総合報告

明治以後の内陸浅発地震の被害から見た 強震動の特徴

——震度 VII の発生条件——

鹿島小堀研究室* 武村雅之・諸井孝文

東京電力** 八代和彦

Characteristics of Strong Ground Motions as Deduced from Spatial Distributions of Damages due to the Destructive Inland Earthquakes from 1891 to 1995 in Japan

Masayuki TAKEMURA and Takafumi MOROI

Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Minato-ku, Tokyo 107-0052, Japan

Kazuhiko YASHIRO

Tokyo Electric Power Company, Chiyoda-ku, Tokyo 100-0011, Japan

(Received August 8, 1997; Accepted January 30, 1998)

Two types of earthquakes have occurred in and around Japan, which have resulted in severe damages. They are inter-plate earthquakes in subduction zones around the Japan Islands, and intra-plate earthquakes in the upper crust beneath the mainland of Japan. The faults associated with intra-plate earthquakes usually exist within a depth of 20 km. Six intra-plate earthquakes causing a toll of more than 1,000 lives have occurred since the end of the 19th century. The faults responsible for these events were estimated from the trains of surface fault breaks and the measured crustal deformations. Three intra-plate earthquakes with magnitude M larger than 7, which killed more than 200 people, have also occurred in the same period. Their causative faults have also been estimated. Many reports of damage surveys of the above nine intra-plate earthquakes were examined to investigate conditions necessary for generating strong ground motion with seismic intensity $I=VII$ (very disastrous) in the Japan Meteorological Agency (JMA) scale, and to elucidate characteristics of strong ground motion with $I=VII$. According to the original definition of the JMA scale, $I=VII$ (very disastrous) corresponds to "Collapse of more than 30% of wooden houses". The data on damage to wooden houses for the nine events show that the area of $I=VII$ extends up to 5 km on both sides of the fault in the case of faults through mountainous region. On the other hand, in the case of earthquake faults lying underneath basins, where sediments have accumulated from the Late Pleistocene to Holocene, the area of $I=VII$ extends over a wider area and occasionally fills the whole basin. The ground condition is seen to be an important factor in generating strong ground motion with $I=VII$. A similar result is obtained from an examination of the 1923 Kanto earthquake near source region with the thrusting fault at a depth shallower than 20 km. The Kanto earthquake is one of the typical disastrous inter-plate earthquakes in Japan. The data on the directions of simple bodies that have overturned and collapsed wooden houses in the proximity of earthquake faults indicate that

---

* 〒107-0052 東京都港区赤坂 6-5-30

** 〒100-0011 東京都千代田区内幸町 1-1-3

systematically larger ground motions occur in a direction normal to the strike than parallel to it irrespective of the type of faulting. The effective periods for these simple bodies and wooden houses are estimated to be in the range of 0.3 sec to 1.5 sec. These results indicate that the dominant strong ground motion in the direction normal to the strike plays an important role in generating the severe damages in regions hit by intensity I=VII.

Key words: Intra-plate earthquake, Damage earthquake, Seismic intensity, Strong ground motion.

§1. はじめに

1995年兵庫県南部地震以後、内陸の地殻内で発生する地震の脅威が再認識され、被害の主たる原因となる強震動の解明および予測の重要性が指摘されている[例えば、鹿島都市防災研究会(1996), 泊(1996)]。

強震動の予測には、どこでどのような地震が発生するかという問題と発生した場合にどこにどのような震動がもたらされるかという問題がある。前者に対しては、歴史地震研究や活断層調査の結果が役立つ[例えば、島崎(1995)]、最近では主要活断層に対するトレンチ調査も精力的に行われている[杉山(1996)]。一方、後者に対しては、震源が特定された場合にその周辺地域の地下構造調査の重要性が指摘されているが、特に平野下の深い堆積構造については、今までに一部地域を除き詳細な調査は実現していない[例えば、岩田(1996), 額額(1993), 山中(1990)]。強震動予測にはそれだけでなく、詳細な震源モデルの設定が必要でその違いによっては結果に大きな幅を生じることが予想される[Takeo and KANAMORI(1997)]。このような時に、過去の被害地震による経験は、起りうる強震動に対する目安となるだけでなく、震源や地盤の影響を検討する上での重要なデータとなる。

近代地震学が始められた明治以後、日本では度々大被害を発生させた内陸地震が発生しており、被害調査結果も膨大な量にのぼっている。これらの結果をまとめた資料として防災科学技術センター(1979)がある。この資料は各地震の震源、地震断層、被害を満遍なく簡潔にまとめている。

兵庫県南部地震の後、震源近傍における強震動に関連して、①地盤による被害の差[例えば、TAKEMURA and TSUJI(1995)]、②断層近傍での震動の方向性[例えば、松田・竹村(1995)]、③断層破壊の伝播方向と地震動の強さ[例えば、土岐・他(1995)]等が注目され、様々な検討がなされている。③は断層破壊の Directivity により破壊が伝播する方向で地震動の振幅が大きくなる現象でドブラー効果によるものである。本稿では、これら3つの現象を中心とし、過去の被害地震の調査結果を基に、どのような条件下で大きな被害につながる強震動が発生するかを検討してみたい。①や③については、検討

の尺度として震度 VII の空間的分布に注目する。震度 VII は 1948 年の福井地震後制定されたものであるが、その定義[気象庁(1996)]によれば、「家屋の倒壊が 30% 以上および山くずれ、地割れ、断層などを生ずる」となっている。このため本稿でも、福井地震以前の地震については住家の倒壊率(または全壊率)が 30% 以上の地域を震度 VII 相当の地域と見なして議論を進める。②については墓石等の物体の転倒方向や木造住家の倒壊方向のデータを基に検討する。

§2. 過去の被害地震の調査結果

対象とした地震は、明治以後発生し、死者 1000 人以上を出した内陸の浅発地震、1891 年濃尾地震、1927 年北丹後地震、1943 年鳥取地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震、1995 年兵庫県南部地震と死者は 1000 人以下でもマグニチュード M が 7 以上で地表に地震断層を残したかまたは断層の位置が推定されている地震、1894 年庄内地震、1896 年陸羽地震、1930 年北伊豆地震の合計 9 地震である。なお後の 3 地震についても死者 200 人以上の大きな被害が生じている[宇佐美(1987)]。また相模トラフのサブダクションゾーンで発生し、歴史上最大級の被害をもたらした 1923 年関東地震も内陸地震との比較のために取り上げる。Fig. 1 にこれらの地震の震央位置を示す。

以下、検討に用いる全壊率分布や震度分布、地震断層位置等は、文献資料に記載されている図からできるだけ忠実にトレースして求めたものである。その際地震相互の比較を容易にするため、できる限り同一縮尺の地図上に描いた。

また、全壊率分布や震度分布図には、参考のために、宇津(1982)による震央を記入した(兵庫県南部地震は気象庁による)が、兵庫県南部地震以外の地震については、多くの場合、断層破壊の開始位置や地下での断層面の形状等を議論できる程の精度は無いと思われるので注意されたい。

(1) 濃尾地震 ($M=8.0$)

1891 年 10 月 28 日 6 時 38 分に発生した地震で、内陸では最大級のものである。日本で本格的な地震に対する研究を始めるきっかけとなった地震で[今村(1941)]、

Fig. 1. Locations of epicenters of disastrous inland earthquakes (intra-plate events) since the end of the 19th century in Japan. The location of the epicenter of the 1923 Kanto earthquake (inter-plate event) is, also, plotted.

被害は、岐阜、愛知、福井の3県を中心に、死者7273人、家屋の全壊は140000棟余りに達した〔宇佐美(1987)〕。

地震断層は全長約80kmにわたり出現した〔松田(1976)〕。北から温見断層、根尾谷断層、梅原断層の3つの活断層である。全体に左横ずれが卓越した動きを示している。また金原付近から岐阜、一宮、名古屋北部にかけては地震断層が地表に顔を出していないが、伏在断層が動いた可能性が指摘されている。このことは地質学的考察、被害分布、地殻変動、重力異常等のデータにより支持されている〔Mikumo and Ando (1976), 村松(1963)〕。

Fig. 2(a)に住家の被害率分布を示す〔村松(1983)〕。図には地震断層を実線で、伏在断層を破線で示す〔松田(1976), Mikumo and Ando (1976)〕。村松(1983)は、愛知県では(全壊+0.5×(半壊+損壊))/戸数を、岐阜県では(全壊+0.5×半壊)/戸数を互いにほぼ同等と見なし被害率と呼んでいる。飯田(1985)は、全壊率(全壊/戸数)と被害率((全壊+0.5×半壊)/戸数)の関係を岐阜県および愛知県のデータについて求めている。それによれば、被害率60%はほぼ全壊率30%に対応する。このためFig. 2(a)では村松(1983)による被害率60%以上の地域に影をつけ全壊率30%以上と同等と考え

た。また図には平野と山地の境界が一点鎖線で示されている。この境界は100万分の1地質図〔地質調査所(1987)〕で完新世及び後期更新世の堆積層に分類された地域を平野または盆地とし、その他の地域を山地とした場合の境界である。他の地震に対する図でも境界が図示されている場合は同様の定義である。

住家被害率60%以上(全壊率30%以上に相当)の地域は、根尾谷断層沿い等山地では地震断層に沿って狭い範囲で分布している。これに対し伏在断層(破線)が動いたと推定されている濃尾平野ではその広がり大きくほぼ平野全体に及んでいる。特に西側に大きく広がっており濃尾平野の沖積層厚が西側で厚くなっていることとの相関が指摘されている〔飯田(1985)〕。

Mikumo and Ando (1976)は、地殻変動データや名古屋および岐阜で観測された地震記象をシミュレーションすることにより震源断層のモデルを求めている。それによれば、震源断層は、ほぼ垂直な断層面をもつ左横ずれで、断層破壊は地震断層の北端部付近から断層に沿って南南東に進行し、金原付近から梅原断層と濃尾平野下の伏在断層に分かれてさらに南東および南南東に進んだと推定されている。破壊伝播方向で、地震動の振幅が大きくなり被害の広がりが拡大したかどうかが目目されるが、この場合、破壊の進行方向に被害の拡大し易いと思

Fig. 2. (a) Spatial distribution of severely damaged wooden houses for the 1891 Nobi earthquake. [after MURAMATSU (1983)] The dotted area represents the area where the ratio of severely damaged houses to the total houses is greater than 60 percent, and the hatched areas represent the areas where the ratio reaches 100 percent. The chained curve indicates the edge of the Nobi basin. Definitions corresponding to various ranges in percentages of severely damaged houses are explained in the text. The open circle shows the location of the epicenter from Utsu (1982).

