4. 兵庫県南部地震震源断層の破壊過程

4.1 はじめに

地震は地中深くの岩盤の面（断層面）上での急激なずれ破壊によって発生する。この地球内部での急激な断層運動が弾性波である地震波を励起し、その地震波が地球の中や表面を伝わっていく。そして、地表では、この地震波が地面の揺れを起こし、さまざまな被害をうむ。1995 年 1 月 17 日の兵庫県南部地震も例外ではなかった。それでは、兵庫県南部地震を起こした断層はどのような方向をむいたどのような大きさのものだったのだろうか。その断層面上でどの方向にどの程度の大きさのずれが起き、そのずれがどのように断層面をひろがったのだろうか。地震の破壊（震源）過程と呼ばれる、このような断層面上でのずれのおこる過程は、地表での強震動と決して無関係ではない。兵庫県南部地震で生じた強震動の観測や関連するさまざまな研究の結果は、大地震の震源域近傍での強震動の空間分布や特性が地震の破壊過程に影響されていることを再認識させている（第 6 章参照）。また、このことは、同時に、大地震発生後あらゆる場所での地震動を早期に予測するためには、地震の破壊過程を知ることが重要なステップであることを暗示する。

本章では、さまざまなデータや手法を用いて調べられた兵庫県南部地震の断層モデルや震源過程モデルをまとめ、兵庫県南部地震の断層や震源過程の特徴について述べる。更に、将来の大地震発生時の地震動早期予測を念頭におき、大地震の破壊過程の早期決定に関する現状と今後の可能性を述べる。特に今後の可能性として、大地震の断層面や破壊域を自動決定する 1 手法を提案し、その手法の可能性を兵庫県南部地震で取得された強震計の地震波形記録を用いて検証する。兵庫県南部地震から学ぶ将来の大地震にむけてのレッスンである。

4.2 発震機構と震源断層

まず兵庫県南部地震がどのような断層で起こったのかについて述べる。

地中の断層面上での急激なずれによって地震波が励起され地球の中や表面を伝わっていく。励起される地震波は、断層面及びずれと地震波が伝播する方向の間の相対的な位置関係によって、振動の特徴や振幅が異なる。そのため、いろいろな方向に伝播する地震波の特性を調べることによって、逆に、地震波を生じた断層面がどのような方向を向き、その断層を境にどの方向にどれだけのずれを起こしたのかを見積もることができる。世界中に設置された高感度高性能広帯域地震計の地震記録を用いて、このような解析はルーチン的に行われている。

表-4.2.1 と**図-4.2.1** に、世界中に分布する地震計の記録を利用して決定された兵庫県南部地震の発震機構（メカニズム）解を示す。いずれの解析も、実際には、震源を表現するパラメーターとして、モーメントテンソルと呼ばれる 2 次の対称テンソルを用いている。モーメントテンソルの各成分は 1 対の偶力に相当し、モーメントテンソルは方向や配置の異なる 9 対（成分）の偶力からなっている（実際には対称性から自由度は 6、更に体積変化ゼロの仮定で自由度は 5 になる）。この表現には、逆問題を線形問題として扱える、断層運動以外の震源も表現に含むことができるなどの利点がある。**表-4.2.1** と**図-4.2.1** では、求められたモーメントテンソル解のうち、ベストダブルカップルと呼ばれる断層運動に相当する成分だけを抜き出して表示している。これらのモーメントテンソル解のうち、ダブルカップル成分で現せない成分はダブルカップル成分の 30%程度である。

表-4.2.1 世界規模の地震観測網でとられた長周期地震波から決められた発震機構

	Strike(°)	Dip(°)	Slip(°)	Mo(10^{19}Nm)	Mw
アメリカ地質調査所(USGS)	65	81	-169	1.8	6.8
	334	80	-10		
ハーヴァード大学(Harvard)	230	79	160	2.4	6.9
	324	70	12		
東京大学地震研究所(ERI)	231	84	173	1.7	6.8
	321	82	6		

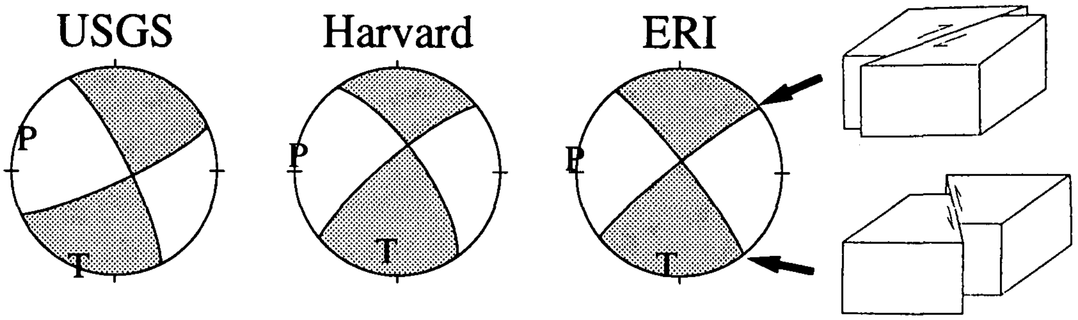


図-4.2.1 世界規模の地震観測網でとられた長周期地震波から決められた発震機構

地震の規模を示すサイスミックモーメント（Mo）は 1.7 から 2.4×10^{19}Nm の範囲で、モーメントマグニチュード（Mw）に換算すると、6.8 から 6.9 になる。兵庫県南部地震の気象庁マグニチュードは 7.2 である。武村[1]は、日本の内陸の地震では Mw にくらべて気象庁マグニチュードが大きめに求められることを指摘している。兵庫県南部地震も武村の指摘と矛盾しない。兵庫県南部地震の気象庁マグニチュードに対して武村の経験式から予想される Mw は 6.7 である。

図-4.2.1 と**表-4.2.1** の発震機構は、いずれの結果も互いに類似し、北東方向と北西方向に走向をもつ 2 つの節面をもつ解である。各解での 2 つの節面の走向、潜り込み角度などを**表-4.2.1** に示す。いずれの節面もほぼ鉛直で、ずれの方向は水平成分が卓越する。この 2 つの節面のうち、どちらかの面が兵庫県南部地震の断層面である。北東－南西方向の面を断層面と考えると右横ずれ、北西－南東方向の面を断層面と考えると左横ずれの断層運動になる。解析に用いられている地震波の周期は、アメリカ地質調査所でおよそ 25 秒、ハーヴァード大学の解析で 45 秒以上（実体波）と 135 秒以上（表面波）、東京大学地震研究所の解析で 45 秒から 100 秒と非常に長い。このような長周期の地震波でみる M7 規模の地震の震源断層は、実際は有限の大きさをもった断層であるにもかかわらず、点としてよい近似ができる。地震のメカニズムの全体像をみるには都合がよい。しかし、このことは、2 つの節面のどちらが断層であるかはこれらの地震波の解析から判断ができないことを意味する。

