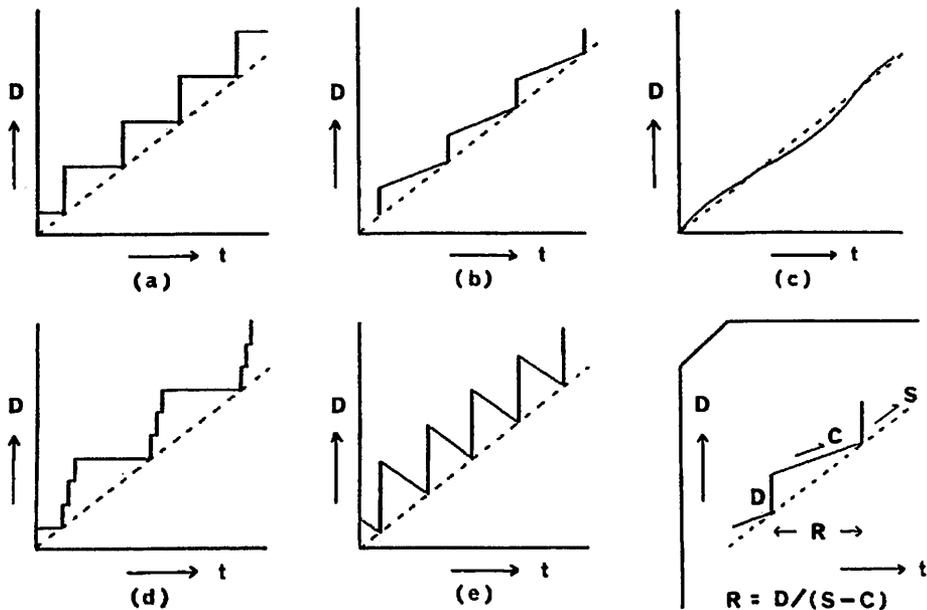


Fig. 4. Time-displacement diagrams showing various mode of fault displacement at a given fault segment. (a) intermittent fault displacement (earthquake type), (b) continuous and intermittent fault displacement (creep-earthquake type or mixed type), (c) continuous fault displacement (creep type). Types (d) and (e) are unlikely to exist. For the inset,  $S$ : long-term slip rate of faulting,  $C$ : tectonic creep rate,  $D$ : displacement accompanying an earthquake,  $R$ : recurrence interval of the earthquake.

位)。

b) Fig. 4(b) のように地震時の急激な変位のほかに、平常時にもそれと同じ方向の変位が進行するもの (地震・クリープ混合性断層変位)。

c) Fig. 4(c) のように地震を伴う急激な変位をせずに平常時に徐々に断層変位が進行しているもの (クリープ性断層変位)。

このほかに、Fig. 4 の (d) や (e) のような変位型式も考え得るが実在するかどうか疑わしい。(d) は断層面の同一部分が2つの周期をもつて急激な変位をおこす場合であつて、地震・断層現象を第四紀を通じての定常的なくりかえし現象とみる時、このような変位の仕方は不安定であり、現実的には考えにくい。かりにそのような状態が一時生じたとしてもやがてより安定な (a) ~ (c) のようになつていであろう。アナトリア断層 (トルコ) は長い休止期間を経て近年の約 30 年間に多数の地震を連鎖的に発生させたので、この (d) の型式に似ているが、地震発生場所はそたびに移動しており、1つの部分区間についていえば、その変位様式は (a) または (b) であつて、(d) ではない。隣り合う部分区間の境界部付近では両区間の地震に伴つて変位の重複がみられた [AMBRASEYS and ZATOPEK (1969)] が、それを (d) 型とみることはできない。また (e) についても同様である。たとえば南海道地震に伴う室戸岬の上下運動は (e) に似ているが、断層面は平時には固定されていて、そのために断層面周辺の地殻に撓みが生じ、室戸岬などの陸地に平時の沈降運動があらわれたと考えられる。したがつて、海水面に対する陸地の昇降運動が (e) のようであつても断層面での断層変位は (a) 型または (b) 型であると思われる。

