地震動のやや長周期成分からみた 1923 年 関東地震の震源特性

その 3 仙台向山観象所および山形測候所での 観測記録を用いた断層モデルの改良

鹿島小堀研究室* 武村 雅之

鹿島技術研究所** 野澤 貴・池浦 友則

Source Characteristics of the 1923 Kanto Earthquake Inferred from Long-Period Strong Motion Data

Part 3 A Revised Fault Model from the Simulation of Seismograms at the Sendai (Mukaiyama) and Yamagata Observatories

Masayuki TAKEMURA

Kobori Reserch Complex, Kajima Corporation, 6-5-30, Akasaka, Minato-ku,
Tokyo 107-8502, Japan

Takashi NOZAWA and Tomonori IKEURA

Kajima Technical Research Institute, Kajima Corporation,
2-19-1, Tobitakyu, Chofu-shi, Tokyo 182-0036, Japan

(Received October 16, 1998; Accepted July 27, 1999)

Nozawa *et al.* (1995) proposed a source model with two big subevents of the same seismic moment for the 1923 Kanto earthquake ($M=7.9$), through the simulation of the records by the Imamura-type strong motion seismograph (displacementmeter) at Gifu observatory. This model was named Model I in the present study. The first subevent of Model I is located under the Odawara city, having a fault plane with the strike of $N290^{\circ}E$ and the rake angle of 162° . This fault has much strike slip component, which is consistent with the focal mechanism solution by KANAMORI (1971). However, the direction of the strike is not compatible with the trench axis of the Sagami trough. The second subevent occurring 12s after the first subevent is located under the Miura Peninsula. The fault of the second subevent, having much dip slip component, well explains the geodetic data. Recently, the seismograms by the Imamura-type strong motion seismographs at Sendai (Mukaiyama) observatory and Yamagata observatory were examined and the instrumental responses of the seismographs were revealed. Crustal structure from source to stations was estimated in the present study so as to explain the observed Love and Rayleigh waves at Sendai (JMA) and Yamagata observatories from the recent events occurring near the focal region of the 1923 Kanto earthquake. However, Model I failed to explain the records of the 1923 Kanto earthquake at Sendai (Mukaiyama) and Yamagata observatories, using the obtained crustal structure. Then, we revised Model I to explain these records, in consideration of the newly determined focal mechanism solution by LALLEMANT *et al.* (1996) and iso-depth contour of the upper boundary of the Philippine Sea plate by Ishida (1992). The first subevent of the revised model (Model R) has a fault plane with the strike of $N321^{\circ}E$ and the rake angle of 128° , and the twice of seismic moment of the second subevent. The direction of the fault strike of the first subevent is parallel to the trench axis of the Sagami trough, while the fault plane of the

* 〒107-8502 東京都港区赤坂 6-5-30

** 〒182-0036 東京都調布市飛田給 2-19-1

second subevent is the same as Model I. Model R succeeded in explaining not only the records at Sendai (Mukaiyama) and Yamagata observatories but also those at Gifu observatory in the period range from 2 to 20s. This shows the fault model, being in agreement with the geometry of subduction zone along the Sagami trough, is better to explain the seismic records observed in Japan.

Key words: Kanto earthquake, Source model, Strong motion records, Surface-waves.

§1. はじめに

1923年9月1日に発生した関東地震の断層モデルの検討は、KANAMORI (1971) がP波初動の押し引き分布より震源メカニズムを決定し、さらに遠地で観測された長周期表面波によって地震モーメント M_0 を評価したのが始まりで、その後、主に地殻変動データを元に、複数枚の断層面を仮定したものまで含め、様々なモデルが提案されている [例えば、ANDO (1974), ISHIBASHI (1985), MATSU'URA and IWASAKI (1983), MATSU'URA *et al.* (1980)]. KANAMORI (1971) によれば、震源メカニズム解から推定される断層の走向はN290度E、傾斜角は34度、すべり方向(上盤の下盤に対する動きの方向)は走向方向から反時計まわりに162度でかなりの横ずれ成分をもっている。なおこの断層面は相模トラフの軸と約30度程ずれた走向をもっている。地殻変動データを解析したものには、断層面の走向を相模トラフの海溝軸にはほぼ一致させたものとKANAMORI (1971) の震源メカニズム解に一致させたものがあるが、どちらもそれなりにデータを説明している。またその際に求められる地震モーメントは $8-17 \times 10^{27}$ dyne·cm の範囲にある。

以上は1つの断層面上で一様なすべりを仮定した断層モデルである。これに対して近年、断層面上に不均質なすべり分布を求める断層モデルも提案されている。Kim・他(1989)およびKim(1989)は、ISHIDA (1992)により深度分布が求められているフィリピン海プレート上面に沿って断層面を仮定し、地殻変動データを説明するようにすべり分布を求めている。それによれば、断層面上には小田原付近の下と、三浦半島付近の下の2箇所に大きなすべりの領域が認められる。後で示す地震記録による結果を考慮して前者をサブイベント1、後者をサブイベント2とすれば、最大すべり量 $D_{\max}$ はサブイベント1が約11m、サブイベント2が約9mである。またサブイベント1はKANAMORI (1971) の震源メカニズム解と同様に横ずれ成分が多いが、サブイベント2は縦ずれ成分が多い結果となっている。

またTAKEO and KANAMORI (1992) は、KANAMORI (1971) の断層面とすべり方向を仮定し、破壊開始点やすべり分布を様々に変化させて、東京帝国大学の本郷(以下東京本郷と略す)で観測されたユーイング円盤記録式地震計による記録[MORIoka (1980)]をシミュレーショ

ンしている。その結果、Kim(1989)とほぼ同様の位置に2つのイベントを求めている。その際サブイベント1に対応する $D_{\max}$ は約8m、サブイベント2に対応する $D_{\max}$ は4-5mとなっている。ユーイング円盤記録式地震計は、当時既に旧式で、展示品としておかれていたものであり、記録の卓越周期等について議論がある[MORIoka (1980)]が、TAKEO and KANAMORI (1992) は計器特性と関連づけてその点についても詳しく検討している。

さらにWALD and SOMERVILLE (1995) はKANAMORI (1971) のモデルと調和的で断層面の傾斜角を25度としたMatsu'ura *et al.* (1980) と同様の断層面を仮定し、地殻変動データと遠地実体波データを同時にインバージョンすることにより断層面上でのすべり分布を求めている。それによれば、2つのイベントの位置はKim(1989)やTAKEO and KANAMORI (1992) の結果とほぼ一致し、またサブイベント2ですべりの縦ずれ成分が大きくなる特徴もKim(1989)の結果と一致している。すべり量はサブイベント1の $D_{\max}$ が約7.5m、サブイベント2の $D_{\max}$ は約8mであり[WALD and SOMERVILLE (1995), SATO *et al.* (1998b)], Kim(1989)に比べサブイベント2はほぼ同じであるが、サブイベント1は約2/3の大きさになっている。この差についてSATO *et al.* (1998b) は、地殻変動データをインバージョンする際に仮定する断層面の設定や断層面を分割するメッシュサイズの差によるのではないかと指摘している。

