

## 第3章 過去の地震の発震機構

### 3.1 明治の東京地震 (1894年)

#### (1) はじめに

1894年(明治27年)6月20日に東京・横浜などに被害をもたらした地震が発生した。「東京地震」と呼ばれる地震である。この地震により、東京およびその周辺地域において死者31名が出た(宇佐美, 1996)。この地震による東京地区の被害は、明治以後では1923年の関東大地震を除いて最も大きい。

大森(1899)は、この地震に余震が少ないこと、有感半径に比べて震央の被害の少ないことから、震源が深い地震であると推定している。一方、萩原(1972)は震度4以上あるいは震度5以上の面積からマグニチュードを6.4あるいは6.7としており、震源の深さは深くても30 kmくらいとしている。また、宇津(1979)は、震源がやや深いマグニチュード7.0の地震としており、茅野(1975)は中央气象台(1894)の報告している振幅からマグニチュードを $6\frac{3}{4}$ と計算している。さらに、須藤(1977)は初期微動時間から震源の位置を検討するとともに、地殻変動のデータなどから、正断層であった可能性を示唆している。このように、この地震の震源に関しては様々な説が提示されている。

ここでは、関谷・大森(1899)が報告している地震波形や振幅データを元に、この地震の震源位置・発震機構・テクトニクスの性質などについて議論する。

#### (2) データ

地震波形としては、東京气象台におけるGME(グレー・ミルン・ユーイング)普通地震計、関谷・大森(1899)が報告している東京大学で記録されたユーイング円盤記録式強震計、東京大学工学部におけるグレー・ミルン式円盤記録式地震計の各記録を使用した。

GME普通地震計は固有周期3秒、水平動倍率5倍、上下動倍率約10倍(濱松, 1981; 橋田・三上, 1992)の地震計である。Pの極性等などが読み取れる。

ユーイング円盤記録式強震計は、倍率1倍、固有周期6.0秒、振子の長さ51 cm、記録速度3度/秒、無制振器(那須, 1971; Morioka, 1980)の地震計である。関谷・大森(1899)が報告書に記録のトレースを掲載しており、大きなパルス的な震動を記録している。

東京大学工学部における記録は、須藤(1977)が解析に用いた東京大学地震研究所が保管しているもので、「工科地上」・「工科2カイ」・「中央部地中」・「速度器」と記した4記象がある。それぞれ水平動2成分が記録されている。「工科地上」の記録のトレースをFigure 3.1に示す。これらの記録は同じような振幅の値のピークが多く見られること、片振れ状態であることなどから振り切っているものと考えられる。また、記録を見たところでは連続的に記録していた模様で、P時刻から欠落なく波形を記録しているものと考えられる。

最大振幅としては、大森(1899)・中央气象台(1894)の報告及び气象台の地震原簿に記載されている、東京(一ツ橋・本郷・中央气象台)・観音崎・新潟・福島・宇都宮・長野・銚子・名古屋・岐阜・彦根・境の観測値を利用した。Table 3.1にそれらのデータを示す。表中の地震計については、濱松(1966)を参考として茅野(1975)が推定したもの、著者が濱松(1966)や気象庁観測部地震課(1968a, 1968b, 1968c, 1968d, 1968e)を参考に推定したものを記載している。震央距離及びマグニチュードは、次の節での推定に基づくものであるが、およその値である。

#### (3) 震源位置とマグニチュード

震央については被害の最も大きな場所にとった宇津(1979)による推定値：東経139.8°、北緯35.7°を妥当と考える。

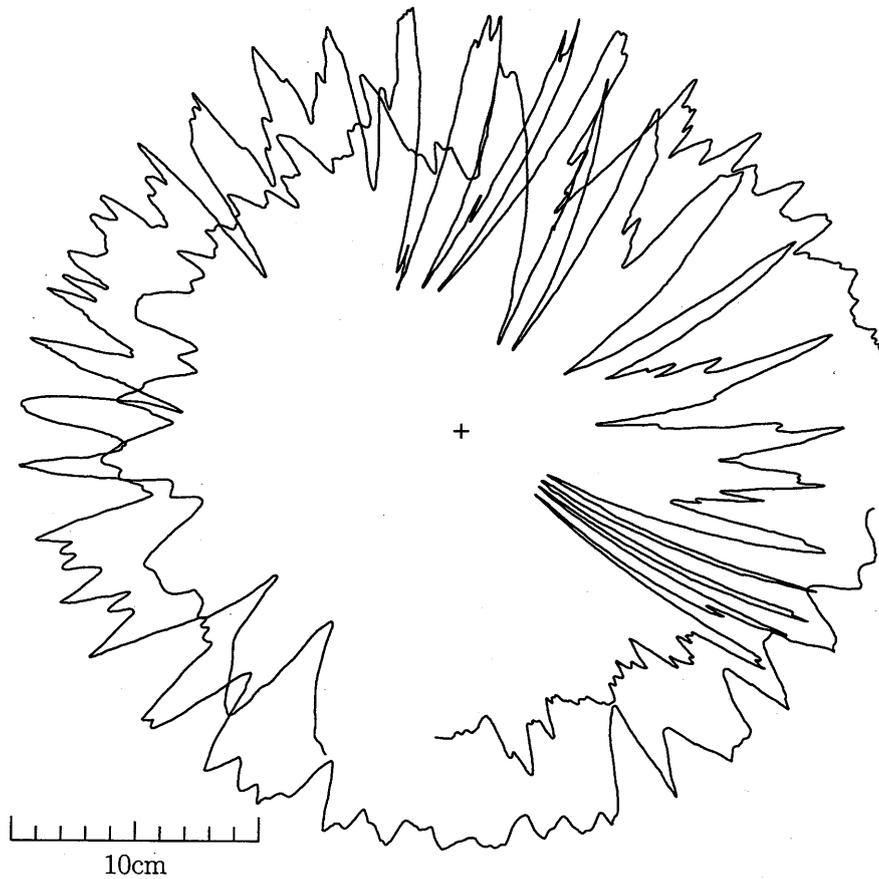


Figure 3.1 Seismogram observed at the Department of Technology, the University of Tokyo on June 20, 1894. One rotation corresponds to 55 seconds. S-P of this seismogram is about 7 seconds. The magnification is unknown.

Table 3.1 Observed maximum amplitude.