1つの断層系でもその部分区間ごとに変位様式が異なつている場合も知られているが [ALLEN (1968)], すくなくとも日本内陸の活断層は現在知られている限りすべて (a) のような単純な地震性の変位様式をもつものである。

##### § 5. 断層の平均変位速度・地震時変位量と、地震の周期・規模の関係

断層の平均変位速度  $S$  と、その断層の地震発生周期  $R$  との間には Fig. 4 にみるように一般に次のような関係がある [WALLACE (1970)].

$$R = D/(S-C) \quad (8)$$

$D$  は1回の地震に伴う断層変位量、 $C$  は平時のクリープ性断層変位速度である。日本内陸の場合  $C = 0$  であるから以下本稿では (8) 式のかわりに次式を用いる。

$$R = D/S \quad (9)$$

$D$  は地震の規模  $M$  と関係している。歴史地震の資料によると、

$$\log D = 0.55 M - 3.71$$

【世界陸上, IIDA (1965)] (10)

または

$$\log D = 0.6 M - 4.0$$

【日本内陸, Fig. 1b の破線,  
Dはいずれも m, 以下同じ] (11)

日本内陸の断層に対しては Fig. 1b に  
もとづいて (11) 式を用いる. (11) 式の  
M の係数と常数は Fig. 1b から, M 8  
の地震では D 6m, M 7 の地震では D  
1.5m として決めたものである.

(9) 式と (11) 式から, 色々な S の断  
層について, その R と M の関係を求  
めることができる. すなわち,

$$\log R = 0.6 M - 4.0 - \log S \quad (12)$$

Fig. 5 はこの関係をいくつかの S の  
値について示したものである.

D または M の値がその断層またはその部分区間ごとにはほぼ一定の値をもつならば (9) 式の  
R もほぼ一定になり, 断層 (または区間) ごとにはほぼ一定の地震規模と地震発生周期が存在す  
ることになる.

### §6. 単位変位量と固有地震規模

活断層のディメンジョンや平均変位速度がわかっても, それから発生する地震の規模は一義  
的には決まらない. それらの値は同じであつてもある断層は一時に大きく変位し大きな地震を  
発生させるであろうが, 他の断層は小刻みの変位と小地震を比較的ひんばんに発生させるであ  
ろう.

このように1回の地震時の断層変位量や地震の規模は一般に断層ごとにことなつている. し  
かし1つの断層あるいはその部分区間を指定すれば, そこから発生する地震の規模もその時の  
変位量も最近地質時代を通じてほぼ一定である. すなわち断層 (またはその特定の部分区間)  
ごとに発生する地震の規模と地震変位量に固有値があると考え. そのように考えた時の地震  
規模をその断層 (または部分区間) の固有地震規模  $M_0$ , 1回の地震変位量を単位変位量  $D_0$

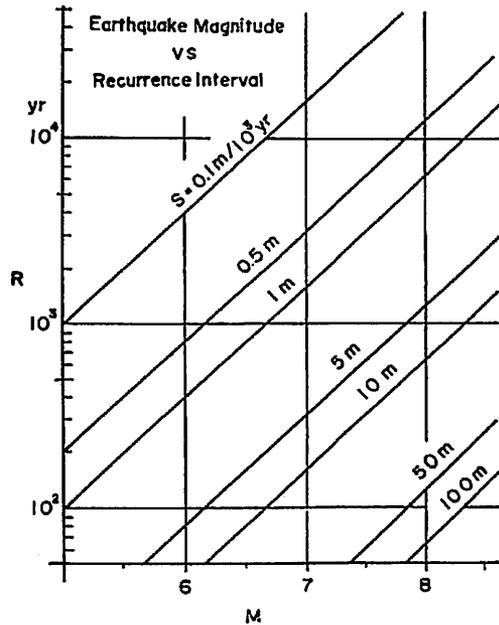


Fig. 5. Earthquake magnitude  $M$  and recurrence interval  $R$  for various values of long-term slip rate  $S$ .