以上の結果はTAKEO and KANAMORI (1992) を除き、全てが地殻変動データと遠地実体波データを用いたものであり、日本国内に残る地震記録は用いられていない。近年、日本国内に残された関東地震に対する地震記録の調査がすすみ、記録の所在地地震計の計器特性等が調べられつつある [例えば、武村・浜田(1996), 武村・野澤(1996a, b), 武村・他(1994), 武村・他(1995)]. 武村・浜田(1996) は、日本国内で記録された本震のP波波形に注目し、上記サブイベント1とサブイベント2の発生時間間隔が約14秒で、サブイベント1に先立ち約5秒間の小さな破壊が震源位置 [浜田(1987), KANAMORI and MIYAMURA (1970)] に近い小田原付近の下であったことを指摘している。

その1 [野澤・他(1995)] では、このような結果を踏

まえ岐阜測候所（以下岐阜と略す）における今村式強震計により観測された振り切れない完全な記録〔武村・他 (1994)〕をシミュレーションしている。その結果、KANAMORI (1971) による断層面上で、小田原付近に横ずれ成分を多く持つサブイベント 1 を発生させ、その約 12 秒後に、縦ずれ成分を多くもつサブイベント 2 を三浦半島付近に発生させれば、記録がよく説明できることが分かっている。それぞれのイベントの地震モーメント M_0 は 2.5×10^{27} dyne-cm で、各イベントの断層面の広がり を考慮し $D_{\max}$ に変換すると約 10 m 程度となる。さらにその 2〔野澤・武村 (1997)〕では、記録の大部分が振り切れている高田測候所の記録〔武村・野澤 (1996a)〕が、同じモデルによって再現できることを示している。

これに対し、SATO *et al.* (1998a, b) は WALD and SOMERVILLE (1995) によるモデルに基づき、東京本郷での今村式強震計による記録〔横田・他 (1989)〕および先に述べたユーイング円盤記録式地震計による記録〔MORIOKA (1980)〕、さらには、岐阜の 3 成分の記録〔武村・他 (1994)〕、および東北帝国大学仙台南山観象所（以後仙台と略す）の今村式強震計による NS 成分の記録〔武村・他 (1995)〕をシミュレーションしている。東京本郷での今村式強震計による記録は、横田・他 (1989) が、S 波の到着直後から振り切れているものを修復した記録である。ユーイング円盤記録式地震計による記録と方向成分がやや異なるため、同一地点で観測されていたにもかかわらず、両者を直接比較することはできない。しかしながら、SATO *et al.* (1998b) によれば、WALD and SOMERVILLE (1995) のモデルによって今村式強震計による記録はほぼシミュレーションされるが、ユーイング円盤記録式地震計による記録は計算値が約 1/2 程度振幅を過小評価する結果となっている。また、岐阜や仙台等の他地点における今村式強震計による記録は振り切れずに完全に記録されているにも係わらず、これらに対しても、いずれも 1/3 から 1/5 程度振幅を過小に評価する結果となっている。

この原因として SATO *et al.* (1998b) は、断層モデルの不確定さの他に、今村式強震計の計器特性評価の不確定さを強く指摘している。確かに武村・他 (1995) によれば、仙台の EW 成分の計器特性には疑問があり、NS 成分も時期によって固有周期が 6.5 秒から 4.4 秒にばらつきをもっている。しかしながら、EW 成分については近年武村・野澤 (1996b) が仙台に近く、計器特性も比較的安定していると推定される山形測候所の今村式強震計による本震の記録と比較し、固有周期を再評価している。その際、武村・野澤 (1996b) は関東地震の震源近傍で近年発生した地震の気象庁 52 型強震計による変位記録が

両地点で振幅、位相とも大変よく似ていることを利用している。一方、NS 成分では、武村・他 (1995) が評価した固有周期の値は、本震発生直後の 9 月 2 日から 3 日の自由振動波形から得られた測定値にきわめて近いことも分かる。

SATO *et al.* (1998b) は、さらに仙台の NS 成分の時期による固有周期のばらつきを、岐阜にも適用しているようであるが、岐阜でも本震直後の 9 月 2 日から 3 日にかけての固有周期の測定値が得られており〔武村・他 (1994)〕、一方で時期によって固有周期が大きく変動していたとする直接の証拠は見つかっていない。岐阜における SATO *et al.* (1998b) のシミュレーション結果の振幅は、設定された固有周期のばらつき範囲のなかで最も長い値（測定値の約 1.6 倍）を仮定して計器補正後の記録の振幅が最も小さくなる場合に、はじめて同程度となるが、仙台の NS 成分では、最も振幅が小さくなる場合でもシミュレーション結果の振幅は 1/3 程度にしかない。

つまり、SATO *et al.* (1998b) による地震動記録のシミュレーション結果の不一致は、計器特性の不確定さもあることながら、断層モデルに原因している可能性が大きいと考えられる。先に述べたように SATO *et al.* (1998b) は地殻変動データをインバージョンする際に仮定する断層面の設定がすべり分布に与える影響について議論しているが、同時にこのような震源モデルの細部の違いがシミュレーション結果と地震動記録の振幅の不一致を生み出す原因であるということも指摘している。以上の点を考慮すれば、この際、岐阜、仙台、山形等振り切れていない国内の記録をもとに断層モデルを再検討することも重要であると思われる。

近年 LALLEMENT *et al.* (1996) や POLLITZ *et al.* (1996) は、従来の不均質モデルで仮定されている KANAMORI (1971) による断層面の走向を、相模トラフの海溝軸と同じ向きにしても P 波初動の押し引き分布が説明できることを示している。また同時にこの結果に基づいて新しく地殻変動データを説明するモデルを提案している。再検討に当たっては、これらの新しい指摘も含めて断層モデルを検討する必要がある。

本稿では、その 1〔野澤・他 (1995)〕で岐阜測候所の記録のシミュレーションに成功したモデルを出発点として、国内の振り切れていない記録のうち、比較的震央距離が短く、また自由振動波形によって、計器特性が推定されている仙台南山観象所および山形測候所〔武村・野澤 (1996b)〕の記録を対象に断層モデルによるシミュレーションを試みる。その際得られた断層モデルの特徴を従来から提案されているモデルと比較して議論する。