われる平野が広がっており、地下構造の影響との分離が難しい。ただ、Fig. 2(a)の伏在断層周辺での被害率60%以上の地域の広がり方に注目すると、断層の両側と、断層破壊の進行方向とされる南南東方向とを比べても、それ程広がり方に差がない。また被害が更に大きい被害率100%の地域が断層破壊の進行方向である南南東方向ではなく沖積層が厚いとされる断層の西側に点在していることが分かる〔飯田(1985)〕。つまり被害分布は断層破壊のDirectivityの影響よりも地下構造の影響をより強くうけているように思われる。

次に大森(1899)が調べた物体の転倒方向をFig. 2(b)に示す。データが広範囲に分布し、図が大きくなりすぎ

るので例外的に縮尺率を小さくした。大森(1899)によれば、家屋の倒壊方向は色々な方向を向き、それらにより強震動の震動方向を特定することは難しいが、四角い石塔、四角あるいは円形の柱をもつ石燈籠および煙突の上部が跳ばされた方向等より震動方向が測定できると指摘されている。大森(1899)は、名古屋を例に転倒方向の決め方を示している。それによれば、名古屋では約200個の物体の転倒方向を調べその平均値として当該地域の震動の方向を評価している。原論文では矢印でその方向が示されているが、データを見ると矢印の転倒方向と逆方向にほぼ同数の物体の転倒がみられる。このため本稿では180度の差は区別せず、従って矢印でなく棒線で震動方向を表示することにする。

Fig. 2(b)に示す結果は、震動が断層すべりの方向(断層の走行方向)ではなく、断層走行と直交する方向に卓越していたことを示している。Mikumo and Ando (1976)は、先に指摘した震源断層のモデルを用いて理論的に震動方向をシミュレーションし、大森(1899)の調査結果と一致することを確かめている。

(2) 庄内地震 ($M=7.0$)

1894年10月22日17時35分に発生した。被害統計は十分でないが、被害の大きい山形県では、死者726人、全壊建物は4000棟近くにのぼった〔宇佐美(1987)〕。

地震断層は地震直後、小藤(1896)により報告されている。それによれば、庄内平野の山際の生石から矢流沢に沿って柳沢池付近まで全長約1.5 kmの断層が現れ、地割れ等を参考にその延長をたどると断層は、両側、特に庄内平野の中央部まで延びていると指摘されている。しかしながら、その後の調査でこの断層は地震断層としての地形も確認されず、現在では庄内地震の原因となった断層は観音寺断層であると考えられている〔鈴木・他(1989)〕。鈴木・他(1989)は、庄内地震の際、観音寺断層が地表で地震断層を生じていないことから深部で変位したとの解釈をしている。

Fig. 3(a)に大森(1895)により調査された住家全壊率を示す。観音寺断層は沖積平野と新第三系の山地の境界に位置し、全壊率30%以上の地域は、断層に沿って平野側に帯状に分布している。また余目を挟んで西側の平野中央部にも被害の大きな個所が見える。

大森(1895)は、家屋の傾斜や転倒、石碑や石燈籠等の転倒の平均的方向も求めている。Fig. 3(b)にその結果を図示する。この地方のテクトニクスから震源断層は東西圧縮の逆断層タイプが予想され〔萩原(1991)〕、横ずれ型の濃尾地震とは異なるが、この場合も断層の走行と直交方向に震動が卓越している。

Fig. 2. (b) Directions of fall of simple bodies [after OMORI (1899)], and the trains of surface fault breaks (solid curve) and the latent earthquake fault (broken curve) [after MIKUMO and ANDO (1976)].

Fig. 3. (a) Spatial distribution of collapsed wooden houses for the 1894 Shonai earthquake [after OMORI (1895)]. The dotted and hatched areas represent the areas where the ratios of collapsed wooden houses to the total wooden houses are greater than 30 percent and 90 percent, respectively. The chained curve indicates the edge of the Shonai basin. The open circle shows the location of the epicenter from UTSU (1982). (b) Directions of fall of simple bodies and collapsed wooden houses [after OMORI (1895)], and the trace of the Kanonji fault (broken curve) [after SUZUKI *et al.* (1989)].

(3) 陸羽地震 ($M=7.2$)

1896年8月31日17時06分に発生した。死者は秋田・岩手の両県で209人、全壊建物は6000棟近くに達

した [宇佐美 (1987)]。

震源は秋田県南東部の横手盆地の東側にあり、真昼山

地を挟んで東西に2条の共役な逆断層が生じた。もとも

Fig. 4. (a) Spatial distribution of regions collapsed wooden houses for the 1896 Rikuu earthquake [after IMAMURA (1913)]. The dotted and open areas represent the areas where the ratios of collapsed wooden houses to the total wooden houses are greater than 30 percent and 10 percent, respectively. The chained curve indicates the edge of the Yokote basin. The open circle shows the location of the epicenter from UTSU (1982). (b) Directions of fall of simple bodies and collapsed wooden houses [after THE CENTRAL METEOROLOGICAL OBSERVATORY (1898)], and the trains of surface fault breaks (solid curves) [after MATSUDA *et al.* (1980)].

と地形的に真昼山地は新第三系の隆起山地である。2条の共役な断層はそれと同じ傾向の動きを示している。真昼山地の西部は生保内、白岩、太田、千屋の各断層（総称して千屋断層と呼ぶ）が連なり、東部は川舟断層が変位している [松田・他 (1980)]。変位は純粋な縦ずれで、ほとんど横ずれ成分は無い。地震断層の長さや変位量の大きさから千屋断層を主断層と考えると、主断層は第四系の横手盆地と第三系の真昼山地の境界に生じたことになる。また、真昼山地は逆断層の上盤側、横手盆地は下盤側に対応する [松田・他 (1980)]。

Fig. 4(a) には今村 (1913) の調査による住家の全壊率を示す。原論文に全壊率 30% のコンターが書かれていないので、40% のコンターを代用した。一般に逆断層では上盤側で地震動が強く被害が大きくなることが多いとされている [例えば、ABRAHAMSON and SOMERVILLE (1996), 飯田 (1985), 宮野 (1982)] が、住家全壊率 40% のコンターの分布は、下盤側にも係わらず横手盆地の方へ大きく広がっている。つまり第四紀層の影響がより強く現れているものと考えられる。

上盤側と下盤側で被害に差が出る原因は主に断層面からの距離による違いによると考えられ [ABRAHAMSON

and SOMERVILLE (1996), 宮野 (1982)]、その程度は断層面の傾斜角に依存するものと考えられる。千屋断層の傾斜角は深い部分についてはよく分からないが、地表での上下変位量と水平短縮量との比から $45^{\circ} \pm 20^{\circ}$ と推定されている [松田・他 (1980)]。

Fig. 4(b) には、中央气象台 (1898) による墓石の転倒や家屋の破損等から得られた震動方向を示す。庄内地震と同様、震動方向は断層走行と直交する方向を向く地点が多い。

(4) 北丹後地震 ($M=7.3$)

1927 年 3 月 7 日 18 時 27 分に発生した。被害は京都府で死者 2898 人を数え、住家全壊は 5000 棟近くにのぼる [宇佐美 (1987)]。

この地震でも顕著な地震断層が現れた。地震断層は共役な 2 本の断層からなり、それぞれ郷村断層、山田断層と呼ばれている [阿部・他 (1985)]。郷村断層は 12 本の雁行する断層が網野町から山田村へ北から南に向かって続き、山田断層は山田村を中心に東西に現れた。前者は左横ずれ、後者は右横ずれが卓越している [阿部・他 (1985)]。

Fig. 5(a) に住家の全壊率分布を示す。コンターは国

Fig. 5. (a) Spatial distribution of collapsed wooden houses for the 1927 Kita-Tango earthquake [after KUNITOMI and SAGISAKA (1927)]. The dotted area represents the area where the ratio of collapsed wooden houses to the total wooden houses is greater than 30 percent. Percentage of collapsed wooden houses at each site is shown by solid and open circles [after TANIGUCHI (1927)]. The larger open circle indicates the location of the epicenter from URSU (1982). (b) Directions of fall of collapsed wooden houses [after TANIGUCHI (1927)], and the trains of surface fault breaks (solid curves) [after ABE, *et al.* (1985)].