とよぶ。  $D_0$  を用いて (9) 式から地震の周期が推定できる。

断層またはその部分区間ごとに固有の地震規模が存在しているならば、同じ断層またはその区間から実際に発生した歴史地震の地震規模はいつもほぼ等しい筈である。1つの断層系からくりかえし発生した歴史地震の例として、濃尾断層系からの濃尾地震 (A. D. 745 と 1891)、北伊豆断層系からの北伊豆地震 (A. D. 841 と 1930)、善光寺断層系からの善光寺地震 (A. D. 887 と 1847) などがある。それぞれの地震規模は理科年表によると、 $M$  7.9 と 7.9 (8.4)、7.0 と 7.0、7.4 と 7.4 であり、1つの断層系では似た値を示している。このことは断層系または区間ごとに固有の地震規模があるとする仮定に調和的である。

このように、その断層系またはその部分区間から、歴史地震が発生している場合には、そのマグニチュード  $M$  とその時の断層変位量  $D$  をそれぞれその断層の固有地震規模  $M_0$  と単位変位量  $D_0$  とみなすことができる。  $M$  か  $D$  の一方が知られている場合には、(11) 式によって他方が求められる。

固有地震規模あるいは単位変位量は、上述のように歴史地震資料によつて知れる場合があるが、そのほか、地質・地形あるいは考古学的資料によつても求められることがある。たとえば最新地質時代の堆積物 (考古学的文化層、火山灰層、その他の一般堆積物) や地形面が断層線上で  $D$  だけ喰い違つていて、その直後の堆積物や地形面は現在までその断層による変位を受けていなければ、その  $D$  が断層 (のその区間) の単位変位量であると考えられる。より厳密に言えば、1つの断層において時代的に十分接近した2つ以上の断層基準の各々の変位量の差がほぼ一定 (または整数倍) であればその変位量の差 (またはその最大公約数) が1回の地震による変位量すなわち単位変位量である。

たとえば、サンアンドレアス断層の中部で断層線を横断する多数の小さな谷が喰違つているが、その喰違い量の分布からその区間での 1857 年地震の変位量 (=単位変位量) はおよそ 30 フィートと推定された [WALLACE (1968)]。またペルーアンデスのコルディエラ・ブランカ西麓の断層では後氷期河成段丘やインカの歩道の変位量が約 2m またはその整数倍であつたことから、約 2m がこの断層区間の単位変位量であると考えられた [松田・他 (1971)]。

### §7. 周期地震と連鎖地震

前節のようにして推定された  $D_0$  または  $M_0$  を用いて (9) 式または (12) 式から求められた地震の周期が歴史記録による実際の地震間隔とほぼ一致している場合には、上述の固有地震規模の推定値がほぼ妥当であつたとみなすことができる。たとえば  $S = 2 \sim 3 \text{ m}/10^6$  年の北伊豆断層系で、1930 年の地震変位量  $2 \sim 3 \text{ m}$  を  $D_0$  とみなした時、(9) 式の  $R$  は約 1000 年

となり歴史地震 (A. D. 841 と 1930) の発生間隔と調和している。

しかし、このようなチェックの結果が著しく歴史記録と異なつた場合には (歴史記録や平均変位速度値が正しいとすれば)、その2つの歴史地震はその断層系の同じ区間から生じた“周期地震”ではなくて、隣り合う別の地震断層区間から生じた“連鎖地震”の関係にある疑が生ずる。

分割放出型の断層系では一区間での地震発生 (歪解放) が隣の区間のそれと無関係ではないので、隣り合う断層区間が相ついで地震を発生させる可能性がたかい。その場合、(9) や (12) 式から得られる  $R$  は連鎖的關係にある一連の地震群の再来期間をあらわすものであつて、隣り合う断層区間で相ついで発生する2つの地震の発生間隔をあたえるものではない。たとえば大正 12 年の関東地震と元禄 16 年の関東地震は相模トラフ断層の隣り合う区間から発した連鎖地震であつて、同じ断層区間でくりかえされた周期地震ではないと考えられる [松田・他 (1974)]。もしこの考えが正しければ大正型 (あるいは元禄型) 関東地震の周期は元禄・大正間の時間間隔とは無関係であつて、別に求める必要がある。松田ら (1974) によると、元禄関東地震のそれはおよそ  $R = 1000$  年である。