尚、本稿では断層の走向 ϕ は北から時計回りに360度まで測り、すべり角 λ は走向方向を基準に上盤の動く方向に0から180度が逆断層、0から-180度が正断層になるようにする。また傾斜角 δ は断層面と水平面とのなす角度である。

§2. 地下構造の推定

2.1 表面波の分散解析結果

関東地震に対する仙台および山形における観測記録をシミュレーションするためには、震源からそれぞれの観測点に至る地下構造を推定する必要がある。その1、その2〔野澤・他(1995), 野澤・武村(1997)〕では、いずれも関東地震の震源に比較的近い相模湾周辺で発生した最近の地震で震源過程が十分良く分かっている地震の記録をシミュレーションすることにより、地下構造の推定を行っている。

SATO *et al.* (1998a) も同様の方法を用いて岐阜および仙台に至る地下構造を推定している。その際に選んだ地震は1990年8月5日に発生した小田原付近の地震である。この地震の気象庁マグニチュードは $M=5.1$ である。地震の規模が小さいためか、各観測点での記録の卓越周期は10秒以下と比較的短周期である。このため、本稿と同じ仙台に対する解析では、解析区間が周期3秒

から15秒の間に限られ、後で示すように関東地震の記録の卓越周期が15秒前後であることを考えると、長周期側で解析区間がやや足りないように思われる。

そこで、本稿ではできるだけ規模が大きい地震として、1980年伊豆半島東方沖地震($M=6.7$)および1978年伊豆大島近海地震($M=7.0$)の2地震を選び、仙台管区気象台および山形地方気象台における52型地震計の記録を用いた。記録のデジタル化等の処理方法は武村・他(1994)と同様である。52型地震計の固有周期 T_0 および制振比 ν をそれぞれ $T_0=6$ s, $\nu=8$ として計器特性を補正し、地動変位を求めた。解析対象にした周期帯は2-20 sである。

Fig. 1にこれら2地震の震央位置ならびに関東地震の断層面位置を示す。断層面内にはその1、その2〔野澤・他(1995), 野澤・武村(1997)〕で用いた2つのサブイベントの位置およびすべり方向(上盤の動く方向を地表面に投影)が矢印で記されている。武村・野澤(1996b)によれば、1923年関東地震当時の山形測候所は現在の山形地方気象台と同じ場所にあったが、仙台の東北帝国大学向山観象所は、現在の仙台管区気象台の南西約3.7 kmの位置にあった。Fig. 1での仙台における2地点の表示はこれを意味している。図からも分かるように2地点の距離は、震源からの距離に比べ極めて短いことか

Fig. 1. Locations of fault plane of the 1923 Kanto earthquake and of epicenters of the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake and the 1978 Izu-oshima-kinkai earthquake. Triangles indicate the locations of observation stations. Shaded areas and the arrows on the fault plane indicate locations of the first and the second subevents and the directions of their slip vectors, respectively.

Fig. 2. Results of the multi-filter analysis for the records at Sendai (JMA) observatory from the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake. P and S indicate onset times of the initial P- and S-waves. The upper traces are the observed records after instrument corrections. Time of each figure is calculated from the origin time of the event to indicate the center period of each filter shown by Eq. (1). Maximum amplitude in cm is written for each filtered record.

(a) Transverse component. Solid curves denote the group delay times of the fundamental and the first higher modes Love waves for the velocity structure in Table 1. Dotted curve the group delay time of the fundamental mode Love waves for the velocity structure by Sato *et al.* (1998a). (b) Radial component. Solid curves denote the group delay times of the fundamental and the first higher modes Rayleigh waves for the velocity structure in Table 1. Dotted curve the group delay time of the fundamental mode Rayleigh waves for the velocity structure by Sato *et al.* (1998a).

ら、2地点を同一地点とみなして以下の解析をすすめることにする。

Fig. 2 と Fig. 3 に 1980 年伊豆半島東方沖地震に対する仙台および山形での Transverse 成分および Radial 成分の波形およびマルチフィルター解析の結果を示す。マルチフィルター解析には以下のようなガウス型ウィンドウを用いた。

$$w(T) = \exp[-25\{(T/t_0) - 1\}^2] \quad (1)$$

ここで、 T は周期、 t_0 はフィルターの中心周期で、観測記録の周期帯域に合わせて 2-20s の範囲で 1 秒きざみに変化させた。図中各波形の右上の数値は最大振幅値を示している。記録はいずれも周期 10 秒から 20 秒の間で振幅が大きく、長周期成分がよく卓越していることが分かる。また波形の特徴は仙台と山形で大変似通っており、ほぼ同じ地下構造で両者を説明してもよいことを伺

わせる。実線は、Table 1 に示す速度構造に対する Love 波ならびに Rayleigh 波の基本モードおよび一次モードの群速度から求められる周期毎の波動の到達時刻である。Table 1 の速度構造は、東北地方の代表的な地下構造である男鹿・気仙沼線の探査結果 [Research Group for Explosion Seismology (1977)] や石田 (1991) による日本列島のモホ面およびコンラッド面の分布から関東および東北南部の太平洋沿岸部での速度構造を求め、それをもとにさらに上記マルチフィルター解析の結果と整合するように試行錯誤によって決めたものである。その際、後で説明するように関東地震の記録のシミュレーションを念頭に Transverse 成分との対応をより重視した。

Fig. 2, Fig. 3 の実線とデータを比較すると、仙台、山形両地点とも Transverse 成分の周期 10 秒以上は基本

Fig. 3. Results of the multi-filter analysis for the records at Yamagata observatory from the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake. The other explanations are the same as Fig. 2.
(a) Transverse component. (b) Radial component

Table 1. Model of subsurface structure from the source to the stations through the simulations of the observed records from the recent events.

V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	Di (km)
2.8	1.5	2.1	2.0
5.9	3.3	2.6	15.0
6.6	3.7	2.9	11.0
7.7	4.3	3.1	∞

Di : Thickness of each layer.