富・鷺坂(1927)を基に引いた。また丸印で示す値は谷口(1927)によるものでコンターとほぼ整合している。

この地方は中古生層に覆われている地域が多く山地内を断層が走った例である。全壊率30%の地域は郷村断層と山田断層に沿って、幅が最大約10kmの狭い範囲でT字形に分布している。

震災の翌日、豊岡に入った調査隊によれば積雪が一尺

余りもあったということが記録されている[八鍬・他(1927)]。屋根の積雪が家屋の全壊にどのような影響を与えたかはよく分からないが、多少全壊率を押し上げた可能性も考えられる。

震源断層のモデルは主に地殻変動データから求められ[例えば、MATSUURA (1977)]、郷村断層だけでなく山田断層下にもすべり量にして半分程度の断層すべりがあったと推定されている。またKANAMORI (1973)は、地殻変動データに東京本郷での地震記録を用いて、郷村断層下にバイラテラルの破壊を仮定したモデルを提案している。このモデルによれば郷村断層の南東方向の延長上は断層破壊が進んでくる方向にあたるが、Fig. 5(a)で全壊率分布が特に南東方向に広がる様子はない。先に述べたように、全壊率30%のコンターは、断層からある距離を保って断層を取り囲むように分布している。

Fig. 5(b)に、谷口(1927)による建物の倒壊方向を示す。断層近傍では山田断層に比べすべり量が多い郷村断層の走行に直交する方向に倒壊方向が卓越している。

(5) 北伊豆地震($M=7.3$)

1930年11月26日4時2分に地震が発生した。静岡、神奈川両県で死者272人、住家の全壊約2000棟を出した[宇佐美(1987)]。

地震断層は、北は芦ノ湖からはじまり丹那盆地をぬけ南は中伊豆町まで全長約30kmに渡って現れた[松田(1972)]。全体に左横ずれが卓越し、走行は北部ではほぼ南北であるが、南部ではやや西寄りになっている。

Fig. 6(a)に全壊率30%のコンターを示す[今村(1931)、防災科学技術センター(1979)]。断層に沿っては火山岩が分布し山地内を断層が走った例である。狩野川に沿って平野が分布する影響で、コンターは韭山方面へ広がる傾向が見えるが、他の地域では、地震断層を挟み10km以内に全壊率30%以上の地域が分布する。ABE (1978)は、地殻変動データから地震断層の下にはほぼ垂直に震源断層があることを確認し、P波初動による震源メカニズム解がほぼ南北の走行をもつ節面をもち北部の地震断層の走行と一致することから、破壊は北から南に伝播したと指摘している。これに従えば断層の南南西側が破壊伝播方向となるが、特に全壊率分布がその方向に大きく広がる傾向はみられない。

一方、Fig. 6(b)に今村(1931)による構造物の移動方向を示す。データは少ないが、断層の近傍では断層走行と直交する方向に移動するケースが見られる。

(6) 鳥取地震($M=7.2$)

1943年9月10日17時37分に発生した。鳥取市を中心に死者1083人、全壊家屋約7500棟を出した[宇佐美(1987)]。戦時統制下の地震で被害統計等詳しく分

Fig. 6. (a) Spatial distribution of collapsed wooden houses for the 1930 Kita-Izu earthquake [after IMAMURA (1931)]. The dotted area represents the area where the ratio of collapsed wooden houses to the total wooden houses is greater than 30 percent. The chained curve indicates the edge of the basin by the Kanogawa River. The open circle shows the location of the epicenter from Utsu (1982). (b) Directions of movement of buildings [after IMAMURA (1931)] and the trains of surface fault breaks [after MATSUDA *et al.* (1972)].

かっていない。

この地震でも顕著な地震断層が現れた。吉岡断層と鹿野断層である。津屋(1943)によれば吉岡断層および鹿野断層は雁行する右横ずれ断層である。

建築学会震災調査隊(1944)がまとめた住家全壊率より全壊率 30% のコンターを画くと Fig. 7 のようになる。この結果は井上(1943)や平野(1943)の調査結果ともほぼ整合する。一点鎖線で示す平野と山地の境界は鳥取平野をかたどっている。SATO (1973) は地殻変動データから震源断層は Fig. 7 の実線で示す吉岡断層や鹿野断層 [活断層研究会(1987)] の下だけでなく、破線で示すように鳥取平野の下にもび東西約 30 km に及ぶと推測している。この地震の特徴は、山地では地震断層近傍でも住家の全壊率が 30% 以下であり、大きな被害は鳥取平野を中心とした地域に限られている点である。

KANAMORI (1972) は京都大学阿武山地震観測所で観測された地震記録をシミュレーションし、震源過程を推定している。震源断層は、ほぼ Fig. 7 の破線の下に垂直な面を持つ右横ずれ断層と仮定し、断層の中心よりやや東の地点からバイラテラルに断層が破壊したと指摘している。従って、震源断層の東北東側と西南西側は、破壊の伝播方向となるが、それによるとみられる全壊率分布

の広がりには特に確認できない。むしろ Fig. 7 では、全壊率 30% 以上の地域と鳥取平野がよく対応し、地下構造の影響が大きいことをよく表している。

物体や家屋の転倒方向を震源近傍全域について調べた例は見当たらないが、建築学会震災調査隊(1944)によれば、鳥取市若桜町の墓地では、北西-南東に転倒したものが 20 に対しそれと直角方向が 2 と震動方向に偏りがあることが指摘されている。北西-南東方向は Fig. 7 から分かるように、断層の走行とはほぼ直交方向に対応する。

(7) 三河地震 ($M=6.8$)

1945 年 1 月 13 日 3 時 38 分に発生した。戦時統制下で被害の実数が分かり難かったが飯田(1985)により町村別、一部字別に被害統計が整備されている。その結果によれば死者 2306 人、全壊住家 7000 棟余りにのぼっている。

地震断層は Fig. 8(a) に示すように鍵型に曲がり、南東側が深溝断層、北西側は横須賀断層と呼ばれている。前者は図のように渥美湾内にも現れたことが知られている。およそ前者は西側隆起の右横ずれ、後者は南側隆起の左横ずれを示している [阿部・他(1985), 飯田(1985)]。

ANDO (1974) は地殻変動データからこの地震の震源断層は深溝断層に沿う南北走向で西方に傾く低角逆断層であると推定している。また KAKEHI and IWATA (1992)

Fig. 7. Spatial distribution of collapsed wooden houses for the 1943 Tottori earthquake evaluated from the data of THE ARCHITECTURAL INSTITUTE OF JAPAN (1944). The dotted and open areas represent the areas where the ratios of collapsed wooden houses to the total wooden houses are greater than 30 percent and 1 percent, respectively. The trains of surface fault breaks and the latent earthquake fault are represented by Solid and broken curves, respectively [after Sato (1973)]. The chain-dotted curve indicates the edge of the Tottori basin. The open circle shows the location of the epicenter from Utsu (1982).

は岐阜および三島の測候所に残る観測記録をシミュレーションし、ANDO (1974) のモデルを修正している。その結果でも深溝断層下の震源断層が主断層であるとの結論が得られている。その際の断層の傾斜角は ANDO (1974) の推定値と同じく 30° とかなり低角である。一方横須賀断層については、地震断層としての取り扱いについて研究者によって位置や認定に関し多少の食い違いがある [阿部・他 (1985)]。

Fig. 8(a) には住家全壊率が 30% 以上を震度 VII, 30% 以下を震度 VI とし、全壊が殆ど無い被害が出たのを震度 V-VI, 煙突や石垣等の破損を震度 V として詳細震度分布を求めた結果 [飯田 (1985)] から震度 VII の分布を抜き出して示した。同図には平野・山地の境界が一点鎖線で示されている。横須賀断層付近で震度 VII の領域が大きく広がっていることと、矢作川による岡崎平野の沖積層の広がりとうが良く対応している。

この地震の断層はかなり低角に傾斜しており、上盤側と下盤側での被害の差が指摘されている [飯田 (1985)]。確かに、Fig. 8(a) から分かるように深溝断層では、南西側の上盤のみに震度 VII の地域があり、北西側には震度 VII の地域はない。しかしながら、Fig. 8(a) の震度 VII の分布を全体に見渡せば、上盤側、下盤側による差よりも平野・山地境界を挟む地下構造の違いによる差の方が大きいことは一目で明かである。

Fig. 8(b) には、飯田 (1985) による住家の倒壊方向のデータから、各地点の平均的方向を求めて図示した。主断層の深溝断層に注目すると、この場合も断層走行と直

Fig. 8. (a) Spatial distribution of seismic intensity of $I=VII$ for the 1945 Mikawa earthquake [after IIDA (1985)]. The chained curve indicates the edge of the Okazaki basin. The open circle shows the location of the epicenter from Utsu (1982). (b) Average directions of fall of collapsed wooden houses from the data by Iida (1985) and the trains of surface fault breaks (solid curves) [after Abe et al. (1985), IIDA (1985)].

交する方向に住家が多数倒壊していることが分かる。このように、逆断層で断層走行方向と直交する方向に震動が卓越する例は、1894年庄内地震や1896年陸羽地震の場合と同様である。

(8) 福井地震 ($M=7.1$)

1948年6月28日16時13分に発生し、福井、石川両県で死者3769人、全壊家屋36000棟余りを出した[宇佐美(1987)]。

福井平野およびその周辺部には噴砂、地割れ、がけ崩れ等地変が多数発生したが地震断層は現れなかった[OFFICE OF THE ENGINEER, GHQ (1949)]。しかしながら、水準測量の結果を見ると福井平野の西寄りの部分を南北に通過する線を境に東側が隆起し、西側が沈降したことが明らかに分かり、その直下に地震断層が存在するものと推定されている[OFFICE OF THE ENGINEER, GHQ (1949), 福井市(1978)]。Fig. 9(a)の破線は推定された地震断層を示す[活断層研究会(1987)]。

北陸震災調査特別委員会(1951)には2つの住家全壊率分布の図が掲載されている。一つは国家警察および調査委員会の調査結果をそのまま図示したもの、もう一つ

は京都大学による平野の中心部における調査結果を考慮しさらに警察統計がやや被害を過大評価しているという点も考慮して求めた住家全壊率分布である。平野周辺部では分布はそれ程大きく変わらないので、全壊率30%のコンターは前者を参照したが、全壊率80%のコンターは後者を参照した。全壊率30%以上の地域は福井平野のほぼ全域に広がり、平野下の伏在断層の影響は濃尾地震の場合の濃尾平野と類似している。また全壊率80%以上の地域は破線で示す推定断層の中心付近に分布することが分かる。

KANAMORI (1973) は、地殻変動データの解析と京都大学阿武山地震観測所の地震記録のシミュレーションにより震源断層のモデルを推定している。これによれば、断層面はほぼ Fig. 9(a) に示す地震断層の下に垂直に存在し、左横ずれ成分が卓越している。また破壊は断層の中央からバイラテラルに破壊した。破壊様式がバイラテラルであるため断層の両端部およびその延長上は、破壊伝播方向に対応するが、その方向で特に住家の全壊率が大きくなる傾向は見当たらない。

物体の転倒方向や構造物の倒壊方向についても、いく

Fig. 9. (a) Spatial distribution of regions collapsed wooden houses for the 1948 Fukui earthquake [after THE SPECIAL COMMITTEE FOR THE DAMAGE SURVEY OF THE HOKURIKU EARTHQUAKE (1951)]. The dotted and hatched areas represent the areas where the ratios of collapsed wooden houses to the total wooden houses are greater than 30 percent and 80 percent, respectively. The chained curve indicates the edge of the Fukui basin. The open circle shows the location of the epicenter from Utsu(1982). (b) Directions of fall of simple bodies (short bars) and collapsed wooden houses (long bars) [after THE SPECIAL COMMITTEE FOR THE DAMAGE SURVEY OF THE HOKURIKU EARTHQUAKE (1951)], and the latent earthquake faults (broken curves) [after THE RESEARCH GROUP OF ACTIVE FAULT IN JAPAN (1987)].