このように地震周期の推定には過去の地震資料から  $M_0$  または  $D_0$  を適切に評価するほかに、その地震に関与した断層区間の位置を限定する必要がある。その意味でも歴史地震資料や地形・地質学的地震資料の充実が望まれる。

### §8. 地震の最大期待規模と周期——2・3 の実例

活断層から発する地震の規模・周期の推定には前述のように、その断層の平均変位速度  $S$  と単位変位量  $D_0$  を知る必要がある。しかし現状では  $D_0$  がいつでも精度よく求まるとは限らない。そのような場合の、地震の最大期待規模と発生周期の推定について以下に述べる。

歴史地震の知られていない断層区間 (断層空白区間) の長さを  $L_i$  とすると、長さ  $L_i$  で代表される歪領域のもつ地震エネルギーは (7) 式で  $L=L_i$  としたときの  $M_{L_i}$  であらわされる。 $L_i$  が単一の歪解放区 (=地震体積) であるか、いくつかのそれをふくんでいるかは未知であるから、 $L_i$  を単一の地震断層区間とみなして求められた上述の  $M_{L_i}$  は区間  $L_i$  から発生する地震のマグニチュードの上限をあらわしている。

一方、その  $L_i$  の区間が過去  $t_i$  年間たしかに地震発生なしに経過したとすると、その期間に蓄積された地震エネルギーの量は空白期間  $t_i$  とその断層の平均変位速度  $S$  の大小に依存している。期間  $t_i$  にたくわえられたエネルギーをマグニチュード  $M_i$  とすると、 $M_i$  と  $t_i$  と  $S$  の関係は (12) 式の  $R$  を  $t_i$  として求められる。すなわち、

$$M_i = (1/0.6) \log (t \cdot S) + 6.67 \quad (13)$$

Fig. 5 の  $R$  を  $t$  とすれば同図は上式の関係を示すものである。

$M_i$  は現在までに経過した最小確実な空白期間に蓄えられた地震エネルギーに相当するから、その断層区間から実際におこるかもしれない地震の最大のマグニチュード  $M_{max}$  よりも小さい。一方、 $M_L$  は上述のように  $M_{max}$  に等しいか、より大きいので、 $M_i, M_{max}, M_L$  の関係は次のようである。

$$M_i < M_{max} \leq M_L \quad (14)$$

このような  $M_{max}$  に対応する  $D_{max}, R_{max}$  はそれぞれ (11) および (12) 式から求められる。

なお、その断層区間でたくわえられたエネルギーがほぼ  $R_{max}$  の周期で Fig. 4 の (d) のような放出のされ方をすると、個々の地震の規模は  $M_{max}$  よりやや小さくなり、地震数は著しく増加する。そのような起こり方は既述のように一応考慮外におく。

以下、2・3の活断層で実例を示す。

中央構造線——中央構造線 (Fig. 6) は四国中部・東部では第四紀後期を通じて右ずれの変位をつづけている。その平均変位速度は  $S = 5 \sim 10 \text{ m}/10^6 \text{ 年}$  である [岡田篤正 (1973)]。この断層系およびその周辺に生じた主な歴史地震はその東西両端に近い部分 (Fig. 6 の A と C

