

大地震の断層モデルによる長周期地動変位・速度の予測

三雲 健・村松 郁栄

LONG-PERIOD GROUND DISPLACEMENTS AND VELOCITIES ESTIMATED FOR FUTURE POSSIBLE EARTHQUAKES

By *Takeshi* MIKUMO and *Ikuei* MURAMATSU

Synopsis

Long-period ground displacements and velocities that would be observed at the time of three future possible large earthquakes in central Japan have been calculated from their reasonable fault models. The maximum horizontal displacements and velocities of long-period body waves with periods longer than 10 sec for the so-called "Tokai earthquake" with thrust-type faulting could reach 150–170 cm and 25–30 kine, respectively. These predicted values may vary to a factor of 2, depending on the starting point of rupture on the presumed fault, the assumed rupture velocity and rise time. The corresponding values for two inland strike-slip earthquakes along the Atera and Atotsugawa faults may be estimated as 80 cm and 40 kine, respectively. These estimates do not involve surface waves nor converted body waves at the ground surface and interfaces in the crust, and hence should be regarded as possible lower bounds.

Possible sources of high frequency waves, which would be included in observed records but cannot be predicted from the above fault models, are discussed on the basis of more realistic heterogeneous faults with non-uniform strengths.

1. ま え が き

大地震の際の震源附近における地震動の性質を推定することは、地震学のみならず、被害予測の観点から地震工学上の1つの重要な問題であろう。特に最近の長大構造物の増加にともなって、比較的長周期の地震波の性質を調べることはますます必要になって来ている。

ここで対象とするのは、海側のサブダクション帯に発生を予想されている逆断層型のいわゆる“東海地震”と、内陸部の活断層帯に起ると考えられている2つの横ずれ断層地震であって、これらの地震が発生した場合に生ずる周期数秒以上の地震波について検討を行ない、あわせてこれより短周期の地震波の生ずる原因についても議論を行なうのが本論文の目的である。

2. 発生を予想される地震

2.1 海側の巨大地震

日本列島南方でのフィリピン海プレートのもぐり込みはこの地域で過去にしばしば M8 級の巨大地震を発生させた原因と考えられ、また将来、“東海地震”発生の可能性に連なるものとして注目されている。現在では駿河湾から御前崎沖を含む広い地域が東海地震の震源域と考えられているが、その根拠として挙げられるのは次のようなデータである¹⁾。

(1) この地域を含む東海地方の海側では過去に 1096年, 1498年, 1605年, 1707年, 1854年, 1944年に M8 級の大地震が発生しているが²⁾, 問題とする地域では 1854年以來巨大地震が起っていないこと, また隣接す

る西側では1944年東南海地震が発生し、この地震の震源域の東端は、地殻変動データから、遠州灘中部の天龍海底谷付近まで伸びていた³⁾と見られ、駿河湾地域に相当の応力集中が考えられること。

(2) 三角測量の結果から、駿河湾一帯では最近90年間に西北西・東南東方向に約1mの圧縮が見られ⁴⁻⁶⁾、平均歪速度が 3×10^{-7} /年に達する箇所があること⁷⁾、また水準測量の結果から駿河湾西岸が最近70年間に約40cm沈降し^{8,9)}、1973年以降沈降速度が増加しており^{10,11)}、最近の驗潮記録からも裏付けられること。

(3) 駿河湾内の海底地形には明瞭な駿河トラフの存在が認められ¹²⁾、またトラフ東側の不整合間の傾斜が西側より大きく¹³⁾、駿河トラフからのプレートのサブダクションを示唆するように考えられること。

(4) 1854年安政地震の震源域は、津波、地殻変動、震度分布などから見て、駿河湾の奥迄及んでいたと考えられること¹⁴⁾。

(5) 駿河湾周辺ではフィピン海プレートのもぐり込みを示す高速度層の存在はあまり明瞭ではないが¹⁵⁾、地震活動を震源分布には、少なくとも駿河湾南部ではプレートのもぐり込みに対応する北西方向への傾斜が見られること^{16,17)}。

以上のような事実は北西進するフィリピン海プレートの駿河トラフからの沈み込みを示唆するものと考えることが出来、将来発生の可能性が考えられる東海地震の震源域として駿河トラフ内側のプレート境界を考えることは妥当と思われる。このような考え方にもとづいて石橋が採用した断層モデル¹⁸⁾をTable 1に挙げた。もちろん震源域としては別の場所が含まれる可能性がないわけではなく、またプレートのもぐり込みも単純ではなく、駿河湾内でcontortionを起しやや高角の逆断層を生ずることも考えられる¹⁹⁾が、この論文では第1近似として上に挙げたモデルを採用する。

2.2 内陸部の地震

内陸部で地震発生の可能性が高い場所としては、まず活動度の高い活断層が集中している中部地方が考えられる。松田²⁰⁾は、地形のずれから推定される断層の平均変位速度で活断層の活動度を分類しているが、このうち中部地方でA級活断層とされる阿寺断層と跡津川断層の2つの断層を考えることとする。阿寺断層が変位して起った地震としては762年地震が考えられるがあまり確かではなく、これ以来 $M > 7$ を超える大地震の発生の記録はない。この断層付近では地震活動が極めて低いと云われて来たが、最近活動が北部でやや活発化している²¹⁾。跡津川断層の動きによって発生したと考えられる最近の大地震としては1858年安政・飛騨地震($M=6.9$)がある²²⁾。この断層沿いの地震活動は現在でも比較の活発であるが、平均変位速度から考えてすぐ次の大地震が発生する可能性は少ない。この地震に関しては被害分布(家屋倒壊率)が明らかにされている²³⁾ので、地動変位・速度と比較することが出来る。

3. 長周期地震動の予測

3.1 断層モデル

地震の際にある場所で観測されるべき地動の大きさを予測するためには断層面の形状(長さ・幅)、位置(走向・傾斜)、変位量など静的なパラメタのほか、破壊の出発点の位置、進行速度と方向、断層形成時間(ライズ・タイム)または断層面の這り速度などの動的な断層パラメタを知って、断層面から発生する地震波の変位または速度・加速度の時間関数を計算することが必要である。ここでは先ず、無限弾性体の中に断層面を想定した断層くいちがい理論^{24,25)}によって行なう。この方法では断層のごく近く(near-field)での実体波(P波とS波)を予測することが可能であるが、表面波や、地表面での変成波、地殻内の不連続面での反射・屈折波などを含めた全体の波形を予測するためには、地表面の存在を考慮した半無限弾性体中の断層モデル²⁶⁾や、さらに地殻内の水平成層構造中に断層がある場合^{27,28)}を考慮しなければならない。このためには膨大な計算を要するので、ここでは地表面の効果は得られた振幅を2倍することによって近似的に補正した。しかし上の何れの場合でも、断層が相当の大きさを持ち、破壊が滑らかに進行する時には、これから発生する地震波は数秒以上の長い周期を持つ。

実際に観測される地震波にはかなりの高周波成分が含まれる。このある部分は震源や観測点付近の不均質な地下構造のため反射・屈折・散乱などによって増幅されたものであろうが、その源は断層の不規則な破壊過程に基因するものと考えられる。このような破壊の物理的過程については 4.2. で議論を行なうこととし、ここでは先ず大地震の際に予想される長周期地震波の変位と速度の推定を行なう。