観測点	最大動 (P)	水平動の振動方向	地震計	震央距離 [km]	マグニチュード
東京 (本郷)	73mm(水平 2 成分の合成全振幅)		ユーイング強震計	3	6.3/6.5
東京 (一ツ橋)	130mm(水平 2 成分の合成全振幅)			4	6.6/6.8
東京 (中央気象台)	水平動:76mm, 上下動:18mm	南東-北西		4	6.3/6.6
観音崎	水平動:19mm(水平 2 成分の合成全振幅?) 上下動:2.5mm	西北-南東		50	6.4/6.5
鏡子	水平動:5.4mm, 上下動:1.4mm		ミルン式地震計 (?)	94	6.2/6.3
宇都宮 (測候所)	東西動:振り切れ, 南北動:13.5mm, 上下動:10.2mm		ミルン式地震計	97	
長野	水平動:20mm, 上下動:3mm		普通地震計 (?)	120	6.9/6.9
福島	水平動:3.5mm		験震器あるいは グレイ・ミルン地震計	234	6.6/6.7
名古屋	水平動 4.2mm, 水平動:1.4mm	南南東-北北西	鏡形自記地震計	269	6.8/6.8
新潟	水平動:2.8mm, 上下動:0.3mm		ミルン普通地震計	255	6.3/6.3
岐阜	水平動:5.7mm, 上下動:1.9mm		簡易地震計	277	6.7/6.7
彦根	水平動:5.7mm, 上下動:1.9mm		ミルン普通地震計	326	7.1/7.1
境	水平動:2.1mm	南北	感震器	596	7.1/7.2

Table 3.2 Velocity structure model for calculating travel times and synthetic waves.

Depth (Top) (km)	V <sub>P</sub> (km/sec)	V <sub>S</sub> (km/sec)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Q <sub>P</sub>	Q <sub>S</sub>
0.0	1.8	0.8	2.15	90	40
1.4	2.6	1.3	2.20	120	50
2.4	5.5	2.9	2.60	360	160
4.0	6.1	3.5	2.72	300	150
15.0	6.7	3.9	2.85	450	200
31.0	7.8	4.5	3.20	500	300
70.0	8.0	4.6	3.24	500	300

被害は表層の地盤の影響が大きいため、最も被害の大きな震度6の領域は地盤の軟弱な地域に片寄った可能性もあるが、萩原(1972)による震度5の領域の中心をとっても、現在の東京都東部が震央として妥当と思われる。

震源の深さを考える場合にS-P時間が問題となる。東京におけるS-P時間については10秒(微動時間)(関谷・大森, 1899), 14秒(揺れ始めから最大動までの時間)(中央气象台, 1894)などの報告がある。東京大学工学部において記録された記録から読み取れる値は6.9~7.1秒(「工科地上」・「工科2カイ」)あるいは10.0~10.3秒(「速度器」)である。中央气象台のGME地震計から読み取れる値は、約10秒である。従って、東京におけるS-P時間は約7秒あるいは約10秒であったとみられる。嶋・他(1976)等による東京都直下の地盤構造を参考として、Table 3.2のような構造を仮定して前述の震央を仮定すると、S-P=7秒に相当する震源の深さは約55 kmとなる。震央を30 km離れた千葉県中部に仮定した場合には震源の深さは約45 kmとなる。S-P=10秒とすると、震央を東京都東部と千葉県中部とに仮定した場合でそれぞれ震源の深さは約87 km, 約82 kmになる。中央气象台の発震時は14時04分10秒であるので、その場合、震源時はおよそ14時03分56秒であることになる。

この時代の地震原簿や報告書に残る最大振幅は、水平動の最大全振幅の大きい方の1成分のみ掲載されている。これらにKatsumata(1998)がモーメントマグニチュードを元に求めた振幅の減衰関数を適用して得たマグニチュードの値をTable 3.1に示す。Katsumata(1998)で用いる振幅の値は坪井(1954)と同様の水平2成分の最大全振幅 $\sqrt{A_{NS}^2 + A_{EW}^2}$ の半分の合成である。ここで、 $A_{NS}$ は南北成分の最大全振幅の半分、 $A_{EW}$ は東西成分の同様の値である。マグニチュードを求めるにあたって、Table 3.1に示した最大全振幅の半分の水平動の最大振幅とした。振幅の小さい方の水平動の最大動を考慮していないので、やや小さな値を示すはずである。もし最大振幅の小さい方の成分の振幅が最大振幅の大きな方の振幅の0.7倍であるとする、マグニチュードは0.09ほど大きくなる。その比が0.5倍では増加は0.05である。但し、関谷・大森(1899)が報告している本郷、一ツ橋及び観音崎の振幅に関しては水平動2成分の合成の値となっていると考えられる。

Table 3.1に示したマグニチュードの観測点平均は深さを55 kmとした場合でも87 kmとした場合でも6.7となる。但し、平均において東京地区については中央气象台の値のみを用いた。なお、勝又(1964)による方法によると平均のマグニチュードはいずれの深さのときも6.6となる。

#### (4) 発震機構と地震モーメント

本郷及び中央气象台における観測波形と理論波形を比較することで、発震機構及び地震モーメントを推定した。さらに観音崎、名古屋の主要動の震動方向がS波の震動方向に対応すると仮定して、これらのデータも参考とした。理論波形を計算する上で仮定した構造はTable 3.2に示したものである。理論波形の計算には武尾(1985)の手法を利用した。

本郷のユーイング円盤記録強震計には制振器がないため、本来ならば固有周期の継続的な振動を記録するはずであるが、そのような様子はみられない (Figure 3.3 (a))。Takeo and Kanamori (1992) は1923年の関東大地震のユーイング地震計の記象を解析する上で、振動中に大きな固体摩擦があった可能性を指摘している。この記録の場合もそのような固体摩擦が作用した可能性が考えられる。Takeo and Kanamori (1992) にならい、次の方程式を数値積分することにより、理論記象に計器特性を入れた。

$$\frac{d^2x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2(x + \text{sign}\left(\frac{dx}{dt}\right)r) = -V \frac{d^2y}{dt^2} \quad (3.1)$$

ここで  $x$  は地震記象の時間履歴、 $h$  は減衰定数、 $\omega_0$  は振り子の固有角振動数、 $r$  は固体摩擦、 $V$  は倍率、 $y$  は地動を表す。 $h = 0.045$ 、 $\omega_0 = 2\pi/6.0$  (Morioka, 1980) 及び  $r$  として、0.005, 0.01, 0.02, 0.04 m を与えた場合の理論波形を Figure 3.2 に示す。Figure 3.3 に示す観測波形との比較から、理論波形には  $r = 0.01$  を仮定した。なお、Figure 3.2 における発震機構解及び地震モーメントは走向  $165^\circ$ 、傾斜角  $70^\circ$ 、すべり角  $-70^\circ$ 、モーメント  $2.4 \times 10^{18}$  Nm を仮定している。

震源の深さを 87 km とした場合の理論波形と観測波形の比較を Figure 3.3 に示す。理論記象の計算における震源時間関数としてパルス幅 1 秒の三角形の波形を仮定している。Figure 3.3 (b) に示した中央気象台の GME 地震計については、上下動の固有周期は 1 秒、減衰定数は 0.05 を仮定して理論波形を計算している。固有周期は地震記象に見られる振動の周期から見積もった値である。

