

測地測量に基づく1995年兵庫県南部地震の地震像

A view of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake derived from geodetic surveys

橋本 学*

Manabu Hashimoto*

1996年12月15日受付.

1997年5月17日受理.

* 国土地理院地殻調査部.

Crustal Dynamics Department, Geographical
Survey Institute, Kitasato 1, Tsukuba, Ibaraki
305-0811, Japan現所属: 京都大学防災研究所地震予知研究セン
ター.Research Center for Earthquake Prediction, Disas-
ter Prevention Research Institute, Kyoto Universi-
ty, Uji, Kyoto 611-0011, Japan

Abstract

We present coseismic displacements of the Hyogo-ken Nanbu earthquake of January 17, 1995 detected by geodetic surveys. Continuous GPS stations east and west of the epicenter moved toward the epicenter by about 4 cm, while stations north and south moved away. The campaign type GPS revealed most control points on the Awaji Island moved to the southwest or south, which may be attributed to the movement of the Nojima fault. On the other hand, control points in the Kobe area show right lateral movements across the Rokko fault system. Leveling data revealed uplift of 19 cm on the western side of the Suma fault, a member of the Rokko fault system, and subsidence of 7 cm just east of this fault. Leveling also revealed an uplift of about 20 cm on the east coast of the Awaji Island.

By fitting the above geodetic data, we search for an optimal set of parameters of a dislocation model. About 2.5 m of right lateral slip for the fault on the Awaji Island is derived from large horizontal displacements near the Nojima fault. The fault in Kobe may be divided into two segments with 1-2 m slip by a slip-free zone which roughly corresponds to the cluster of aftershocks. Although we examined a model with buried faults under the zone of severe damage, this model cannot explain the observed geodetic data well, which does not support the significant movement of unknown buried faults beneath the "belt of damage".

Key words : Hyogo-ken Nanbu Earthquake, geodetic surveys, GPS, leveling, crustal movements, fault model

1. はじめに

1995年1月17日の兵庫県南部地震(気象庁 M7.2)は、都市域で発生した内陸地震としては1948年の福井地震以来であり、このような地震の経験を経ずに発展した現代日本の都市の脆弱さを浮き彫りにした。名古屋・京阪神地域はかねてから活断層密集地域として特定観測地域に指定されるなど、地震発生の危険性が指摘されてはいたが、結局そのような地震学の研究成果を防災に役立てることができず、地震学に携わるものにとって大きな反省点を残した。今後、我々は総力を挙げてこの大きな課題に取り組んでいかなければならないが、その第一歩としてこの地震の地震像を明らかにすることが現時点での最重要課題と考える。本論では、各種測地測量から得られた兵庫県南部地震による地殻変動を概説し、これに基づく断層モデルを提示する。

2. 測地測量による地殻変動観測結果

国土地理院は、全国の地殻変動の様相を把握するため、

光波測距儀(最近ではGPS)を用いて三角点間の距離を測る辺長測量や、水準儀による地面の高さを測る水準測量を繰り返している。1994年10月からは、人工衛星による測量であるGPS(汎地球測位システム)の固定連続観測局を全国に設置し、観測を開始した。本震発生直後より、GPS連続観測の解析を行うとともに、辺長および水準測量の再測量を実施し、地震前後の地殻変動の検出を試みた。なお、国土地理院は干渉合成開口レーダーや航空写真の解析による面的な地殻変動の検出も行っているが(村上ほか, 1995; 星野ほか, 1995)。本論では主として3章で述べるモデルの推定に利用したデータに限定して議論する。干渉合成開口レーダーデータの解釈については、小沢ほか(1996)を参照されたい。また、震源域周辺に新たにGPS連続観測局を設置し、余効変動の調査も行っているが、本論ではHashimoto et al. (1996)にしたがって、それぞれの測量・観測で得られた地震前後の地殻変動に絞って議論する。なお、データ及びその解析方法の詳細等については、Hashimoto et al. (1996)を参照されたい。

(1) GPS 連続観測

兵庫県南部地震発生時、国土地理院のGPS連続観測局は全国210ヶ所に設置されていた。これらの観測局は1日12~24時間、30秒毎にデータを受信し、このデータを茨城県のつくばにある国土地理院本院に送る。データは、IGS (International GPS Service for Geodynamics) に参画する世界の観測網のデータと総合し、解析される。解析は静的干渉法と呼ばれる複数の観測局でのGPS衛星からの電波を干渉させて、精密な相対的な座標を決定する方法(土屋・辻, 1991)を用いており、測地座標の精度は水平成分で5~10mm、上下成分で10~20mmといわれている(石原ほか, 1995)。Fig. 1は、鳥取県東伯観測局に対する兵庫県御津町と大阪府箕面市の観測局の地震前後の1日毎の動きである。地震をはさんで、各成分ともに大きく変化している。各成分について地震前後の時間変化率を一定と仮定し、かつ、地震時のステップをも未知数として直線を当てはめた。Fig. 1のOffsetが、この結果得られた地震時の各成分のステップである。これらの観測局は、震央から東西に約50km離れたところにあるが、それでも水平に4cm程度移動している。変動量としては野島断層の1~2mの食い違いとは比較にならないが(例えば中田ほか, 1995)、数十km離れた場所で地震に伴う変動が捉えられたことは、GPS連続観測網設置以前にはなかったことである。地震の前に、変化があったかどうか注目される場所であるが、このデータには異常といえる直前の変化は見られない。

周辺の観測局についても同様に地震前後の各成分の変化を求め、水平方向についての移動量を求めた(Fig. 2)。これによると、震源の西にある御津局が東に約4cm、東にある箕面局が西へ約4cm移動したのを始め、同じく東にある奈良県吉野局も西に約3cm移動している。また、震源の北にある京都府宮津局は北へ約2cm、南にある和歌山県海南局と徳島県阿南局は約2cm南西へ移動している。すなわち、震源の東西にある観測局は震源に向かって移動し、南北にある観測局は震源から離れるように動いたのである。この変動は、震源を北東から南西に通る鉛直な断層の右横ずれ運動による遠地の変位パターンになっている。重要なことは、右横ずれの断層運動を仮定するならば、震源断層の北東及び南西方向への延長が、それぞれ箕面及び阿南局の北側を通ることを、これらの結果は示していることである。本論で紹介する測地測量の中で、GPS連続観測は単独の観測の精度が高い上に、セッティングの誤差の問題もなく観測頻度も高いことから、最も精度が高いデータを与えられられる。したがって、いかなる断層モデルもこれらの観測結果を説明することが求められる。

(2) 辺長測量

近畿地方では、辺長測量が光波測距儀を用いて1977年と1984~85年に行われている。地震後の1月末にGPSを用いて、神戸を中心として西は相生、東は金剛山、北は篠山、南は淡路・和歌山にいたる地域の一・二等三角

点を測量し直した。GPSによる測量は、測量網を2つにわけて、それぞれ30秒サンプリングで12時間の観測を2日行った(石原ほか, 1995)。

Fig. 3は、地震前後の測量データを比較して得られた一・二等三角点の水平変動である。ここでは、固定点を設けない自由網平均の結果を示しているが、大きな変化が測量網の中央部にあり、かつ周辺の三角点の動きが近傍のGPS連続観測点の変位と調和的であることから、おおむね地殻変動をあらわしているものと考えられる。淡路島の北端にある江崎山三角点(約1m南西に移動している。この三角点は野島断層から1km弱しか離れておらず、断層露頭の調査でこのあたりに1mを越える右横ずれ変位が見つかっており(中田ほか, 1995)、江崎山三角点(EZK)の動きはまさに野島断層の運動を示している。野島断層から離れるにつれて、移動量は小さくなる。

一方、神戸側では、六甲山系の山頂にある4三角点(六甲山(ROK)、上谷上(KTG)、不動山(FDO)、須磨(SUM))は、軒並み20~30cm北東に移動している。これに対して、六甲山系の南東側にある甲山(KBT)、打出(UCD)と和田岬(WDM)の三角点は、小さいながらも西ないしは南西に移動しており、六甲山系とその山麓のあいだに大きな右横ずれの食い違いがある。地震観測からは、余震は六甲山の麓にある五助橋、諏訪山、須磨のいわゆる六甲断層系に沿って起きていることがわかっている(安藤, 1995)。余震は震源断層に沿って分布するという地震学の常識に従えば、六甲断層系が運動して地殻変動を引き起こしたといえる。注目すべきは、六甲山(ROK)と甲山(KBT)の相対的な変動で、約5kmの距離が14cm近く縮んでいる。地震後の測量にはGPSを使用しているが、移動観測であるためセッティングの誤差は避けられず、また、1ヶ所での観測頻度も限られているため、GPS連続観測ほどの精度は確保できておらず、1~2ppm程度と考えられる。しかし、この変化はこれらの測量の精度をはるかに超える変化(約23ppm)であり、今回の地震の断層運動が六甲山直下付近まで及んでいることを示唆している。

Fig. 4は、三等三角点までの再測量の結果得られた歪の分布である(国土地理院, 1996)。震源域全域を覆う測量は、明治の三等三角点設置時に行われたのみであるので、この測量成果と比較せざるをえない。この間には、1916年の明石海峡付近の地震(M6.1)や、1946年南海地震(M8.1)などが発生しており、これらの影響も含まれるはずであるが、大部分は兵庫県南部地震による変動と考えてよいであろう。明石海峡に大きな南北方向の伸び歪が見られる。これは、江崎山三角点の動きを反映しているものであるが、本州四国連絡橋公団による測量では明石海峡大橋は1m程度伸びており(本州四国連絡橋公団, 1995)、この歪と調和する。江崎山三角点の南方には逆に南北方向の縮みが見られるのが特徴である。神戸側、特に市街地では三角点の亡失により、残念ながら