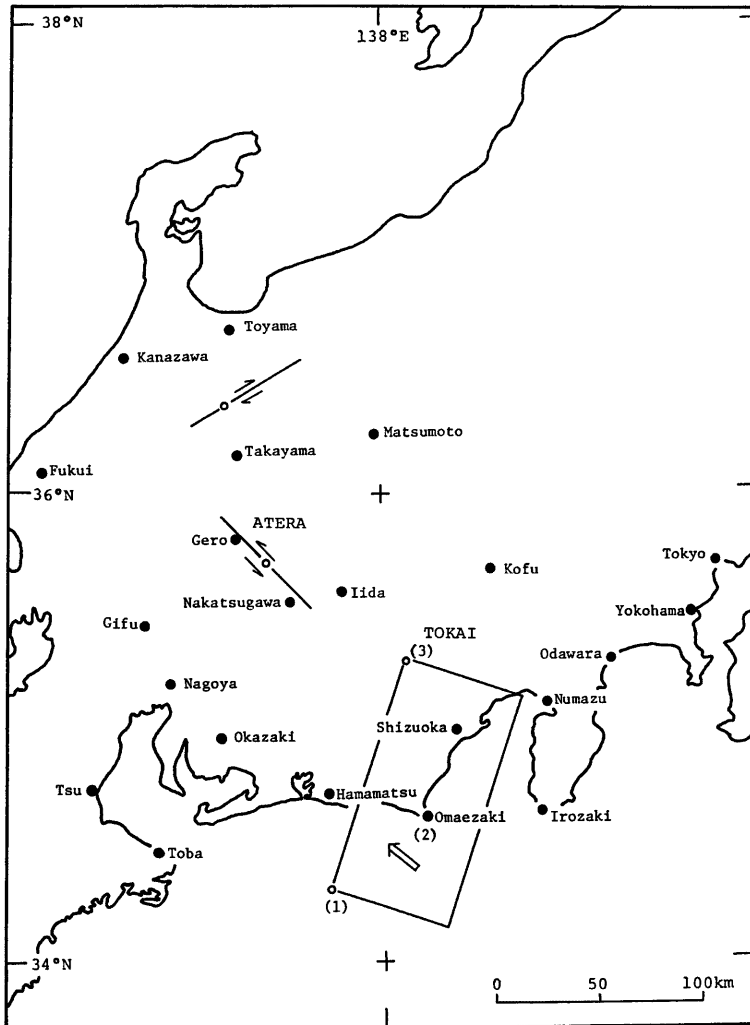


Fig. 1. Locations of three assumed faults and selected sites mentioned in the present study.

Table 1. Assumed fault parameters for three possible future earthquakes.

		Tokai† Earthq.	Atera Earthq.	Atotsu. Earthq.
Fault length	L (km)	115	60	60
Fault width	W (km)	70	16	15
Strike	φ (deg)	N198°E	N40°W	S60°W
Dip	δ (deg)	34	90	85
Average fault displacement	D (m)	4.0	2.0	1.0
Slip angle	λ (deg)	71	0	20
Depth of initial rupture	H (km)	41*(22**)	8	7.5
Rupture velocity	v (km/s)	3.0	2.5	2.5
Rise time	τ (sec)	5.0	2.0	2.0

† Fault parameters taken from Ishibashi's model (except H)

* Cases 1 & 3, ** Case 2

3.2 東海地方及び中部地方に予想される大地震の際の長周期地動変位及び速度の推定

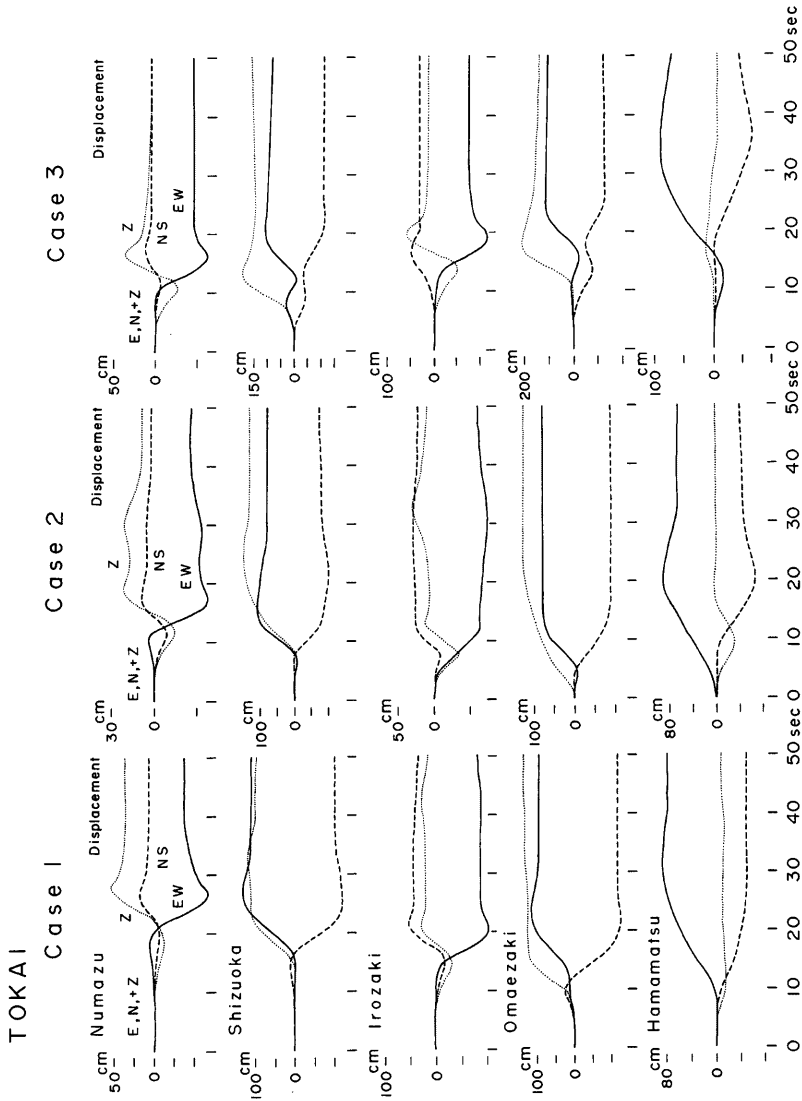
東海地方を含む中部地方の各地に大きい被害を与えと考えられるのは先に述べたように、駿河湾地域に大きい断層面を持つ逆断層型の“東海地震”と、中部地方内陸部の活断層が変位する横ずれ断層型の“阿寺断層”や“跡津川断層地震”である。これら3つの地震の断層位置と、この章で地動変位・速度を計算する地点を **Fig. 1** に示す。また3つの地震について考えられる断層パラメータを **Table 1** に挙げた。これらの値はもちろん第1近似的な想定であって、これとはある程度異なる値を考えることも可能である。断層から発生する地震波の変位・速度は、長周期の場合においても、破壊伝播速度 v 、断層形成時間 τ など動的パラメータに強く依存し、また破壊の出発点の位置にも大きく影響されるので、ここではいくつかの異なる場合を想定した。また破壊は上に述べた物理的過程を考え出発点から断層面内を円形状に伝播するものとする。

3.2.1 東海地震

この地震の断層面は広い領域を占めるが、破壊の出発点は **Fig. 1** に示した3通りの位置、(1)、(2)、(3)、を想定した。一般にサブダクション帯の断層面の破壊は下部から始まる場合が多いとされているので、(1)、(3) (深さ 40 km) はこの場合に相当し、(2)は断層面のほぼ中央の地点 (深さ 22 km) に相当する。

i) 断層に近接した沼津、静岡、伊東崎、御前崎、浜松の5地点に対して計算した長周期地動変位を **Fig. 2** に、これに対応する地動速度を **Fig. 3** に示す。Case 1, 2, 3 は **図3.1** に示した破壊の出発点の位置(1)、(2)、(3)に対応する。3種類の曲線はそれぞれ地動の E-W, N-S, U-D 成分を示す。これから明らかなように、断層面の直上にある静岡、御前崎では最大水平変位 (E-W, N-S 両成分の合成による) が 170 cm, 上下動変位が 150 cm を超え、地動速度 (周期10秒程度) は 25~30 kine に達する。断層近傍の他の3地点でも水平変位は 30~90 cm の値となる。また断層付近では上の値とほぼ同程度の静的残留変位が著しいことも注目される。これらの絶対値は仮定した断層平均変位に比例して変り得る。また上の3通りの場合を比較すれば、破壊の出発点の位置が何処であるかが、地動変位及び速度波形と絶対振幅に相当の影響を及ぼすことが理解される。例えば Case 3 (破壊の出発点が断層面の北西端の場合) では、他の場合に比べて波形がやや異なり (静岡、沼津で著しい)、しかも大部分の地点で1.5~2.0倍程度の振幅を与えることが分る。**Fig. 4** は Case 2 において、静岡における地動速度が断層変位時間 τ と破壊進行速度 v の大きさによってどの程度変り得るかを示したものである。一般的には τ が小さい程、また v が大きい程、地動周期が短くなる、振幅が大きくなるが、ここに示したパラメータの範囲では振幅に約2倍程度の差を生ずる。

ii) **Fig. 5** は、Case 2 の場合について、断層よりやや離れた東京、横浜、小田原、甲府、飯田、鳥羽の6地点で観測されるべき長周期地動の変位時間関数を、また **Fig. 6** はこれに対応する地動速度を示す。断