つかの結果が示されている [中央気象台 (1948), 北陸震災調査特別委員会 (1951)]. Fig. 9(b) には北陸震災調査特別委員会 (1951) による墓石等単体の転倒方向と, 家屋や煙突の転倒方向を示した. いずれの結果も転倒方向にかなりのばらつきがあり, 一定の方向性を見だし難い. 平野部での揺れの複雑さを示すものと思われる.

(9) 兵庫県南部地震 ($M=7.2$)

1995 年 1 月 15 日 5 時 46 分に発生した. 兵庫県を中心に直接の死者だけで 5400 人, 全壊家屋約 100000 棟

を出した [国土庁 (1995)].

気象庁発表の震度 VII の分布を Fig. 10(a) に示す [気象庁 (1996)]. 実線は地表に現れた地震断層 [佐竹・栗田 (1996)], 破線は余震分布や地震記録や地殻変動データのインバージョン解析から推定された地下の震源断層の位置である [武村 (1996)]. 震度 VII の分布は神戸側では平野・山地境界の南側の完新世及び後期更新世の堆積層が広がる地域に分布し, 北側の花崗岩に覆われた地域には分布しない. また淡路島では海側の新第三紀層と

Fig. 10. (a) Spatial distribution of seismic intensity of I=VII by JMA for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. The chained curve indicates the basin edge. The open circle shows the location of the epicenter from JMA. (b) Directions of fall of simple bodies (short bars) and collapsed wooden houses (long bars) [after KIKUYAMA and YOKOYAMA (1995), MATSUDA and TAKEMURA (1995)], and the train of the surface fault break (solid curve) and the latent earthquake faults (broken curves) [after SATAKE and AWATA (1996), TAKEMURA (1996)]. No surface fault break is found along the Rokko fault.

山側の花崗岩層の間の野島断層に地震断層があらわれたがその直上には震度 VII の地域はない。このような状況は 1943 年鳥取地震の際の吉岡断層や鹿野断層と類似している。

断層破壊は全体に右横ずれ成分が卓越し、明石海峡の震央付近からはじまり両側に伝播した [武村 (1996)]。神戸の北東側に点在する震度 VII の地域や野島断層の延長上に震度 VII の地域が分布し、断層破壊の Directivity による地震動の振幅の増大が原因している可能性も指摘されている [土岐・他 (1995)]。

Fig. 10(b) に木造建物の倒壊方向および墓石、燈籠の転倒方向を示す [菊山・横山 (1995), 松田・竹村 (1995)]。断層の走行と直交する方向に木造建物の倒壊や墓石、燈籠の転倒が発生していることがわかる。横ずれ断層に対し、断層の走行と直交方向の震動が卓越することが確認されている地震は、濃尾地震、北丹後地震、北伊豆地震と過去に例が多い。兵庫県南部地震では、物体の転倒や構造物の転倒方向だけでなく、震源近傍で得られた多くの強震記録 [日本建築学会 (1996)] でもこの傾向が確認できる。

§ 3. 震度 VII が発生する地域と強震動の特徴

3.1 震度 VII の定義

過去の地震において震度 VII の地域を判定する場合、1949 年改訂の旧気象庁震度階 [気象庁 (1996)] による「家屋の倒壊が 30% 以上に及び……」という定義をもとにするのが最も自然である。つまり木造住家の倒壊率が 30% 以上の地域を震度 VII と判定するのである。倒壊 (以前は倒潰と書く方が多い) と類似の言葉に全壊 (以前は全潰と書く場合が多い) という言葉がある。倒壊と全壊は多くの場合同義語として用いられている [例えば、中央气象台 (1948), 建築学会震災調査隊 (1944), 物部 (1926), 谷口 (1927)] ので、震度 VII は住家の全壊率が 30% 以上ということになる。飯田 (1985) は Fig. 8(a) に示す三河地震の震度 VII の分布を、同様の考え方で推定している。本稿でもこの考え方に従い、全壊率 30% 以上の地域を震度 VII の地域と考えて話を進めてきた。

しかしながら、ここで 2 つの問題を検討する必要がある。1 つは全壊とはどういう被害の状態を表すのか、2 つ目は時代によって木造家屋の耐震性は変化していないのかという問題である。まずは全壊の定義から考えることにする。

先に示した各地震に関する多くの文献でもその定義を明確に示しているものは意外に少ない。例えば福井烈震誌 [福井市 (1978)] では、建築物被害の章の冒頭、「全半壊等の用語について」という節を設け、その中で全壊の

定義や半壊の定義を総括している。それによれば、全壊の定義として「家屋としての形態をとどめないもの」「破壊はげしく修繕の不可能なもの」あるいは「修繕費が再建費より高くつくと思われるもの」等の表現が用いられている。また半壊としては「一部に手を加えることによって現在使用し得るもの」「修繕可能なもの」の定義がある。同時に、「何れの定義も程度の差を示すに止まり、見る人によりあるいは家主の意志によって何れにも考えられる場合がありますこぶる曖昧である」と指摘している。

また、同じく福井地震に際して北陸震災調査特別委員会 (1951) は建物被害を全壊、半壊、傾斜、無被害の 4 ランクに分け、全壊として、「地震時に屋根の一部以上が地に着いたもの、2 階建にありては 2 階床部分が地に着いたもの之に含む」という定義を示している。その上でこの定義が学術研究会議による、「大部分倒潰して復旧しにくいもの」という定義と大体同じであるが、それに比べより具体的であると述べている。また、一方で被害ランクの判定に際して、「全壊は比較的明瞭であるが、半壊と傾斜の区別等は相当困難な場合がある」と指摘している。同様の指摘は宮野 (1984) も行なっている。それによれば、「被害の判定は必ずしも普遍的な基準がある訳ではなく、特に半壊以下の被害については大きな幅があると思われる。しかしながら全壊と判定された建物は倒壊または倒壊に至らなくてもそのままでは危険で居住に耐えられないものと考えられ判断上大きな差異は生じないであろう」と指摘している。

一方、小林・長橋 (1969) は建築構造的な観点より、全壊とは「構造物の変形がその許容しうる塑性変形量より大きくなり、構造物が耐力を失って倒壊に至る過程を意味する」と定義している。

近年の兵庫県南部地震でもいくつかの被害調査が行われているが、被害ランクの定義がそれ程明確でない [例えば、建築研究所 (1996)] 点は、これまでの調査結果と大差がない。その中で比較的被害ランクの定義を明確にして阪神地域のほぼ全域を調査した中央開発 (1995) によれば、全壊は「倒壊、30 度以上の傾き、修復不能」となっている。

以上、これまでの文献で全壊の定義をまとめると、破壊はげしく修復不可能という点に共通した認識が見出せるようである。松沢 (1925) は、「被害程度の見積もりは人によって大いに異なるであろうが報告をそのまま採るより外はない」と述べている。北陸震災調査特別委員会 (1951) や宮野 (1984) が指摘するように全壊は比較的他の被害ランクに比べて判定し易いにしても、調査毎に相当の差がある可能性は否定できない。

次に全壊率に影響すると思われる木造住家の耐震性についてその時代的変遷を検討する。宮野(1982)は、時代的変遷の少ないと思われる墓石の転倒状況から評価される加速度と住家全壊率との関係を地震毎に調べている。それによれば、1952年十勝沖地震、1948年福井地震、1923年関東地震の加速度と全壊率の関係はほぼ同じであると指摘している。また1891年の濃尾地震については、全壊率と全壊家屋での死者数の関係を福井地震と比較し、木造家屋が全壊に至る性質は両者で大きく変わっていないと推定している。つまり宮野(1982)の指摘に従えば、少なくとも1948年の福井地震以前の木造住家の全壊率は、時代的変遷が少ないと考えられる。

この点をさらに、大橋(1993)を基に建築構造基準の面から考えて見る。大橋(1993)によれば、木造家屋の耐震構造規定が本格的に適用されたのは1920年の市街地建築物法施行規則(以下「物法」と略す)によるとされている。またその中で1891年濃尾地震後に設置された震災予防調査会が1894年の庄内地震の際に被害住宅の復興家屋構造の指針として「木造耐震家屋構造要領」等を出し、それらの理論的裏付けが1914年に佐野利器の家屋耐震構造論で行なわれ、物法に結実したと言われている。

物法は耐震規定だけでなく、多くの規定が市街地環境の確保を目的としたものであり、適用範囲は当初、東京、京都、大阪、横浜、神戸、名古屋の6大都市に限られていた。さらに1924年には適用範囲を広げるために緩和規定が設けられた。緩和規定とは必ずしも全規定の適用を必要としないというもので、このために、戦争の激化により法律の適用が中止される1943年直前でも実際に耐震規定が適用された地域は都市部を中心に限られた地域となった[大橋(1993)]。戦後1947年に規定が復活するが戦後の混乱期の中で十分役割を果たしたとは言えない。また、物法の規定は、のちに制定された建築基準法施行令に比べ具体的・定量的な面が劣るとも指摘されている[大橋(1993)]。