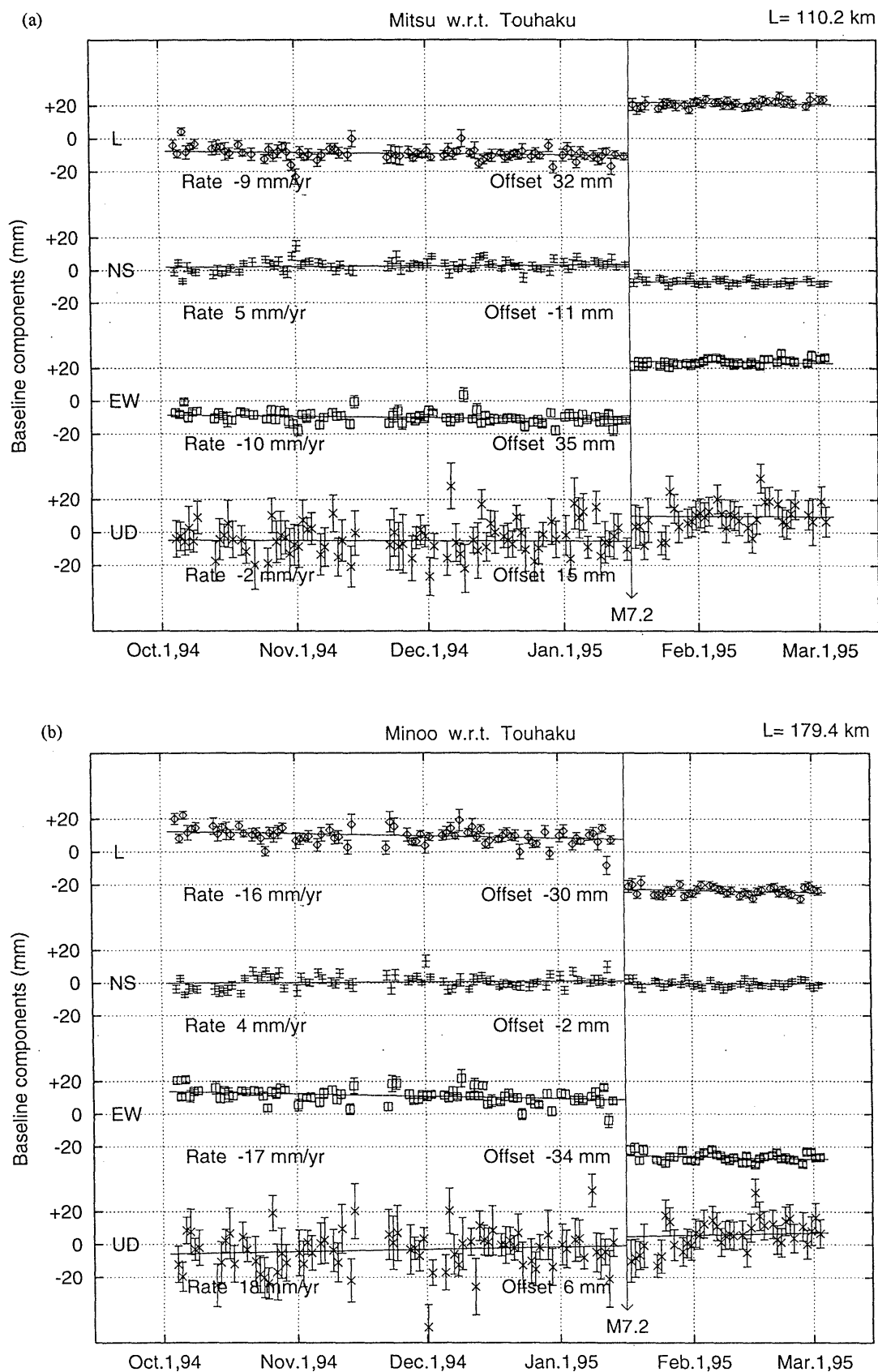


Fig. 1. Daily variations in components of the continuous GPS monitoring stations relative to Touhaku.(a)Mitsu, (b)Minoo. Rate and offset are shown for each component with regression lines (Hashimoto et al., 1996).

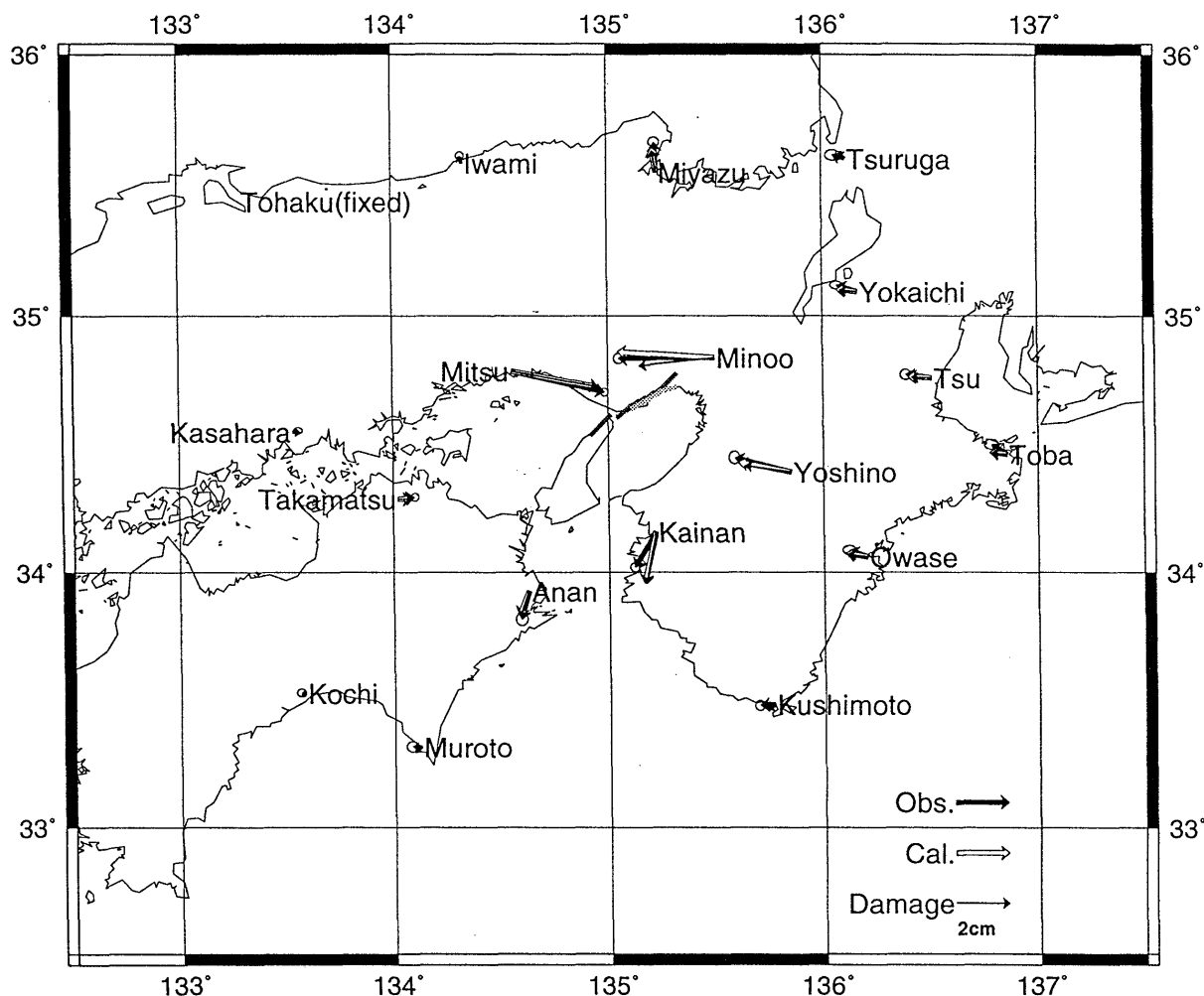


Fig. 2. Coseismic displacements of the continuous GPS monitoring stations in and around the Kinki district relative to the Tohaku station. Thick arrows show the observed displacements, while the white and thin arrows show those calculated for the optimal and "Belt-of-Damage" models, respectively. The locations of the upper margins of modeled faults are indicated with dark and light thick lines for the optimal and "Belt-of-Damage" models, respectively (Hashimoto et al., 1996)

らこの間の歪が得られない地域が多い。唯一断層の南東側にあると考えられる和田岬周辺では東西方向の縮みが卓越している。一方、六甲山系の北側では南北方向の伸び歪が甲山あたりまでそろっていることが注目される。

(3) 水準測量

Fig. 5 は、神戸周辺の水準路線の分布である。地震前には姫路～西宮間が1990年に、淡路島は1970年ころに測量が行われた。西宮より東方は、地盤沈下の監視のため、国土地理院や各府県により水準測量が毎年秋に行われている。地震後、1月末から3月にかけてこれらの地域の測量を行い、地震前後の水準点の高さの変化を調べた。

Fig. 6 (a) は、姫路から神戸を経て西宮に至る路線に沿った1990年からの5年間の変動である。この路線は、六甲断層系の須磨断層と垂水付近で交差する。まさにこの地点にあたる水準点445と水準点002-043の間に、約26cmの段差が見られる。ここより西側では、明石から徐々に隆起が始まり、最大で19cmに達する。ところが、この地点をすぎると急激に沈降に転じ、最大7cmに及ぶ。

この最大隆起から沈降へ転じる間に水準点が2点あり、水平距離で2～3kmの間になめらかに変化していったと考えられる。すなわち、野島断層に見られるような急激な段差ができたわけではない、ということである。