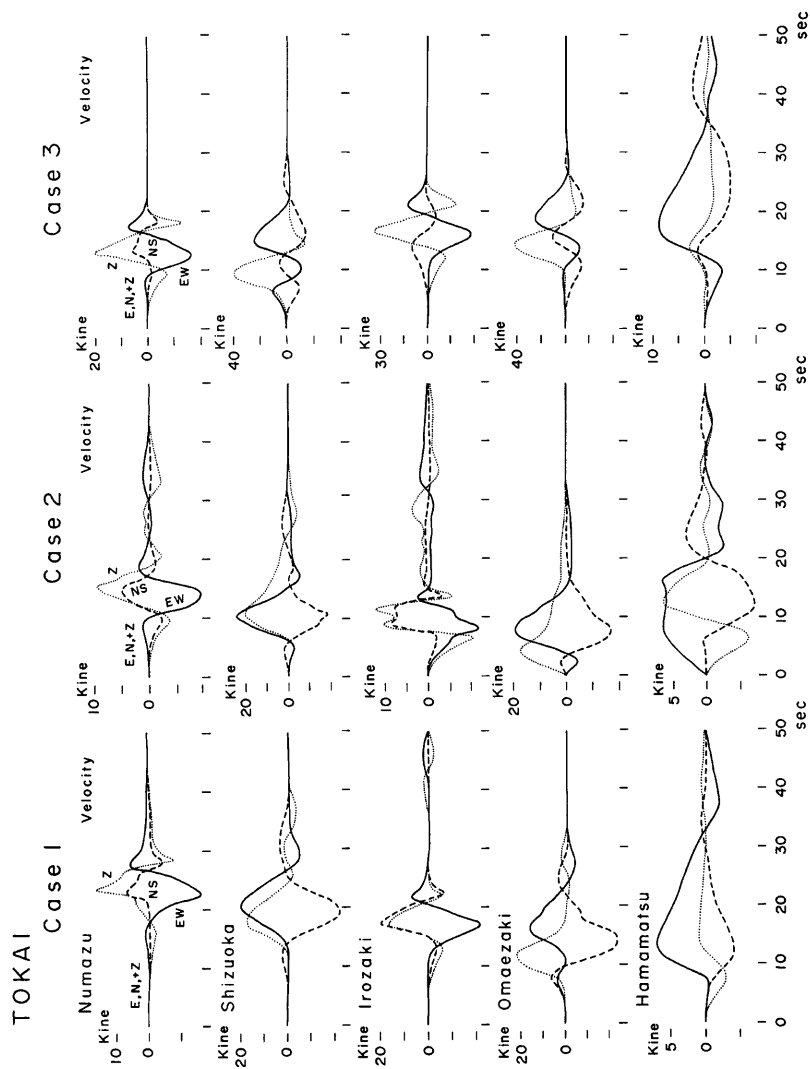


Fig. 3. Calculated ground velocities of long-period body waves at 5 selected sites in the near-field, in the case of a hypothetical "Tokai earthquake".

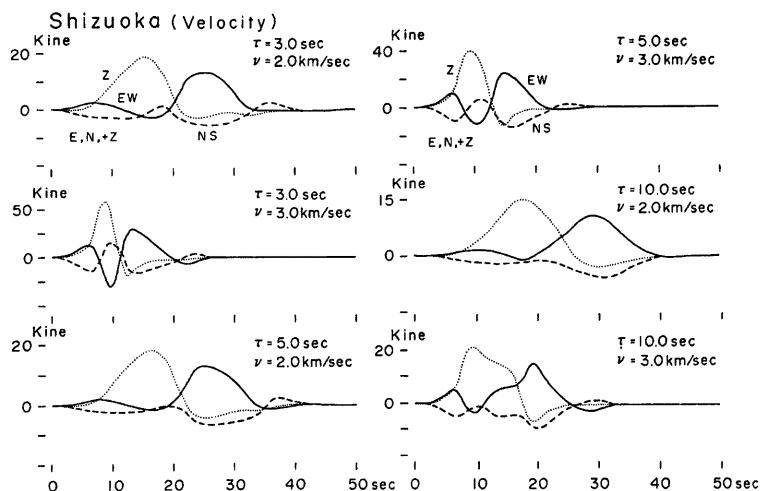


Fig. 4. Calculated ground velocities of long-period body waves at Shizuoka, for various rise times and rupture velocities in the case of a hypothetical "Tokai earthquake" (Case 2).

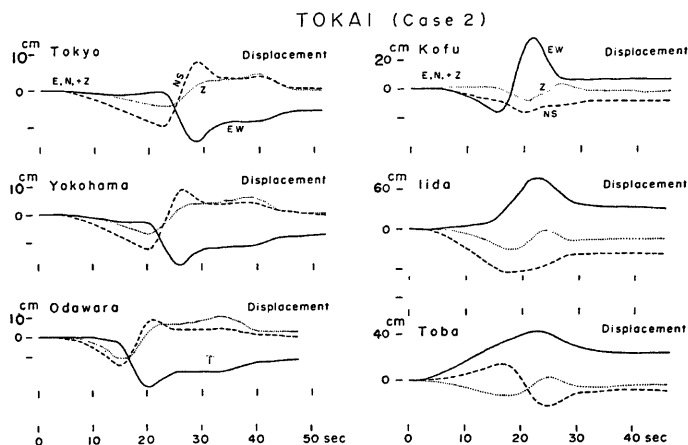


Fig. 5. Calculated ground displacements of long-period body waves at 6 selected sites at medium distances, in the case of a hypothetical "Tokai earthquake".

層東側では最大水平変位 15~30 cm, 速度 5~7 kine, 北側では最大変位 40~100 cm, 速度 11~15 kine, 西側で最大変位 45~60 cm, 速度 4~8 kine の程度に達する。Case 1 の場合には, 東北側地点で振幅は1.5~2.0倍程度大きく, 西側ではむしろやや小さくなり, 破壊伝播によるエネルギーの集中度の影響が現われる。以上の計算には地表面や地殻内の不連続面で変成される実体波, 及び地表面を伝播する表面波は含まれてい

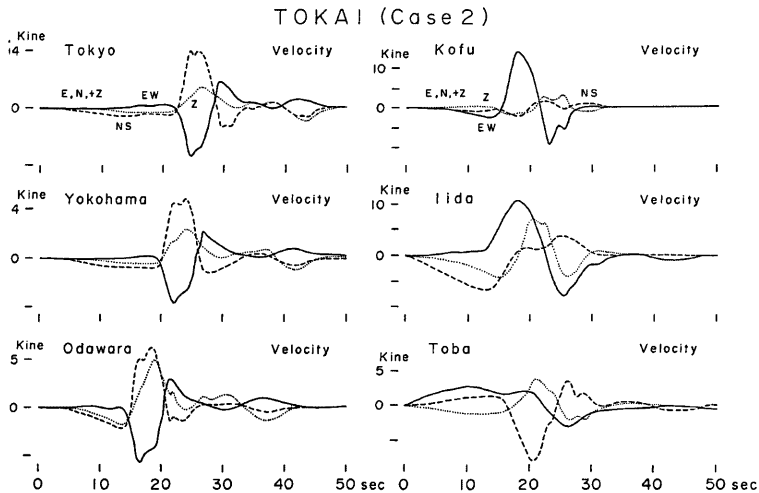


Fig. 6. Calculated ground velocities of long-period body waves at 6 selected sites at medium distances, in the case of a hypothetical "Tokai earthquake".

Table 2. Calculated maximum ground displacements and velocities of long-period body waves at several selected sites, in the case of a hypothetical "Tokai earthquake".