パラメータ推定にあたっては、本郷の北東-南西成分の最初のパルスの面積がほぼ観測された値になること、本郷における水平動 2 成分の最大振幅の比がほぼ観測波形のそれに合うこと、中央気象台における P の第 1 波の振幅が観測された値をほぼ満足することなどに留意して発震機構解及び地震モーメントの大きさの最適値を試行錯誤的にさがした。推定した発震機構解を Figure 3.4 に示す。ここでは上半球投影を用いている。推定した地震モーメントは  $2.4 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.2$ ) である。なお、深さを 55 km とした場合には、地震モーメントは  $1.4 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.0$ ) となる。

中央気象台の GME 地震計の倍率は約 10 倍 (濱松, 1981) というこで、必ずしも正確な倍率がわかっているわけで

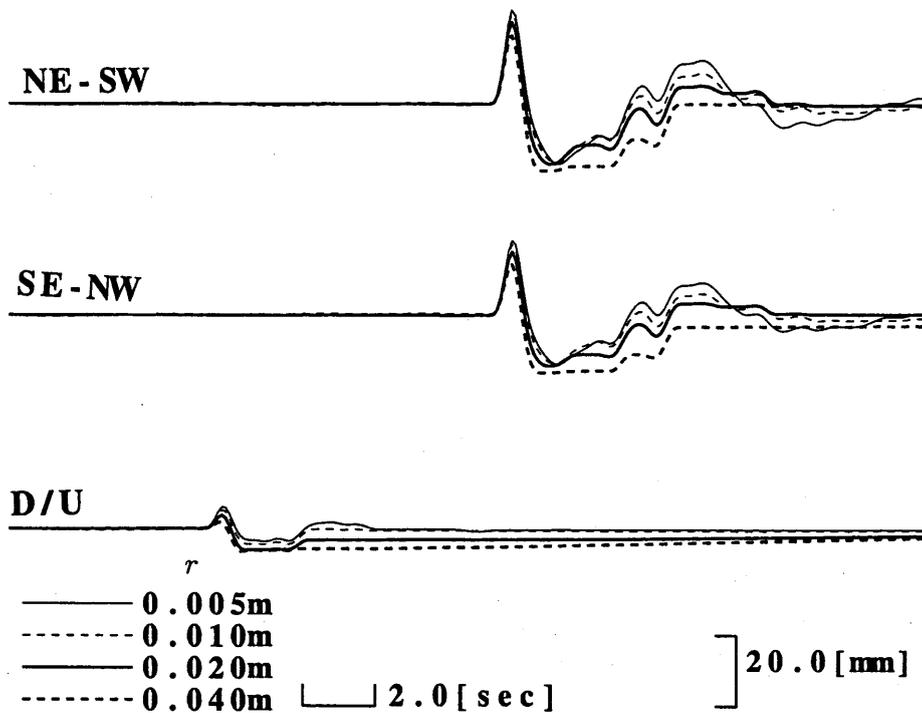
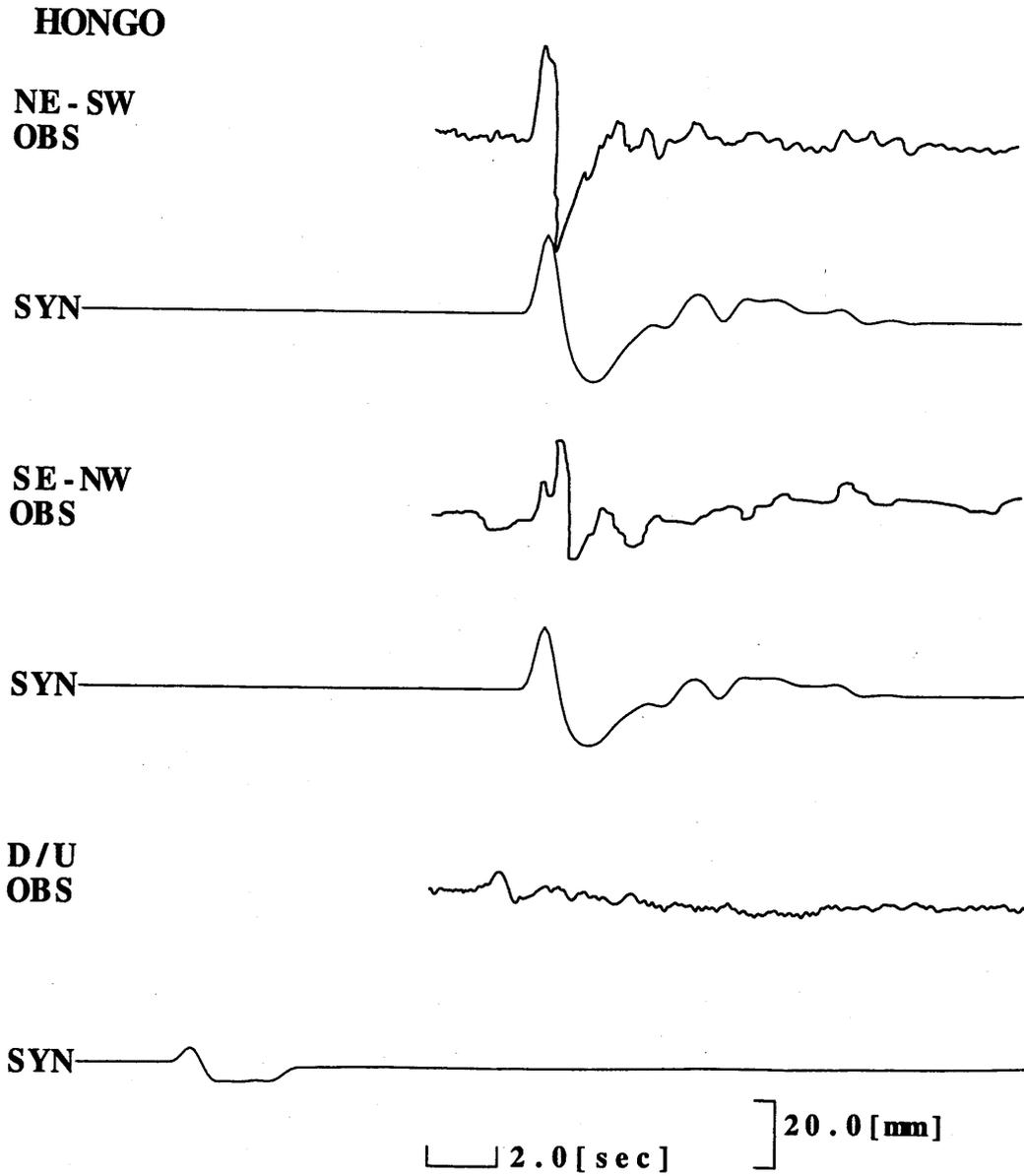


Figure 3.2 Synthetic records for various values of friction. Friction of the Ewing-type strong motion seismograph was very high [Takeo and Kanamori (1992)]. We adopted the value of 0.01 m as the friction for calculating the synthetic seismograms shown in Figure 3.3.