このような状況を考える時、日本における多くの木造住家は特に地方において、1950年に制定された建築基準法施行令まで、殆ど耐震構造規定の洗礼を受けていないと考えられる。このことは先に指摘した宮野(1982)の結果を支持する事実であり、木造住家の全壊率を時代を超えて地震動強さの指標として用いても良いことを示唆している。

一方、ここで対象とした地震のうち、唯一建築基準法制定以後の地震である兵庫県南部地震については、1949年改訂の旧気象庁震度階に従って、気象庁が被害調査結果から震度VIIの領域をいち早く発表した[気象

庁(1996)]。しかしながら、その際、建築基準法以後、最近のライフスタイルの変化も手伝って、木造住家の耐震性が向上したであろう事実を考慮したかどうかは不明である。1949年改訂の旧気象庁震度階は当然改訂当時の木造住家の耐震性を前提としたものであり、もし木造住家の耐震性の変化を考慮せず、全体として木造住家の耐震性が向上していたとすれば、発表された震度VIIの領域は過小に評価されていることになる。つまり震度階の連続性が損なわれたことになる。一方、気象庁発表の震度VIIの領域は、その後建築学会や建築研究所等の調査による結果から求められた倒壊・大破率30%以上の領域より広いという指摘もある[川瀬・林(1996a)]。この場合には連続性が保たれていた可能性が考えられる。気象庁が用いたであろう倒壊(または全壊)の定義や他機関の倒壊・大破の定義、発表された震度VIIの地域でどのような被害があったか等、詳細な追試が必要である。

兵庫県南部地震に対する気象庁発表の震度VIIの領域は、その周辺で観測された強震記録を介して計測震度の定義へとつながっているとも考えられ、震度階の連続性に関して極めて重要な位置を占めていることを指摘しておきたい。

3.2 震度VIIの発生条件

以上の検討結果を踏まえると、先に示した各地震に対する調査結果は少なからず曖昧な要素をもっていると考えられる。そこであまり細かな点に拘らず大局的に震度VIIの分布の特徴を各地震毎に整理した。Table 1にその結果を示す。Table 1には、対象被害地震について地震毎の断層型、地震断層、平野・盆地と山地との関係、および震度VIIの領域の広がり、卓越震動方向をまとめた。その際、断層と平野・盆地、山地との関係を3タイプに分類した。すなわち、タイプAは山地内を断層が通る場合、Bは平野・盆地と山地の境界を断層が通る場合、タイプCは平野下を断層が通る場合である。震度VIIの領域の広がり断層の走行と直交する方向の幅で示した。タイプAおよびCはその差し渡し最大、タイプBは平野側と山地側でそれぞれ断層からの最大幅を示した。

結果をまとめると以下のようなことが言える。

①震度VIIの領域はタイプCやタイプBの場合、平野・盆地に大きく広がり、時には平野全体が震度VIIとなることもある。これに対して山地(タイプA参照)では、地質の違いに係らず断層を挟み最大で幅10 km程度(最大で片側約5 km づつ程度)しか広がらない。時には、鳥取地震や兵庫県南部地震のように、断層直上でも震度VIIにならないケースもある。

②震源近傍での震動の卓越方向は、横ずれ、縦ずれを問

Table 1. Summary of the distributions of I=VII for disastrous inland earthquakes, in relation to fault type, location of earthquake fault, ground condition, and dominant direction of ground motion.

Event	M _j	Faulting Style	Earthquake Fault	Basin	Mountain (geology)	Loc. Type	I=VII Extent (W)	Dominant Direc.
1891Nobi	8.0	L-Lateral	Neodani etc.	—	Mesozoic・Paleozoic	A	5km	no data
1894Shonai	7.0	Reverse?	(latent) Kanonji?	Nobi	—	C	35km ○	S. Normal
1896Rikuu	7.2	Reverse	Senya	Shonai	Neogene	B	10:3 km	S. Normal
		Reverse	Kawafune	Yokote	Neogene	B	8:3 km	S. Normal
1927Kita-Tango	7.3	L-Lateral	Gomura	—	Neogene	A	0km	—
		R-Lateral	Yamada	—	Granite	A	10km	S. Normal
1930Kita-Izu	7.3	L-lateral	Tanna	—	Granite	A	5km	—
1943Tottori	7.2	R-Lateral	Shikano etc.	—	Basalt	A	8km	S. Normal
		R-Lateral	(latent)	—	Granite	A	0km	no data
1945Mikawa	6.8	Reverse	Fukozu	Tottori	—	C	10km ○	no data
		Reverse	Yokosuka	—	Metamorphic	A	1km	S. Normal
1948Fukui	7.1	L-lateral	(latent)	Okazaki	—	C	10km	—
1995Hyogo-ken Nanbu	7.2	R-lateral	Nojima	Fukui	—	C	16km ○	?
		R-lateral	Rokko	—	Neogene・Granite	A	N 0km S 2km	S. Normal
				Osaka	Granite	B	2:0 km	S. Normal

* M_j: Magnitude in The Japan Meteorological Agency scale

* Geology of Basin: Sediments from Late Pleistocene to Holocene

* Location Type and Extent of the Area of I=VII

わず断層走行と直交方向になる場合が多い。但しタイプCの福井地震では、震動方向は非常に複雑で平野の影響が大きく現れている可能性がある。

③逆断層の場合、地震動が上盤側で下盤側より大きくなることや、破壊伝播方向で地震動が大きくなる効果は、地盤の影響に比べそれ程大きくない。前者は三河地震で、後者は兵庫県南部地震でそれらしい傾向が見えるが、両地震でも地盤構造の影響の方がより顕著に現れている。

なお、村松(1988)は、濃尾地震、三河地震、関東地震を例に①とほぼ同様の指摘を行っている。

§4. 考 察

前節でまとめた結果に関連して、以下の点についてさらに考察を深めることにする。

①断層の破壊伝播効果

②震災の帯(兵庫県南部地震)

③サブダクションゾーンの地震

SOMERVILLE *et al.* (1997) は、断層の破壊伝播が強震動に与える影響を震源近傍での強震記録を基に、3つの項目に分けて検討している。1つ目は、破壊が進む方向での地震動振幅の増大および逆方向での振幅の減少、2つ目は破壊が進む方向での強震動継続時間の減少および逆方向での継続時間の増大、3つ目は断層走行方向に直交する方向と平行する方向での振幅の違いである。

その結果、第一の項目については減衰定数5%の水平動加速度応答スペクトルに対し、周期0.6秒以上で影響が現れ、周期とともに影響は増大し、周期5秒では、破壊の伝播方向で最大2.6倍(横ずれ断層)と1.4倍(逆断層)、逆方向で0.4倍(横ずれ断層)と0.6倍(逆断層)に強震動の振幅が変化すると指摘している。また第二の項目については、強震動の継続時間が破壊の伝播方向では、横ずれ断層、逆断層とも0.6倍、逆方向では2倍(横ずれ断層)と1.5倍(逆断層)に変化するという結論を

得ている。

短周期地震波に対する断層破壊の Directivity の影響は小山・泉谷(1988)や Izutani and Hirasawa (1987) が指摘している。それによれば、短周期地震波の方位依存性は震源から放射される地震波振幅に強い方位特性がなく、波の位相がランダムに近いため波動エネルギーが加算となることから導かれる。その結果、短周期地震波の継続時間に関する方位特性は長周期地震波のパルス幅と同じく強い方位依存性を示すが、振幅に関する方位特性は長周期地震波に比べ弱くなる。このことは実地震の観測結果からも確かめられている [小山・鄭(1988), 加藤・武村(1996)]。

震源から放射される地震波振幅に強い方位特性がなく、波の位相がランダムに近くなる原因は断層破壊の不均質性 [小山(1987), 池浦・武村(1990)] に加え、伝播経路の影響の複雑さも関連しているものと考えられる。Somerville *et al.* (1997) の結果で周期 0.6 秒以上にしか Directivity の影響が現れないのはこのような要因によるものと考えられる。

一方 Takemura *et al.* (1991) は強震動の振幅に対する地盤増幅を様々な地盤上の実記録からインバージョンによって求めている。その結果によれば、地盤増幅に対する地盤条件の影響は、0.2 秒以下の領域では比較的小さいが、0.2 秒以上では地震基盤から第三紀層上面までで 3 から 10 倍、洪積層上面までの場合 4 から 15 倍、沖積層上面では 20 倍にも達すると指摘している。これらの値は、Somerville *et al.* (1997) の求めた Directivity の影響による振幅の差をはるかに上回っている。つまり地盤の影響が Directivity の影響よりもはるかに大きいと考えられる。Somerville *et al.* (1997) の解析では、地盤分類として Rock と Soil の 2 種類に観測記録を分類しただけである。振幅に関する解析結果のばらつきがファクター 2 程度とかなり大きい原因も地盤による振幅の増幅の差が十分考慮されていないことによる可能性がある。

兵庫県南部地震では多数の強震記録が得られている。土岐・他(1995)は、最大加速度値の距離減衰式を破壊伝播方向と直交方向の 2 つについて作成し、破壊伝播方向の方が約 1.5 倍加速度値が大きくなると指摘している。その際の地盤分類も Stiff と Soft の 2 種類と極大雑把である。兵庫県南部地震の広域震度分布を見ると、特に震度 V の領域は淀川から琵琶湖方面に伸び破壊の伝播方向 [武村(1996)] とほぼ一致し、Directivity の影響が現れているように見える。しかしながら鹿島都市防災研究会(1996)が示す 1923 年関東地震の震度分布図との比較でも、淀川から琵琶湖にかけては 1923 年関東