(Case 2) $L=115$ km, $W=70$ km, $H=22$ km, $D=4$ m, $v=3.0$ km/sec, $\tau=5$ sec

Location	Δ (km)	φ (deg)	Max. Displ. (cm)			Static Displ. (cm)			Max. Velocity (kine)				Period (sec)
			EW	NS	Z	EW	NS	Z	EW	NS	H	Z	
Tokyo	184	50	-13.0	7.8	2.8	-3.6	-0.1	0.4	-3.3	4.0	5.2	0.5	10
Yokohama	163	53	-16.8	-11.8	-6.2	-5.6	-0.2	0.6	-3.7	4.4	5.7	2.0	10
Odawara	116	50	-25.2	-14.4	-10.8	-10.8	0.2	2.0	-5.9	5.9	7.7	3.8	10
Numazu	80	47	-38.0	10.0	22.0	-25.6	2.8	7.6	-9.5	4.7	10.7	9.1	11
Irozaki	56	87	-73.2	29.4	-32.8	-59.2	24.8	11.2	-12.3	9.0	15.2	12.5	11
Kofu	121	15	34.4	-16.2	-8.4	4.2	-7.6	-1.2	13.9	-2.4	14.1	-1.2	10
Iida	110	341	75.2	-65.6	-32.2	29.4	-35.2	-12.8	11.3	-6.8	11.4	7.4	9
Shizuoka	43	20	110.2	-94.8	155.2	80.4	-67.4	135.6	24.0	-18.2	30.1	20.5	10
Omaezaki	0	0	104.0	-98.4	167.6	109.4	-110.0	163.0	19.4	-17.2	25.6	17.9	
Hamamatsu	49	283	97.2	-70.4	-33.0	66.4	-43.0	-16.0	6.8	-8.1	10.5	-6.8	12
Nagoya	139	298	54.2	-25.6	-14.2	28.0	-13.8	-6.6	3.5	-1.6	3.9	2.2	
Toba	129	263	42.0	-21.0	-13.4	21.0	-3.2	-3.2	-2.9	-7.6	7.9	3.1	12

ない。このような構造を考慮して得られた最近の Sato²⁹⁾ の結果は、東海地震の場合の東京での水平及び上下動変位がそれぞれ、32cm, 16cm, 地動速度が13kine, 6.4kine に達し、表面波による振動継続時間が250秒以上に及ぶことを示している。このような結果を考慮すれば、ここで得られた実体波に対する結果は、いずれも実際の地動変位・速度の下限を示すものと考えらるべきであろう。

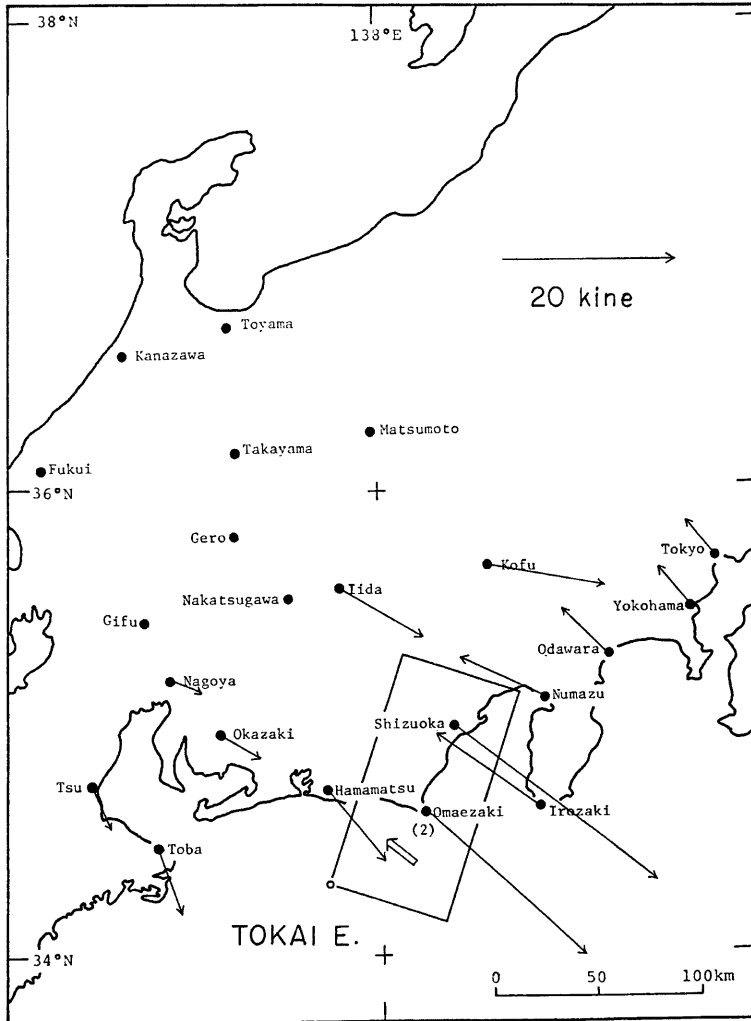


Fig. 7. Geographical distribution of maximum horizontal velocities in the case of a hypothetical "Tokai earthquake" (Case 2).

iii) 次に Table 2 に、Case 2 に対して計算した各地点の長周期地動変位と速度の各成分の最大値を、Fig. 7 に最大水平地動速度の地理的分布をベクトルで示した。断層近傍での速度は当然のことながら、やや離れた地点に比べて数倍大きい。東京、横浜など東側の地点、名古屋、鳥羽など西側の地点でも相当の大きさを持つことが分る。断層西側と北側での最大地動速度の方向はほぼ東南方向、東側では西北方向を向

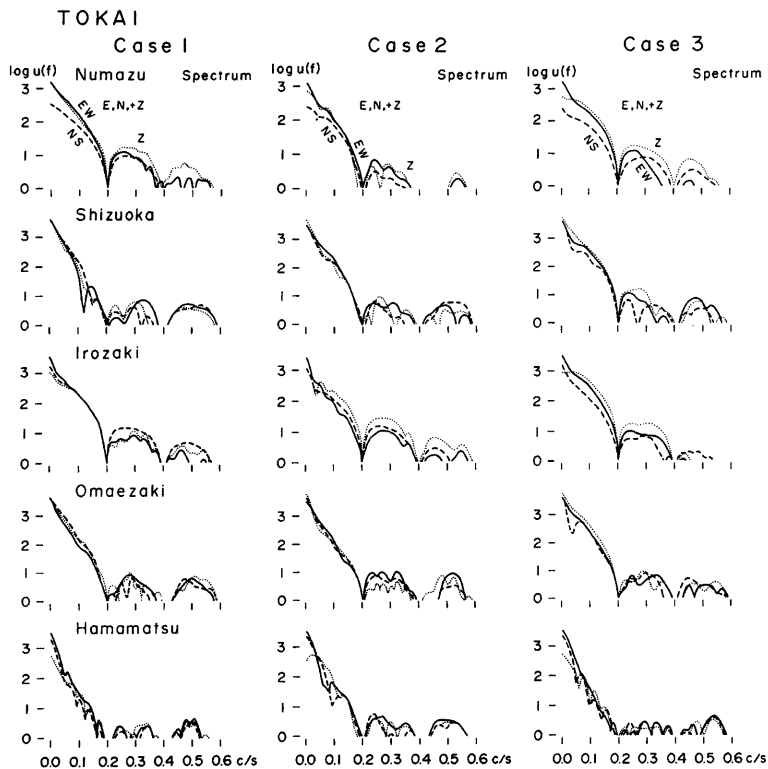


Fig. 8. Amplitude spectra of calculated ground displacements at 5 selected sites, in the case of a hypothetical "Tokai earthquake".

くが、これらはそれぞれ断層上盤と下盤のスリップ方向に近く、S波による運動を表わしていると考えられる。最大速度の大きさと方向は、過去の大地震の例から判断して、建築物の倒壊方向に影響を及ぼすものと思われる³⁰⁾。

iv) Fig. 8 に、断層に近い5地点での地動変位の振幅スペクトルを片対数グラフで示した。3種類の曲線は Fig. 2 の地動の3成分に対応する。振幅スペクトルの大体の形は各地点とも Case 1, 2, 3 であまり変わらず、また地点間の差もそれ程著しくない。0.2 c/s の周波数に対するスペクトルの谷は、仮定したライズ・タイム $\tau=5$ sec によるものであり、これより高周波側のスペクトルは種々の原因によるノイズが多く含まれる。これより低周波側でのスペクトルの周波数に対する減少率は $\omega^{-2} \sim \omega^{-3}$ に比例し、通常の断層モデルから期待される³¹⁾通りである。臨界周波数はこの図からは明らかではない。

3.2.2 阿寺断層地震

この内陸部に予想される横ずれ断層型地震の場合に、断層周辺の6地点、高山、松本、中津川、飯田、岐阜、静岡に対して計算した地動変位波形を Fig. 9 に、同じく地動速度波形を Fig. 10 に示した。この地震の

ATERA

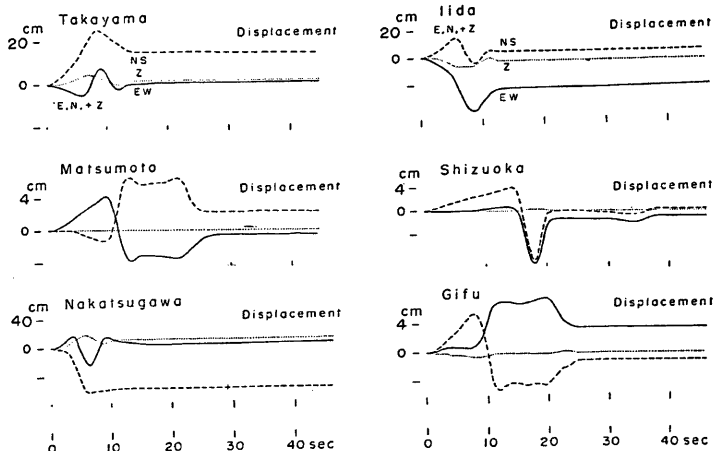


Fig. 9. Calculated ground displacements of long-period body waves at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atera fault earthquake".