モードとの対応が極めて良い。周期 10 秒以下はそれほどでもないが、山形では周期 4-8 秒で 1 次モードと対応する時刻に顕著な位相が認められる。一方、Radial 成分については、一般に各周期毎に波形の継続時間が長く理論的な波動の到達時刻との対応が付けにくい。また仙台の周期 12-20 s 付近のように理論的な到達時刻がやや遅い傾向も見え、Transverse 成分ほど明瞭に一致しているとは言いがたい。仙台の結果には Sato *et al.* (1998a) が仙台での記録の解析に用いた速度構造による結果も点線で示されている。Radial 成分の周期 13-20 s 付近では、

むしろ点線の方が実線よりもデータをよく説明しているように見えるが、総じて点線は実線に比べ到達時刻が早く、Transverse 成分では明らかにデータと一致していない。このように Sato *et al.* (1998a) による地下構造を用いると Transverse 成分で波動の理論的な到達時刻が観測値に比べ早くなる傾向は、Sato *et al.* (1998a) が行った 1990 年の小田原付近の地震の解析結果でも周期 10 秒以上の領域に現れている [Sato *et al.* (1998a) の Fig. 15 参照]。このような点線と実線との差は、Sato *et al.* (1998a) が用いた速度構造が主にモホ面より浅い地殻内で本稿で求めた地下構造に比べ速度が平均で約 5% 程度速いことによるものと思われる。なお、同様の解析は 1978 年伊豆大島近海地震の観測波形についても行ったが、全て Fig. 2, Fig. 3 の結果と同様の傾向であった。YAMANAKA *et al.* (1992) は伊豆大島近海で発生した地震に対する南関東地域での強震記録を解析し、相模トラフに沿って厚さ約 2 km の堆積層の存在を指摘している。従って Sato *et al.* (1998a) が用いた小田原付近の地震に比べ、本稿で用いた 2 地震の仙台および山形における観測記録がその影響をより強く受ける可能性がある。このことが、本稿で求めた速度構造による走時が Sato

et al. (1998a) に比べ遅くなる原因であることも考えられる。しかしながら、Fig. 2 における仙台での観測値との比較において、なぜ Radial 成分が Sato (1998a) による地下構造とより整合するのか、逆に先に指摘したように Sato *et al.* (1998a) による Transverse 成分の解析で、なぜ周期 10 秒以上で観測値が理論値に比べ遅くなるか等、複雑な問題も残されている。これらの問題は平行成層構造の仮定に起因する可能性もある。本稿では先に述べたように、最終目的とする関東地震による記録のシミュレーションと同様の周期帯での解析結果を重視するという観点から、Table 1 に示す本稿で求められた地下構造モデルを主体に以後の検討を行うが、Sato *et al.* (1998a) により求められた地下構造を用いた解析も行い、最終結果に及ぼす地下構造の影響についても確認する。

2.2 観測波形のシミュレーション

Table 1 の速度構造を用いて、2 地震に対する仙台、山形の観測記録のシミュレーションを行う。Table 2 にそれぞれの地震の震源パラメータを示す。ここでのシミュレーションの目的は主に地下構造の妥当性の検討にあることから、震源はできるだけ簡単に点震源を仮定した。パラメータの設定は、1980 年伊豆半島東方沖地震はその 1、その 2 [野澤・他 (1995), 野澤・武村 (1997)], 1978 年伊豆大島近海地震はその 2 [野澤・武村 (1997)] と同じであり、上部地殻にあたる層 (Table 1 の上から 2 層分) の下面に近い位置に震源が仮定されている。計算は正規モード法により Transverse, Radial の両成分について行い、結果は後で示す関東地震のシミュレーションと同じく、NS 成分, EW 成分に合成し、

Table 2. Locations and parameters of sources of the 1978 Izu-oshima-kinkai earthquake and the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake.

	'78 Izu-oshima (Part 2)	'80 Izu-toho (Part 1, 2)
Seismic moment M_0 (dyne·cm)	1.26×10^{26}	7.0×10^{25}
Rise time τ (s)	5	5
Location of epicenter Lat. Long. (degree)	34.76N 139.12E	34.92N 139.23E
Focal depth (km)	15	15
Strike ϕ (degree)	N270E	N350E
Dip angle δ (degree)	85N	84E
Rake angle λ (degree)	-172	16

変位波形として求めた。対象とした周期は 2-20 秒である。その 1 [野澤・他 (1995)] では全ての結果を速度波形で、その 2 [野澤・武村 (1997)] では変位波形で示した。後で示すように関東地震の観測波形は周期 10 秒以上の成分の卓越が大きく、速度波形で見ても変位波形で見ても、周期 10-20 秒の成分によって波形の特徴が支配されている。このため、上記 2 地震のシミュレーションにあたっては、周期 10 秒以上の成分の影響がより明瞭に表れる変位波形を用いることにした。

Fig. 4 に、1980 年伊豆半島東方沖地震に対する仙台および山形でのシミュレーション結果を示す。時間は気象庁により求められた地震発生時刻を基準に示されている。細線が観測波形、太線が計算波形である。それぞれ対応する位置に観測記録から検出された P 波, S 波の到達時刻および Table 1 の地下構造から計算される理論的な P 波, S 波の到達時刻が示されている。検出に際し任意性が大きい S 波の到達時刻は多少のずれが認められるが、任意性の少ない P 波の到達時刻はほとんど一致しており、Table 1 の速度構造の妥当性を示している。また、波形の一致度も比較的良く、最大振幅値も約 2 割程度の差に納まっている。

Fig. 5 は、1978 年伊豆大島近海地震に対する結果である。P 波, S 波の到達時刻は Fig. 4 と同様に理論値が検出結果とよく対応している。一方波形の一致度は仙台、山形両地点とも 1980 年伊豆半島沖地震と同様比較的良好だが、EW 成分ではシミュレーション結果の最大値がやや大きく、ファクター 2 程度の差になっている。

ここで示す各成分毎の観測値と理論値との差は、Table 1 の地下構造を用いて関東地震の記録のシミュレーションを行う際の波形の合致度を見る上で 1 つの基準となる。

先に述べたように、ここでのシミュレーションの目的は主に地下構造の妥当性の検討にあることから、震源はできるだけ簡単に点震源を仮定した。一方、関東地震による記録のシミュレーションと同様の周期帯での解析結果を重視するという観点から、 $M=7$ クラスの比較的規模の大きい地震による観測記録をシミュレーションの対象とするという点も無視できない。このため、 $M=7$ クラスの地震による破壊伝播効果等、いわゆる震源の有限性に起因する地震動の方位依存性の影響が気になりになる。しかしながら、その点については、その 1 [野澤・他 (1995)] および本稿の解析で共通する 1980 年伊豆東方沖地震のシミュレーション結果を見れば、方位が大きく異なる岐阜ならびに仙台・山形で同じ点震源の仮定によって記録がそれなりに説明されているという事実がある。有限震源の効果が無いとは言わないが、本稿の目的

Fig. 4. Observed and synthesized records in NS and EW components at Sendai (JMA) and Yamagata observatories from the 1980 Izu-hanto-toho-oki earthquake. P and S indicate onset times of the initial P- and S-waves. Time is calculated from the origin time of the event.