(a)



(b)

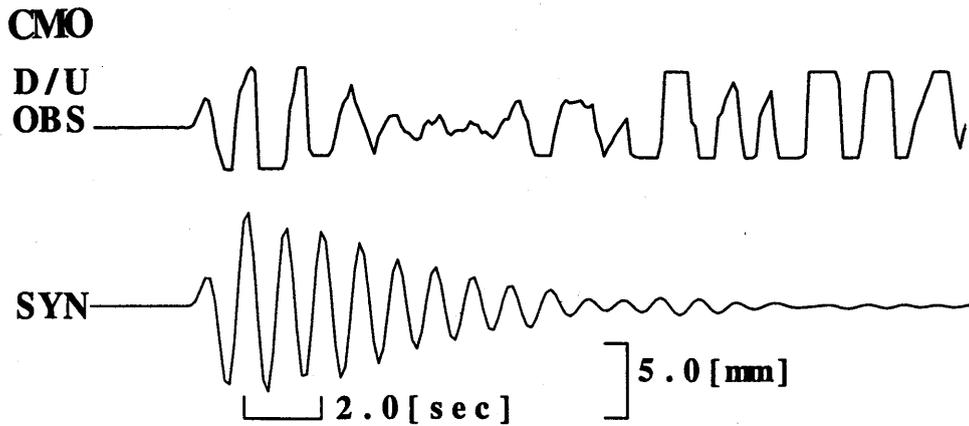


Figure 3.3 (a) Seismograms observed at Hongo, Tokyo, with a Ewing-type seismograph for the event on June 20, 1894, and the corresponding synthetic seismograms calculated from the inferred focal mechanism. Source-time function is assumed to be a triangle with 1 second pulse-width. (b) Seismograms observed at the Central Meteorological Observatory with a Grey-Milne-Ewing-type seismograph and the corresponding synthetic seismograms.

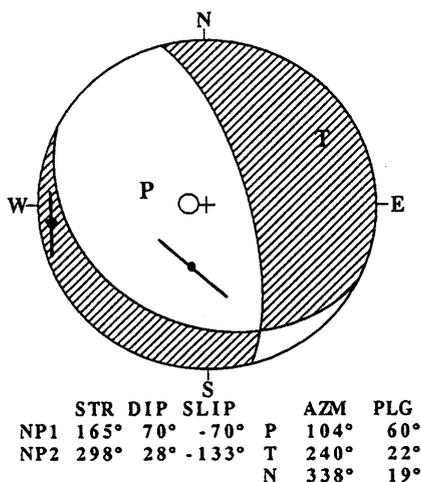


Figure 3.4 Inferred focal mechanism projected on an upper hemisphere for the event on June 20, 1894. The circle shows the station of Hongo, Tokyo. Line segments on the diagram show directions of horizontal swing during the earthquake at Kan'nonzaki (lower) and Nagoya (left).

はない。中央気象台のGME地震計の倍率が5倍の場合及び20倍の場合についても検討した。震源深さ:55 km・倍率:20倍の場合のパラメータは走向182°・傾斜角82°・すべり角-88°・モーメント  $0.9 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.0$ )、震源深さ:55km・倍率:5倍の場合のパラメータは走向178°・傾斜角66°・すべり角-86°・モーメント  $1.8 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.2$ )、震源深さ:87km・倍率:20倍の場合のパラメータは走向172°・傾斜角64°・すべり角-92°・モーメント  $1.9 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.2$ )、震源深さ:87 km・倍率:5倍の場合のパラメータは走向173°・傾斜角80°・すべり角-82°・モーメント  $3.1 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.3$ )程度と推定される。

これらの値は先に述べた平均のマグニチュードと比べて小さな値となっている。振幅から計算されるマグニチュードの値に最も近い値の  $M_w$  を持つのは、これらの中の  $M_w$  の最大の推定量を与える深さ87 kmで、中央気象台の地震計の倍率を低く見積もった場合である。振幅から計算されるマグニチュードとモーメントマグニチュードの差が小さいということから、敢えて言えば深さ87 kmであった可能性が高いと言える。

Brune (1970) に従い、 $M_0 = \sigma r^3 (18/7)$  とし、また、 $r = V_s \tau$  とすると、 $M_0 = 2.4 \times 10^{18}$  Nm に対応するストレスドロップは  $\sigma = 10$  MPa (約100 bar) となる。ここで  $M_0$  は地震モーメント、 $r$  は円形クラックの半径、 $V_s$  はS波速度、 $\tau$  は震源時間である。南関東地域の稍深発地震について精力的に震源解析が行われた結果、応力効果に関する  $M_0/\tau^3$  がほぼ一定 ( $1 \times 10^{17}$  m/sec<sup>3</sup>) であることが明らかにされた (Kikuchi and Ishida, 1993)。この地震では  $M_0/\tau^3$  はおよそ  $2 \times 10^{18}$  程度の値となり、平均的な値に比べ非常に大きな値であり、大きな応力降下がこの地震の特徴と言える。

この地震は、深さ約87 kmと考えた場合、太平洋スラブ内部で発生したものと考えられる。発震機構解からは down-dip extension タイプである。Figure 3.5に現在のこの地域の地震活動を示す。震源パラメータは気象庁のものによった。作図は横山 (1997) によるプログラムを使用した。Figure 3.5の断面図中の破線は本郷のS-P = 7秒及び10秒の場合の等S-P線である。

東京湾北部から千葉県中部にかけての深さ50 km ~ 85 kmにかけてはフィリピン海プレートの影響で沈み込む太平洋プレート内部で非常に地震活動が活発な領域がある。東京湾北部から千葉県中部の70 km ~ 80 kmでは逆断層型の down-dip extension タイプの地震が数多く発生している。調査対象の地震は正断層の地震であることはほぼ間違いなく、西下がりの低角逆断層タイプの多い (古川・井元, 1990) 太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界層付近の地震とは、やや性質が異なる。しかし、down-dip extension タイプであり、震央が東に寄り震源の深さが80 km程度であった場合には、調査対象の地震は東京湾北部から千葉県東部にかけての地震活動の領域の最下部において発生したと考えると、この領域の応力場と矛盾はないと思われる。また、深発二重面の下面に属する地震の可能性もある。