ATERA

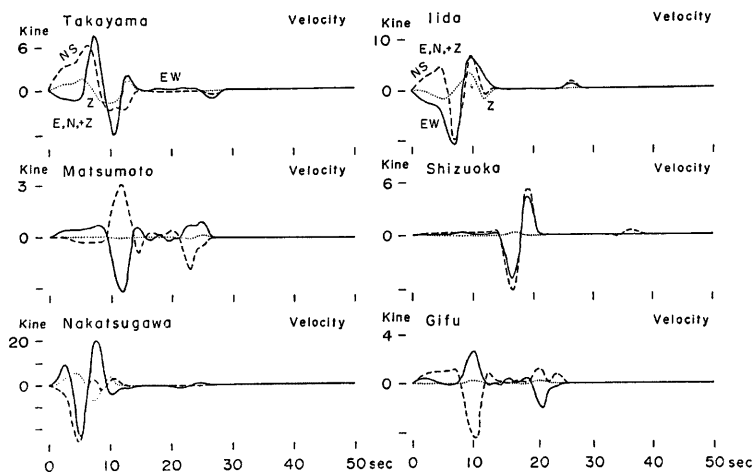


Fig. 10. Calculated ground velocities of long period body waves at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atera fault earthquake".

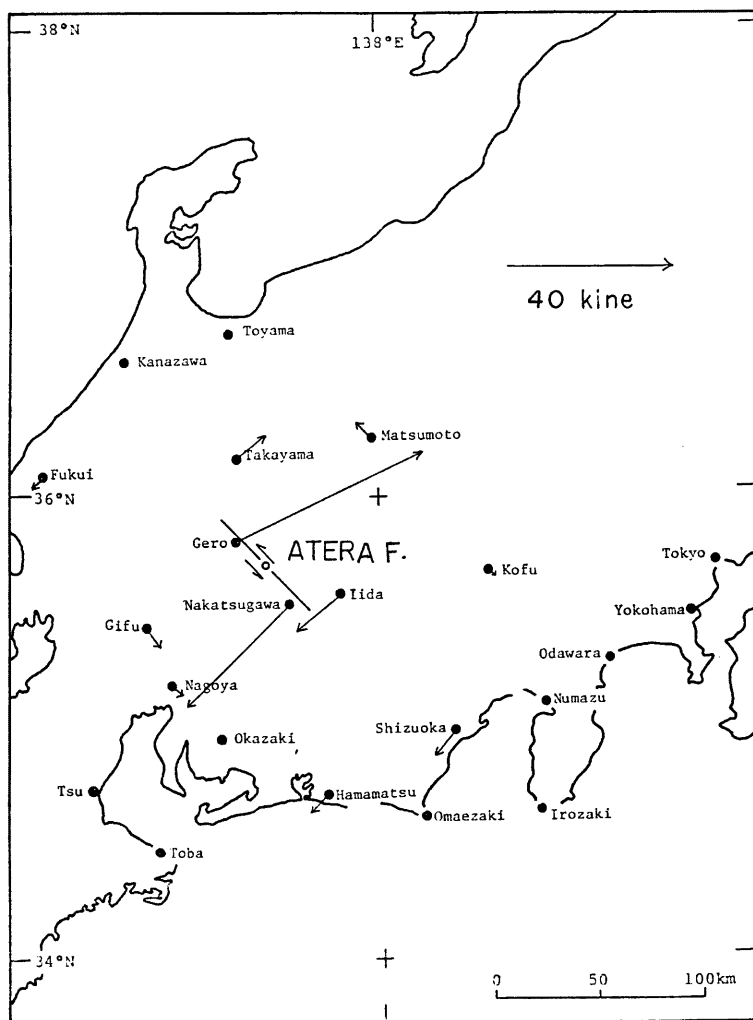


Fig. 11. Geographical distribution of maximum horizontal velocities in the case of a hypothetical "Atera fault earthquake".

場合は、断層に比較的近い場所でも最大水平変位 80 cm 程度で、3.2.1の東海地震の場合に比べるとかなり小さいが、地動速度は 40 kine (7 秒程度の地震波に対して) に及ぶことが考えられる。Table 1 のこの地震の断層パラメタのうち、断層平均変位 $\bar{D}$ はこの規模の地震としてはやや小さ過ぎると思われ、経験式³²⁾からは約 2.5m、地形地質学的に推定される断層平均送り率と繰返し周期からは 5m 程度と見積られる。ま

Table 3. Calculated maximum ground displacements and velocities of long-period body waves at several selected sites, in the case of a hypothetical "Atera fault earthquake".

 $L=60 \text{ km}, W=16 \text{ km}, H=8 \text{ km}, D=2 \text{ m}, v=2.5 \text{ km/sec}, \tau=2 \text{ sec}$

Location	Δ (km)	φ (deg)	Max. Displ. (cm)			Static Displ. (cm)			Max. Velocity (kine)				Period (sec)
			EW	NS	Z	EW	NS	Z	EW	NS	H	Z	
Takayama	49	348	9.2	30.4	6.0	1.2	18.0	2.8	6.0	6.0	8.4	1.4	7
Gero	17	313	80.0	25.2	-20.0	88.8	-70.8		44.0	-37.6	49.0		6
Matsumoto	79	42	4.4	6.4	0.4	-4.8	2.0	0.2	-3.0	3.0	4.2		8
Nakatsugawa	27	152	-22.4	-65.6	18.8	5.6	-59.2	13.6	-25.8	-25.4	34.6	5.4	6
Iida	46	118	-37.6	13.2	-7.6	-20.8	-4.0	2.8	-10.2	-9.0	13.4	3.0	6
Shizuoka	122	131	-9.6	-8.8	0.4	-1.2	0.2	-0.2	-4.8	-6.0	7.4		6
Hamamatsu	115	164	3.6	-6.8	-0.4	1.2	-2.4	0.2	-4.2	1.4	6.0		6
Nagoya	122	217	-3.2	-4.4	0.2	-0.2	-1.2	0.2	2.2	-1.6	2.8		6
Gifu	65	241	7.6	-5.2	0.2	-0.2	-1.2	0.2	2.6	-4.4	5.2		7
Fukui	110	111	-7.6	3.2	0.4	-3.2	0.8	-0.2	1.4	-2.8	3.0		6
Kofu	109	92	-7.2	2.8	-0.8	-3.2	0.2	-0.2	-1.0	-1.4	1.6		6

たこの場合の計算も 3.2.1 と同様、実体波のみで表面波が含まれていないことなどから、Table 3 の最大値は考えられる下限を示すものと見做すべきであろう。Fig. 11 は断層付近及びやや離れた地点の地動水平速度の分布を示す。Fig. 12 に地動変位のスペクトルを示す。低周波から 0.3 c/s までの周波数に対するスペクトルの減衰率は ω^{-2} 程度であり、さらに高周波側で ω^{-3} に比例するものと思われる。

3.2.3 跡津川断層地震

阿寺断層と同様、この地方有数の活断層である跡津川断層が変位して地震が発生した場合、この地域に近い金沢、高山、福井、下呂、松本の 6 地点で観測されるはずの地動変位波形と速度波形をそれぞれ Fig. 13 及び Fig. 14 に示した。これらの絶対振幅は断層変位 $\bar{D}$ が Table 1 の通り 1 m の場合であって、断層の長さが阿寺断層の場合と同様に約 60 km であることから、この 2 倍程度の平均変位が考えられる。この断層の破壊の出発点は Fig. 15 に示した 1858 年飛騨地震の際の断層沿いの被害分布²³⁾ から考えて、断層中央よりやや西側の飛騨角川に想定した。Fig. 15 は、この場合に期待される最大水平地動速度と 1858 年地震の際の家屋倒壊率の地理的分布の関係を示す。これから水平地動速度 15 kine 以上の地点は倒壊率 50% 以上であるが、実際の建築物の倒壊はさらに短周期の地震波に関係するものであろう。断層よりやや離れた地点での最大地動速度の地理的分布を Fig. 16 と Table 4 に示した。またこの時の地動変位スペクトラムを Fig. 17 に示したが、大体の様子は先の阿寺断層地震の場合に類似する。

4. 高周波地震波の発生と地震動の予測

以上の結果から明らかなように、断層面上を破壊が滑らかに進行すると仮定して断層くいちがい理論によ

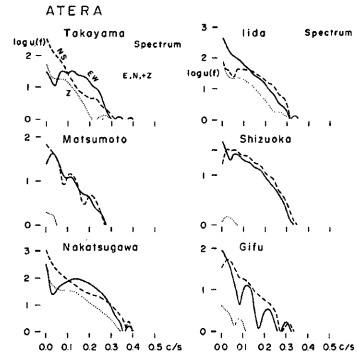


Fig. 12. Amplitude spectra of calculated ground displacements at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atera fault earthquake".