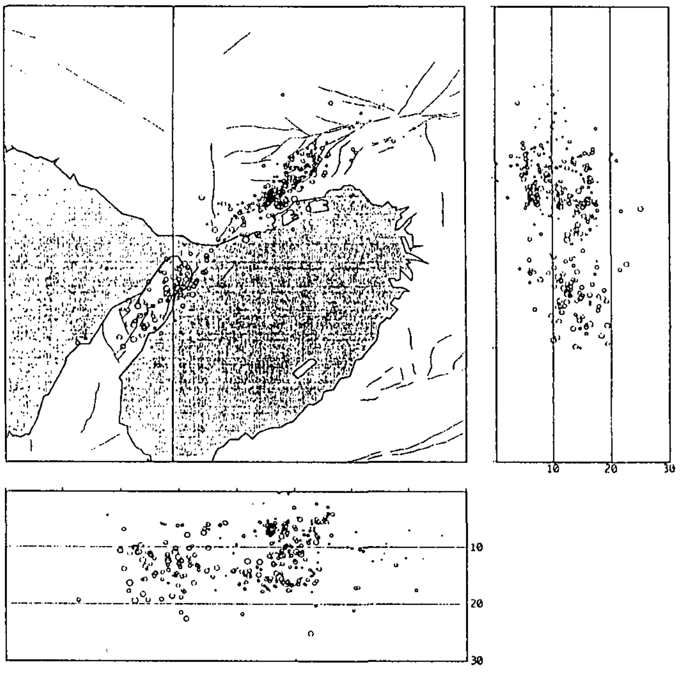


図-4.2.2 兵庫県南部地震後 8 時間の余震分布

図-4.2.2 は兵庫県南部地震発生後 8 時間に起こった余震の分布 [2]である。余震の位置は京都大学防災研究所地震予知研究センターで決められた。余震は北東―南西方向に走向をもつほぼ鉛直な面上に分布している。淡路島の北淡町から神戸の東灘付近まで水平距離にして約 45km の長さである。深さ方向には、5km から 20km までの範囲で起こっている。余震は、多くの場合、本震の断層面にそって発生する。**図-4.2.1** や**表-4.2.1** の結果で断層面の候補としてあげられていた 2 つの節面のうち、兵庫県南部地震の断層は、余震分布と調和的な北東―南西方向に走向をもつ面であると考えられる(**表-4.2.1** では各解の上段にあたる面)。余震の分布から判断して、断層の大きさを 45km×15km と仮定すると、**表-4.2.1** のサイスミックモーメントの値をもとに計算される平均的ずれの量は 0.8−1.2m となる(剛性率 30Gpa のとき)。

兵庫県南部地震の震源は、気象庁によって明石海峡下 16km の深さに決定された。この震源は地震波(P,S 波)の最初の揺れ始めの時刻から決定されるので、断層のずれの開始点と解釈できる。従って、兵庫県南部地震は、淡路島・北淡町から神戸・東灘付近にかけて広がるほぼ鉛直な断層での平均約 1mの右横ずれによって起こり、そのずれは断層中ほどの明石海峡の下 16km の深い部分から始まった。

4.3 さまざまなデータから推定された破壊過程

兵庫県南部地震の断層の向き、長さ、幅(深さ)、およびずれの平均的な量といった全体像は、前節で示したように、余震分布や長周期地震波の解析結果からわかる。しかし、断層面上でずれが空間的にどのように分布していたのか、そのずれは時間的にどのようにひろがっていったのかについては余震分布や長周期地震波の解析ではわからない。次に、兵庫県南部地震の震源断層でのずれの空間的分布やずれの時空間的伝播など、もう少し詳しい様子に関して、さまざまなデータと手法から推定されている結果について述べる。

兵庫県南部地震の破壊過程は、地震発生後からさまざまな種類のデータと手法を用いて、多くの研究者によって解析されている。**表-4.3.1** にその一部をまとめる。データは測地データ(水準・三角測量、GPS)、遠地地震波記録、強震計記録にわたる。これらの解析から決められた兵庫県南部地震の断層モデルや断層面上でのずれ(スリップ)の空間分布を**図-4.3.1** から**図-4.3.7** に示す。

表-4.3.1 さまざまなデータ・手法から調べられた兵庫県南部地震の破壊過程

データの種類	特徴	解析者名	図
測地データ	・6 つのセグメント(淡路側に 2 つ、神戸側に 4 つ) ・ずれの大きさと方向を決定	Hashimoto et al.[3] 橋本他	図-4.3.1
測地データ、強震計波形	・3 つのセグメント(淡路側に 1 つ、神戸側に 2 つ。明石海峡付近に顕著なステップオーバー) ・ずれの大きさと方向の空間分布とずれの時間伝播を決定	Horikawa et al.[4] 堀川他	図-4.3.2
測地データ、強震計波形、遠地P・SH 波波形	・さまざまなデータの組み合わせからの解析 ・ずれの大きさと方向の空間分布とずれの時間伝播を決定 ・北東端での断層の分岐(西宮の下)の可能性を測地データから指摘・考察	Yoshida et al.[5] 吉田他	図-4.3.4
測地データ、強震計波形、遠地P・SH 波波形	・2つのセグメント ・ずれの大きさと方向の空間分布とずれの時間伝播を決定	Wald[6]	図-4.3.5

	・カリフォルニアの地震の破壊過程との比較		
強震計波形	・S 波振動軌道を用いた神戸下の断層の位置決定 ・3 つのセグメント（淡路側に1つ、神戸側に 2 つ) ・ずれの大きさと方向の空間分布とずれの時間伝播を決定	Sekiguchi et al.[7] 関口他	図-4.3.3
強震計波形	・1つのセグメント ・ずれの大きさと方向の空間分布とずれの時間伝播を決定 ・逆問題解法時の拘束条件の強さを ABIC から客観的に決定	Ide et al.[8] 井出他	図-4.3.6
遠地 P・SH 波波形（震央距離 30 から 100°）	・3 つの点震源 ・各点震源の発震機構・ずれの大きさと場所を決定（2 つ目の点震源が逆断層)	Kikuchi & Kanamori[9] 菊地・金森	図-4.3.7