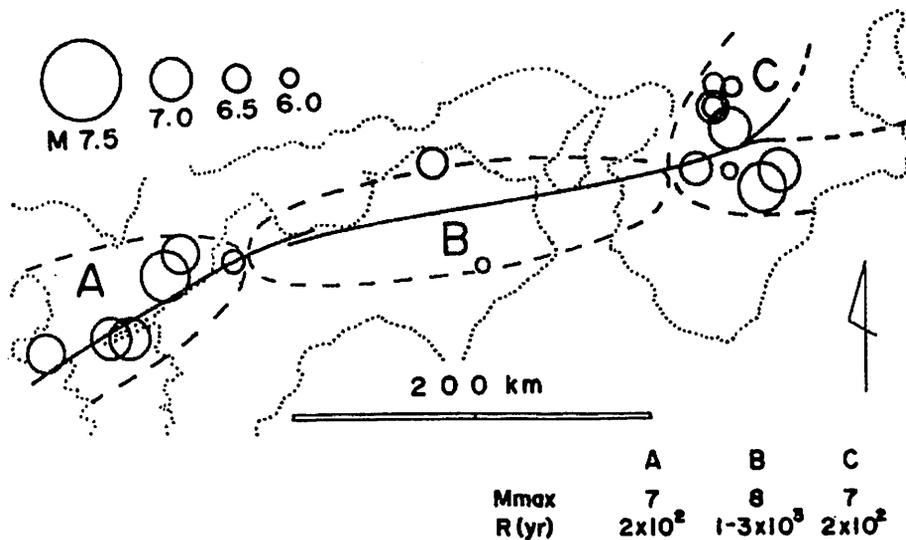


Fig. 6. Areas of contrasting seismic behavior along the Median Tectonic Line. Solid circles indicate historic earthquakes in the area along the Median Tectonic Line. Note segment B has no historic great earthquake in  $10^3$  yrs or more.  $M_{max}$ : probable maximum magnitude,  $R$ : the recurrence interval.

Table 3. Probable maximum magnitudes ( $M_{max}$ ) and the recurrence intervals ( $R_{max}$ ) for some Quaternary faults.

Fault System	$S(m \times 10^{-3} \text{ yrs})$	$L$ km	$M_L$	$M_h^*$ (A. D.)	$M_L(t \text{ yrs})$	$M_{max}$	$R_{max}$ , yrs
Kita-Izu	2	35	7.4	7.0(841), 7.0(1930)	6.3(45)	7	800
Riku-U	0.5~1	50	7.7	7.5(1896)	~6.2(79)	7.5	3200~6300
Nobi	5±	80	8.0	7.9(745), 7.9(1891)	6.7(84)	8	1300
Atera	5	60	7.8	—	7.7(800)	8	1300
Median T. L.							
central seg.	5~10	200	8.7	—	7.8~8.3 (1000)	8+	1000~3300
western seg.	5~10	200	8.7	6.9(1596), 7.1(1649) 7.0(1749), 6.9(1812) 7.0(1854), 6.4(1857)		7	160~320**
Aizu	0.5±	55	7.8	6.7(1433), 6.9(1611)		7	3200**
Fukushima	0.5±	45	7.6	6.6(1731), 6.1(1956)		7	3200**

\*  $M_h$  = magnitude of historic earthquakes.

\*\* These fault systems consist of several segments of contrasting behavior ("partial release type"), so that these figures indicate recurrence intervals for a largest segment. See text.

の地域)に集中していて、中央部(B地区)にはこの断層系に直接関係すると思われる地震は発生していない。中央構造線に沿うクリープ性の変位も認められない[岡田(1973)]ので、この断層は Fig. 4 の (a) のタイプである。

まず、歴史地震の知られていないB地区について考える。B地区では地震変位が生じた最近の年代は  $C^4$  年代資料によると 1860 年 B. P. より新しく[岡田(1973)]、歴史資料によると約 1000 年より古い。地震空白期間  $t$  を 1000 年とした時のマグニチュードとして(13)式より  $M_L = 8.3(7.8)$  を得る。またB地区の区間長は約 200 km であるから(7)式より  $M_L = 8.7$ 。したがってB地区での  $M_{max}$  は  $8.3(7.8) < M_{max} \leq 8.7$ 。  $R_{max}$  は(12)式から  $960(960) \text{年} < R_{max} \leq 1660(3320) \text{年}$ 。以上の括弧内外の数値はそれぞれ  $S = 10 \text{ m}/10^8 \text{ 年}$ 、 $S = 5 \text{ m}/10^8 \text{ 年}$  とした時の値である。 $M 8.7$  の地震は考えにくいので、実際にはこのB地区にはいくつかの地震断層区間がふくまれていて、それぞれから  $M 8$  級の地震が連鎖的に生ずる可能性がある。