ATOTSUGAWA

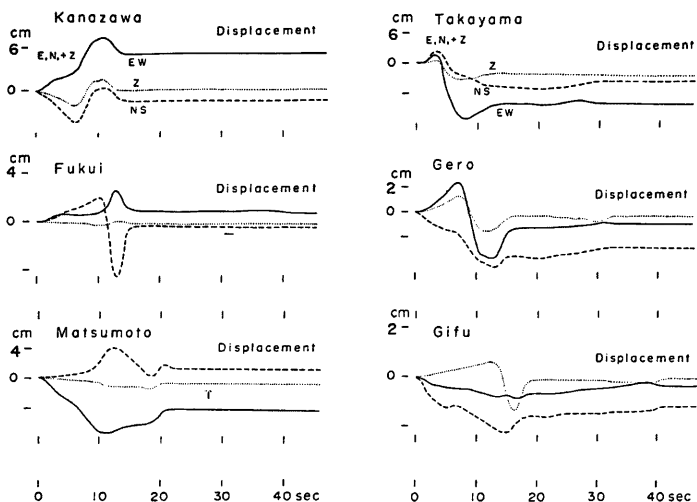


Fig. 13. Calculated ground displacements of long-period body waves at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atotsugawa fault earthquake".

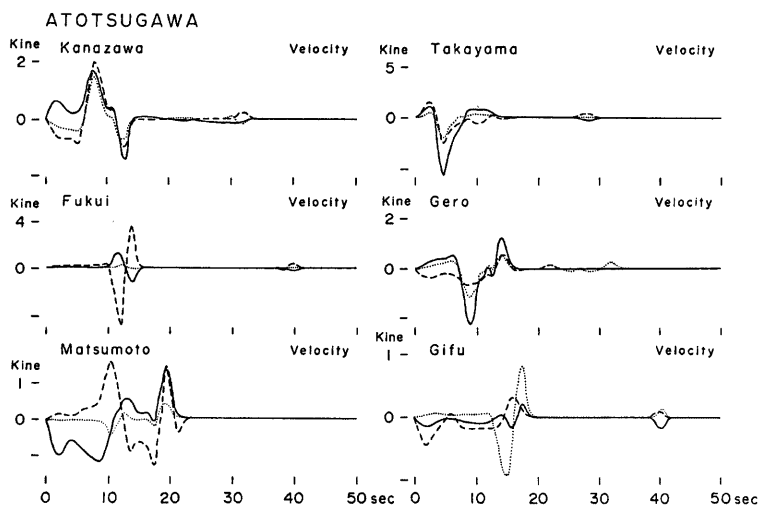


Fig. 14. Calculated ground velocities of long-period body waves at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atotsugawa fault earthquake".

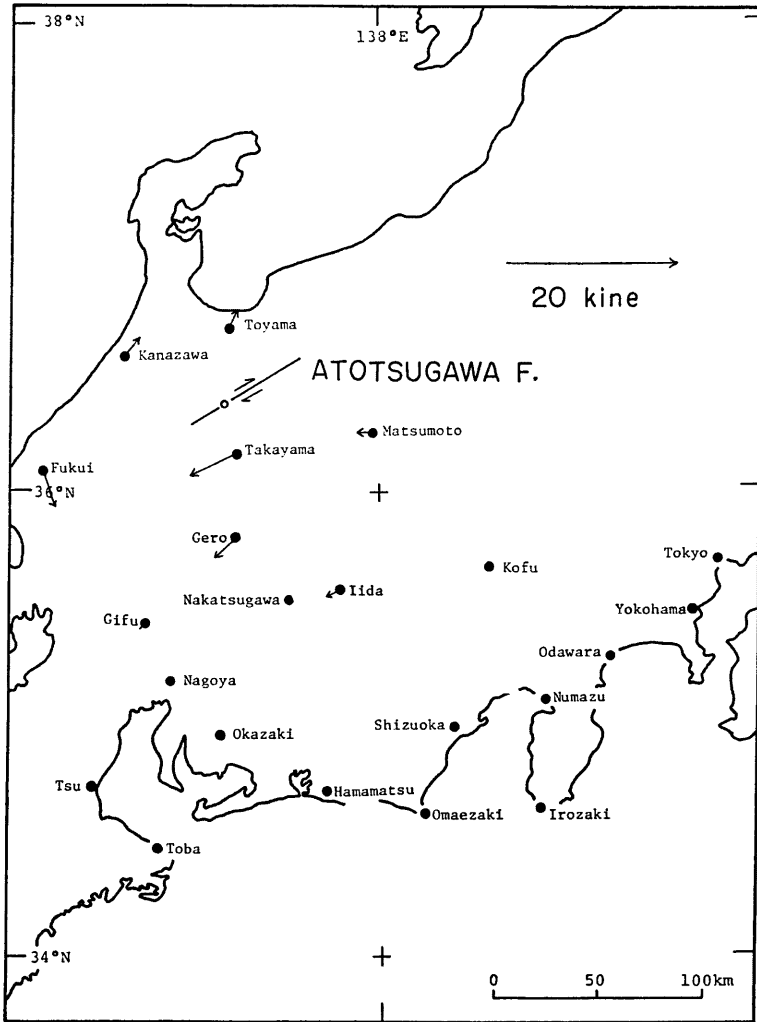


Fig. 15. Geographical distribution of maximum horizontal velocities in the case of a hypothetical "Atotsugawa fault earthquake".

って計算した地震波は、阿寺・跡津川断層地震の場合で約5秒以上、東海地震の場合で約8秒以上の長い周期を持ち、これより短周期の地震波の発生はこのようなモデルからは予測することが出来ない。高周波発生の主たる原因は断層の複雑な破壊過程によるものであろう。ここでは破壊の物理的過程に直接立入らず高周波発生に寄与する要素を明らかにしようとした確率的モデルと、さらに破壊過程そのものを考慮したクラ

Table 4. Calculated maximum ground displacements and velocities of long-period body waves at several selected sites, in the case of a hypothetical "Atotsugawa fault earthquake".
 $L=60$ km, $W=15$ km, $H=7$ km, $D=1$ m, $v=2.5$ km/sec, $\tau=2$ sec

Loccition	Δ (km)	φ (deg)	Max. Displ. (cm)			Static Displ. (cm)			Max. Velocity (kine)				Period (sec)
			EW	NS	Z	EW	NS	Z	EW	NS	H	Z	
Toyama	41	10	5.2	10.4	3.0	3.0	6.0	1.8	1.3	2.1	2.2	1.0	10
Kanazawa	50	301	7.2	4.0	1.8	4.0	1.2	0.2	1.6	1.9	2.5	1.4	9
Fukui	88	252	2.6	4.6	0.2	0.8	1.8	0.1	1.1	4.2	4.3	1.1	
Matsumoto	75	98	7.2	4.0	1.2	4.0	1.2	0.6	1.0	1.2	1.2	0.3	8
Takayama	23	153	-11.6	4.6	3.2	9.0	2.8	3.0	5.3	2.1	5.6	1.9	10
Gero	58	171	-3.4	4.2	1.4	0.6	2.6	0.1	2.3	0.7	2.4	1.1	9
Gifu	107	199	-1.0	2.4	1.4	0.4	1.2	0.1	0.2	0.4	0.4	0.9	
Kamitakara	18	111	-20.0	9.0	6.8	-17.0	4.0	3.8	5.8	4.0	7.0	2.3	
Mozumi	18	46	26.8	38.4	18.4	21.0	35.0	20.6	7.4	18.4	19.2	7.5	
Sugihara	11	24	24.4	26.4	13.0	23.6	20.0	6.2	6.5	12.8	12.8	6.1	
Ushikubi	19	259	23.6	8.8	7.2	20.2	5.0	2.6	8.5	8.0	10.7	5.0	
Hogiwaki	25	238	6.4	-14.0	1.4	1.6	4.0	0.2	7.5	-13.0	15.0	1.5	