これらの観測結果は、神戸側の地震断層を考える上で、2つの重要な鍵を与える。1つめは、断層の上端が少し深いところに伏在しているということである。断層の上端が浅い場合、野島断層でも明らかなように、隆起から沈降への転換が非常に狭い範囲で起きる。断層モデルの理論計算から、断層の上端の深さは隆起から沈降への転換範囲の幅から推定できる。今回得られた上下変動からは、垂水付近での震源断層の上端は、2km程度と推定できる。2つめは、逆断層成分がかなりあることである。純粋な横ずれ断層の場合、隆起・沈降は断層の端にしか現れない。余震分布から見て、この地点が断層の端にあるとは思えない。逆断層の場合、断層をはさんで上盤側に大きな隆起、下盤側に小さな沈降、といった非対称なパターンになる。今回垂水付近で観測された変動はまさ

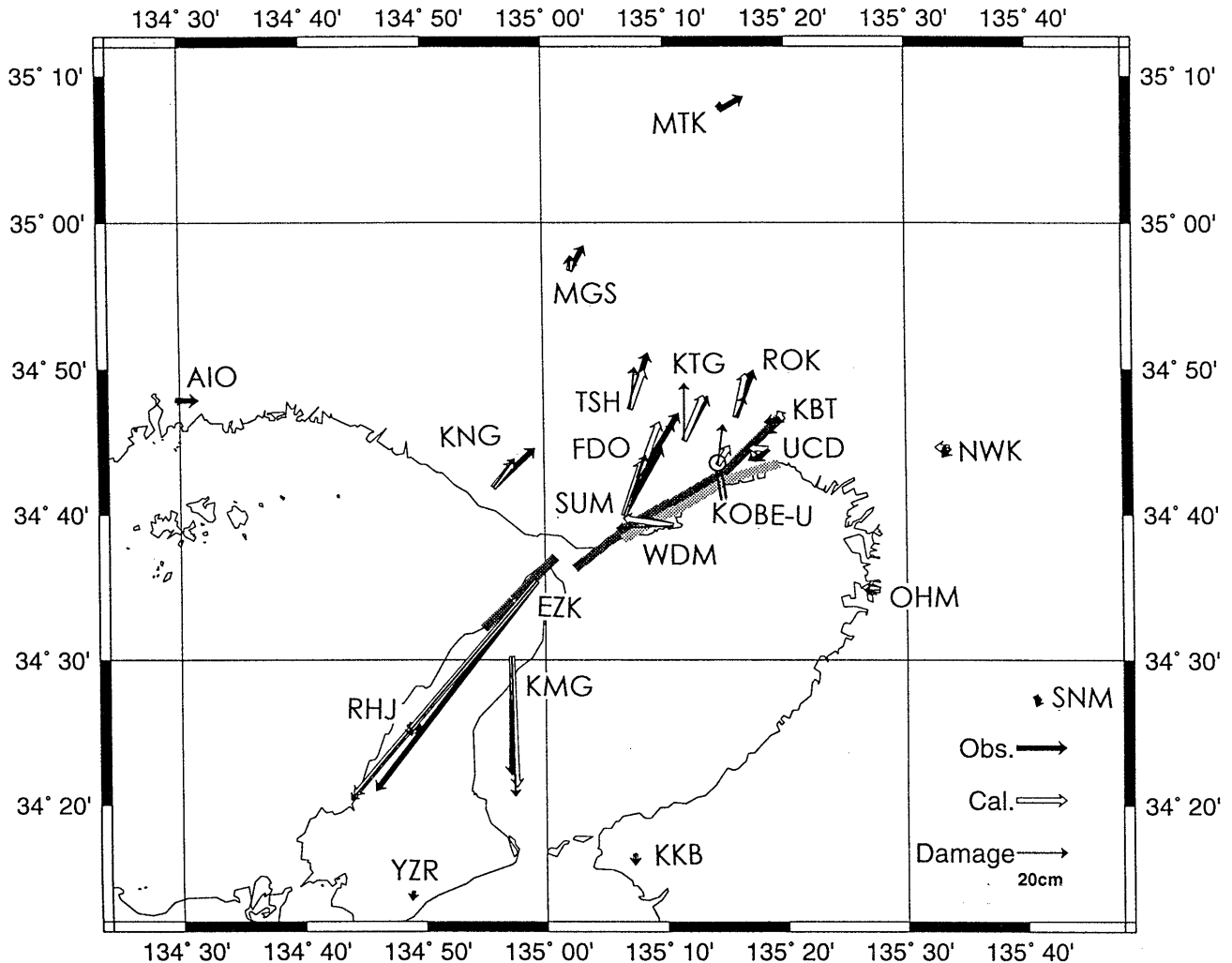


Fig. 3. Horizontal displacements of control points around the source region during the period from 1984-85 to 1995. Thick arrows show observed displacements (inner coordinate solution), while white and thin arrows show those calculated for the optimal and "Belt-of-Damage" models, respectively. The locations of upper margins of modeled faults are indicated with dark and light thick lines for the optimal and "Belt-of-Damage" models, respectively. Arrows with open circle denote calculated displacements at Kobe University (KOBE-U) for both models (Hashimoto et al., 1996).

に逆断層による上下変動のパターンであり、この付近の震源断層では逆断層的な動きが大きかったことを示している。

神戸市内から東へ芦屋・西宮と進んでいくと、神戸市内で最大で5 cm程度の隆起に変わり、その後また沈降、というふうに小刻みな隆起・沈降の転換が見られる。西宮から大阪までは、約3ヶ月の変動であるが、大阪から見ていずれのルートを通っても、西宮に向かって徐々に沈降が大きくなり、西宮で最大約4cmの沈降となる (Fig. 6 (b) 及び (c))。このことは、"震災の帯"の成因について重要な示唆を与える。鉛直横ずれ断層による上下変動は、断層及びその延長を境にセンスが逆転する。西宮～伊丹間及び西宮～尼崎間がともに沈降したことは、断層またはその延長がこれらの水準路線の間でないことを意味する。

一方、淡路島での地震前の測量は1970年代前半までさ

かのぼらざるを得ないが、地震後の測量と比較すると、大きな変動が観測されている (Fig. 6 (d))。震源から十分遠いと考えられる鳴門を基準にすると、淡路島の北東部 SF2001あたりで最大約20cmの隆起が見られ、さらに北端岩屋付近では逆に3 cm程の沈降に転じている。水準路線は洲本付近から淡路島の東岸を走っているが、隆起が観測された地域は野島断層のちょうど上盤にあたり、大きな変位もうなずける。注目すべきは北端部の沈降で、水準点の数が少なく真の変動か疑われる向きもあるが、大学合同観測班のGPS観測でもこの付近に沈降が観測されていて (Tabei et al., 1996)、あながち水準点の周囲だけの局所的な地盤沈下ではないようである。淡路島北東部の淡路町と東浦町にまたがる海岸沿いに、既存の楠本断層に近接して小規模な地震断層が発見されている (栗田ほか, 1995)。この断層は水準路線にも近接しており、観測された上下変動には、この断層の運動の

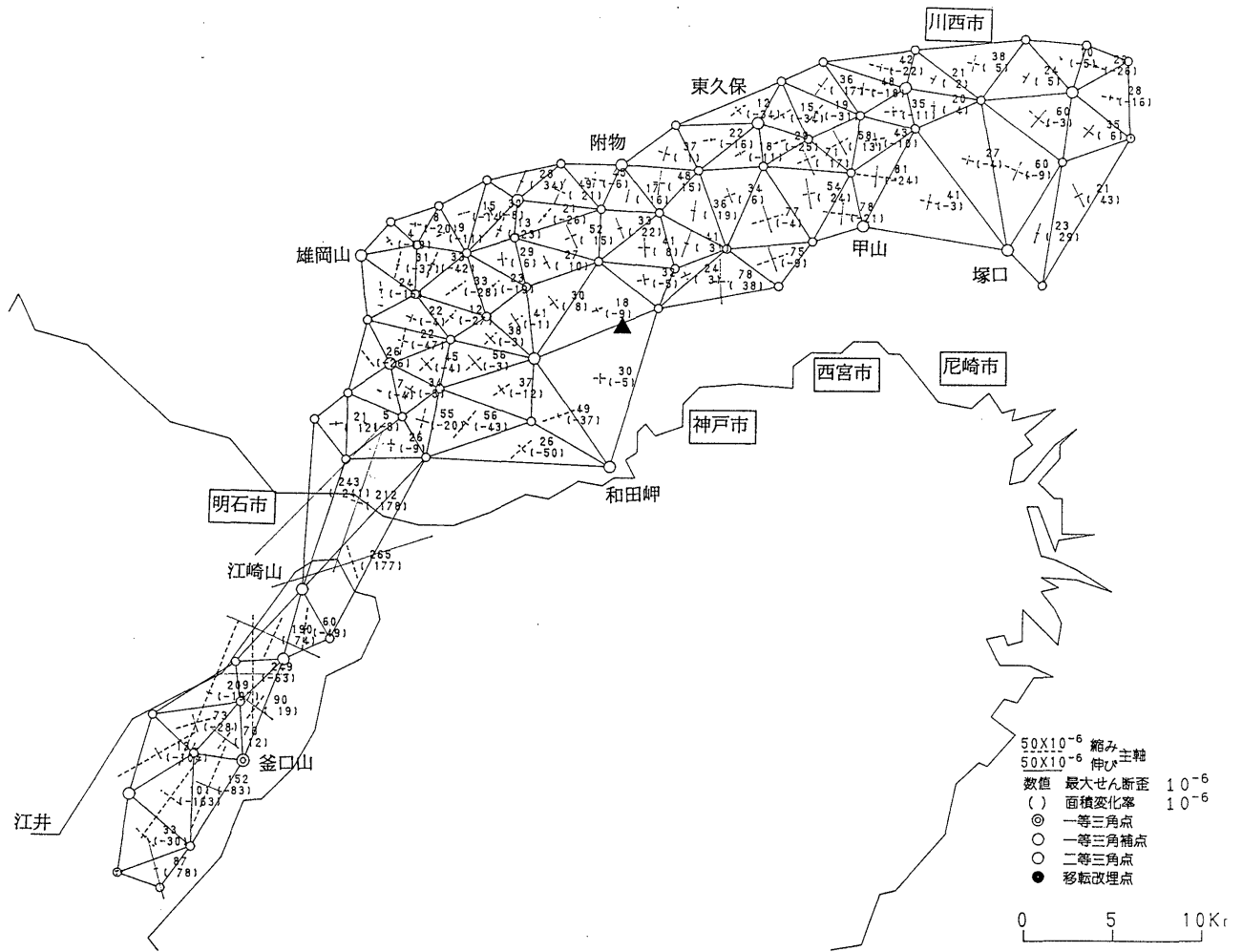


Fig. 4. Horizontal strains in the third order triangulation network during the period from 1886-1903 to 1995 (Geographical Survey Institute, 1996)