解析に用いられたデータの特性によって、これらの結果は兵庫県南部地震の破壊過程のさまざまな側面をみていると考えられる。測地データは地震断層の位置や断層の浅い部分でのずれの量に敏感であり、これらの量を正確に求めることに優れている。一方、ずれの時間変化に関する情報がなく、地震前後の地殻変動の影響を含んでいる可能性も否定できない。強震計の波形記録は破壊過程におけるずれの細かな時空間分布に敏感である一方、震源と観測点の間の細かな構造の影響を受けやすい。また、地震波線の数や方向が十分にない領域（例えば浅い部分）では、波線に沿って大きなずれが見かけ上あらわれることもある。遠地（震央距離 30 から 100°）での地震波形は震源と観測点の間の細かな構造の影響を比較的受けにくく、破壊過程の全体像をみることにすぐれている。また、同じ方法による解析が既に多くの地震で行われているために、他の地震の破壊過程と比較できる。一方、地震断層の精密な位置や、詳細なずれの時空間分布、特に深さ方向の様子に対しては感度が鈍い。

従って、ここにあげた解析結果は、使用されたモデルやデータの特性によって、必ずしも兵庫県南部地震の破壊過程を同じ側面からみているわけではなく、同じ結果を必ずもたらす必要もない。しかし、一方で、さまざまなデータや手法から独立に解析された結果に共通にあらわれる特徴は、兵庫県南部地震の破壊過程の特徴と解釈することはできるだろう。**表-4.3.1** や**図-4.3.1** から**図-4.3.7** にあげた結果に共通してみえる兵庫県南部地震の破壊過程の特徴を以下にまとめる。

（1） ずれの起こった領域は長さ約 40－50km、深さ約 15km の範囲にある

ずれの起こった領域の範囲はいずれの結果でもそれほど変わらない。また、この範囲は、日本の内陸の地震に対して、気象庁マグニチュード 7.2 から経験的に予想される余震の範囲[10]とも近い。

（2） 断層はいくつかのセグメントにわかれている

測地データは特に地震の断層の位置に敏感である。このことを利用し、橋本他[3]は、加古川や須磨で観測された北東への水平変動と、須磨断層をはさんで北から南へ上下変動が隆起から沈降に急転することから、野島断層の延長が神戸側にのびていないことを指摘し、明石海峡を挟んで神戸と淡路側に断層のステップがあることを示す。堀川他[4]は、神戸で見られる局所的な隆起が、震源から須磨に延長した1つの断層では説明できないことから、角度の異なる少なくとも 2 つの断層が神戸側に存在することを指摘する。測地データとは別に、神戸で観測された S 波振動軌道の違いから、関口他[7]は神戸側に 2 つの断層の存在を指摘している。断層の北東端でのセグメントについては、吉田他[5]が、五助橋断層にそった変位が測地データを説明するために不可欠であることを主張しつつ、南側の西宮の下に更に分岐したセグメントを考えても

測地データをよく説明できることを指摘している。ただ、分岐を考えた場合においても、西宮の下でのずれは小さい。

(3)　ずれは断層面上で一様ではない

どの結果においても、ずれの大きさは断層面上で一様でないことは明らかである。また、いずれの結果でも、もっとも大きなずれ（3m前後）が野島断層下の浅い領域でみられる。明石海峡を挟んで、淡路島側と神戸側でのモーメント（$\times 10^{19}$Nm）を比較すると、1.1 と 1.9（堀川他[4]）、1.13 と 1.39（橋本他[3]）、1.33 と 1.09（Wald[6]）、0.86 と 1.05（関口他[7]）で、1つの結果を除いて神戸側でやや大きい。ずれの方向も断層面で一様ではなかったようだ。淡路島野島断層下の浅い部分と震源近傍の間で、ずれの潜り込む方向の違いが比較的はっきりしている。ただ、ずれの方向やその違いのようすは結果によってもばらつく。

(4)　ずれの大きかった部分が断層面上の数カ所に局在する

断層面上には、主に3つのアスペリティー（ずれの大きかった局所域）が存在する。野島断層下の浅い部分（5−10km 以浅）の大きなずれ（3m前後）の領域は、いずれの結果でもきわめて顕著である。次に大きなずれが、震源付近（深さ 10−15km あたりの領域）でみられる。最後に、断層の北東部、神戸気象台から神戸大学の下の深い部分（深さ 10−20km 付近）に、周辺にくらべてずれの大きな領域がある。ただ、このずれの位置や大きさは解析に用いられたデータや手法によって違ってみえる。

(5)　ずれは開始してから約12秒間でほぼ終わっている

図-4.3.8 はずれの時間伝播を示すスナップショットである（堀川他[4] による）。明石海峡の下の深い部分ではじまったずれは、最初深い部分で神戸側にひろがり、3 秒後に淡路島野島断層側の浅い部分に向かってひろがり始める。その後、ずれは北東、南西両方向にひろがり、約12秒後にはずれは断層面上でほとんどみられなくなる。

ここでまとめた破壊過程の結果は、いずれも地殻変動や周期 1 秒以上の地震波からえられたものである。もっと短い周期の地震波に対応する破壊過程についての情報は含まれていない。筧他[11]が、加速度地震波形のエンベロープを使うことにより、兵庫県南部地震の高周波（2−10Hz）加速度放射源の時空間分布を調べている（図-4.3.9)。求められた高周波加速度放射源も断層面上に一様ではなく、数カ所に局在している。ずれの大きな領域との位置の相違が、地震の破壊過程の物理を反映しているのかもしれない。ただ、この逆問題は非線形であり、結果が初期値の設定にどれだけ依存しているのかという問題も残されている。