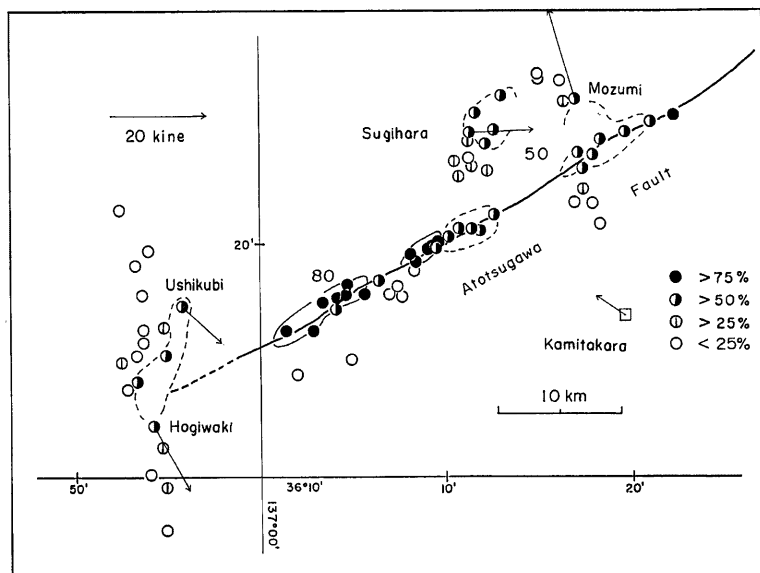


Fig. 16. Calculated maximum horizontal velocities near the Atotsugawa fault, and the distribution of damage (given by the collapse rate of houses in percentage) at the time of the 1858 Hida earthquake (after Usami et al., 1979).

ック・モデルを概観する。

4.1 確率モデル

Haskell³³⁾は高周波地震波発生の原因の1つとして、複雑な断層運動による震源での変位時間関係のゆらぎを考え、次いで断層面の各部分が固有の長さとする固有の時間関数を持つ統計的モデル³³⁾を導入した。Aki³⁴⁾はこのモデルにもとづいて、遠距離での地震波変位スペクトル密度を表面波マグニチュードをパラメタとして計算した。スペクトル密度は臨界周波数より高周波側では、角周波数 ω の2乗に逆比例して減少する。このことは、普通の断層モデルが ω^{-3} の周波数依存性を持つ³¹⁾のに比べてやや高周波の発生が多いことを示しているが、なお観測結果を説明するには充分ではない。三雲³⁵⁾は断層が形成される際に、破壊の進行速度、断層変位、スリップ・ベクトル、送り速度などが断層面内で一様でなく、位置の関数としてそれぞれの平均値の周りにランダムに分布する確率モデルを考えた。同様なモデル(最初の2つのパラメタの不均一分布)は後にも考えられている³⁶⁾。また平沢³⁷⁾は断層面上の応力降下が一様でない場合に生ずる地震波の最大加速度を論じた。これらの研究から、破壊速度が場所により異なる場合と、震源時間関数に大きいゆらぎがある場合には、高周波地震波が発生することが明らかにされている。

4.2 剪断クラック(摩擦断層)モデル

一方、断層の破壊を剪断クラックの伝播という立場から扱った理論的研究も数多いが、このモデルでは剪断応力が断層の送りによって動的摩擦応力のレベル迄降下し、クラックの進行に伴って地震波を発生する。Madariaga³⁸⁾は、一定速度で進行する2次元及び3次元クラックの問題を解析的に扱い、クラックの進行が断層の端で急に停止した時に高周波を発生し、スペクトル密度の周波数依存性が ω^{-2} であることを示した。

一般に実際の断層の中では、断層粘土・破砕帯や種々の異なる岩石が存在し、また断層面の接触度や屈曲度、周辺の水の存在などによって、破壊強度(静的摩擦強度)はかなり不均質と考えるのが自然である。断層の破壊は、この付近に加わっている剪断応力が最も弱い強度を超えた場所から始まり、この部分の送りのために隣接する部分の応力が増加してさらにそこで破壊を生じ、これが次々と自然に伝播して断層面の大部分の破壊が生ずるものと考えられる³⁹⁾。Das and Aki⁴⁰⁾は破壊強度の強いバリアが存在する時の2次元クラックの伝播と地震波の発生を扱い、Mikumo and Miyatake³⁹⁾、Miyatake⁴¹⁾は、破壊強度と送り摩擦応力が面上でランダムに分布する近似的3次元、及びより完全な3次元摩擦断層から生ずる地震波を数値的に計算し、強度の高いバリアが存在する場合には地震波スペクトルが $\omega^{-1.5} \sim \omega^{-1.0}$ の依存性を示す高周波地震波の発生があり得ることを明らかにした。またバリアの分布や形状によってはいわゆるマルチプル・ショックが発生することも示した。このような結果は実際の観測結果をほぼ説明する。

この研究で想定した断層面は広い面積を占めるので、断層面の破壊強度もここに加わっている剪断応力も一様ではなく不均質に分布しているものと考えられる。しかしこの分布を直接的に知る手掛りは今の所はなく、この領域に発生する小地震の時空間分布⁴²⁾から間接的に推測せざるを得ない。したがって現状では、上に述べたモデルによって高周波地震波の発生を決定論的に予測することは不可能に近い。このような状況の下では先に計算した長周期地動変位と速度をもちい、スペクトル密度の周波数依存性($\omega^{-1} \sim \omega^{-2}$)を仮定して高周波地震波の最大変位または速度を推定することも一つの方法であろう。

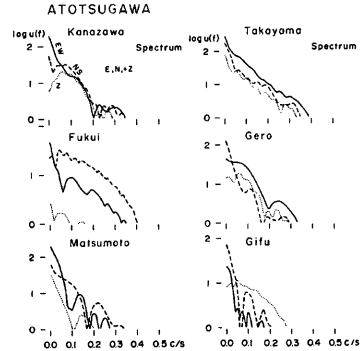


Fig. 17. Amplitude spectra of calculated ground displacements at 6 selected sites in the case of a hypothetical "Atotsugawa fault earthquake".

4.3 余震・前震など小地震記録の合成による地動の予測

強震時の地動を正確に予測するためには断層の破壊過程を知るとともに、断層近傍や途中の伝播経路及び観測点附近の地下構造や地形の影響も考慮しなければならないが、このような複雑な影響をすべて解析的に評価することは困難である。したがって次のような半経験的方法を考慮することも必要であろう。

本震の断層面上に発生する前震・余震等のある観測点で得られる記録は、面上の1点から観測点へ到る伝播経路に沿った構造の影響をすべて含む Green 関数と考えることが出来る⁴³⁾。したがってこれらの小地震が断層面上に密に分布し、本震と同様の発震機構を持ち、点震源と見做せる位小さく、かつ十分な波の励起があれば、これらの小地震の記録を合成すれば本震時の強震地動波形が予測出来るはずである。Hartzell⁴³⁾はこの方法によって本震時の強震地動記録の長周期成分が良く説明されることを示した。この方法はその後2, 3の場合に強震地動の予測に用いられている⁴⁴⁻⁴⁶⁾。われわれは Hartzell の方法を拡張して、本震と余震あるいは前震の震源時間関数の差や、観測計器のレスポンスの違いを考慮した方法を定式化し、1969年岐阜県中部地震、1978年宮城県沖地震、1980年伊豆半島東方沖地震の場合に適用し、かなり満足すべき結果を得た⁴⁶⁻⁴⁸⁾。強震時の地動の予測という観点からは、今後このような方法を用いることはかなり有効であろう。