以上の試算から、中央構造線中央部(B地区)は  $M \geq 8$  の地震を 1000 年~3300 年程度の間隔で単発または連鎖的に発生させる性質をもっていると考えられる。

次に、歴史地震のあるA地区について考える。A地区の  $M_L$  は  $L = 200 \text{ km}$  として  $M_L = 8.7$  になるが、実際の歴史地震のマグニチュード  $M_h$  はいずれも  $M 7$  程度である(Table 3)。この  $M_h = 7$  に対応する  $L_h$  は(2)式から 20 km 程度であるから、 $L = 200 \text{ km}$  のA地区

には多数の地震断層区間がふくまれていると考えられる (その数  $n$  は  $L/L_h$  から 10 位か). したがって,  $M = M_h = 7$ ,  $S = 10 \text{ m} (5 \text{ m}) / 10^8 \text{ 年}$  として (12) 式から得られる  $R = 160 (320)$  年はその各々の地震断層区間での発生周期であつて, A 地区全体での地震発生の平均間隔はこれより小さい (ふくまれている地震断層区間の数を  $n$  とすれば  $n$  分の 1 になる). A 地区で実際に知られている歴史地震の発生間隔は大略これと調和しているといえるが, 多少上述の推定値よりも歴史地震の発生例は少ないといえる. 計算では  $S$  の値を B 地区での値と同じとしたが, A 地区はこの断層系の末端に近いので, より小さな  $S$  を用いるべきなのかもしれない.

福島断層系——福島断層系は福島盆地北西縁にある逆断層で, その平均変位速度は  $0.1 \sim 1 \text{ m} / 10^8 \text{ 年}$  (B 級) である [松田 (1973)]. この断層系から生じた歴史地震は 2 例あつて, それぞれ  $M 6.6$  (1731 年) および  $M 6.1$  (1956 年白石地震) であつた. いずれも震央はこの断層系の北部にある (Fig. 3c). この断層系の全長は  $L = 45 \text{ km}$ , (7) 式から求められる地震規模は  $M_L = 7.6$  である. これは実際に生じた歴史地震の規模と明瞭にことなつていて, この断層系がエネルギーの分割放出型であることを示している.

この断層系の南半は地震空白区間であつてその区間長  $L$  は約  $25 \text{ km}$ , それに対応する地震規模は (7) 式より  $M_L = 7.2$  である. 一方, この断層系の平均変位速度 (B 級) を  $0.5 \text{ m} / 10^8 \text{ 年}$  とし, 現在までの最小地震空白期間  $t$  を  $800 \text{ 年}$  とすると, それに対応する地震規模  $M_s$  は (13) 式から  $M 5.8$  である. したがって, この断層系南部区間から生ずる地震の最大期待地震規模  $M_{\max}$  は  $5.8 < M_{\max} \leq 7.2$  である. このようにおよそ  $M 7$  がこの断層系の最大期待地震規模であり, その地震周期は (12) 式から約  $3200 \text{ 年}$  である. その発生場所はこの断層系の南半部である.

Table 3 にこのほか若干の断層系について, その最大期待地震規模とその地震周期を示した.

## §9. あとがき

断層と地震の関係について 1 つの考え方を示した. 文中の具体的推定値はその考えを明確にするために示したものであつて, 個々の断層評価の実用に際しては, その数値の意味について十分考慮する必要がある.