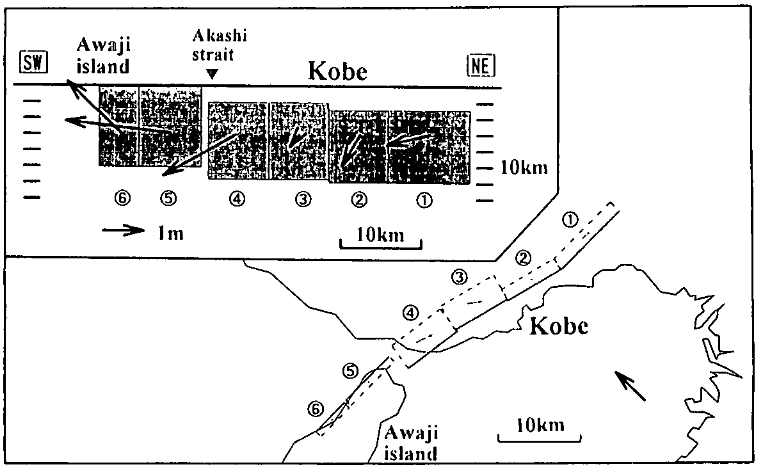


図-4.3.1 橋本他の断層モデルと測地データから決定されたスリップ分布

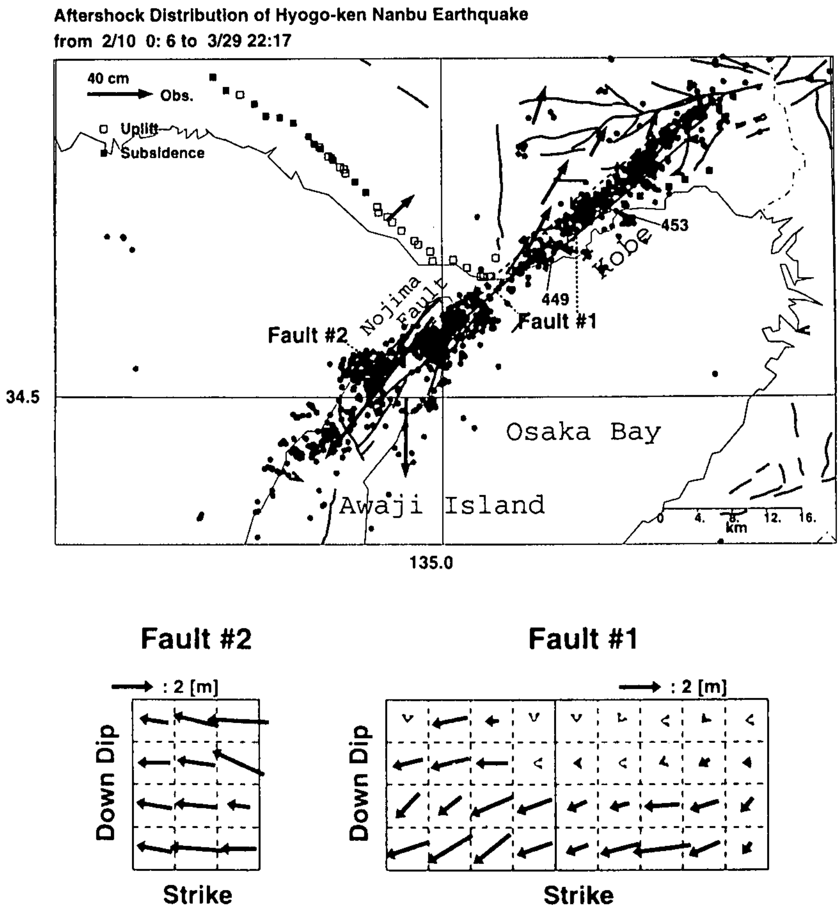


図-4.3.2 堀川他の断層モデルと推定されたスリップ分布
下の図で、左側が南西方向、右側が北東方向。点線で区切られた
格子は水平、鉛直方向に 4km（但し、表層だけは鉛直方向に 3.2km）。

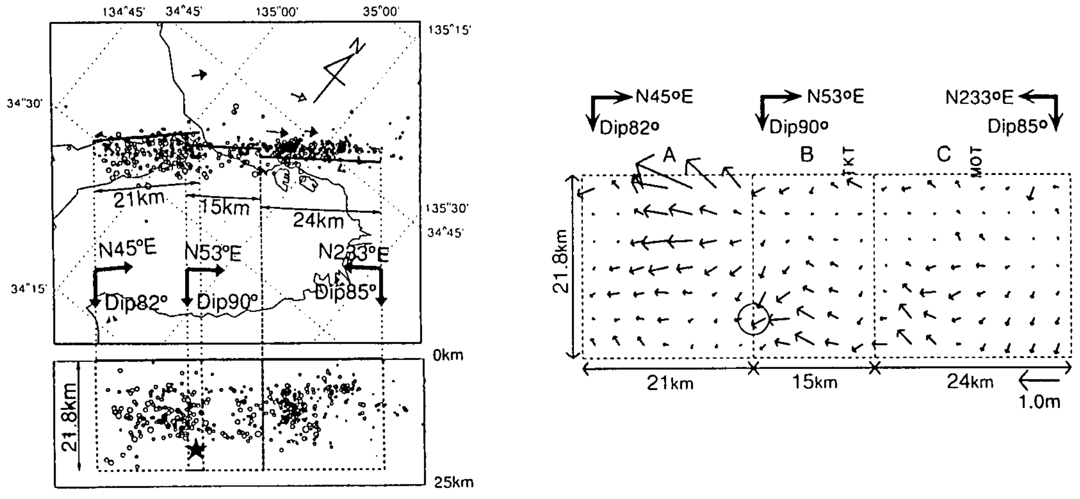
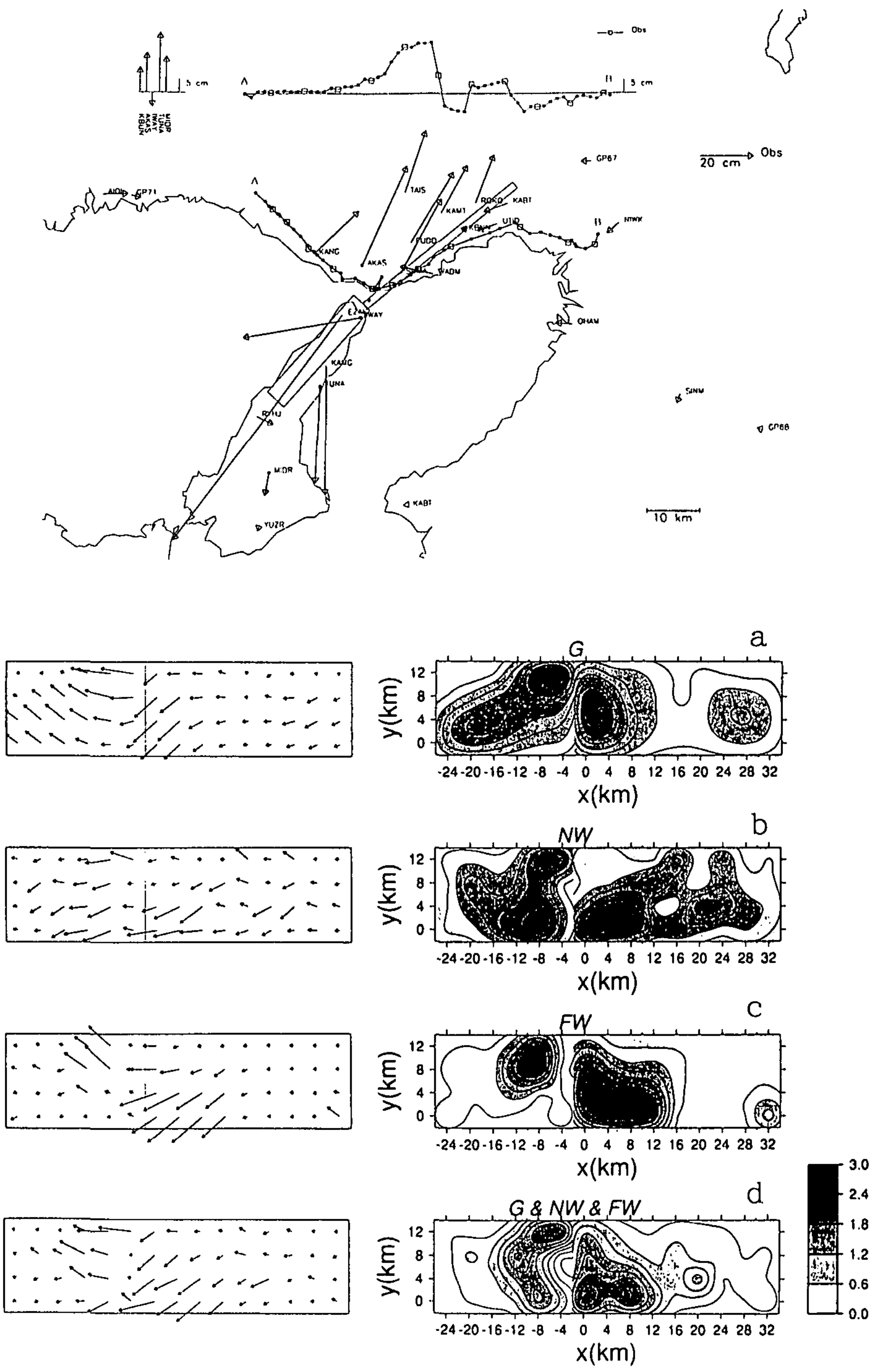