影響も含まれていると考えられる。ちょうど野島断層から六甲断層系に乗り移るところにあたり、複雑な断層運動を反映しているのであろう。

3. 測地データに基づく断層モデル

Hashimoto et al. (1996) による断層の形状を余震分布などから仮定し、先験的情報を取り込んだインバージョン (例えば, Jackson, 1979) により、その仮定断層上のすべり変位の大きさを推定した。Hashimoto et al. (1996) が仮定したモデル断層は、Fig. 7 のように6枚の小断層からなり、それぞれ観測データの説明のところの考察などに基づいて、上端の深さや傾斜方向を変えてある。野島断層は、地表まで達する東傾斜の断層とし、神戸側の断層は西傾斜で上端は2~3kmに止まっているとした。観測データとしては、GPSの連続観測局の変位、一・二等三角点間の辺長変化及び水準点の高さの変化を使った。

Fig. 7 の矢印が計算で推定された各小断層のすべり変

位である。南東側 (大阪湾側) のブロックが、北西側のブロックに対してどう動いたかを示す。Table 1 に各小断層のパラメータを示す。野島断層のすべり変位がやはり大きく、2mを超えている。野島断層の南半分は逆断層成分も横ずれ成分と同程度あることがわかる。神戸側では、明石海峡にかかる小断層のすべりが大きく、やはり2m以上ある。逆断層成分も大きい。ところが、すぐとなりの小断層はすべり変位が約40cmと小さくなり、断層の破壊がここを飛び越したように見える。東側の2つの小断層はすべり変位が1mを超え、特に東から2番目の小断層には逆断層成分もかなりある。Fig. 2 及び3には、このモデルから予想される水平変動も合わせて描いてある。おおむねこれまで述べてきたGPS観測局や三角点の変位を再現している。上下変動については、Fig. 6 に観測データとあわせて示してあり、全体的に観測データをよく説明していることがわかる。この計算結果から、兵庫県南部地震は、野島断層、明石付近及び六甲山直下の3つの断層が運動したことによると推定され

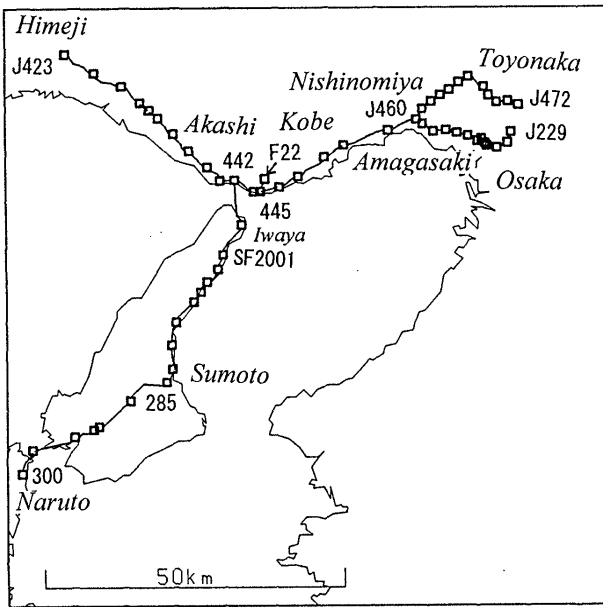


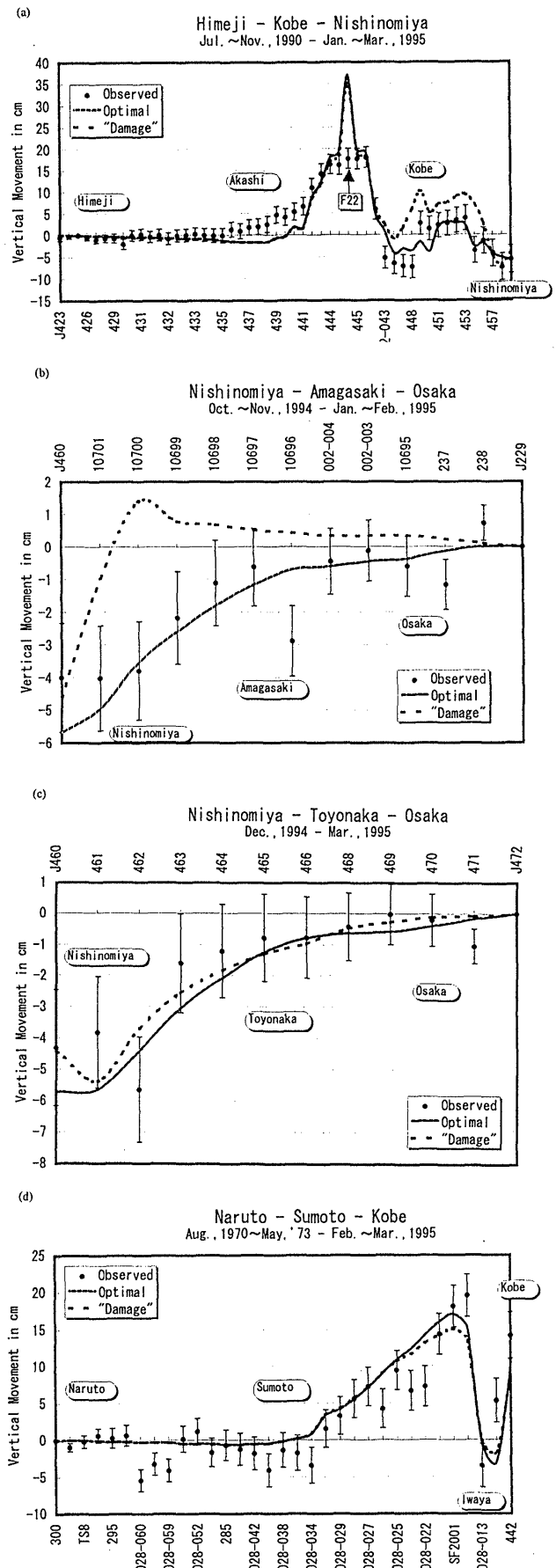
Fig. 5. Leveling routes around the source region (Hashimoto et al., 1996)

た。

Fig. 8~10は、この断層モデルから推定される変位ベクトル場、三等三角網の歪及び上下変動の分布である。明石海峡大橋が右ずれ変位を起こしたことから、明石海峡下の東西走向の右横ずれ断層が活動した可能性を指摘する議論もあるが(栗田ほか, 1996; 小沢ほか, 1996), このモデルでも、明石海峡にかなりの右横ずれ変位を起こすことができることがわかる (Fig. 8)。また、三等三角網の歪の特徴も、概ね再現できている (Fig. 9)。一方、このモデルでは六甲山の隆起は最大でも30cm程度であり (Fig. 10)、六甲山を地質学的に推定されている速さ(例えば、藤田, 1983)で隆起させる断層運動ではなかったといえる。特に、六甲山系は東側の方が高いが、このモデルでは西側の方がより大きく隆起することから、この地震は六甲山を形成してきた活動とは、異なる性格の運動であったと示唆している。

いわゆる“震災の帯”の真下に断層が隠れていて、そ

Fig. 6. Observed and calculated height changes after the Hyogo-ken Nanbu earthquake along the several leveling routes. Observed denotes observed data. Optimal and "Damage" show calculated displacements for the optimal and "Belt-of-Damage" models, respectively. (a) Vertical movements along the route from Himeji to Nishinomiya via Kobe during the period from July-November, 1990 to January-March, 1995. (b) Vertical movements along the route from Nishinomiya to Osaka via Amagasaki during the period from October-November, 1994 to January-February, 1995. (c) Vertical movements along the route from Nishinomiya to Osaka via Toyonaka during the period from December, 1994 to March, 1995. (d) Vertical movements along the route from Naruto to Kobe via Sumoto during the period from August, 1970-May, 1973 to February-March, 1995 (Hashimoto et al., 1996)