地震の際にも、震度 IV の飛び地となっており、まわりに比べて震度が高くなっている。つまりこの地域で震度が大きくなる原因は、地盤構造の影響による可能性も考えられる。従って土岐・他(1995)の結果も地盤構造の影響を考慮した上で再検討が望まれる。つまり、第一の項目である破壊伝播効果の影響は、地盤構造による影響と分離し難く、検出にはその影響を注意深く取り除く必要がある。

先に濃尾地震、北丹後地震、北伊豆地震、鳥取地震、福井地震等で指摘したように、全壊率の広がり、Directivity の影響によると見られる特徴は確認できない。Directivity の影響そのものが地盤構造の影響に比べ小さいことにもよると思われるが、構造物の被害が振幅だけでなく強震動の継続時間の影響も多少受けるためとも考えられる。その場合、Directivity による振幅と継続時間の関係は逆の関係にあるために、住家全壊率や震度による影響はより現れ難くなる。

これに対し第三の項目の振動方向による振幅の違いはどうであろうか。この現象は震源メカニズムと破壊伝播効果が重なり合って生じる現象であり、額田(1996)や Somerville *et al.* (1997) が指摘するように、横ずれ断層でも逆断層でも断層の走行と直交する方向の震動が大きくなることが予想される。今回対象とした地震のうち、福井地震を除く 8 地震で、物体の転倒方向や家屋の倒壊方向から、断層走行に直交する方向の震動が卓越していた事が推定できる。Somerville *et al.* (1997) の結果によれば、影響は周期 0.6 秒付近から現れ周期 6 秒で断層走行に直交する方向の震動は平均値に対して最大で 1.7 倍程度大きくなる。この解析結果は水平 2 成分の加速度応答スペクトル比を用いているため地盤構造の影響を受け難い。このため結果のばらつきも小さく信頼性が高いと考えられる。

物体の転倒を考える時、物体が転倒し難くなる限界周期 T_c があり、細長い物体では近似的に $T_c(\text{sec}) = H^{1/2} / 16$ という関係が導き出されている [Ishiyama (1982)]。ここで H (cm) は物体の高さで、地震動の周期が T_c より短くなると物体はロッキングをつづけ倒れ難くなる。日常我々が目にする墓石は $H = 80$ cm 程度であり、上式で計算すると $T_c = 0.6$ s となる。北陸震災調査特別委員会(1951)には、調査した物体の見取り図とサイズが書かれているがそれによれば上記サイズの墓石は小さい方で最大 $H = 300$ cm に達する石碑もある。 $H = 300$ cm では $T_c = 1.1$ s となる。また大森(1895)には石碑や石灯籠の倒壊の様子がスケッチで残されているが、 H は上記のサイズの間に入りそうである。また川瀬・林(1996a)は、低層建物に被害を与える地震動の卓越周波数が 0.7

から 3 Hz, つまり 0.3 s から 1.4 s と指摘している。これらの周期は何れも SOMERVILLE *et al.* (1997) の結果に当てはめると断層走行に直交する方向が平行方向より大きくなる周期帯に渡っており、物体の転倒方向や住家の倒壊方向が断層走行と直交する方向を向くことが、確かに強震動の特性によっていることを表している。同時に、これらのことから断層走行と直交する方向の強い震動が震源近傍で大きな被害をもたらす原因の 1 つであると結論できる。

兵庫県南部地震の後、阪神地域の震度 VII と判定された地域が震災の帯として注目され、その成因について議論されてきた [例えば、瀬戸・古村 (1996)]。先に述べたように阪神地域は Table 1 のタイプ B に属し、震源断層を挟んで花崗岩の山地と、後期更新世および完新世の平地が向き合い、さらに 2, 3 km 幅の平地の向こうには海岸線に沿って埋め立て地が広がっている。時松・他 (1997) は、山地から断層を横切り平地からさらに埋め立て地を通る地下構造断面に対して、一次元地盤応答解析を行なっている。その結果によれば、花崗岩の山地では地震動の地盤増幅は小さく、後期更新世や完新世の地

盤では増幅が大きくなる。これは 3.2 節の①で指摘した結果と整合する。しかしながら、完新世の地盤よりさらに軟弱な埋め立て地盤では、特に水平動が地盤の液状化の影響を受け震動が逆に押さえられる。そのため後期更新世や完新世の地盤付近が結果として 2, 3 km の幅で震災の帯を形成するに至ったと指摘されている。

一方、花崗岩の基盤が断層を挟み平地側で約 1000 m も段差を造って落ち込んでいる地下構造 [藤田 (1996)] に注目し、断層に直交する断面で行った 2 次元地盤応答解析によれば、後期更新世や完新世の平地では、基盤から上昇する S 波と、基盤の落ち込みの縁から生じる地震波が重なりあって、上記の帯をさらに強調しているとの指摘がある [川瀬・林 (1996b), 源栄・永野 (1996)]。この現象は基盤構造の形状、基盤と堆積層の弾性波速度、震源の深さ等の要因に左右される。兵庫県南部地震以外の B タイプの地震でもこのような現象が起こった可能性は否定できないが、それらの要因が明かでないため現状で詳細はよく分からない。

わが国での代表的な被害地震として、本稿の中心テーマである内陸の地殻内で発生する震源が極浅い地震の他

Fig. 11. Spatial distribution of collapsed wooden houses [after KAYANO (1992)], and rupture process [after TAKEMURA and HAMADA (1996)], for the 1923 Kanto earthquake. The dotted and hatched areas represent the areas where the ratios of collapsed wooden houses to the total wooden houses are greater than 30 percent and 70 percent, respectively. The chained curve indicates the edge of the Sagami and the Kanto basins. The smaller open circle shows the location of the epicenter and the larger open circles show the locations of asperities on the fault plane. The dotted curves indicate the depth of the Philippine Sea Plate [ISHIDA (1992)]. Crosses show the surface fault breaks [after THE RESEARCH GROUP OF ACTIVE FAULT IN JAPAN (1987)]. The area surrounded by the broken curve corresponds to the aftershock region.

に、もう一つ海洋プレートの潜り込みに伴いサブダクションゾーンで発生する低角逆断層型の地震がある。普通前者は上部地殻内で発生するため、震源断層は深さ 20 km より浅いところに存在する。これに対し、後者はやや深く、深さ 60 km 程度まで震源断層が延びることがある。後者に属する代表的な被害地震としては 1923 年関東地震 ($M=7.9$) がある。この地震を例に震度 VII の領域の性質について内陸地震と比較する。

関東地震は、1923 年 9 月 1 日 11 時 58 分に発生し、南関東地域を中心に死者行方不明 142807 人を出した [宇佐美 (1987)]。死者行方不明者の多くは地震後発生した大火災によるが、海域で発生したにも係わらず全壊家は約 130000 棟に達し、濃尾地震に匹敵する範囲で強い揺れに見舞われたことをうかがわせる。Fig. 11 に関東地震による住家全壊率 30% 以上の地域を示す [茅野 (1992), 松沢 (1925)]。図には細い点線で、関東地震の断層面があると考えられているフィリピン海プレートの上面の深さが示され [ISHIDA (1992)]。太い破線の範囲が余震域でほぼ震源断層の領域と考えられる [KANAMORI (1971)]。関東地震は震源の広がりが大きく、その分家屋全壊率 30% 以上の地域も広い範囲に分布している。このため、図の縮尺率を例外的に他の地震より小さくとりざるをえない。

断層運動は、地殻変動データや遠地で観測された長周期表面波データ等により求められている [例えば、KANAMORI (1971), ANDO (1971)]。いずれの結果も相模トラフから北西に潜り込むフィリピン海プレートの動きと同じ方向に断層の下盤側が上盤側に対して動いたような結果になっている。このため横ずれ成分が多い低角逆断層型のモデルとなっている。震源位置は浜田 (1987) により小田原の北 10 から 15 km の松田付近に求められている。また、最近、地殻変動データや遠地で観測された長周期実体波の詳細な解析によって断層面上のすべり分布も求められている [KIM・他 (1989), WALD and SOMERVILLE (1995)]。これらによれば、すべりの大きな部分は小田原付近と三浦半島付近の 2 ヶ所にあり、三浦半島付近ではすべりに縦ずれ成分が多くなる傾向がある。また、日本国内での記録に基づく解析も行われ詳細な震源過程が分かりつつある [野澤・他 (1995), 武村・池浦 (1994), 武村・浜田 (1996)]。それによれば、震源が決まっている松田付近で始まった小さな破壊は、3 ないし 5 秒後小田原付近で第一の大きな破壊になり、その後東に移動して 10 秒から 15 秒後に三浦半島付近で第二の大きな破壊を発生させた。Fig. 11 の小さな丸印が震央位置 [浜田 (1987)]、大きな丸は第一、第二の大きな破壊の位置を示す。これらは KIM・他 (1989) や WALD

and SOMERVILLE (1995) によるすべりの大きな部分とほぼ一致する。

次に住家全壊率 30% 以上の地域に注目すると、小田原から三浦半島にかけての相模平野および房総半島南部の館山方面に広がっている。図には平野と山地の境界も示されており、小田原から鎌倉にかけて相模平野が広がり、さらにその北東側の東京都、埼玉県、千葉県北部にかけて関東平野が広がっている。平野の広がり全壊率 30% 以上の地域の対応は相模平野南部で非常に良い。一方フィリピン海プレート上面の深度に注目すると、相模平野北部や東京、千葉周辺等、深さが 20 km よりも深くなる地域では平野部でも全壊率 30% 以上の地域は少なくなることが分かる。関東地震のすべりの大きい部分が断層面の比較的浅い部分にある影響も無視できないが、このことは断層面から 20 km 程度以上離れると震度 VII になり難くなることを示している。地殻内地震は断層が元々 20 km より浅く、それらの地震について 3 節で指摘した地下構造と震度 VII の分布との関係 (3 節まとめの①) は、サブダクションゾーンの地震でも断層が比較的浅い部分についてはそのまま成り立つ。これに対し断層面の深さが 20 km 以上と深くなる場合には直上でも震度 VII に成り難くなる可能性がある。従って、関東地震を発生させた相模トラフや東海地震の発生が予想されている駿河トラフは陸地に近いため、潜り込む海洋プレートが陸地のすぐ下にあり、そこで大地震が発生した場合には広い地域が震度 VII となる可能性が高い。これに対して東北日本の太平洋沿岸地域では、日本海溝からの距離が遠く、海洋プレートは深さ 60 km もの深さにある [萩原 (1991)]。このため、大地震が発生しても陸地で震度 VII が発生する可能性は低い。一方西南日本の太平洋沿岸地域では南海トラフから潜り込む海洋プレートの深さは 20 km から 30 km 程度 [萩原 (1991)] で、地盤条件によっては震度 VII が発生するかもしれない境目の位置にあると言える。