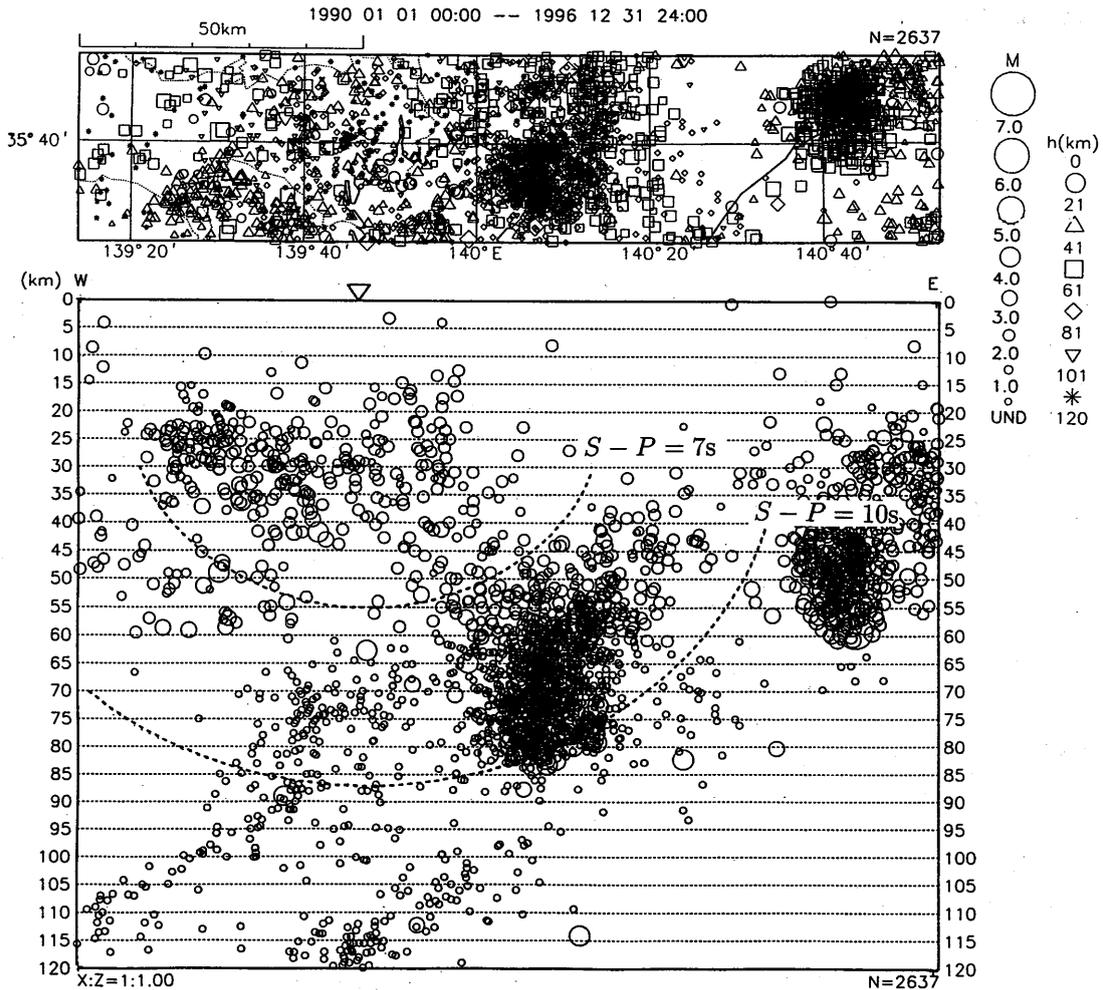


Figure 3.5 Seismicity around the inferred hypocenter location of the event. Broken lines denote iso-S-P lines for S-P=7 seconds and 10 seconds. The event is considered to have occurred inside the subducting Pacific Plate or the Philippine Sea Plate.

この地震が深さ約55 km付近であった場合には太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界面付近あるいはフィリピン海プレート内部で発生したこととなる。この場合には、太平洋プレートとの相互作用で、フィリピン海プレートの内部で発生した地震と考えるのが適当と思われる。なお、古川・井元(1990)は、この付近では、フィリピン海プレート内部と太平洋プレート内部(マントル領域)では正断層タイプの地震も発生しているとしている。

この地震発生時期をはさんで行われた水準測量において、約4 cmの沈降が報告されている(国土地理院, 1972)。断層の深さを55 km, 断層の長さ及び幅をそれぞれ8 km, すべり量を0.34 m, 剛性率を $6.5 \times 10^{10}$  Paとして、Okada(1985)から計算される沈降の値は約1 mm程度の値である。たとえ推定された地震モーメントの大きさがやや小さすぎたとしても、地震による断層運動により観測された地殻変動を説明することは不可能と思える。この地殻変動の直接的原因は別にあるとする方が妥当と考える。

(5) おわりに

1894年(明治27年)6月20日に東京を襲った地震について、これまでの観測結果と地震波形を利用して、震源・マグニチュードを再調査するとともに、発震機構及び地震モーメントを推定した。この地震は太平洋プレート内あるいはフィリピン海プレート内のやや深い正断層型の地震である。本調査では、発震機構の推定において明治・大正期の特に稍深発地震の解析のため、当時の地震波形や地震観測原簿における主要震動方向のデータが有効に利用できることが確かめられた。

(勝間田明男)

### 3.2 竜ヶ崎地震 (1921年)

#### (1) はじめに

1921年12月8日に、茨城県南部を中心に、土蔵破損・道路亀裂・墓石の倒れ等の被害を出した地震が発生している(牛山, 1922a; 宇佐美, 1996)。この地震は震央が茨城県竜ヶ崎付近であったとされ、「竜ヶ崎地震」と通称されることがある。

気象要覧(中央气象台, 1921)は震央の位置を $35.8^{\circ}\text{N}$ ,  $140.1^{\circ}\text{E}$ としている。この地震には50数回の余震が観測されたとしている(中央气象台, 1921)。牛山(1922b)はS-P時間を用いて震源を検討しており、震央を「流山—岩槻—草加—野田—松戸の附近」としている。牛山(1922a)は東京等12個所の初動方向の記録も報告している。

石橋(1973, 1975)は、東京・水戸・銚子におけるS-P時間を用いて震源計算を行っている。石橋(1975)が得た震源位置は、 $36^{\circ}04'\text{N}$ ,  $140^{\circ}10'\text{E}$ , H:53 kmである。Figure 3.6に石橋(1975)の推定した震央位置を黒丸で示す。なお、Figure 3.6中の十字は解析した地震記象が得られた東京大学の場所である。石橋(1973)は10個の余震のデータに基づき余震の平均的な震源位置の推定を行っている。余震の平均的な位置が本震の位置より $\text{S}30^{\circ}\text{E}$ の方向に30 kmずれていることから、断層面の走行はその方向にあるのではないかとしている。

この地震のマグニチュードについては、宇津(1979)は7.0、勝又(1975)は6.7としている。

#### (2) 地震波形記録

東京大学理学部が運用していた複数の地震計において、この地震の振り切れていない地震記象が記録されている。理論波形との比較が可能と考えられる記象は石橋(1973)がS-P時間を解析している「教室2号」と書かれた倍率1.5倍の長周期の地震計の記象と、2倍の今村式強震計の記象である。