とする地下構造の検討においては、点震源の仮定もそれなりに許されるものと判断した。

§ 3. 関東地震に対する観測波形のシミュレーション

3.1 従来のモデル

その1 [野澤・武村 (1995)] で用いたモデルは岐阜での観測波形を比較的良好に説明する。そこで、同じモデルで本稿で対象とする仙台および山形の記録が説明できるかどうかを先ず確かめる。その際観測記録は Table 3 に示すようなパラメータで計器補正を行った。これらは、本震発生前後の記象紙に残る自由振動波形や最近の地震の観測記録との比較等により求められたものである [武村・野澤 (1996b), 武村・他 (1994), 武村・他 (1995)]。

Fig. 1 に断層面の位置を示す。モデルはその1 [野澤・他 (1995)] で提案されたモデル C に対応している [断層

パラメータはその1の Table 2 参照]。断層破壊は図のようにバイラテラルで広がることを想定し、断層面上に配置された点震源は深さ方向（幅方向）に同時に破壊する。また斜線で示すサブイベントにはそれぞれ深さ方向に一列に並ぶ14個の点震源が配置され、破壊伝播に従ってこれらも同時に破壊する。サブイベント1とサブイベント2の破壊の時間差は12sである [野澤・他 (1995)]。ただし、本稿では断層面の傾斜角を KANAMORI (1971) による34度から WALD and SOMERVILLE (1995) が採用した MATSUURA *et al.* (1980) の結果に合わせて25度とした。後で示す計算結果に対しこの変更はほとんど影響しない。サブイベント1とサブイベント2は同じ断層面上にあるが、サブイベント1は横ずれ成分が多い（すべり角162度）のに対し、サブイベント2は縦ずれ成分が多い（すべり角110度）。これらの特徴は

Fig. 5. Observed and synthesized records in NS and EW components at Sendai (JMA) and Yamagata observatories from the 1978 Izu-oshima-kinkai earthquake. The other explanations are the same as Fig. 4.

Table 3. Summary of natural periods and damping ratios of Imamura-type strong motion seismographs at Sendai (Mukaiyama), Yamagata, and Gifu observatories.

		Natural Period (s)	Damping Ratio	References
Sendai	NS	5.5	2.0	TAKEMURA <i>et al.</i> (1995) TAKEMURA and NozAWA (1996b)
	EW	5.0	1.8	
Yamagata	NS	4.5	1.5	TAKEMURA and NozAWA (1996b)
	EW	4.5	1.5	
Gifu	NS	4.5	1.7	TAKEMURA <i>et al.</i> (1994)
	EW	4.5	1.7	

WALD and SOMERVILLE (1995) のインバージョン結果と整合している。地震モーメントはサブイベント 1 およびサブイベント 2 に全体の 1/3 ずつ約 2.5×10^{27} dyne·cm を分配し、残り 1/3 は断層面全体に分布させた [野

澤・他 (1995)]。このモデルをここではモデル I と呼ぶ。岐阜での結果によれば断層面全体に分布させた地震モーメントの波形への寄与はほとんど無い [野澤・他 (1995)]。

Fig. 6. Observed and synthesized records in NS and EW components at Sendai (Mukaiyama) and Yamagata observatories from the 1923 Kanto earthquakes. Synthesized records are calculated from the fault model of Model I and the velocity structure in Table 1. The onset time of S-wave from initial break on the fault plane is adjust to 0 s for all the traces.

Fig. 6 に仙台および山形における観測記録とシミュレーション結果を比較する。対象周期帯は2-20秒とした。波形はS波初動の到達時刻を基準に並べられている。武村・浜田(1996)によれば、サブイベント1が破壊する以前に約5秒間の初期破壊があったと指摘されており、サブイベント1からのS波到達時刻の5秒前をシミュレーション波形のS波初動とした。先に述べたようにモデルIは、岐阜測候所の記録をほぼ説明するが、仙台ではNS成分の前半とEW成分の全体を過小に評価している。また山形のNS成分は途中までしか観測記録がなく良く分からないがEW成分は仙台同様振幅を過小評価することが分かる。過小評価の程度を最大振幅値で見ると、仙台のNS成分は1/2、他は1/3程度である。しかしながらWALD and SOMERVILLE (1995) のイン

バージョン結果をそのまま用いた SATO *et al.* (1998b) が、仙台のNS成分を約1/5程度に過小評価しているほどではない。ここで用いたモデルIとWALD and SOMERVILLE (1995) のモデルの差は、サブイベント1のすべり量がWALD and SOMERVILLE (1995) の方が多少小さいこと、モデルIではサブイベントがそれぞれ1度に壊れるという、より点震源に近い仮定をしている点である。これに対し、それぞれのサブイベントに仮定されている破壊の時間差や震源メカニズムはほぼ同様である[野澤・他(1995)]。SATO *et al.* (1998b) の結果でも振幅を過小に評価する程度は岐阜では1/3-1/4と仙台に比べて小さく、この点は本稿でのモデルIに対するシミュレーション結果と傾向は同じである。このような結果は、岐阜だけでなく仙台・山形の観測記録を同時に説明

するためには、サブイベントの大きさだけでなく震源メカニズムの再検討が必要であることを示唆するものである。

3.2 断層モデルの再検討

前節で検討したモデル I も WALD and SOMERVILLE (1995) のモデルも断層面の大枠は KANAMORI (1971) のモデルと同様である。このモデルの断層面の諸元は P 波の押し引き分布から求められた震源メカニズム解に基づいているが、断層面の走向は相模トラフの海溝軸と平行していない。これに対して、地殻変動データに対して求められたモデルには断層の走向が相模トラフの海溝軸に平行しているものもある [例えば, ANDO (1974), ISHIBASHI (1985), POLLITZ *et al.* (1996)]. LALLEMANT *et al.* (1996) は, KANAMORI (1971) によるモデルの走向が海溝軸に平行しないことはテクニクスの面から不自然だとし, さらに P 波の押し引き分布は海溝軸と平行な走向をもつ節面を仮定しても説明できることを示している。さらにこの結果をもとに, POLLITZ *et al.* (1996) は, ISHIDA (1992) によるフィリピン海プレートの潜り込み深さをできるだけ忠実に表現するように本震に対して 2 枚の断層面を仮定し, 地殻変動データを説明するようなモデルを提案している。Table 4 に POLLITZ *et al.* (1996) が用いた 2 枚の断層面の諸元をモデル I のサブイベント 1 (SE1) およびサブイベント 2 (SE2) の諸元と比較して示す。ここでは原論文の①の断層を F1, ③の断層を F2 と呼ぶ。位置的には F1 の断層面にサブイベント 1 が含まれ, F2 の断層面にサブイベント 2 が含まれる。