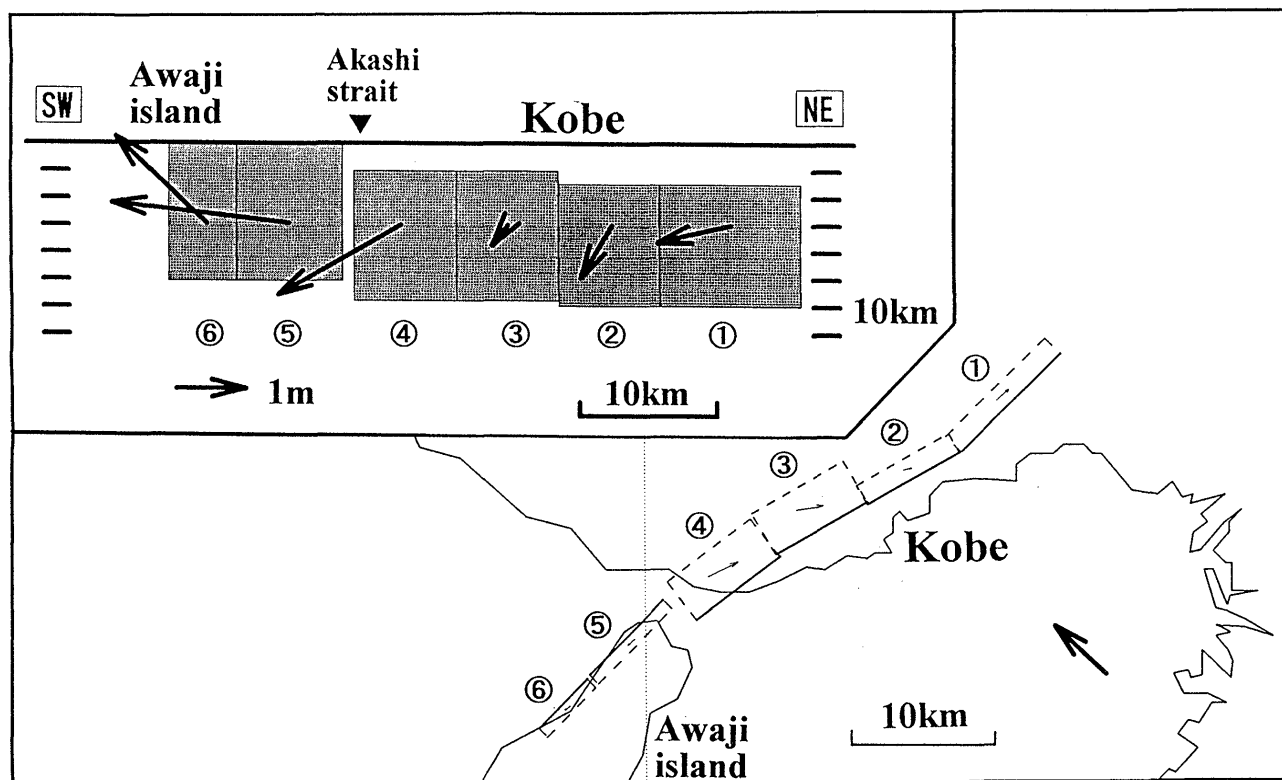


Fig. 7. Geometry of modeled fault segments for the optimal model; (lower right) plane view; (upper left) sectional view from the southeast (direction in the plane view indicated by a thick arrow). Rectangles in plane view show projections of modeled faults onto the horizontal plane. The side of solid line shows the upper margin of each segment. Arrows in the sectional view show the estimated slip of each segment. Movement of the southeastern side is shown relative to the northwestern side (Hashimoto et al., 1996)

Table 1. Estimated fault parameters for the optimal model

#	Lat	Lon	L	W	H	ϕ	σ	Uh	Ud
1	34.777	135.323	10.0	9.0	3.0	225	80	-110	28
2	34.713	135.244	7.5	9.0	3.0	240	80	-45	80
3	34.681	135.173	7.5	10.0	2.0	240	70	-26	29
4	34.646	135.105	7.5	10.0	2.0	233	70	-176	101
5	34.618	135.014	7.5	10.0	0.0	225	95	-254	-25
6	34.568	134.954	5.0	10.0	0.0	225	95	-128	-123

#, identification number of segments (See Fig.7). Lat and Lon, latitude and longitude of the northeastern edge of each segment, respectively; L, length in km; W, width in km; H, depth of upper margin in km; ϕ , strike of segment in clockwise from the north in degree; δ , dip angle from the horizon in degree, positive in the northwest direction; Uh, strike slip component in cm. Right lateral motion is positive; Ud, dip-slip component in cm. Up-dip is positive (Hashimoto et al., 1996).

の運動が被害をもたらしたとする考えもあるので (例えば, 嶋本ほか, 1995), “震災の帯”の直下に断層を仮定して, 同じ計算を行った (Fig. 11 及び Table 2). Fig. 2, 3 及び 6 には, この仮定のもとで得られる最もよいモデルから予想される水平及び上下変動を示しているが, 観測データと合わない. 特に, 西宮以東の上下変動は, “震災の帯”モデルでは, 横ずれ断層を仮定する場合, 隆起・沈降の境が二つの路線の中間に位置し, 二つの路線でセンスが逆になることが予想されるが (Fig. 12),

観測結果はともに沈降である. しかし, もっと重大なことは “震災の帯”モデルでは GPS の箕面局の変位を説明するために, 一番東の小断層のすべり変位が他のセグメントとは異なり, 左横ずれになる. これは物理的に受け入れにくいことであり, “震災の帯”直下の断層が大きな地殻変動をもたらしたとする考えを否定するものである. 兵庫県南部地震も, 地震学の “常識” の範疇の内陸地震であったといえる.

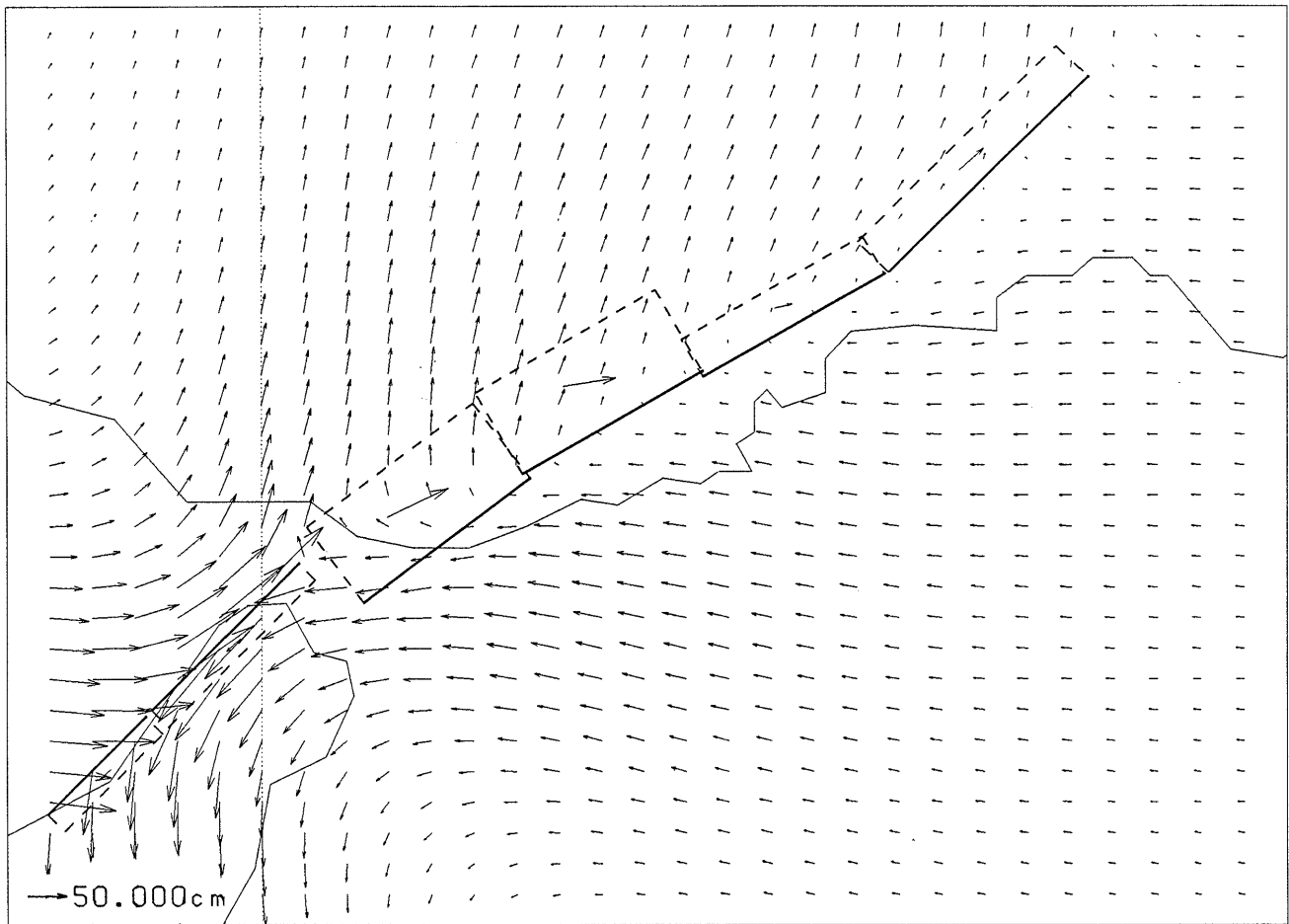


Fig. 8. Horizontal displacement field calculated for the optimal model in Fig. 7

4. 議 論

地震発生直後より、いわゆる“震災の帯”の成因として、その直下に伏在断層があり、これが活動したかどうか議論の中心となってきた。前章で示したように、測地データは、この考えを支持しない。ただし、本論の結果は断層の各セグメントがあくまで一列に並んでいるとの仮定のもとでの計算である。瀬戸内海（1996）は、神戸市東方で分岐する副断層を考慮した場合の計算を行い、地殻変動や強震動が再現できるか検討した。それによると、ある程度フィットネスはよくなるが、統計的に有意な差は得られていない。したがって、分岐した副断層が存在する可能性は否定もできないが、強く支持することもできず、現時点では、“震災の帯”直下に断層があったとしてもそれは二次的なものであり、同時に活動した六甲断層系の北の部分の寄与が大きい、としか言えない。本震の断層運動で議論すべきもう一つの問題は、明石海峡の部分はどうなっているのか、ということである。我々のモデルではあえて明石海峡で断層を分離している。この一つの理由は、江崎山三角点の変動を説明するためには、どうしても淡路島側の断層を Fig. 8 の位置に持って