図-4.3.3 関口他の断層モデルと推定されたスリップ分布



図−4.3.4 吉田他の断層モデルと推定されたスリップ分布

スリップ分布はいずれも、左側が南西方向、右側が北東方向。yが深さ方向。
Gは測地データだけ、NWは強震計波形だけ、FWは遠地P・S波波形だけ、
G&NW&FWは3つのデータセットすべてを用いて推定した結果。

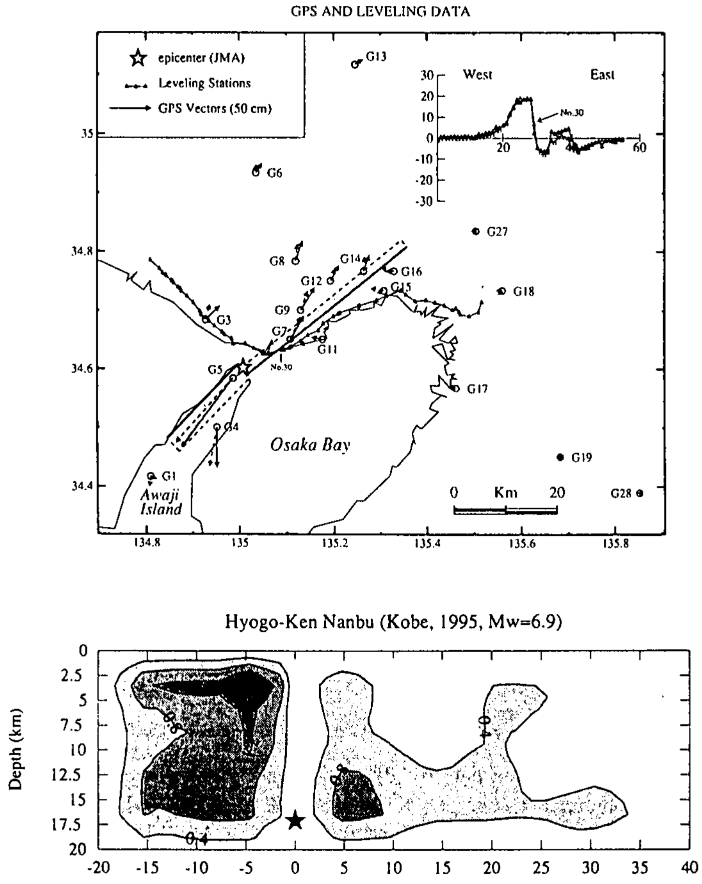


図-4.3.5 Waldの断層モデルと推定されたスリップ分布

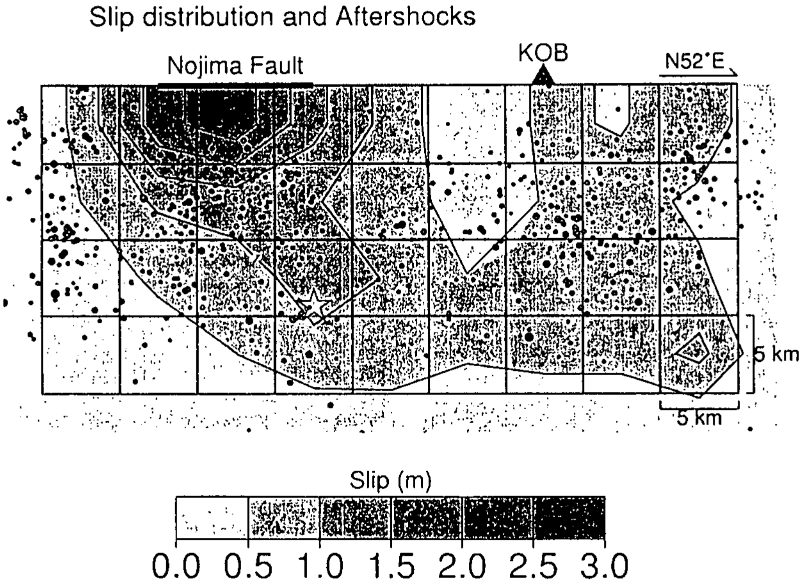


図-4.3.6 井出他により推定されたスリップ分布

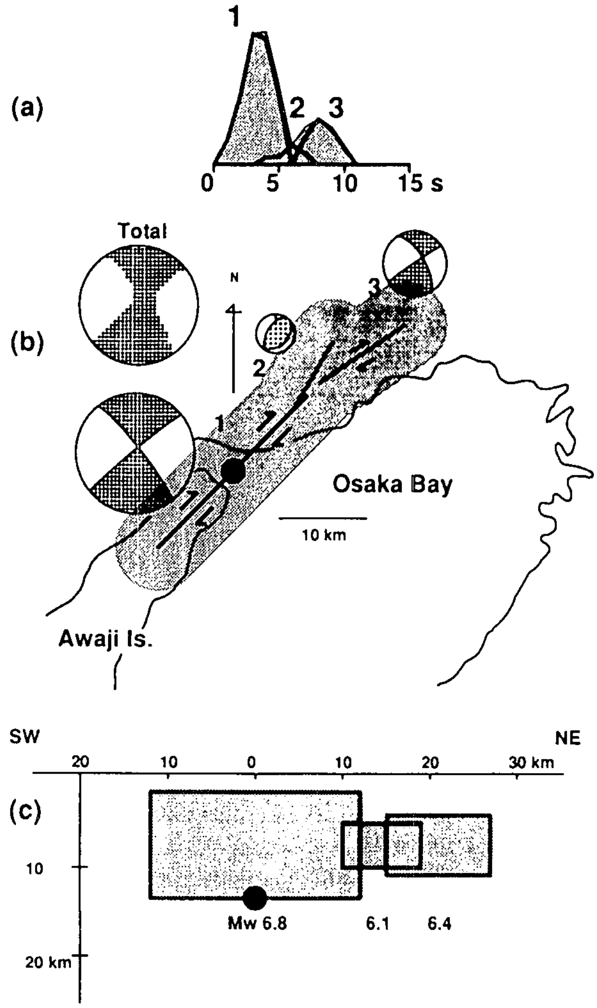


図-4. 3. 7 菊地・金森によって推定された3つの点震源の発震機構、位置、震源時間関数

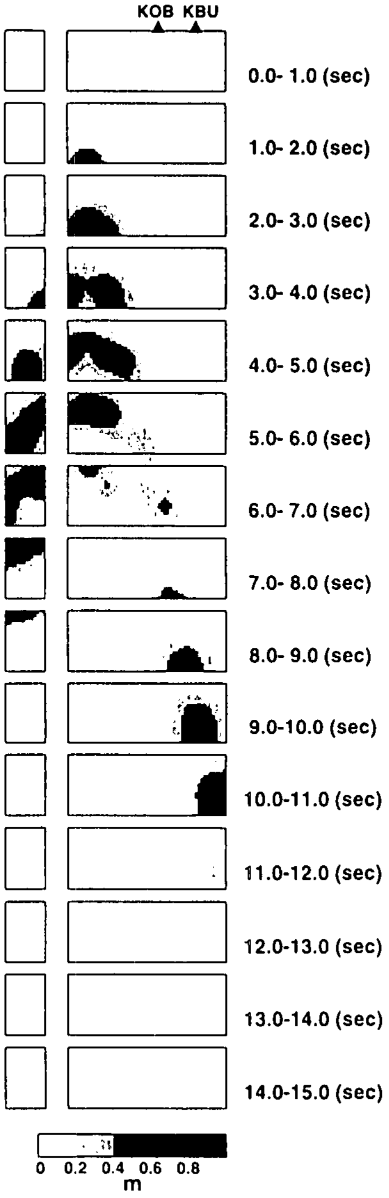
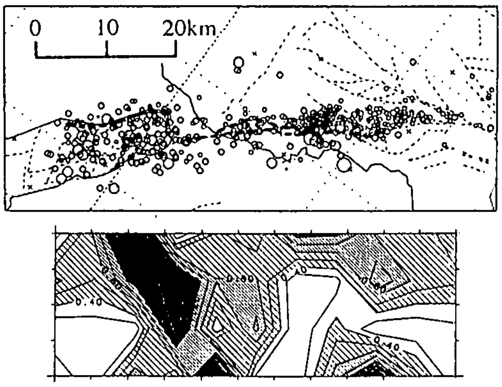


図-4. 3. 8 堀川他によって推定されたスリップの時空間伝播

図-4. 3. 9 筧他の断層モデルと推定された高周波加速度放射源の分布



4.4 大地震の破壊過程の早期決定にむけて

前節で示した兵庫県南部地震の破壊過程モデルは、地震発生後何日かあるいは何ヶ月か経過してから推定された。地震の破壊過程が地震動、特に震源域近傍の強震動に強い影響を与えることを考えると、前節で示したような破壊過程に関する情報が、兵庫県南部地震のような大きな地震の発生後早期に、できれば即時に、わかることが望まれる。残念ながら兵庫県南部地震では実現しなかったが、本節では、この点に関して現状と今後の可能性を述べる。

前々節でとりあげた地震の発震機構については、既にさまざまな研究機関で、システムの自動化により早期決定を実現している。世界規模に分布する広帯域地震計のデータを用いて、東京大学地震研究所[12]が長周期実体波（周期45から100秒）から、カリフォルニア工科大学が長周期表面波（周期143から286秒）からモーメントテンソル解を自動的に決めている。いずれのシステムもアメリカ地質調査所からの緊急地震震源情報の電子メールを受け取ることでシステムが起動し、地震発生後数時間のうちには解が決定され電子メールで全世界に配布される。兵庫県南部地震発生時には、このうち東京大学地震研究所のシステムが動いていた。