いずれの面も低角であるため, すべり方向を互いに比較するために, 走向方向 ϕ からすべり角 λ を引いた値も示す。 $\phi - \lambda$ は, F1 と SE1 は大きく異なるが, F2 と SE2 ではほとんど変わらない。このことは断層面の走向は異なるが, すべりの絶対的方向は F2 と SE2 でほとんど変わらないことを意味している。そこで, モデル R としては, サブイベント 1 は POLLITZ *et al.* (1996) の F1 と同じ諸元の断層を, サブイベント 2 はモデル I と同じ断層を用いることにする。Fig. 7 にモデル R の断層面と ISHIDA (1992) によるフィリピン海プレートの上面深度を比較した。図のようにサブイベント 1 は, モデル I の場合と断層面の大きさは同じであるが, 傾斜角を 25 度

Table 4. Parameters of fault planes derived by POLLITZ *et al.* (1996) and those of subevents of Model I and Model R. F1 and F2 correspond to the fault planes of ① and ③ in original paper by POLLITZ *et al.* (1996). Definitions of ϕ , δ , and λ are explained in the text.

	Strike ϕ (degree)	Dip δ (degree)	Rake λ (degree)	$\phi - \lambda$ (degree)
POLLITZ <i>et al.</i> F1	321	38	156	165
F2	321	20	132	189
Model I SE1	290	25	162	128
SE2	290	25	110	180
Model R SE1	321	38	156	165
SE2	290	25	110	180

Fig. 7. Location of the fault plane of the revised fault model (Model R) and iso-depth contour of the upper boundary of the Philippine Sea plate by ISHIDA (1992). Shaded areas and the arrows on the fault plane indicate locations of the first and the second subevents and the directions of their slip vectors, respectively.

から38度へ大きくし、走向を相模トラフの海溝軸と一致するように回転した。またすべり角もF1に合わせた。サブイベント2はモデルIの場合と同じである。フィリピン海プレートの上面深度を見ると、サブイベント2に近い東部では等深線は西北西-東南東を向き比較の間隔が広いがサブイベント1に近くなるにつれて、伊豆半島の衝突の影響により等深線の向きは北西-南東に近くなり間隔も狭くなる傾向がある。モデルRはモデルIに比べこのような傾向をより忠実に反映したモデルである。

KIM (1989) は、地殻変動データのインバージョンで、ISHIDA (1992) によるフィリピン海プレートの深度をそのまま断層面として用いており、WALD and SOMERVI-

LLE (1995) の場合に比べて断層面の設定方法はモデルRに近い。この場合サブイベント1に当たる部分のすべり量は範囲は狭いがサブイベント2に当たる部分のすべり量に比べて大きくなる傾向がある。その結果、サブイベント1のすべり量は WALD and SOMERVILLE (1995) の場合に比べ1.5倍程度大きい。この差について SATO *et al.* (1998b) は、インバージョンの際に仮定する断層面上でのメッシュサイズの差による可能性を指摘する一方、地殻変動データから求められるすべり量の不確定さが1.5倍程度あるとも指摘している。また SATO *et al.* (1998b) の指摘によれば KIM (1989) 結果はサブイベント1に対し断層面の設定は変わるが、すべり方向は WALD and SOMERVILLE (1995) の結果と大きく変わらない

Fig. 8. Observed and synthesized records in NS and EW components at Sendai (Mukaiyama) and Yamagata observatories from the 1923 Kanto earthquakes. Synthesized records are calculated from the fault model of Model R and the velocity structure in Table 1. Thin and thick curves indicate the observed and synthesized waves, respectively. They are aligned based on the S-wave onset times. Dotted curves in Sendai are synthesized ones, which are shifted along the time axes so as to fit the observed ones. The shift time is 5 s.

いとも指摘している。この点は Pollitz *et al.* (1996) の結果と異なっているが原因はよく分からない。

以上のような検討結果を踏まえ、さらに 3.1 のモデル I に対する解析結果が、岐阜も含め全体として地震記録の振幅を同じかまたは過小評価していることも考慮して、モデル R のサブイベント 1 の地震モーメント M_0 を仮にモデル I の 2 倍にすることとした。この結果サブイベント 1 の地震モーメント M_0 は 5.1×10^{27} dyne·cm となり、サブイベント 2 との和は 7.6×10^{27} dyne·cm となる。さらにモデル I と同程度に断層面全体に分布する地震モーメントを考慮すれば地震モーメントの合計は 1×10^{28} dyne·cm となる。この値は、過去に求められた様々な関東地震の断層モデルの地震モーメント量に対しほぼ平均的な値である。

以上のようにモデル R はモデル I に対し、サブイベント 1 の震源メカニズムおよび地震モーメントを変化させたモデルである。計算にあたっては、このことの影響を見るために、サブイベント 1 にはモデル I の場合と同様深さ方向に 14 個の点震源を並べ、破壊開始とともにそれらが同時に破壊し、その 12 秒後にサブイベント 2 が破壊するようにした。また結果には殆ど影響しないが、地震モーメントの内断層面全体に分布する分についてはモデル I の場合と同じ断層面で同様に破壊させた。

Fig. 8 にモデル R による結果を示す。Fig. 6 のモデル I による結果に比べ、波形の前半部分の振幅が大きくなり観測波形とシミュレーション波形の一致度がよくなる。ただし仙台では、S 波初動を基準にみると、主要動の位相が多少ずれるため、波形の形状の一致度がよく分

Fig. 9. Observed and synthesized records in NS and EW components at Sendai (Mukaiyama) from the 1923 Kanto earthquakes. Synthesized records are calculated from the fault models of Model I and Model R, using the velocity structure by SATO *et al.* (1998a). Thin and thick curves indicate the observed and synthesized waves, respectively. They are aligned based on the S-wave onset times.