こざるをえないことがある。多田ほか（1995）や小沢ほか（1996）は断層運動の連続性を考慮して明石海峡を東西に横切る右横ずれ断層を考えているが、ここは本震の震源にあたる場所であり、そこに本震の発震機構と大きく異なる断層運動を仮定するには、抵抗を感じざるをえない。安藤（1995）によると、余震分布には明石海峡に不連続は見られない。したがって、地下深部では震源断層は北東-南西走向の滑らかな面で近似されるものと考えられ、東西走向の断層があったとしても、地表付近の浅い所に限られるのであろう。

本特集は、断層運動と地盤災害との関連がテーマであるが、あえてここでテクトニクスあるいは地震発生長期評価の観点から、素朴な疑問を呈したい。それは、なぜ1995年に六甲断層系が活動したのか、ということである。1940年代を中心に、西南日本の内陸部で、M7級の内陸地震の発生が相次いだ。なぜ、1940年代に六甲断層系が活動しなかったのか、と言い換えてもいい。南海トラフの巨大地震発生の数十年前から西南日本の内陸地震の活動が活発になる、とされていて（例えば、茂木、1982）、兵庫県南部地震が次の南海トラフ沿いの巨大地震の活動に前駆するものである、との考えがある。これはフィリ

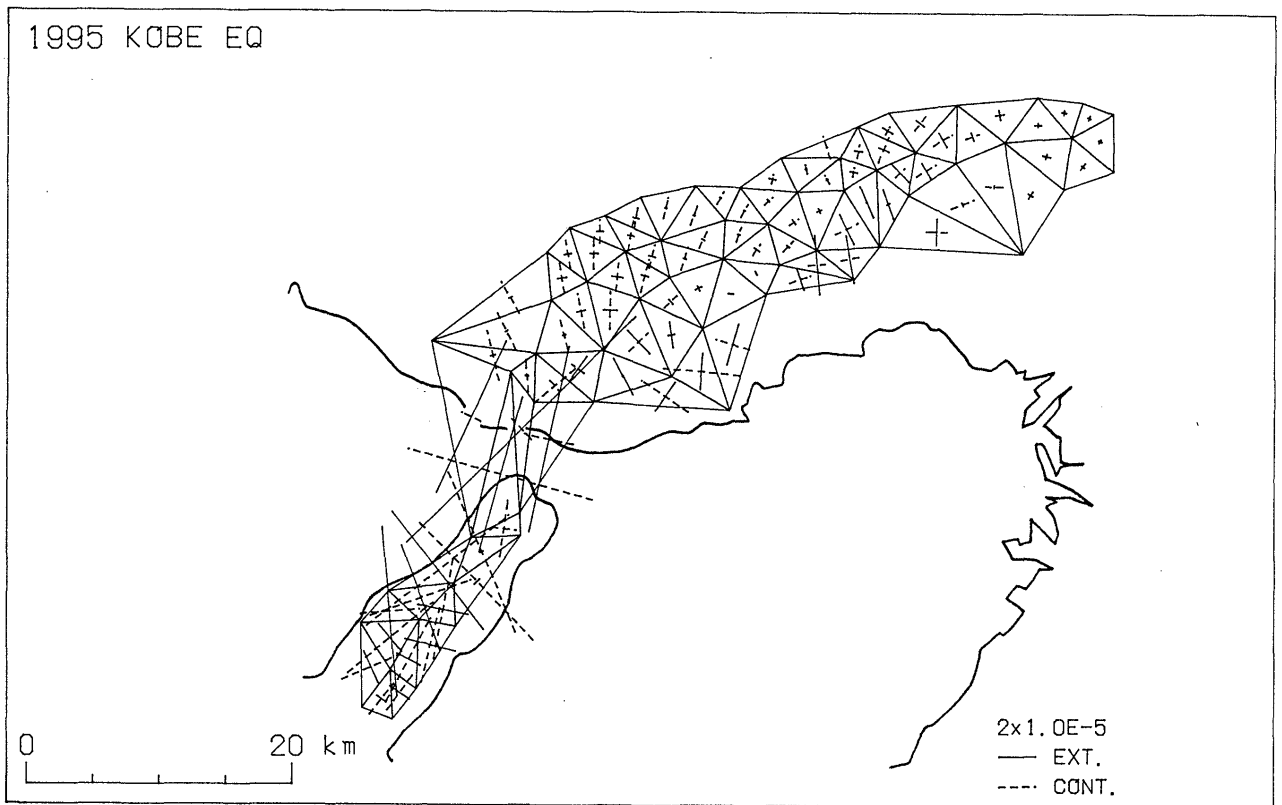


Fig. 9. Horizontal strains in the third order triangulation network calculated for the optimal model in Fig. 7

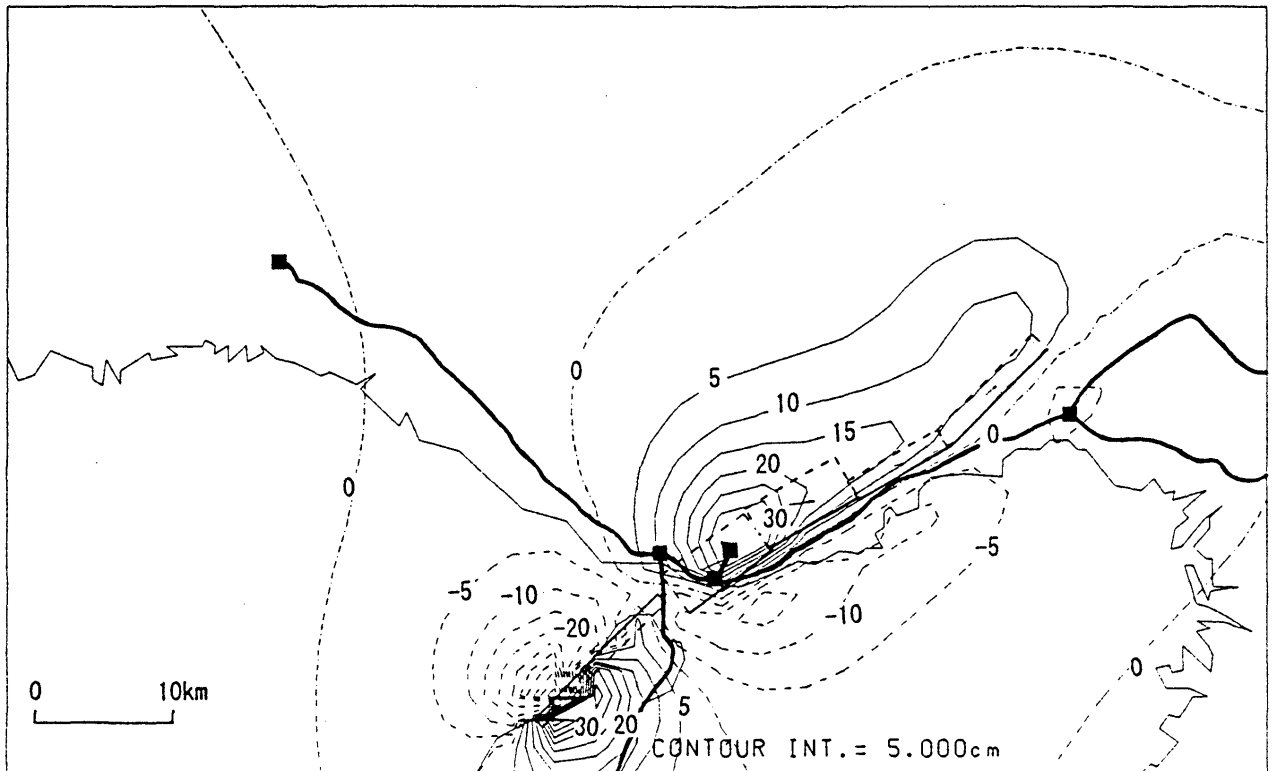


Fig. 10. Calculated vertical displacement for the optimal model. Solid, centered and dashed lines indicate uplift, zero and subsidence, respectively, with an interval of 5cm. Thick solid lines show the leveling routes, and solid squares show joint benchmarks connecting leveling routes or terminal benchmarks (Hashimoto et al., 1996).