しかし、これらのシステムでは世界規模に分布する地震記録を用いるために、地震波が観測点に伝わるまでにどうしてもその分長い時間がかかってしまう。この点を克服するため、日本国内での広帯域地震計のデータを使った同様のシステムが、兵庫県南部地震以降に動きだしている。東京大学地震研究所[13]では、関東地方にひろがる同研究所の観測網と科学技術庁FREESIA観測網の広帯域地震計の記録を利用して、気象庁からの緊急震源情報の電子メールを受け取るとともにシステムを起動させ、関東地方の地震のモーメントテンソル解を決めている。防災科学技術研究所[14]では、関東地方にとどまらず全国の地震に対して、科学技術庁FREESIA観測網のデータを利用して、表面波（周期20から50秒）を使って、モーメントテンソル解を自動決定している。システムは気象庁からの電子メールの受取で起動し、メールを受け取ってから5分以内には、決定された解がホームページ上に公開されている。このシステムは97年春から運用されている。

このように、現時点で、日本国内の地震の発震機構（実際にはモーメントテンソル解）は、地震発生後約数十分のうちにはわかる状況になっている。一方、現在稼動している自動解析システムは、前々節で述べたように、地震は1つの点震源であるという仮定のもとで解析を行っている。よって、これらのシステムで求められる発震機構は、断層面の候補となる２つの面を提唱するが、そのどちらが断層面であるかについては何もいえない。地震動の空間分布や特性は、地震の発震機構のみならず、断層面の幾何や断層面上でのずれの分布に影響を受ける。この点を考慮すると、モーメントテンソル解の決定から更に一歩進んだ自動システムの構築が要求される。そこで、地震の断層面や破壊（ずれ）域の決定も自動的に行うことができないか、検討した。[15、16]

ここでは強震計の波形データを使った自動決定の可能性を考える。強震計のデータを使う利点にはいくつかある。1つはデータが地震の破壊過程に敏感であることがある。このことは、兵庫県南部地震のときにもみられるように、詳細な破壊過程が強震計の波形データから決定されていることに裏付けられる。2つめは、強震計は震源近傍でのデータ取得が可能であるため、地震波が観測点に伝わるまでの時間が短い、すなわち、地震発生後データを収集し解析を開始するまでの時間をもっとも短くできる可能性を内在することである。そして、3つめに、兵庫県南部地震以降の広帯域強震観測網の急速な充実である。