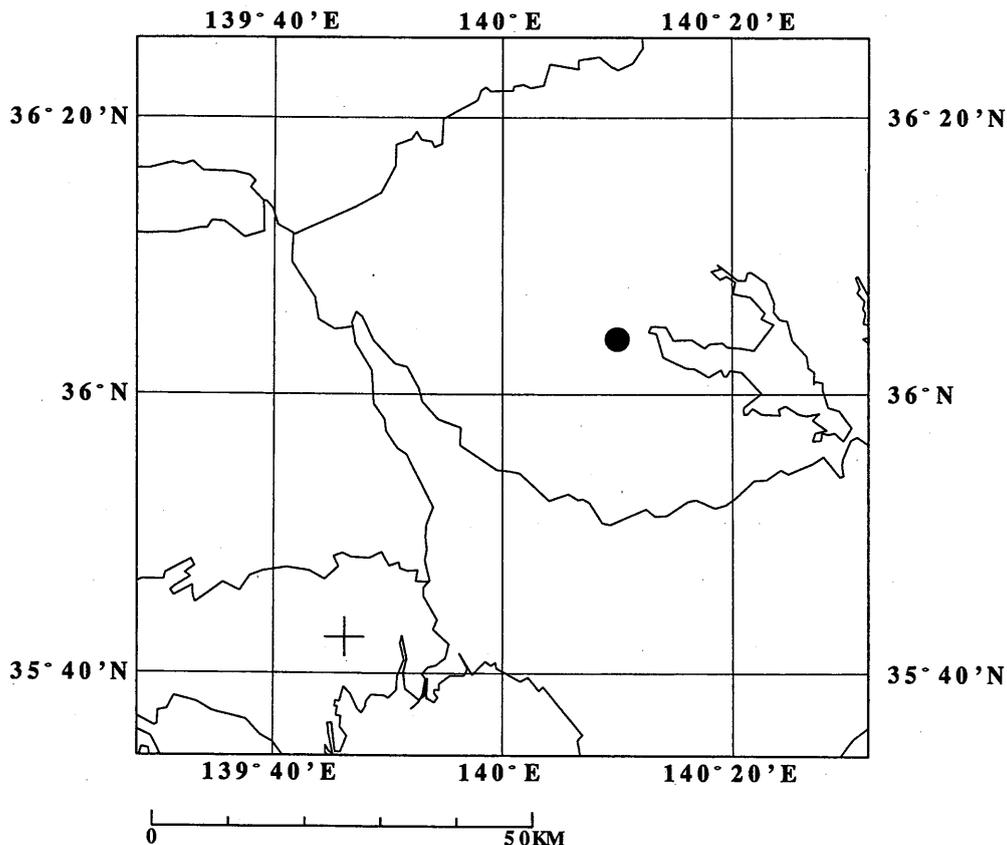


Figure 3.6 Epicenter of the Ryugasaki Earthquake (1921) estimated by Ishibashi (1975). A solid circle denotes the location of the epicenter, and a cross denotes the location of the station where the seismograms shown in Figure 3.7 were obtained.

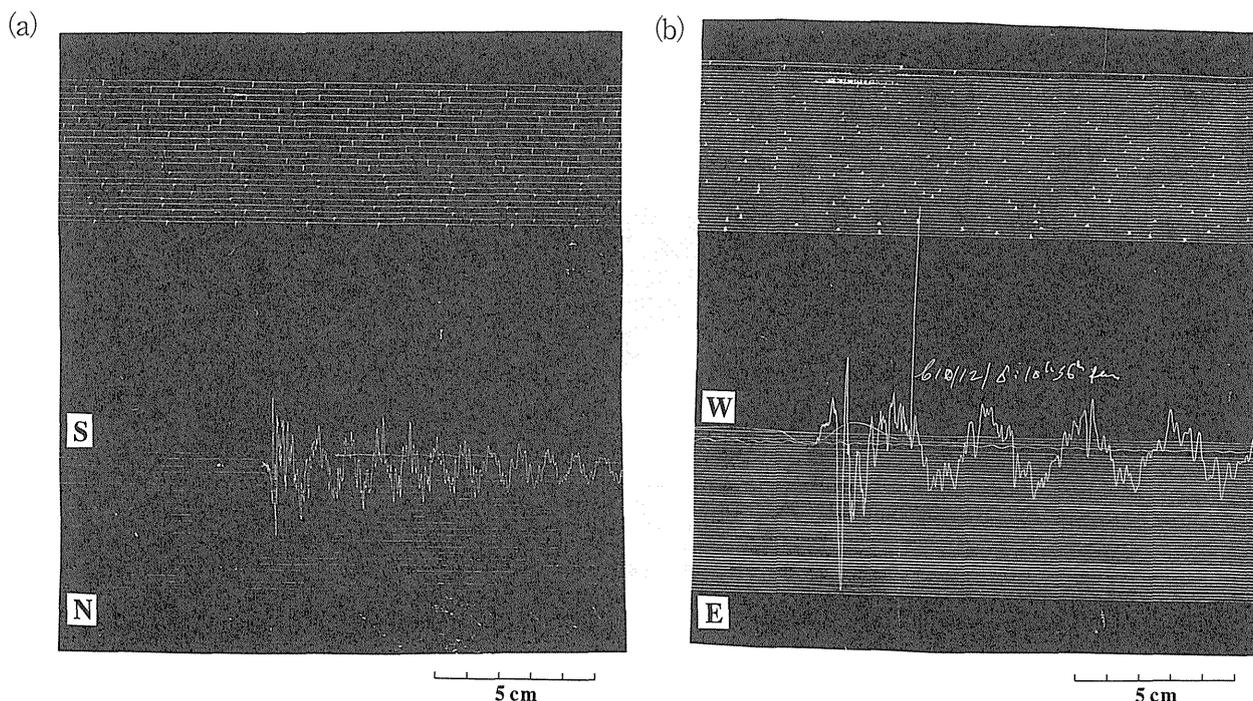


Figure 3.7 Seismograms observed at the University of Tokyo on Dec. 8, 1921. The magnification is 1.5. The natural periods of the S/N component and W/E component seem to be 26s and 39s respectively from the periods of coda.

Figure 3.7に倍率1.5倍の長周期の地震計の記象を示す。そのコーダー部の周期から、南北動の固有周期は26秒・減衰比は1.14、東西動の固有周期は39秒・減衰比は1.22であることがよみとれる。

### (3) 発震機構と地震モーメント

Figure 3.7の記象から、水平動のP波の初動は南西向きであることがみてとれる。上下動としては上向きの初動となる。上向きのP波初動は今村式強震計の上下動の記象や、牛山(1922a)の初動の報告からも確認できる。東西動のS波の初動は東向きとなっている。南北動のS波については、パルス的な波が南向きに向かっている。S波の初動方向から、T軸は震源球上で観測点から見て南東方向にあることが推定される。P波の初動方向に矛盾がなく、水平動のS波等に関して基本的な特徴を説明できるような発震機構解を、試行錯誤的に理論波形との比較から推定した。理論波形を計算する際に、嶋・他(1976)等による東京都直下の地盤構造を参考として、Table 3.2のような構造を仮定した。理論波形の計算には武尾(1985)による離散波数法の波形計算のプログラムを利用し、点震源を仮定した。