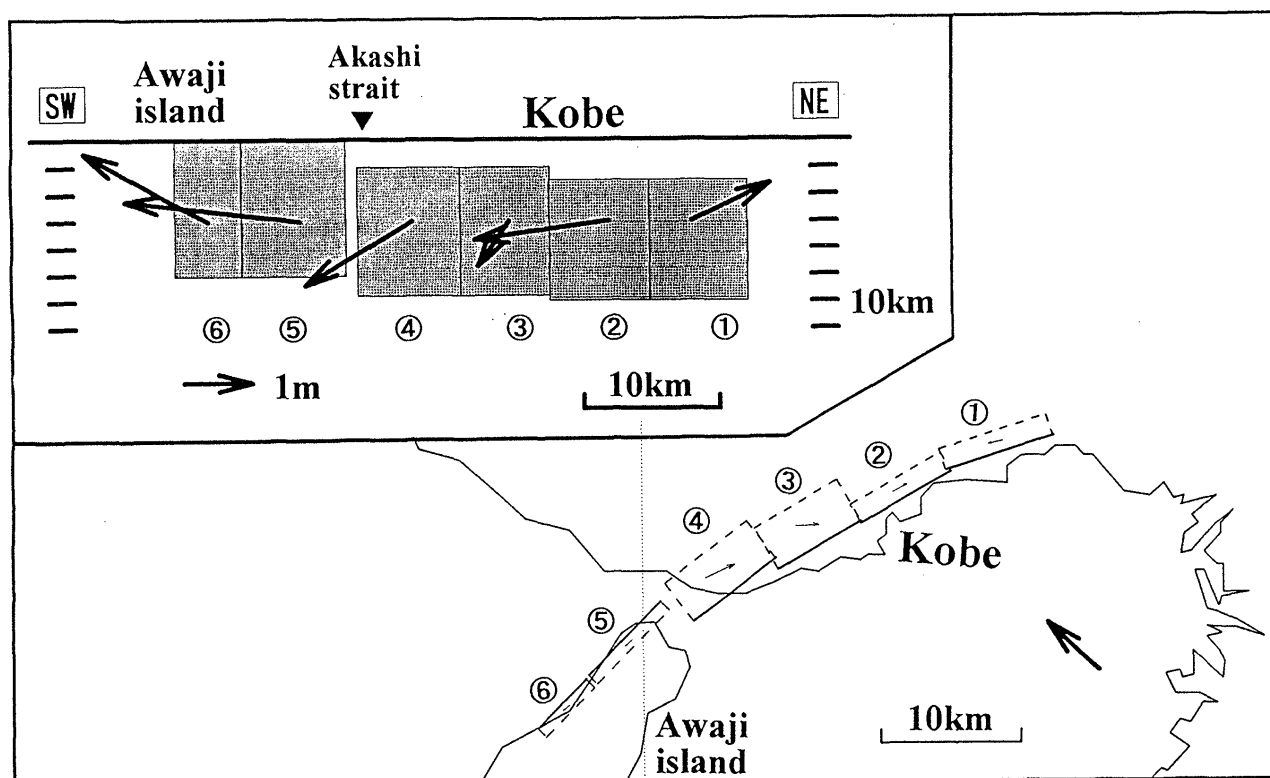


Fig. 11. Geometry of modeled fault segments for the "Belt-of-Damage" model. (lower right) plane view; (upper left) sectional view from southeast. See also legend in Fig.7 (Hashimoto et al., 1996).

Table 2. Estimated fault parameters for the "Belt-of-Damage" model (Hashimoto et al., 1996)

#	Lat	Lon	L	W	H	ϕ	σ	Uh	Ud
1	34.725	135.323	8.0	9.0	3.0	252	80	113	-56
2	34.702	135.244	7.5	9.0	3.0	240	80	-200	26
3	34.670	135.173	7.0	10.0	2.0	240	70	-43	67
4	34.646	135.105	7.5	10.0	2.0	233	70	-156	95
5	34.618	135.014	7.5	10.0	0.0	225	95	-255	-32
6	34.568	134.954	5.0	10.0	0.0	225	95	-178	-102

#, identification number in Fig.11. See also legend in Table 1.

ピン海プレートと日本列島を乗せているプレート間のカップリングが強くなり、フィリピン海プレートの北西方向への押す力が強くなるため、と考えられている。しかし、橋本(1996)による破壊の応力変化の計算では、このメカニズムでは兵庫県南部地震のようなタイプの地震の発生を促進する応力は、逆に減少することが指摘されている。したがって、南海トラフ沿いの巨大地震の活動の影響よりも、むしろ六甲断層系そのものの応力蓄積過程に原因がありそうである。内陸地震は1000年程度の間隔で発生するといわれており、六甲断層系は1596年の慶長伏見地震で活動しているの、1940年代は応力が破壊強度に達するまで蓄積されていなかった、との答えもありそうである。しかし、この答えに従うとその後の50年間で600年分の応力が蓄積したことになり(1000年で

繰り返し発生すると仮定するならば)、応力の蓄積が時間的に一定ではないことを認めることになり、時間予測モデル(Shimazaki and Nakata, 1980)の前提を崩す。前述の橋本(1996)の破壊の応力の変化の計算によると、濃尾地震や鳥取地震は兵庫県南部地震タイプの地震発生を促進したが、丹後地震は逆に応力を減少させたと考えられる。このような周辺の断層運動による応力を介した相互作用をもっと検討する必要があるのではないか。慶長伏見地震と兵庫県南部地震の震源断層が、特に淡路島では異なるとの議論もある(例えば、栗田ほか, 1996)。慶長の地震では淡路島東岸の楠本断層、今回は西岸の野島断層と、別の断層が活動したのでそれぞれの断層がそれぞれに蓄積された応力を解放したとする考えである。しかし、この回答には納得できない。なぜなら、これら

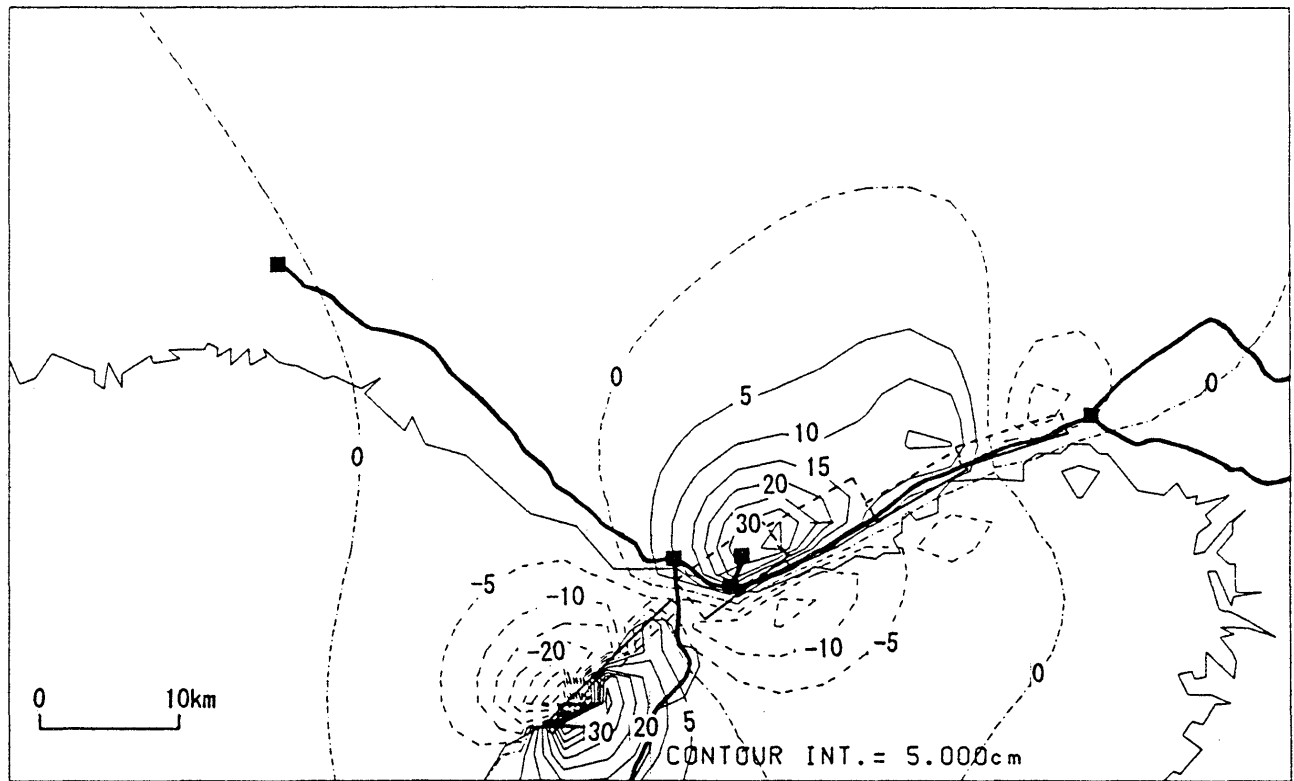


Fig. 12. Calculated vertical displacement for the "Belt-of-Damage" model. See also legend of Fig.10 (Hashimoto et al., 1996)

の断層は地表において5～6 km程度しか離れておらず、また、兵庫県南部地震の余震分布を見ると、野島断層から東へ傾斜している分布が認められ、これらの断層が地下ではつながっている可能性を示している(安藤, 1995)。したがって、これらの断層がまったく独立に応力の蓄積・解放を行っているとは考えにくい。

結論として強調したいことは、固有地震説 (Schwarz and Coppersmith, 1984) に対してもっと批判的な検討が必要ではないか、ということである。兵庫県南部地震以降、活断層調査が全国で行われ、これに基づく長期評価も出されるまでになった。しかし、この評価は固有地震説に基づいたものであり、この説にのみ立脚した評価に疑問を持たざるを得ない。筆者の理解では、固有地震説は大部分トレンチ調査により得られたイベントがほぼ同じ大きさで、ほぼ等しい時間間隔で見られることに基づいている。しかし、必ず大地震は地表まで破壊するのだろうか？ 兵庫県南部地震の測地データから推定される断層面は、神戸側にも伸びている。しかし、今回の神戸側の断層運動は、右横ずれが卓越し、六甲山の隆起にあまり貢献するものではない。したがって、六甲山を隆起させるための他のメカニズムが求められる。もし、六甲山の隆起が六甲断層帯の地震の繰り返しにより生じるとするならば、1995年の地震とは異なるタイプの地震が発生しなければならないであろう。1993年北海道南西沖地震でも同じようなことが起きた。すなわち、海成段丘の調査からは奥尻島は数回の地震により隆起しているが