かるように、位相の対応を見ながら、約5秒程計算波形をずらせた結果も点線で示した。仙台と山形を比較するとシミュレーション結果ならびに観測波形ともそれぞれ成分毎によく似た波形となっているが、その類似性は Figs. 4, 5 の1980年伊豆東方沖地震や1978年大島近海地震ほどではない。関東地震の断層面の広がりはいこれらの地震に比べて大きく、しかも大きなサブイベントを2つ持つことから、両地点において震源から放出される地震波の重なりが微妙に異なる影響が現れている可能性がある。いずれにしても仙台、山形の結果とも、シミュレーション波形は最大振幅値で見ると観測波形に対し0.5–1.4倍の範囲で一致しているといえる。

尚、Fig. 8の仙台において、波形を対応させるため、合成波を観測波に対してずらせたことは、S波の到達時刻を基準にみると、合成波の主要動が約5秒程観測記録

に比べて遅く到達していることを示している。このことは2.1で指摘したように、本稿で求められた地下構造モデルが、相模湾における堆積層の影響を受けているためとも考えられる。但し、その場合、同様の地下構造モデルで何故 Fig. 8に同時に示す山形の観測記録が説明できるのかは分からない。

そこで、Fig. 9に相模湾の堆積層の影響を受けていないと考えられる SATO *et al.* (1998a) による地下構造を用いてモデルIとモデルRに対する仙台での結果を比較した。モデルIの結果は Fig. 6の結果と同様に観測記録を説明できないが、モデルRの結果は Fig. 8と同じ程度に観測波形を説明し、しかもS波の到達時刻を基準に見ると主要動の到達時刻も一致することが分かる。つまり仙台での関東地震の記録のシミュレーションに対しては、SATO *et al.* (1998a) の地下構造モデルがより適切で

Fig. 10. Observed and synthesized records in NS and EW components at Gifu observatory from the 1923 Kanto earthquakes. Synthesized records are calculated from the fault models of Model I and Model R, using the velocity structure by Nozawa *et al.* (1995). Thin and thick curves indicate the observed and synthesized waves, respectively. They are aligned based on the S-wave onset times.

あることが分かるとともに、多少の地下構造モデルの変更によっても、モデル I に対するモデル R の優位性が変わるものではないことも分かる。

次に、岐阜の結果を Fig. 10 に示す。その 1 [野澤・他 (1995)] では、モデル I に対する合成波形と観測波形の比較を速度記録として行っているが、ここでは仙台、山形の結果と同様変位波形で表示し、モデル I とモデル R に対する結果を比較する。両モデルとも、それぞれ成分毎に合成波形と観測波形の間で多少の位相のずれはあるが、振幅や波形全体の様子から同程度に観測波形がシミュレーションされていることが分かる。

以上の結果を総合すると、モデル R によって、仙台、山形、岐阜の 3 地点で観測された記録はファクター 2 程度の精度で説明できることが分かる。これは、先に地下構造の推定の際に行った最近の地震の記録のシミュレーション結果と同程度の合致度である。

TAKEO and KANAMORI (1992) や SATO *et al.* (1998b) によれば、東京本郷での地震動にはサブイベント 1 の影響が大きい。東京本郷における今村式強震計の記録ならびにユーイング円盤記録式地震計の記録については、本稿で取り扱ったデータに比べ、振り切れた部分の修復や円盤記録からの補正等、精度面での不安がより高い。SATO *et al.* (1998b) は先に述べたように、WALD and SOMERVILLE (1995) の断層モデルを用いた場合、今村式強震計の記録はほぼ説明できるが、ユーイング円盤記録式地震計の記録は振幅を 1/2 程度過小評価することを示している。震源メカニズムの違いの影響も考慮する必要があるが、サブイベント 1 の地震モーメントを 2 倍に増やしたモデル R によってユーイング円盤記録式地震計による記録の方がよく説明できるようになる可能性もある。

一方地殻変動データは、モデル R の重要な要素であるサブイベント 1 の断層の走向を相模トラフの海溝軸と平行にするか、KANAMORI (1971) のようにより東西に傾けるかについては、それほど強い拘束力を持っていないように思われる。そのことはすべりが一様なモデルについても不均質すべりを考慮したモデルについても言える。前者については、例えば ANDO (1974) や ISHIBASHI (1985) さらには今回注目した POLLITZ *et al.* (1996) が海溝軸に平行な断層を仮定しているが、MATSU'URA *et al.* (1980) や MATSU'URA and IWASAKI (1983) のように KANAMORI (1971) による断層面とほぼ同じ走向を仮定した場合と、同じ程度にデータが説明できることから明かである。また後者については、フィリピン海プレートのもぐり込み面をそのまま断層面とした KIM (1989) の解析でも、KANAMORI (1971) の結果に近い断層面を

仮定した WALD and SOMERVILLE (1995) の解析でも、同じ程度にデータを説明していることから明かである。

また遠地実体波のデータについては、それらを用いた WALD and SOMERVILLE (1995) 自身が結果に対し大きな拘束力を持たないと述べている。

4. ま と め

以上のように地殻変動データや遠地実体波データは関東地震の断層モデルの詳細を検討する上でたいへん重要なデータであるが、それだけで全てを決定することは容易ではないことが分かる。SATO *et al.* (1998b) が指摘するように、日本国内に残された記録については、振り切れない完全なものについても、特に地震計の計器特性に関して不確定な要素があることは否定できない。しかしながら、その中でも比較的計器特性が良く分かっている記録については、それらを含めて断層モデルの検討をする必要がある。

本稿ではそのような立場に立って、岐阜での観測記録は説明できるが方位が異なる仙台や山形での観測記録の振幅を過小に評価する野澤・武村 (1995) のモデル C (本稿のモデル I) の改良を試み新たにモデル R を提案した。改良点は、2 つのサブイベントのうち、サブイベント 1 に対しフィリピン海プレートのもぐり込みの形状に応じて、断層面の走向を相模トラフの海溝軸の方向に一致させ、さらに傾斜角も大きくさせる、またその地震モーメントを 2 倍にするというものである。このモデルによって上記の観測記録をほぼ説明できることを示した。このモデルの改良は SATO *et al.* (1998b) が採用した WALD and SOMERVILLE (1995) のモデルが岐阜に比べ仙台の観測記録の振幅をより過小評価している点の改良にも通じるものと思われる。

一般に不均質すべりを評価する断層モデルのインバージョンを行う場合、断層面を予め推測的に仮定する場合が多く、このため断層面の走向や傾斜角は固定して解析される [武村 (1996)]。しかしながら、断層面の走向や傾斜角も地震動波形を説明するためには重要なパラメータであり、関東地震のように求められた余震分布の精度が悪く [武村 (1994)]、余震分布からそれらのパラメータを推定できない古い地震については、特にこの点の注意が必要である。さらに関東地震のように複雑なテクニクスを有する地域で地震が発生した場合には、断層面の走向や傾斜が場所によって異なることも十分考えられる。

一方、3.1 でも述べたように、モデル I やモデル R は 2 つのサブイベントを点震源的にモデル化しある時間間隔をもってそれらを破壊させたものであり、断層面全体