## 文 献

- 阿部勝征, 1974, 地震断層の運動, 科学, 44, 139-145.  
 AKI, K., 1966, Generation and Propagation of G Waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964, Part 2, Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 73-88.  
 ALLEN, C.R., 1968, The Tectonic Environments of Seismically Active and Inactive Areas along the San Andreas Fault System, Stanford Univ., Pub. Geol. Sci., 11, 70-82.  
 AMBRASEYS, N.N. and A. ZATOPEK, 1969, The Mudurnu Valley, West Anatolia, Turkey,

- Earthquake of 22 July 1967, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 521-589.
- ANDO, M., 1974, Faulting in the Mikawa Earthquake of 1945, *Tectonophysics*, 22, 173-186.
- 檀原 毅, 1966, 松代地震に関連した地殻の上下変動, *測地学会誌*, 12, 18-45.
- IIDA, K., 1965, Earthquake Magnitude, Earthquake Fault, and Source Dimensions, *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 13, 115-132.
- 井上宇胤, 1950, 昭和 20 年 1 月 13 日の三河地震について, *験震時報*, 14, 49-55.
- KANAMORI, H., 1973, Mode of Strain Release Associated with Major Earthquakes in Japan, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1, 213-239.
- KAWASAKI, I., 1975, The Focal Process of the Kita-Mino Earthquake of Aug. 19, 1961, and Its Relationship to a Quaternary fault, the Hatogayu-Koike fault, *J. Phys. Earth*, in press.
- 松田時彦, 1973, 福島盆地西縁活断層系, *日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨*, 281.
- 松田時彦, 1974 a, 1891 年濃尾地震の地震断層, *地震研究速報*, 13, 85-126.
- 松田時彦, 1974 b, 関東山地北東縁活断層調査概報, *東京直下型地震に関する調査 (その 1)*, *東京都防災会議*, 59-61.
- 松田時彦・岡田篤正, 1968, 活断層, *第四紀研究*, 7, 188-199.
- 松田時彦・貝塚爽平・野上道男・米倉伸之, 1971, コルディエラ・ブランカ (ペルー) 西麓の活断層, *日本地質学会ほか 4 学会連合学術大会講演要旨*, 421.
- 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之, 1974, 元禄関東地震 (1703 年) の地学的研究, *関東地方の地震と地殻変動*, *ラティス*, 175-192.
- MIKUMO, T., 1973, Faulting Mechanism of the Gifu Earthquake of September 9, 1969, and Some Related Problems, *J. Phys. Earth*, 21, 191-212.
- 三雲 健, 1973, 1970 年秋田県南東部地震発生機構の再考察, *地震学会秋季大会講演要旨*, 46.
- MOGI, A., B. KAWAMURA, and Y. IWABUCHI, 1964, Submarine Crustal Movement due to the Niigata Earthquake in 1964, in the Environs of the Awa Sima Island, Japan Sea, *Jour. Geod. Soc. Japan*, 11, 180-186.
- 岡田篤正, 1973, 中央構造線の第四紀断層運動について, *「中央構造線」東海大学出版会*, 49-86.
- SUGIMURA, A., 1967, Uniform Rates and Duration Period of Quaternary Earth Movements in Japan, *Fac. Sci., Osaka City Univ.*, 10, 25-35.
- SUGIMURA, A. and T. MATSUDA, 1965, Atera Fault and Its Displacement Vectors, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 509-522.
- TSUBOI, C., 1956, Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust, *Jour. Phys. Earth*, 4, 63-66.
- UTSU, T., 1969, Aftershocks and Earthquake Statistics (1) —Some Parameters Which Characterize an Aftershock Sequence and Their Interrelations—, *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, 3, 129-195.
- WALLACE, R. E., 1968, Notes on Stream Channels Offset by the San Andreas Fault, Southern Coast Ranges, California, *Stanford Univ., Pub. Geol. Sci.*, 11, 6-21.
- WALLACE, R. E., 1970, Earthquake Recurrence Intervals on the San Andreas Fault, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2875-2890.
- YONEKURA, N., 1972, A Review on Seismic Crustal Deformations in and near Japan, *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, 4, 17-50.