(宮浦, 1975), 1993年の地震では大きく沈降した (Ozawa et al., 1994)。ここでも、1993年北海道南西沖地震とは異なるタイプの“固有地震”が発生しなければならないことになる。しかし、M7以上の地震は、その発震機構にもよるが、震源域周辺の応力を解放するはずである。このように地表周辺の変位だけを重視すると、重大な見落としをする可能性を否定できない。また、固有地震説はひとつの活断層のひとつのセグメント、という日本列島規模のテクトニクスにおいてはひとつの要素の挙動を見ているに過ぎないのではないかと。活断層とプレート境界断層、あるいは活断層間の相互作用をもっと検討すべきではないかと。断層摩擦構成則によるシミュレーションにより、“固有地震”的な振る舞いをする結果が得られているが (例えば, Tse and Rice, 1986; Stuart, 1988; 加藤・平澤, 1996), これらの計算の多くは二次元であり、かつ断層はひとつしかモデルに取り入れられていない。Lee and Knopoff (1995) は、2つの断層が平行して存在する場合のシミュレーションを行った。その結果によると、断層間の距離がある程度小さい場合、2つの断層が共に活動することはなく、どちらか一方だけが活動し、その活動が時々遷移するという結果が得られている。このようなシミュレーションは現実を極端に理想化したものであるため仮定等検討すべき余地が多いが、二次元の1枚の断層のみを考慮した断層摩擦構成則等によるシミュレーションの結果が固有地震説の物理的根拠を与えるものにはならないことを示してい

る。これからは、複数の断層相互作用を考慮した応力蓄積・解放のモデル化と、列島全体としての断層運動の歴史の見直しが求められる。

5. 結 論

各種の測地測量データを整理し、兵庫県南部地震に伴う地殻変動を明らかにし、さらにこれらのデータに基づき断層モデルを推定した。この結果、

(1) GPS 連続観測により、震源の東西の観測局が震源方向に、南北の観測局が震源と反対方向に移動したことが明らかになった。このことは、大局的には北東-南西走向の鉛直断層の右横ずれ運動を示唆する。

(2) 震源域周辺のGPS測量により、淡路島では野島断層の近傍の三角点が1 m 断層に平行に南西に移動したことが、六甲山系の各三角点が北東に、山麓の三角点が西に移動したことが明らかになった。これらより、震源断層は、淡路島側では野島断層、神戸側では六甲断層系と推定される。

(3) 水準測量により、震源域周辺に20cmを越える上下変動が明らかになった。特に、神戸側では、垂水区の須磨断層近傍で、西側に19cmの隆起、東側に7 cmの沈降が観測され、この断層が活動したことが推定される。

(4) 余震分布や活断層分布に基づくモデルにより断層のすべり量分布を推定した。その結果、野島断層、明石海峡付近及び六甲山直下に1~2.5 mの右横ずれが卓越したすべりが推定された。一部には、大きな逆断層成分の存在も示唆された。いわゆる“震災の帯”直下に断層を仮定したモデルでは、測地データを満足に説明できず、測地測量からは“震災の帯”直下に顕著な断層運動はなかったと推定される。

謝 辞

本論文を発表する機会を与えていただいた世話役の方々へ感謝いたします。本研究は、国土地理院の多田堯地震調査官、辻宏道博士(現建設省)、鷲谷威博士、畑中雄樹氏らと共同でおこなわれたものをまとめ、さらに橋本の責任により一部新たに付け加えたものである。ここに、あらためてこれの方々へ感謝いたします。さらに、本論文について適切なお意見を賜った査読者の方々にも感謝いたします。

文 献

安藤雅孝, 1995, 1995年兵庫県南部地震の前震・本震・余震・誘発地震. 月刊地球号外No.13, 18-29.
 粟田泰夫・水野清秀・杉山雄一・下川浩一・井村隆介・木村克己・奥村晃史・佃栄吉, 1995, 1995年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層. 日本地震学会講演予稿集1995年度秋季大会, A83.
 粟田泰夫・寒川旭・杉山雄一, 1996, 有馬-高槻-六甲断層帯のセグメント区分と1596年慶長伏見地震・1995年兵庫県南部地震. 日本地震学会講演予稿集1996年度秋季大会, A45.
 橋本学, 1996, ブロック・断層モデルに基づく西南日本の応力の時間変化のシミュレーション. 日本地震学会講演予稿集1996

年度秋季大会, C73.
 Hashimoto, M., T. Sagiya, H. Tsuji, Y. Hatanaka and T. Tada, 1996, Coseismic displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 255-279.
 本州四国連絡橋公団, 1995, 「兵庫県南部地震の明石海峡大橋への影響調査報告書」. 41p.
 星野実・村上広史・鈴木勝義・水越博子・山後公二, 1995, 1995年兵庫県南部地震による淡路島野島地震断層周辺の地殻変動. 日本地震学会講演予稿集1995年度秋季大会, A57.
 藤田和夫, 1983, 日本の山地形成論: 地質学と地形学の間. 蒼樹書房, 466p.
 石原正男・阿部義昭・辻宏道・畑中雄樹・斎田諒・吉村愛一郎・鷲谷威, 1995, 測地測量が捕らえた兵庫県南部地震に伴う地殻変動. 国土地理院時報, **83**, 15-23.
 Jackson, D.D., 1979, The use of a priori data to resolve nonuniqueness in linear inversion. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **57**, 137-157.
 活断層研究会, 1991, 「新編日本の活断層—分布図と資料」. 東京大学出版会, 437p.
 加藤尚之・平澤明郎, 1995, 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測. 月刊地球総特集「東海地震」とその予知問題, 号外No.14, 126-132.
 額野一・吉田真吾・植竹富一・古村孝志, 1996, 測地・遠地実体波・被害分布データから推定された兵庫県南部地震の断層モデル. 日本地震学会講演予稿集1996年度秋季大会, A41.
 国土地理院, 1996, 近畿地方の地殻変動. 地震予知連絡会会報, **55**, 521-536.
 Lee, M.W., and L. Knopoff, 1995, Activity flipping between parallel faults under anti-plane strain. *EOS, Transactions AGU*, **76**, (46), F415.
 宮浦正, 1975, 奥尻島の海成段丘と第四紀地殻変動. 第四紀研究, **14**, 23-32.
 茂木清夫, 1982, 「日本の地震予知」. サイエンス社, 352pp.
 村上亮・藤原智・斎藤隆, 1995, 干渉合成開口レーダーを使用した平成7年兵庫県南部地震による地殻変動の検出. 国土地理院時報, **83**, 24-27.
 中田高・蓬田清・尾高潤一郎・朝日克彦・坂本晃章・千田昇, 1995, 兵庫県南部地震で淡路島に現れた地震断層. 「1995年1月17日兵庫県南部地震調査速報会」記録, 29-30.
 Ozawa, S., M. Hashimoto, T. Sagiya, and T. Tada, 1994, Coseismic deformation of Okushiri island associated with the 1993 Southwest off Hokkaido earthquake detected by GPS survey. *Proceedings of the CRCM'93, Kobe, December 6-11, 1993*, 147-150.
 小沢慎三郎・村上亮・藤原智・斎藤隆・飛田幹男・根本正美, 1996, 兵庫県南部地震の SAR データに基づくインバージョン—2. 日本地震学会1996年度秋季大会講演予稿集, A40.
 嶋本利彦・堤昭人・大友幸子・川本英子, 1995, 神戸市・芦屋市・西宮市における地震被害と推定地震断層. 「1995年1月17日兵庫県南部地震調査速報会」記録, 29-30.
 Shimazaki, K., and T. Nakata, 1980, Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.
 Schwarz, D. P., and K.J. Coppersmith, 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from Wasatch and San Andreas faults. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.
 Stuart, W. D., 1988, Forecast model for great earthquakes at the Nankai trough subduction zone. *PAGEOPH*, **126**, 619-641.
 多田堯・橋本学・鷲谷威・小沢慎三郎, 1995, 1995年兵庫県南部地震の測地学的断層モデル. 月刊地球特集号「1995年兵庫県南部地震—近代都市直下に起こった大地震の報告—」, 号外No.13, 136-140.
 Tabei, T., T. Kato, J.P.L. Catane, T. Chachin, K. Fujimori, K. Hirahara, A. Kubo, T. Matsushima, T. Nakano, S. Nakao, S. Otsuka, T. Terashima and T. Yamamoto, 1996, Crustal deformation associated with the 1995 Hyogo-ken nanbu earthquake. Japan derived from GPS measurements. *J. Phys. Earth*, **44**, 281-286.
 Tse, and J. Rice, 1986, Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.* **91**, 9452-9472.

土屋淳・辻宏道, 1991, 「やさしいGPS測量」. (社)日本測量協会, 376p.
Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibasaki, T. Sagiya, T. Kato and Y.

Yoshida, 1996, Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake. *J. Phys. Earth*, **44**, 437-454.

(要 旨)

橋本 学, 1998, 測地測量に基づく1995年兵庫県南部地震の地震像. 地質学論集, 第51号, 37-50,
(Hashimoto, M., 1998, A view of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake derived from geodetic surveys.
Mem. Geol. Soc. Japan, no. 51, 37-50)

兵庫県南部地震前後の測地データを解析し, 地殻変動を明らかにした. 広域の変動としては, 震源の東西のGPS連続観測局が震源方向に, 南北のGPS観測局が震源と反対方向に移動したことが特徴的である. しかし, 震源域周辺のより稠密な測定の結果, 野島断層近傍の三角点の約1 m 南西への移動, 神戸側の各三角点の六甲断層系を境にした右横ずれ変位, 神戸市垂水区で須磨断層を境に西側に約19cmの隆起と東側に約7 cmの沈降, 淡路島東岸で約20cmの隆起等が明らかになり, 複雑な断層運動が示唆される. これらの結果に基づき断層モデルを推定した結果, 野島断層, 明石海峡付近及び六甲山直下に1~2.5 mの右横ずれが卓越したすべりが推定された.

“震災の帯”直下に断層を仮定したモデルは測地データを満足に説明できず, 測地データは“震災の帯”直下の断層運動を支持しない.