一方、房総半島南部の館山付近では、館山周辺に一部小規模な平野があるが、他の地域は山地に分類されている。つまり山地にも幅 15 km に渡って比較的広い範囲に震度 VII の地域が現れたことになる。この付近はフィリピン海プレート上面の深さが 10 km ないしそれ以下と浅く、断層面の傾きが 30° 以下と低角であることから [例えば、WALD and SOMERVILLE (1995)]、広い地域で断層面からの距離が近くなること。また、ほぼ震度 VII の地域の中央部に延命寺断層と呼ばれる地震断層が出現し [山崎 (1925)]、その断層との関係も考えられる。

佐藤・片岡 (1996) は WALD and SOMERVILLE (1995) による断層すべりの結果を用いて解析的な検討によって

東京本郷でのやや長周期地震動を推定している。その際、破壊が伝播する方向にあたる館山での地震動も同時に推定している。周期は5秒以上の成分が対象となっている。館山では100 kineをはるかに越す地震動が評価されている。これは先に指摘した断層破壊の Directivity の影響によるものと考えられる。本稿で取り上げている住家の全壊や震度の対象となる強震動の周期帯はそれよりかなり短周期側にある。小山・泉谷(1988)が指摘するように、短周期地震波の振幅の方位特性は長周期地震波に比べ弱くなることから、佐藤・片岡(1996)の結果からすぐに館山周辺での震度 VII の広がりの原因を Directivity の影響とは断定できないが、何等かの影響があった可能性は考えられる。

関東地震についても物体の転倒からその転倒方向の分布が広い範囲に渡り求められている[中村(1925)]。これらの結果を見ると、転倒方向は断層に対し必ずしも系統的特徴は示していない。これは、断層面が低角で、対象地域の直下に広く分布していること、関東地震の震源が約40 km 離れた位置に2つのアスペリティをもち、それらの震源メカニズムが互いに異なっている等、震源過程が複雑なことも原因の1つと考えられる。

§5. ま と め

最近全国で活断層の調査が行われ[杉山(1996)]、内陸地震の震源断層をより正確に特定する努力が払われている。過去の被害地震に対する調査結果から導き出された本稿の結論を用いると、地震が発生した場合およそこの地域が震度 VII の強震動に見舞われ、どの向きの震動が強くなるかが推定できる。

3節の結果のまとめと多少重複するが、4節の考察も踏まえて結果をまとめると以下ようになる。

内陸の地殻内で発生する浅発地震の震源断層と、平野・盆地と山地との関係を3タイプに分類した。タイプAは山地内を断層が通る場合、Bは平野・盆地と山地の境界を断層が通る場合、タイプCは平野下を断層が通る場合である。ここで平野・盆地とは完新世及び後期更新世の堆積層に分類された地域、山地とはその他の地域である。

①震度 VII の領域はタイプCやタイプBの場合、平野・盆地に大きく広がり、時には平野全体が震度 VII となることもある。これに対して山地(タイプA参照)では、地質の違いに係らず断層を挟み最大で幅10 km 程度(最大で片側約5 km づつ程度)しか広がらない。時には、断層直上でも震度 VII にならないケースもある。このような傾向はサブダクションゾーンで発生する1923年関東地震でも同様にみられる。ただし震源断層

の深さが20 km 以深になると、その直上の平野でも震度 VII には成り難くなる傾向も指摘できる。

②震源近傍での震動の卓越方向は、横ずれ、縦ずれを問わず断層走行と直交する方向になる場合が多い。この震動が震源近傍での被害を大きくする重要な要因と考えられる。

③被害分布でみると、一般に、逆断層の場合の上盤側と下盤側での差や、破壊伝播効果から予想される地震動の振幅の空間的分布が、地盤条件の差による影響以上に強く現れているようには見えない。しかしながら、三河地震や関東地震のように断層面の傾斜角が30°ないしはそれ以下の場合には、上盤側では広い地域で断層面からの距離が近くなるため、山地においても震度 VII の領域が顕著に広がる傾向が認められる。

④①と③の結果を総合すると震度 VII の分布を決める大きな要因は震源断層からの距離と地盤条件であると考えられる。

本稿では、地盤条件として山地と平野・盆地という極めて素朴な分類を採用した。引用文献中にも沖積層厚と被害との関係を検討したものもある[例えば、飯田(1985)]。また地域によっては深い地下構造の探查結果や重力異常等、地下深部の構造を考える上で参考になるデータもある。これらを活用すれば、より詳細に地盤条件と地震動強さの関連が検討できることは言うまでもない。しかしながら、このような検討は地震毎の条件の違いを十分考慮して行われるべきものであり、本稿でそれらをカバーすることは困難である。本稿が今後、各地震毎の詳細検討のファーストステップとなれば幸いである。

また最近注目されている強震動予測には、震源過程や地下構造をモデル化した予測計算が必要である。計算の信頼性を高めるためには、過去の被害地震のシミュレーションは欠かせない。そのためには、本稿で取り上げたような過去の被害地震に対して残された地震記録を有効に活用し、震源過程の解明を行うこと[例えば、武村・浜田(1997)]や地震が発生した地域の地下構造の調査[例えば、藤田(1996)]が必要である。過去の被害が説明できないなら、来るべき地震に対する強震動予測の精度も保証されたものではないからである。

理論的に想定される様々なケースに対する計算結果を、過去の経験や経験則から導き出される結果と比較検討した上で、設計用入力地震動等、防災上必要な地震動特性を決定してゆくことが、今後の震災軽減に向けての1つの確実な手段であると考えられる。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、(株)システムアンドデータリサーチの宮村撰三先生には三河地震について資料を紹介していただくとともに、貴重なお話を聞かせて頂いた。また(財)地震予知総合研究振興会の茅野一郎先生には関東地震の住家全壊率について資料をいただき、データの問題点等についてご教示頂いた。記して感謝の意を示す。一方、戦争等困難な状況下で被害地震が発生する度に懸命に調査され、貴重な記録を多数残された先輩諸兄には心より敬意を表する次第である。

本稿の内容は、日本地震学会強震動委員会主催シンポジウム(1997.8)「強震動予測による地震災害の軽減をめざして」で発表したものである。

文 献

- ABE, K., 1978, Dislocations, source dimensions and stresses associated with earthquakes in the Izu peninsula, Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, 253-274.
- 阿部勝任・岡田篤正・垣見俊弘, 1985, 地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社, 760 pp.
- ABRAHAMSON, N. A. and P. G. SOMERVILLE, 1996, Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, S93-S99.
- ANDO, M., 1971, A fault-origin model of the great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **49**, 19-32.
- ANDO, M., 1974, Faulting in the Mikawa earthquake of 1945, *Tectonophysics*, **22**, 173-186.
- 防災科学技術センター, 1979, 地震断層付近の震害に関する調査, 防災科学技術研究資料, 39号, 117 pp.
- 地質調査所, 1987, 100 万分の 1 地質図.
- 中央開発, 1995, 1995 年兵庫県南部地震阪神大震災災害調査報告書, 51 pp.
- 中央気象台, 1898, 八月三十一日ノ地震, 中央気象台気象年報第二部地震之部, 明治二十九年, 48-62.
- 中央気象台, 1948, 昭和 23 年 6 月 28 日福井地震調査概報, 驗震時報, 14 別冊, 88 pp.
- 福井市, 1978, 福井烈震誌, 1419 pp.
- 藤田和夫, 1996, 大阪湾の深部構造を考える, 断層研究資料センター資料集, 91 pp.
- 八鍬利助・高谷静馬・一木 茂・棚橋嘉市, 1927, 北丹後大地震実地踏査概況第一報告, 驗震時報, **3**, 143-168.
- 萩原尊禮編, 1991, 日本列島の地震—地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会, 215 pp.
- 浜田信生, 1987, 1923 年関東地震の震源深さについて, 驗震時報, **50**, 1-2 号別冊, 1-6.
- 平野烈介, 1943, 9 月 10 日の鳥取地震概況, 昭和 18 年 9 月 10 日鳥取地震概況 (中央気象台), 28-30.
- 北陸震災調査特別委員会, 1951, 福井地震震害調査報告 II 建築部門, 287 pp.
- 飯田汲事, 1985, 東海地方地震・津波災害誌, 飯田汲事教授論文選集, 800 pp.
- 池浦友則・武村雅之, 1990, 不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価法—震源スペクトルと高周波地震動, 地震 **2**, **43**, 483-492.
- 今村明恒, 1913, 明治二十九年ノ陸羽地震, 震災予防調査会報告, **77**, 78-87.
- 今村明恒, 1931, 北伊豆大地震の計測学的研究, 地震 **1**, **3**, 1-39.
- 今村明恒, 1941, 濃尾地震の回顧, 地震 **1**, **13**, 349-355.
- 井上字胤, 1943, 9 月 10 日の鳥取地震概況, 昭和 18 年 9 月 10 日鳥取地震概況 (中央気象台), 15-27.
- 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.
- ISHIYAMA, Y., 1982, Criteria for overturning of bodies by earthquake excitations, *Trans. of A.I.J.*, **317**, 1-12.
- 岩田友孝, 1996, 大阪盆地の地下構造と地震動, 第 24 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 5-20.
- IZUTANI, Y. and T. HIRASAWA, 1987, Use of strong ground motion duration for rapid evaluation of fault parameters, *J. Phys. Earth*, **35**, 171-190.
- KAKEHI, Y. and T. IWATA, 1992, Rupture process of the 1945 Mikawa earthquake, *J. Phys. Earth*, **40**, 635-655.
- 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., 1972, Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting. the Tottori earthquake of 1943, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **5**, 426-434.
- KANAMORI, H., 1973, Mode of strain release associated with major earthquake in Japan, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **1**, 213-239.
- 鹿島都市防災研究会編著, 1996, 大地震と都市災害, 都市・建築防災シリーズ, 鹿島出版会, 128 pp.
- 加藤研一・武村雅之, 1996, 強震記録の継続時間から推定される 1994 年三陸はるか沖地震の破壊伝播特性, 地震 **2**, **49**, 75-83.
- 活断層研究会, 1987, 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437 pp.
- 川瀬 博・林 康裕, 1996a, 兵庫県南部地震の被害地域における強震動の推定とその破壊力の評価, 過大入力を受ける建築構造物の動的崩壊過程の解明シンポジウム, 日本建築学会応用力学運営委員会, 3-7.
- 川瀬 博・林 康裕, 1996b, 兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **480**, 67-76.
- 茅野一郎, 1992, 図説日本の大地震: 関東地震, 日本地震学会ニュースレター, Vol. 4, No. 1, 10-14.
- 建築学会震災調査隊, 1944, 鳥取県震災調査報告, 建築雑誌, **59** (昭和 19 年 2.3 月合併号), 66 pp.
- 建築研究所, 1996, 平成 7 年兵庫県南部地震被害調査最終報告書, 建設省建築研究所, 303 pp.