推定した発震機構解をFigure 3.8に示す。断層パラメータは走向 $132^\circ$ ・傾斜 $79^\circ$ ・すべり角 $54^\circ$ とした。石橋(1973)の得た $S30^\circ E$ という走向とも、大きな矛盾はない結果と言える。Figure 3.8には牛山(1922a)が掲載している初動方向のデータもプロットしている。Figure 3.8において必ずしも初動方向のデータを満足するような解とはなっていない。走向 $110^\circ$ ・傾斜 $79^\circ$ ・すべり角 $60^\circ$ とすると、P波の初動方向についてほぼ満足するものとなるが、南北動のS波の初動が北の方にむいてしまい、南向きと見られるS波の初動と矛盾してくる。

観測波形と理論波形の比較をFigure 3.9に示す。Figure 3.9に示した観測波形は、Figure 3.7に示した記象をデジタルサイズして、円弧補正を施したものである。地震計の腕の長さは120 cmを仮定している。震源時間関数は幅3.2秒の三角形を仮定している。

東西動の観測波形にはP波到着時刻からS波到着時刻の間で明瞭に近地項の波形が認められる。観測波形と理論波形の比較において、東西動の近地項の振幅とS波振幅を合わせるようにして地震モーメントを推定した。推定された地震モーメントは、約 $4.5 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w = 6.4$ )である。南北動についてもパルスの波形が見られるが、そのパルスを

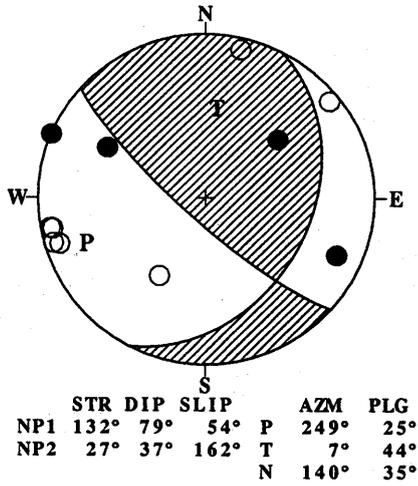


Figure 3.8 Inferred focal mechanism projected on a lower hemisphere for the event on Dec. 8, 1921. The plotted polarities are according to a report of Ushiyama (1922a).

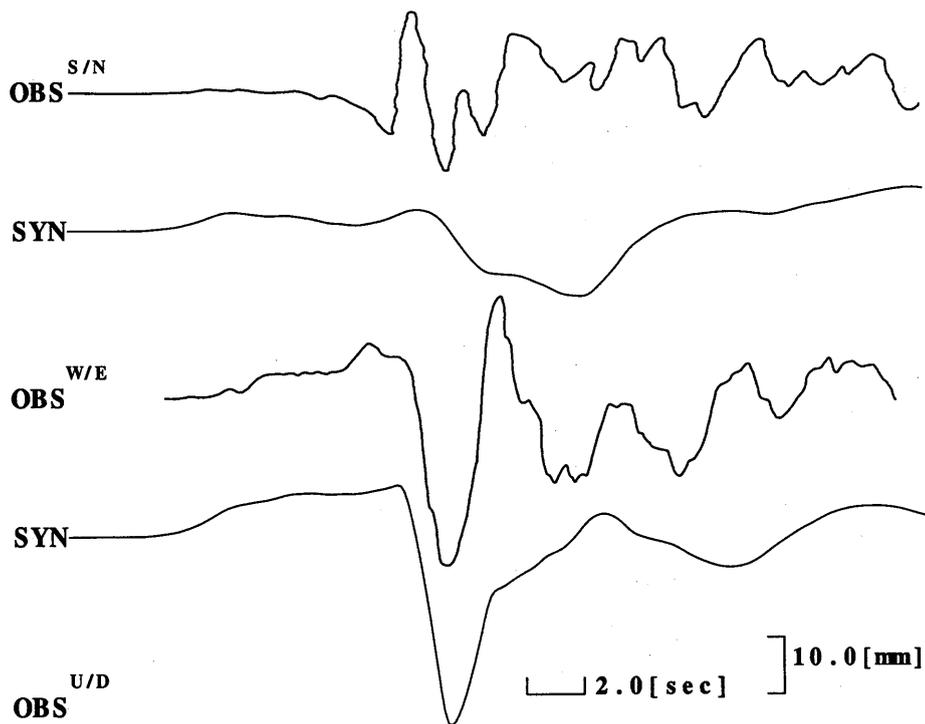


Figure 3.9 Comparison between observed and synthetic records for the seismograms shown in Figure 3.7. Contribution of the near-field term is recognized in the record of the W/E component. Source-time function for the synthetic records is assumed to be a triangle with 3.2 second pulse-width. The focal mechanism in Figure 3.8 was estimated so that the synthetic records would mainly represent observed features of the W/E component.

説明できるような理論波形とはなっていない。但し、南北動は東西動に比較して変化の激しい高周波成分を含んでおり、低域通過フィルターにより処理した場合を想定すると、大きなパルス的な振幅は正と負で、ある程度相殺されると考えられる。なお、観測波形には、周期4秒前後の脈動のような波形も見られるが、理論波形においては再現されていない。

推定されたモーメントマグニチュードは、宇津(1979)によるものや勝又(1975)によるマグニチュードの値と比べて小さくなっている。表層のP波速度を5 km/sと仮定すると  $M_w = 6.7$  程度の値となる。地震モーメントの値は発震機構や仮定する速度構造にもより、ある程度の過小評価の可能性も否定はできない。

今村式強震計により観測された波形についても理論波形との比較を行なっている。Figure 3.9と同様のパラメータで計算した理論波形を Figure 3.10に示す。ここで地震計の固有周期:  $T_0 = 4.5$  秒、減衰率:  $h = 0.25$  を仮定している。今村式強震計の固有周期については、濱松(1966)に巖原や大阪にあった今村式地震計の周期は7秒あるいは8秒とあるが、ここでは東西動のS波の形を合わせるために、4.5秒を仮定している。

Figure 3.9に示した観測波形と Figure 3.10に示した観測波形を比べてみると、S波の極性・振幅・周期・後続波の形等基本的な性質が共通しており、ここで解析した地震記象には計測状態の重大な問題のないことがわかる。

茨城県南西部の140°以東では深さ60 km~75 kmでの地震活動度が非常に高く、この付近の地震の多くは、西下がりあるいは北西下がりの節面を持つフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界で発生している地震である(古川・井元, 1990)。深さ53 kmという深さはフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界付近の地震としては浅過ぎる。また、推定された発震機構はフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界面における地震の典型的な形とは異なる。この地震の震源深さ精度はあまり高いとは思われないが、発震機構からみてもフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界面で発生している地震の可能性は低いと考えられる。東西方向の圧縮軸からみてこの地震は太平洋プレートの影響を強く受けて発生した地震と考えられる。また、深さ誤差が10 km以内とすると、この地震はフィリピン海プレート内部で発生した可能性が高いといえる。パラメータを拘束する条件は弱く精度に問題は残るものの、ここで得た結果からは、この地震はこの地域で定常的に発生している地震とやや性質が異なるとみられる。

(勝間田明男)