5. 結 び

東海地方及び中部地方に将来発生を予想される3つの地震の際に、断層付近と、やや離れた地点で予期される地動変位・速度を断層モデルから計算した。海側のサブダクション帯で起ると考えられる逆断層型の“東海地震”の場合、断層に近い地点での長周期(周期10秒程度)の最大水平及び上下動変位は150~170 cm 程度、地動速度は25~30 kine に達することが考えられる。この値は断層の破壊出発点の位置や破壊進行速度及び断層変位形成時間によって2倍程度変り得る。内陸部に起ると考えられる横ずれ断層型の“阿寺断層地震”及び“跡津川断層地震”の場合には、断層附近で最大水平変位80 cm 程度、地動速度(周期7秒程度)40 kine に及ぶことが予想される。これらの予測は何れも長周期の実体波に対するものであって、表面波やその他の変成波などを考慮すればさらに大きくなる筈である。また短周期の地震波の発生はこのようなモデルでは予測出来ないが、この発生の主たる原因が断層の複雑な破壊過程にあることを述べた。さらに強震地動の予測という観点からは、伝播経路に沿う地下構造や地形の影響を含み Green 関数と見做される前震・余震などの小地震の観測記録を合成する方法も有効であることを述べた。

謝 辞

本研究の計算は京都大学大型計算機センターの計算機 M-200 によった。

またこの研究には、文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究(I)302016 代表者 岐阜大学 村松郁栄)の一部を使用した。

参 考 文 献

- 1) 宇津徳治：東海地方に予想される大地震の震源域，自然災害特別研究「東海地方における大地震の被害予測に関する研究」報告書(村松郁栄)，1981。
- 2) Ando, M.: Possibility of a major earthquake in the Tokai district, Japan and its pre-estimated seismotectonic effects, *Tectonophysics*, **27**, 1975, pp. 119-140.
- 3) Inouchi, N. and H. Sato: Vertical crustal deformation accompanied with the Tonankai earthquake of 1944, *Bull. Geographical Survey Inst.*, **21**, 1975, pp. 10-18.
- 4) 原田健久・井沢信雄：日本の地殻の水平変動，測地学会誌，**14**, 1969, pp. 101-105.
- 5) 国土地理院：全国水平歪について，地震予知連絡会報，**8**, 1972, pp. 97-105.
- 6) 国土地理院：東海地方一等三角測量結果，地震予知連絡会報，**12**, 1974, p. 131.

- 7) 国土地理院：駿河湾の水平歪について，地震予知連絡会報，**17**，1977，pp. 146-148.
- 8) 国土地理院：東海地方の地殻上下変動，地震予知連絡会報，**2**，1970，pp. 49-53.
- 9) 国土地理院：東海地方の上下変動(2)，地震予知連絡会報，**11**，1974，pp. 102-104.
- 10) 国土地理院：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会報，**18**，1977，pp. 75-80，**23**，1980，p. 117.
- 11) 国土地理院：東海地方の地殻変動，地震予知連絡会報，**19**，1978，pp. 96-98.
- 12) 米倉伸之：東海沖の海底活断層，地球，**1**，1979，pp. 577-582.
- 13) 茂木昭夫・桜井操：伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について——駿河トラフでのサブダクションを示唆する——，地震予知研究シンポジウム (1980)，1980，pp. 117-121.
- 14) 羽鳥徳太郎：安政地震 (1854年12月23日) における東海地方の津波・地殻変動の記録，震研集報，**51**，1976，pp. 13-28.
- 15) Hirahara, K.: Three-dimensional seismic structure beneath the Japan Islands—The subducting Pacific and Philippine Sea plates, Tectonophysics (in press), 1981.
- 16) 青木治三：駿河湾西方における深発地震帯，地震予知研究シンポジウム (1980)，1980，pp. 97-102.
- 17) 笠原敬司：関東地方の地震発生様式について，地震学会講演予稿集，1980，No. 2，p. 66.
- 18) 石橋克彦：東海地方に予想される大地震の再検討——駿河湾地震の可能性，地震予知連絡会報，**17**，1977，pp. 126-132.
- 19) 三雲 健・平原和朗・安藤雅孝：東海地方におけるフィリピン海プレートのもぐり込みとテクトニクス，地震学会予稿集，1980，No. 2，p. 38.
- 20) 松田時彦：活断層と地震予知，地震予知シンポジウム特集，1976，pp. 194-202.
- 21) 京都大学防災研究所上宝地殻変動観測所；中部地方北西部（飛騨地方北部及び周辺）の最近の地震活動(4)，1979年7月—1980年6月，地震予知連絡会報，**25**，1981，pp. 245-249.
- 22) 宇佐美龍夫：歴史的地震の震央位置について，震研速報 **12**，1974，pp. 1-29.
- 23) 宇佐美龍夫，松田時彦，東大史料編さん所，京大防災研上宝地殻変動観測所：飛越地震（安政5年2月26日）と跡津川断層，地震学会講演予稿集，1979，No. 1，p. 108.
- 24) Maruyama, T. ; On the force equivalents of dynamic dislocations with reference to the earthquake mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst., **41**, 1963, pp. 467-486.
- 25) Haskell, N.: Elastic displacements in the near-field of a propagating fault, Bull. Seism. Soc. Am., **59**, pp. 865-908, 1969.
- 26) Kawasaki, I., Y. Suzuki and R. Sato: Seismic waves due to a shear fault in a semi-infinite medium, Part I; Point source, J. Phys. Earth, **21**, 1973, pp. 251-284, Part II: Moving source, J. Phys. Earth, **23**, 1975, pp. 43-61.
- 27) 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; Part II, J. Phys. Earth, **26**, 1978, pp. 17-37.
- 28) Sato, R. and N. Hirata: One method to compute theoretical seismograms in a layered medium, J. Phys. Earth, **28**, 1980, pp. 145-168.
- 29) Sato, R.: Surface disturbances due to a dislocation source in a multi-layered medium—Disturbances at Tokyo, J. Nat. Disast. Sci., **2**, 1980, pp. 1-31.
- 30) Mikumo, T. and M. Ando: A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, J. Phys. Earth, **24**, 1976, pp. 63-87.
- 31) Geller, R. J.: Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 1976, pp. 1501-1523.

- 32) Ohnaka, M.: Earthquake source parameters related to magnitude, *Geophys. J.* **55**, 1978, pp. 45-66.
- 33) Haskell, N.: Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, Part 2. A statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 1966, pp. 125-140.
- 34) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1967, pp. 1217-1231.
: Scaling law of earthquake source time function, *Geophys. J.*, **31**, 1972, pp. 3-25.
- 35) 三雲 健: 断層付近の理論地震動及び地震記象の研究ー(第3報)短周期地震波発生の可能性, 建設省建築研究所, 昭和50年度総合技術プロジェクト報告書, 1976, pp. 25-44.
- 36) Boore, D. M. and W. B. Joyner: The influence of rupture incoherence on seismic directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **68**, 1978, pp. 283-300.
- 37) 平沢朋郎: 確率モデルによる最大加速度の予測, 文部省科研費報告書「地震活動度と震害分布」(代表者 嶋 悦三), 1978, pp. 35-45.
- 38) Madariaga, R.: High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, *Geophys. J.*, **51**, 1977, pp. 625-651.
- 39) Mikumo, T. and T. Miyatake: Dynamical rupture process on a three-dimensional fault with non-uniform frictions, and near-field seismic waves, *Geophys. J.*, **54**, 1978, pp. 417-438.
- 40) Das, S. and K. Aki: Fault plane with barriers. A versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, **82**, 1977, pp. 5658-5670.
- 41) Miyatake, T.: Numerical simulations of earthquake source process by a three-dimensional crack model, *J. Phys. Earth*, **28**, 1980, pp. 565-616.
- 42) Mikumo, T. and T. Miyatake: Earthquake sequences on a frictional fault model with non-uniform strengths and relaxation times, *Geophys. J.*, **59**, 1979, pp. 197-522.
- 43) Hartzell, S. H.: Earthquake aftershocks as Green functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1978, pp. 1-4.
- 44) Kanamori, H.: A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1979, pp. 1645-1670.
- 45) Hadley, D. M. and D. V. Helmberger: Simulation of strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1980, pp. 617-630.
- 46) 自然災害特別研究「東海地方における大地震の被害予測に関する研究」報告書(代表者: 村松郁栄) 第3章, 地震動, 1981.
- 47) 三雲 健・今川一彦: 余震記録の合成による大地震時の Near-Field での強震地動波形の予測と, 断層の破壊過程(1), 地震学会講演予稿集, 1981, No. 1, p. 112.
- 48) 村松郁栄・入倉孝次郎: 余震や前震の震動記録から本震の震動記録を合成する方法, その1. 震源パラメターの相似則, その2. 合成方法及び結果, 地震学会講演予稿集, 1981, No. 1, p. 112.