強震計の波形データを用いることにより、どのように断層面や破壊域が自動決定できるのか、兵庫県南部地震を例に解析した結果を示す。**図-4.4.1**がデータを用いた強震計の観測点をあらわす。気象庁の強震計のデータを主に用いている。このデータを用いてえられた結果を**図-4.4.2**にまとめている。

断層面と破壊域の決定は、人の手を必要としない自動化可能な、2つのステップからなる手法で行われている。まず、最初のステップでは、1つの点震源を仮定してモーメントテンソル解を求める。この解が**図-4.4.2**の右上にある。モーメントテンソル解は南西、北西方向のほぼ垂直な2つの節面をもつ横ずれ断層のメカニズムである。このメカニズムは、前々節で述べた**図-4.2.1**の解ともよく一致している。次のステップで、最初のステップで決定された発震機構で断層面の候補となる2つの節面の走向（南西方向と北西方向）にそって、震源から両方向に一定の間隔で並ぶ線状の点震源を考

える（図-4.4.3）。ずれは震源からはじまって、一定の破壊速度で両方向にひろがっていくものとする。強震計の波形記録をデータとして、各点震源でのずれの大きさ（モーメント）を逆問題から求める。2 つの方向にならべた点震源分布の間で、観測波形と予想される計算波形のフィットの度合いを比較する。フィットがよい場合に、ずれはその方向にそって広がった、つまり、断層面はその方向にあったと判断する。破壊域（断層の大きさ）は、点震源分布に対して求められたずれの大きさの分布から判断する。ずれが大きかった部分が実際に地震でずれを起こした領域と考える。点震源の分布する範囲は、マグニチュードと余震域の直径の経験式[10]から決める。兵庫県南部地震の気象庁マグニチュードは 7.2 で、経験式で予想される余震域の直径は 40km。点震源は震源から両方向に 40km の範囲に分布する。図-4.4.2 の左側に、2 つの節面の方向（南西と北西走向）に並べた点震源の分布に対して、観測波形と予想される計算波形のフィットの度合いを示す。点線が北西－南東方向、実線が南西－北東方向に並べた場合である。横軸に仮定した破壊伝播速度をとり、縦軸が波形のフィットの度合いを示す。縦軸の値が大きいほど、波形のフィット度合いはよいことを意味する。南西－北東方向に点震源をおいた場合の方が、北西－南東方向においた場合よりフィットがよい（実線が点線より上にある）。したがって、南西－北東方向に断層面があることがわかる。波形のフィットがもっともよいときのずれの大きさの空間分布を、右下の図に示す。ゼロが震源である。ずれは、震源の南西方向に約 10km、北東方向に約 30km の約 40km 長の範囲で大きいことがわかる。

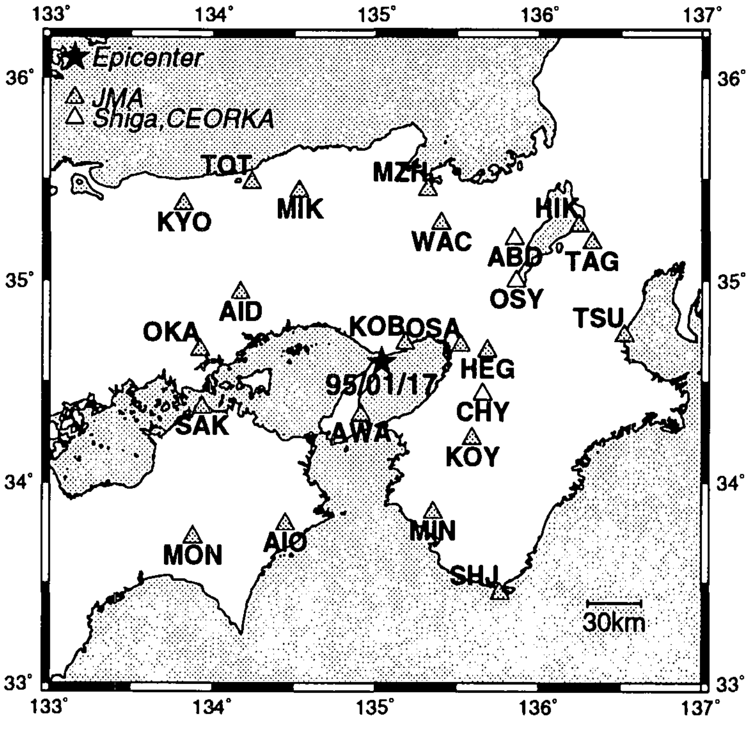


図-4.4.1 地震波形を用いた強震観測点

図-4.4.2 の結果を求めるにあたって、余震の分布などの情報はいっさい用いていない。また、人間による判断もはいっていない。それにもかかわらず、選ばれる断層面や推定される破壊域は、余震分布と非常に調和的である。また、ここで求められたずれの大きさの分布では、ずれの大きな領域が震源のすぐ南西側と北東側、それからずれのほぼない領域を超えた北東端に局在し、特に大きなずれが震源のすぐ南西側と北東側にみられる。この分布は、前節でまとめた兵庫県南部地震の破壊過程の特徴をきわめてよく表している。

データがそろってから図-4.4.2 の結果を得るまでにかかる時間は、最初のステップで約 10 分、次のステップに約 10 分、計 20 分である（Sun Ultra 30 使用時）。この時間は今後プログラムの改良で更に短縮できる見込みである。解析は自動的に行えるので、人の到着や判断を待つ必要は全くない。

兵庫県南部地震の発生に対しては記録が即時利用可能な状態ではなかったが、もしこのような強震計の波形データが地震後速やかに収集され本稿で示した自動解析につなげられれば、データ収集後約 20 分のうちには、図-4.4.2 に相当する結果ー地震の断層面、破壊域（断層の大きさ）およびアスペリティーの位置がわかるようになるだろう。