にすべり分布を与え、1点から始まる破壊伝播に伴ってそれらを順次破壊させてゆく、SATO *et al.* (1998b) や TAKEO and KANAMORI (1992) のモデルとは異なっている。一般には、本稿のような点震源のモデルの方が同じ地震モーメントの総量に対して地震動の振幅を大きく評価する傾向にあると思われる。つまり、本稿の結果は、SATO *et al.* (1998b) が採用した WALD and SOMERVILLE (1995) のモデルにおいて地震モーメントの総量をそれ程変更させることなく、岐阜、仙台、山形等の記録を説明するためには、例えば2つのサブイベントの位置にさらにすべりを集中させる等、サブイベントに関してより点震源に近い特性を持つモデル化が必要になることを示唆するものである。

本稿の結果は、あくまで点震源に近い2つの震源をサブイベントとして断層面に仮定するという不完全なモデルに基づくものであり、また日本国内に残された記録を説明するという立場だけからの検討に過ぎない。しかしながら、いままで比較的検討がなされていない日本国内の記録に焦点をあてて検討したものであり、本稿の結果が今後の関東地震の断層モデルの改良の一助になれば幸いである。

謝 辞

本研究で使用したデータは、仙台管区気象台、山形地方気象台、岐阜地方気象台、ならびに東北大学理学部地震・噴火予知研究観測センターから提供頂いた。お世話になった方々に心から感謝申し上げます。

参 考 文 献

- ANDO, M., 1974, Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, **22**, 263-277.
- 浜田信生, 1987, 1923 年関東地震の震源深さについて, 駿震時報, **50** (1-2 号別冊), 1-6.
- ISHIBASHI, K., 1985, Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake, *Earthq. Pred. Res.*, **3**, 319-344.
- 石田瑞穂, 1991, 現在の地震活動からみた地震地体構造, 日本列島の地震—地震工学と地震地体構造 (萩原尊禮編), 鹿島出版会, 57-81.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- KANAMORI, H., 1971, Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 13-18.
- KANAMORI, H. and S. MIYAMURA, 1970, Seismometrical re-evaluation of the great Kanto earthquake of September 1, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **48**, 115-125.
- KIM, H.・矢吹哲一郎・松浦充宏, 1989, 1923 年関東地震に伴うプレート境界上でのすべり分布, 地震学会講演予稿集, No. 2, 51.
- KIM, H., 1989, Inversion of geodetic data using ABIC with application to the 1923 Kanto earthquake, *Indiv. Studies by Participants at the Intl. Inst. of Seismol. and Earthq. Enging.*, **25**, 77-91.
- LALLEMANT, S. J., F. THOUÉ, P. HENRY and S. SAITO, 1996, Shear partitioning near the central Japan triple junction: the 1923 great Kanto earthquake revisited-I, *Geophys. J. Int.*, **126**, 871-881.
- MATSU'URA, M. and T. IWASAKI, 1983, Study on co-seismic and postseismic crustal movements associated with the 1923 Kanto earthquake, *Tectonophysics*, **97**, 201-215.
- MATSU'URA, M., T. IWASAKI, Y. SUZUKI and R. SATO, 1980, Statical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, **28**, 119-143.
- MORIOKA, T., 1980, The ground motion of the great Kanto earthquake of 1923, *Trans. of A.I.J.*, **289**, 79-91.
- 野澤 貴・武村雅之, 1997, 地震動のやや長周期成分からみた 1923 年関東地震の震源過程 その 2. 断層モデルに基づく高田測候所での地震動記録の再現, 地震 **2**, **50**, 11-20.
- 野澤 貴・武村雅之・池浦友則・山中浩明, 1995, 地震動のやや長周期成分からみた 1923 年関東地震の震源過程 その 1. 岐阜測候所観測記録のシミュレーション, 地震 **2**, **48**, 331-340.
- POLLITZ, F. F., X. L. PICHON and S. J. LALLEMANT, 1996, Shear partitioning near the central Japan triple junction: the 1923 great Kanto earthquake revisited-II, *Geophys. J. Int.*, **126**, 882-892.
- Research Group for Explosion Seismology, 1977, Regionality of the upper mantle around northeastern Japan as derived from explosion seismic observations and its seismological implications, *Tectonophysics*, **37**, 117-130.
- SATO, T., D. V. HELMBERGER, P. G. SOMERVILLE, R. W. GRAVES and C. K. SAIKIA, 1998a, Estimation of regional and local strong motions during the great 1923 Kanto, Japan, earthquake ($M_s=8.2$). Part 1: Source estimation of a calibration event and modeling of wave propagation paths, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 183-205.
- SATO, T., R. W. GRAVES, P. G. SOMERVILLE and S. KATAOKA, 1998b, Estimation of regional and local strong motions during the great 1923 Kanto, Japan, earthquake ($M_s=8.2$). Part 2: Forward simulation of seismograms using variable-slip rupture models and estimation of near-fault long period ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 206-227.
- 武村雅之, 1994, 1923 年関東地震の本震直後の余震活動—岐阜測候所の今村式二倍強震計記録の解析, 地震 **2**, **46**, 1-17.
- 武村雅之, 1996, どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程, その 1 波形インバージョンによる結果,

- 地震学会講演予稿集, No. 2, A49.
- 武村雅之・浜田信生, 1996, 近地観測点における 1923 年関東地震による P 波波形の特徴, 地震 2, **49**, 141-168.
- 武村雅之・池浦友則・工藤一嘉・大沼啓人, 1994, 岐阜測候所で観測された 1923 年関東地震の本震・余震の記録, 地震 2, **47**, 193-200.
- 武村雅之・工藤一嘉・野澤 貴・佐藤俊明・片岡俊一, 1995, 東北帝国大学向山観象所(仙台)で観測された 1923 年関東地震の本震・余震の記録, 地震 2, **48**, 297-306.
- 武村雅之・野澤 貴, 1996a, 高田測候所で観測された 1923 年関東地震の本震・余震の記録, 地震 2, **49**, 91-100.
- 武村雅之・野澤 貴, 1996b, 山形測候所における 1923 年関東地震の観測記録—計器特性および仙台向山観象所の記録との比較, 地震 2, **49**, 375-387.
- TAKEO, M. and H. KANAMORI, 1992, Simulation of long-period ground motions for the 1923 Kanto earthquake ($M=8$), Bull. Earthq. Res. Inst., **67**, 389-436.
- WALD, D. J. and P. G. SOMERVILLE, 1995, Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan Earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, Bull. Seism. Soc. Am., **85**, 159-177.
- YAMANAKA H., K. Seo and T. Samano, 1992, Analysis and numerical modeling of surface-wave propagation in a sedimentary basin, J. Phys. Earth, **40**, 57-71.
- 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代, 1989, 1923 年関東地震のやや長周期地震動—今村式 2 倍強震計記録による推定, 日本建築学会論文報告集, **401**, 35-45.