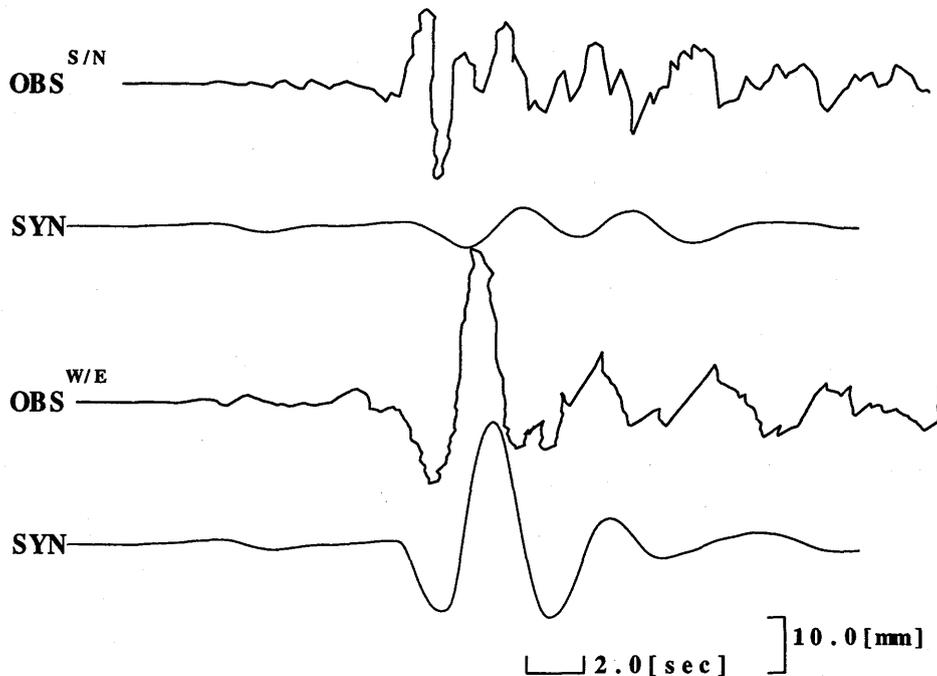


Figure 3.10 Observed and synthetic records for seismograms obtained with an Imamura strong motion seismograph. Focal parameters are the same as those for Figure 3.9. Major features of observed seismograms are common in the records in Figure 3.9 and Figure 3.10.

## 謝 辞

ユーイング地震計に関する論文の紹介を頂き、また理論波形計算のプログラムを使わせていただいた東京大学地震研究所の武尾 実博士、東京大学地震研究所に保管されていた地震記象の利用に関して便宜を図っていただいた同所の野口和子技官に感謝致します。

## 参考文献

- Brune, J. N., 1970: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- 中央気象台, 1894: 中央気象台年報 第2編, 戊38-47.
- 中央気象台, 1921: 気象要覧, 第265号.
- 古川伸雄・井元政二郎, 1990: 関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの地下境界の微細構造, 地震2, **43**, 413-429.
- 萩原尊禮, 1972: 明治27年東京地震・安政2年江戸地震・元禄16年関東地震の震度分布, 地震予知連絡会会報, **7**, 27-31.
- 濱松音蔵, 1966: 気象官署における地震計観測の履歴表, 地震2, **19**, 286-305.
- 濱松音蔵, 1981: 地震観測史, 地震2, 34巻特別号, 73-92.
- 橋田俊彦・三上直也, 1992: 地震学会講演予稿集1992年度秋季大会, 163.
- 石橋克彦, 1973: 大正10年竜ヶ崎地震の震源位置について -アーツ1号が発見した「線」との関連- (速報), 地震2, **26**, 362-367.
- 石橋克彦, 1975: 多層構造モデルのもとで多点のS-P時間を用いた古い地震の震源再計算, 地震2, **28**, 347-364.
- 勝又 護, 1964: 深い地震のMagnitudeを決める一方法, 地震2, **17**, 158-165.
- 勝又 護, 1975: 大正時代の地震活動について, 東京都防災会議東京直下地震に関する調査研究(その3), 117-122.
- Katsumata, A., 1999: Attenuation function of displacement amplitude for magnitude calculation, *Pap. Met. Geophys.*, **50**, 1-14.
- 茅野一郎, 1975: 明治27年東京地震に関する被害について, 東京都防災会議東京直下地震に関する調査研究(その3), 123-131.
- Kikuchi, M. and M. Ishida, 1993: Source retrieval for deep local earthquakes with broadband records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1855-1870.
- 気象庁観測部地震課, 1968a: 地震観測業務履歴(2), 測候時報, **34**, 78-83.
- 気象庁観測部地震課, 1968b: 地震観測業務履歴(3), 測候時報, **34**, 111-119.
- 気象庁観測部地震課, 1968c: 地震観測業務履歴(4), 測候時報, **34**, 139-149.
- 気象庁観測部地震課, 1968d: 地震観測業務履歴(5), 測候時報, **34**, 179-185.
- 気象庁観測部地震課, 1968e: 地震観測業務履歴(6), 測候時報, **34**, 202-208.
- 国土地理院, 1972: 明治27年の東京湾北部の地震前後の水準測量, 地震予知連絡会会報, **7**, 25-26.
- Morioka, T., 1980: The ground motion of The Great Kwanto Earthquake of 1923, *Trans. of Architectural Inst. Japan*, **289**, 79-88.
- 那須信次, 1971: 烈強震の地動(2), 建築技術, **237**, 123-134.
- Okada, Y., 1985: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 大森房吉, 1899: 明治二十年六月二十日東京激震ノ調査, 震災予防調査会, **28**, 71-78.

- 関谷清景・大森房吉, 1899: 明治二十年六月二十日東京激震ノ地震計記録図, 震災予防調査会報告, **28**, 97-99.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976: 東京の基盤構造その2, 東京大学地震研究所彙報, **51**, 45-61.
- 須藤 研, 1977: 東京地震(明治27年6月)の断層模型, 地震学会予稿集1977年度春季大会, 144.
- 武尾 実, 1985: 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成 — 堆積層での非弾性減衰の効果について —, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- Takeo, M. and H. Kanamori, 1992: Simulation of long-period ground motions for the 1923 Kanto Earthquake ( $M \approx 8$ ), *Bull. Eathq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **67**, 389-436.
- 坪井忠二, 1954: 地震動の最大振幅から地震の規模Mを決めることについて, 地震2, **7**, 185-193.
- 宇佐美龍夫, 1996: 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版416-1995], 東京大学出版会, 東京, 181-183, 234-235.
- 牛山高見, 1922a: 12月8日夜千葉県印旛沼附近の小破壊的地震に就いて, 気象集誌, **41**, 4-13.
- 牛山高見, 1922b: 初期微動時の比を用いて震源を求むる作図 — 附 大正十年十二月八日夜東京強震の震源につきて, 気象集誌, **41**, 114-119.
- 宇津徳治, 1979: 1885年～1925年の日本の地震活動 — M6以上の地震及び被害地震の再調査 —, 地震研究所彙報, **54**, 253-308.
- 横山博文, 1997: Xウインドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.