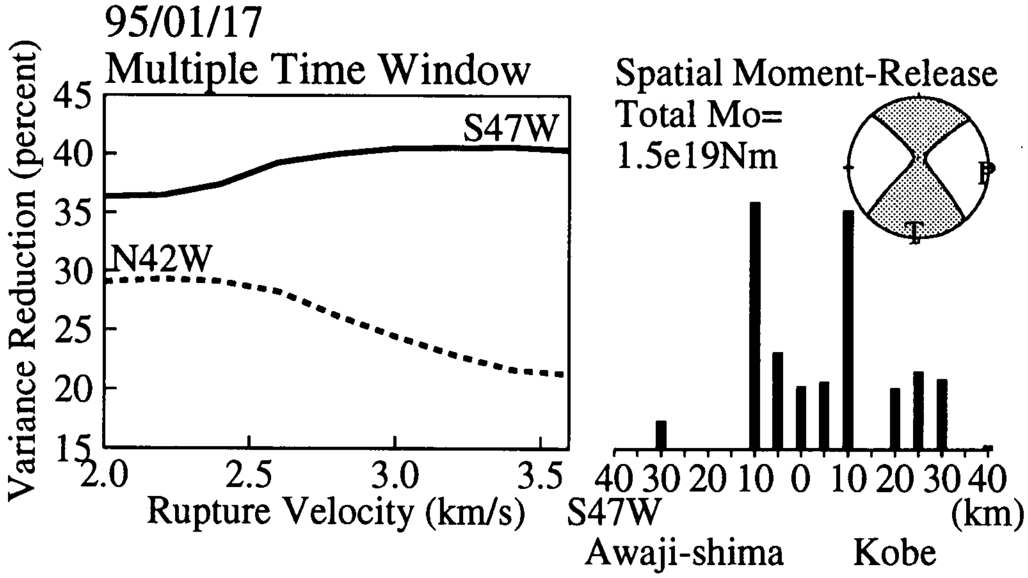


図-4.4.2 自動化可能な手法で調べた兵庫県南部地震の断層面と破壊域

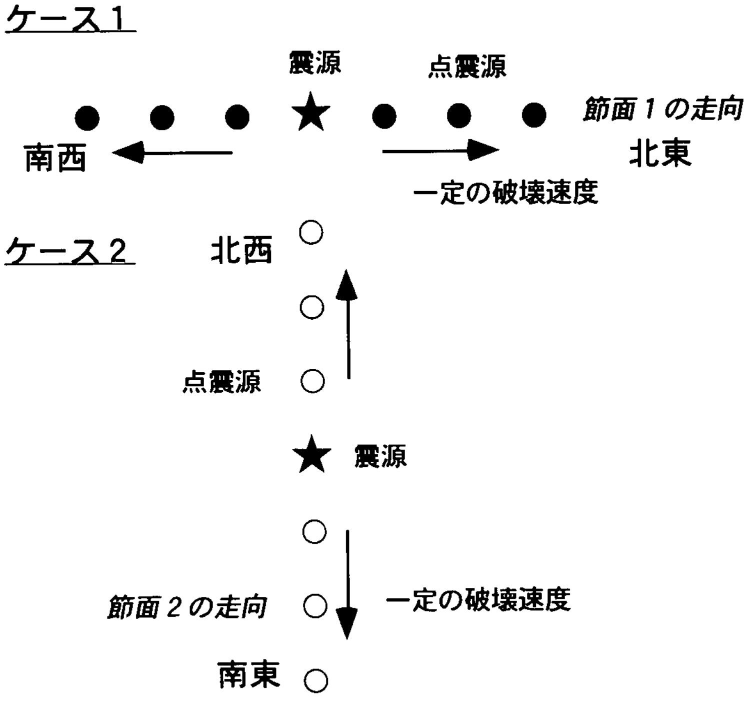


図-4.4.3 2つめのステップでテストされる2組の線状に並ぶ点震源

4.5 まとめ

1995年1月17日兵庫県南部地震は、南西－北東方向に走るほぼ鉛直な断層面をはさんだ、平均約1mの急激な右横ずれの断層運動によって起こった。ずれは明石海峡下の深さ約16kmで始まり、その後、淡路島側と神戸側にひろがり、約12秒後には終了した。ずれの起こった領域の範囲は、水平方向に長さ約40－50km、深さ方向には約15kmに及ぶ。断層はいくつかのセグメントからなっている。ずれは断層面上で決して一様ではなく、大きなずれを起こした領域は、断層面と思われる領域の数カ所に局在する。3m前後に達するもっとも大きなずれは、野島断層下の深さ5－10km以浅の部分で起こった。また、震源近傍の深さ10－15km付近にも大きなずれが生じた。このように明らかになった兵庫県南部地震の震源過程は、地震発生後、さまざまなデータや手法を用いて多くの研究者により丁寧に調べられた成果である。一方、兵庫県南部地震の震源過程の特徴は、自動化可能な方法を用いた解析においても十分決定できることが、兵庫県南部地震の強震計のデータを用いて実証された。将来の兵庫県南部地震規模の大地震の発生で、地震記録がすみやかに収集され自動解析につなげられれば、地震発生後早期に震源過程を決定することも可能であり、その結果を大地震の地震動の早期予測に役立てることができるだろう。

参考文献

1)武村雅之：日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係、地震、43、pp.257－265, 1990.

2)京都大学防災研究所：阪神・淡路大震災 防災研究への取り組み、1996.

3)Hashimoto, M., T. Sagiya, H. Tsuji, Y. Hatanaka and T. Tada: Co-seismic displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, J. Phys. Earth, 44, pp. 255-279, 1996.

4)Horikawa, H., K. Hirahara, Y. Umeda, M. Hashimoto and F. Kusano: Simultaneous inversion of geodetic and strong-motion data for the source process of the Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, J. Phys. Earth, 44, pp. 455-471, 1996.

5)Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato and Y. Yoshida: Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, J. Phys. Earth, 44, pp. 437-454, 1996.

6)Wald, D. J.: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data, J. Phys. Earth, 44, pp. 489-503, 1996.

7)Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba: Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, J. Phys. Earth, 44, pp. 473-487, 1996.

8)Ide, S., M. Takeo and Y. Yoshida: Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spatio-temporal slip distribution by Bayesian modeling, Bull. Seis. Soc. Amer., 86, pp. 547-566, 1996.

9)Kikuchi, M. and H. Kanamori: Rupture process of the Kobe, Japan, earthquake of Jan. 17, 1995, determined from teleseismic body waves, J. Phys. Earth, 44, pp. 429-436, 1996.

10)宇津徳治：地震学第2版、共立出版、1984.

11)Kakehi, Y., K. Irikura and M. Hoshiba: Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault plane of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms, J. Phys. Earth, 44, pp. 505-517, 1996.

12)Kawakatsu, H.: Automated near-realtime CMT inversion, Geophys. Res. Lett., 22, pp. 2569-2572, 1995.

13)伊藤 渉: 近地地震のCMT解自動決定、東京大学大学院理学研究科修士論文、1997.

14)福山英一、D.S.Dreger、川井啓 、石田瑞穂: オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定、地震、投稿中、1997.

15) 久家慶子：強震計波形データを用いた地震の震源パラメタの自動決定、「地震防災を目的とした地震情報の即時伝達システムに関する研究」平成9年度科学研究費研究成果報告書、印刷中、1998.
16) 久家慶子・岩田知孝・入倉孝次郎：強震計波形データを用いた線状震源による大地震の断層面・破壊域の自動決定、地球惑星科学関連学会合同大会予稿、印刷中、1998.