- 菊山浩喜・横山俊治, 1995, 墓石・燈籠の転倒からみた 1995 年兵庫県南部地震の地震動, 阪神・淡路大震災と地質環境論文集, 環境地質学会, 91-96.
- KIM, H.・矢吹一郎・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, 地震学会予稿集, 2, 51.
- 気象庁, 1996, 震度を知る, ぎょうせい, 238 pp.
- 小林啓美・長橋純男, 1969, 木造建築物地震被害率による地震動の強さの評価, 日本建築学会論文報告集, 163, 19-29.
- 国土庁, 1995, 防災白書(平成 7 年度版), 大蔵省印刷局, 535 pp.
- 小藤文次郎, 1896, 庄内地震ニ関スル地質学上調査報告, 震災予防調査会報告, 8, 1-22.
- 額縁一起, 1993, 基盤構造の探査, 地震 2, 46, 351-370.
- 額縁一起, 1996, カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, 科学, 66, 93-97.
- 額縁一起・古村孝志, 1996, 兵庫県南部地震の震源域における強震動, 第 24 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会地盤震動小委員会, 35-44.
- 小山順二, 1987, 短周期地震波の方位依存性, 地震 2, 40, 397-404.
- 小山順二・泉谷恭男, 1988, 最大加速度・rms 加速度の方位依存性, 地震 2, 41, 79-87.
- 小山順二・鄭 斯華, 1988, 断層破壊伝播速度と被害地震の震度分布—浅発地震の断層不均質性と短周期波動のドップラー効果, 地震 2, 41, 235-245.
- 国富信一・鷺坂清信, 1927, 北丹後烈震激震区域踏査報告, 験震時報, 3, 133-185.
- 松田高明・竹村厚司, 1995, 兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向と分布, 阪神・淡路大震災地質環境論文集, 環境地質学会, 181-186.
- 松田時彦, 1972, 1930 年北伊豆地震の地震断層, 伊豆半島, 東海大学出版会, 77-93.
- 松田時彦, 1976, 1891 年濃尾地震の地震断層, 東大地震研究所速報, 13, 85-126.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1980, 1896 年陸羽地震の地震断層, 地震研彙報, 55, 795-855.
- MATSU'URA, M., 1977, Inversion of geodetic data, Part II, Optimal model of conjugate fault system for the 1927 Tango earthquake, J. Phys. Earth, 25, 233-255.
- 松沢武雄, 1925, 木造建築物に依る震害分布調査報告, 震災予防調査会報告, 100 号甲, 163-260.
- Mikumo, T. and M. ANDO, 1976, A search into the faulting mechanism of the 1891 great Nobi earthquake, J. Phys. Earth, 24, 63-87.
- 宮野道雄, 1982, 墓石・木造建物被害時による震度に関する若干の検討, 土木学会論文報告集, 319, 33-42.
- 宮野道雄, 1984, 墓石の転倒および木造建物の被害に基づく地動加速度の推定に関する研究, 東京都立大学博士論文, 133 pp.
- 物部長穂, 1926, 土木工事震害調査報告, 震災予防調査会, 100 号丁, 1-66.
- 源栄正人・永野正行, 1996, 深部不整形地下構造を考慮した神戸市の地震動の増幅特性解析—兵庫県南部地震における「震災の帯」の解釈, 日本建築学会構造系論文集, 488, 39-48.
- 村松郁栄, 1963, 濃尾地震激震域の震度分布および地殻変動, 岐阜大学学芸学部研究報告(自然科学), 3, 202-224.
- 村松郁栄, 1983, 濃尾地震による濃尾平野の住家被害率分布, 岐阜大学教育学部研究報告(自然科学), 7, 867-882.
- 村松郁栄, 1988, 大自然の力, 退官記念事業有志の会, 271 pp.
- 中村左衛門太郎, 1925, 関東大震災調査報告, 震災予防調査会報告, 100 号甲, 67-140.
- 日本建築学会, 1996, 兵庫県南部地震強震記録集, 日本建築学会兵庫県南部地震特別研究委員会, 265 pp.
- 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.
- OFFICE OF THE ENGINEER, GENERAL HEADQUARTERS, FAR EAST COMMAND, 1949, The Fukui earthquake, Hokuriku region, Japan, 205 pp.
- 大橋雄二, 1993, 日本建築構造基準変遷史, 日本建築センター出版部, 318 pp.
- 大森房吉, 1895, 明治 27 年 10 月 22 日庄内地震概報告, 震災予防調査会報告, 3, 79-106.
- 大森房吉, 1899, 明治 24 年 10 月 28 日濃尾大地震ニ関スル調査, 震災予防調査会報告, 28, 79-95.
- 佐竹健治・栗田泰夫, 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 2: 測地・津波・地質学的データによる結果, 日本地震学会講演予稿集, 2, A 50.
- SATO, H., 1973, A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan, Bull. Geogr. Surv. Inst., 19, 89-130.
- 佐藤俊明・片岡俊一, 1996, 不均質滑りを考慮した断層モデル—1923 年関東地震の首都圏の長周期地震動評価, 日本建築学会学術講演梗概集, 179-180.
- 島崎邦彦, 1995, 古地震を探る, 古地震研究と地震予知, 古今書院, 36-52.
- SOMERVILLE, P. G., N. F. SMITH, R. W. GRAVES and N. A., ABRAHAMSON, 1997, Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, Seism. Res. Lett., 68, 199-222.
- 杉山雄一, 1996, 地質調査所の活断層調査・研究方針と大学の活断層研究に望むもの, 活断層研究, 15, 106-108.
- 鈴木康弘・池田安隆・渡辺満久・須貝俊彦・米倉伸之, 1989, 庄内平野東縁における完新世の断層活動と 1894 年(明治 27 年)庄内地震, 地震 2, 42, 151-159.
- 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, 日本地震学会講演予稿集, 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, 1994, 短周期データから見た

- 1923 年関東地震の多重震源性—体験談と地震記象の解釈, 地震 2, **47**, 351-364.
- TAKEMURA, M., K. KATO, T. IKEURA and E. SHIMA, 1991, Site amplification of S-waves from strong motion records in special relation to surface geology, J. Phys. Earth, **39**, 537-552.
- TAKEMURA, M. and Y. TSUJI, 1995, Strong motion distribution in Kobe area due to the 1995 Southern Hyogo Earthquake ($M=7.2$) in Japan as inferred from the topple rate of tomb stones, J. Phys. Earth, **43**, 747-753.
- TAKEO, M. and H. KANAMORI, 1997, Simulation of long-period ground motion near a large earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., **87**, 140-156.
- 谷口 忠, 1927, 丹後地震に於ける建築物の被害について, 地震研彙報, **3**, 133-162.
- 土岐憲三・後藤洋三・江尻譲嗣・澤田純男, 1995, 兵庫県南部地震の震源特性と地盤震動特性, 土木学会誌, **80**, 32-43.
- 時松孝次・新井 洋・浅香美治, 1997, 微動観測から推定した神戸市住吉地区の深部 S 波速度構造と地震動特性, 日本建築学会構造系論文集, **491**, 37-46.
- 泊 次郎, 1996, 大震災以後の地震科学と社会, シンポジウム兵庫県南部地震後の地震科学: これからの震災低減に向けて, 地球惑星科学関連学会予稿集, 68.
- 津屋弘達, 1943, 鹿野・吉岡断層とその付近の地質, 昭和 18 年 9 月 10 日鳥取地震に関する地質学的観察, 地震研彙報, **23**, 1-32.
- 宇佐美龍夫, 1987, 新編日本被害地震総覧, 東京大学出版会, pp. 434.
- 宇津徳治, 1982, 日本付近の $M 6.0$ 以上の地震および被害地震の表: 1885-1980 年, 地震研彙報, **57**, 401-463.
- 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.
- 山中浩明, 1990, 関東平野の深い地盤とやや長周期地震動, 第 18 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 27-36.
- 山崎直方, 1925, 関東地震ノ地形学的考察, 震災予防調査会, **100** 号乙, 11-54.