

震源断層面を迅速かつ自動的に推定する手法

著者	堀 貞喜
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	65
ページ	1-23
発行年	2004-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001143

震源断層面を迅速かつ自動的に推定する手法

堀 貞喜*

Automated Methods for Rapid Estimation of a Seismic Fault Plane

Sadaki HORI

*Solid Earth Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan
sadaki@bosai.go.jp*

Abstract

Recent enhancement of local networks for seismic observation enables us to obtain accurate information of an earthquake source mechanism just after the earthquake occurrence. An earthquake mechanism obtained automatically is usually represented by a point source model, which is, however, insufficient to evaluate strong motion distribution caused by a large earthquake. It is, therefore, very important to specify a fault plane just after the earthquake occurrence for mitigation of earthquake damage. In this paper we propose two simple methods designed for rapid and automated determination of a seismic fault plane by using aftershock data, where one of the nodal planes of the mechanism solution of the main shock is specified to be a seismic fault plane. In the first method, specification is made by examining fitness of the spatial distribution of aftershocks to each of the nodal planes. Judgment is made at every aftershock occurrence by comparing fitting errors between the nodal planes. The nodal plane with smaller fitting error is thus judged to be a "winner" against the other one at that time. Final specification of the fault plane is made by monitoring the "win rate" of each nodal plane in the aftershock sequence. The second method is designed to be more applicable to earthquakes with strike-slip mechanisms. At first a pair of two stations is selected based on the source-receiver geometry. One station should be located near the strike direction of one of the nodal planes of the mechanism solution. The other station should be located near the strike direction of the other one. At every aftershock occurrence, one of the nodal planes is specified as a seismic fault plane by comparing the variance of S-P times at these two stations. The nodal plane corresponding to the station with larger variance is judged to be a "winner" against the other one at that time. The "win rate" is also monitored for the final specification of the seismic fault plane. This method has the advantage of insensitivity to error in hypocenter determination. We applied these two methods to recent earthquakes accompanied by prominent aftershock activity and found that the seismic fault plane is successfully specified in a short time after the main shock occurrence. These methods are still effective for the data obtained from automatic hypocenter determination, but it takes a relatively long time for specification. It is, therefore, very important to improve the method for automatic hypocenter determination applicable to a large number of aftershocks in a short period.

Key words : Earthquake mechanism, Fault plane, Aftershock, Data processing, Automated method

1. はじめに

1995年 1月17日の阪神・淡路大震災を契機として、

我が国の地震観測体制は劇的な変革を遂げた。震災以前でも、我が国においては、大学や国立研究機関等によつ

*独立行政法人 防災科学技術研究所 固体地球研究部門

て、世界でも有数の微小地震観測網が整備・運用されていたが（例えば、浜田ほか, 1982）、震災後に設置された地震調査研究推進本部の施策（「地震に関する基盤的調査観測計画（平成9年8月29日）」）に基づき、全国規模の高感度・広帯域・強震の各地震観測網が、防災科学技術研究所（以下「防災科研」と言う）によって整備されるに至った（Kinoshita, 1998；岡田ほか, 2000；Okada *et al.*, 2003；Obara *et al.*, 2003）。こうした、大規模かつ高密度の地震観測網が整備されるのに伴い、そこから得られるデータの量は飛躍的に増大した。データ処理手法の高度化や自動化については、コンピュータ技術の進展とともに、早くから取り組まれており（白井・徳弘, 1979；横田ほか, 1981；森田・浜口, 1984；松村ほか, 1988；堀・松村, 1988；堀内ほか, 1999）、現在では、かなり正確な地震情報が、地震発生直後に得られる様になってきた。

地震観測における自動処理手法の高度化・迅速化が進むにつれ、地震予知とは異なって、地震発生後の被害軽減を目指す、新たな地震防災分野（リアルタイム地震防災分野）への取り組みも始まっている（例えば、Payanos, *et al.*, 1986）。地震発生後の被害軽減には、強震動被災地域を特定することが極めて重要であるが、そのためには、地盤特性に関する知見とともに、発生した地震の詳細なメカニズム情報が不可欠である。近年の広帯域地震観測網の整備（堀, 1990；福山ほか, 1996；Uhrhammer *et al.*, 1998）により、地震のメカニズム情報としては、従来の初動解に加え、波形解析による、CMT解についても、地震発生後短時間で得られる様になってきた（福山ほか, 1998；堀ほか, 1999）。しかしながら、自動処理によって得られる地震のメカニズム情報の多くは、点震源のモデル（ダブルカップル解またはCMT解）で表されており、被害を伴う大地震の場合、強震動推定を行うには十分な情報とは言えない。こうしたことから、最近では、本震の波形解析により、時間・空間座標上で、有限の大きさを持った震源モデルを自動的に求めるための手法も開発されている（久家, 1999；Dreger and Kaverina, 2000）。しかしながら、波形解析に必要な強震波形データの多くがリアルタイム収集されていないだけでなく、理論波形計算等、解析そのものにもある程度の時間を要することから、これら波形解析による手法は、「迅速な」断層面推定に対して、十分機能するものであるとは言えないのが現状である。本論文では、点震源モデルに対して、付加的な地震メカニズム情報を得るための別のアプローチとして、余震の情報をを用いることにより、地震発生後から1～2時間程度の短時間で自動的に震源断層面を特定するための簡便な2つの手法を提案する。

2. 手法の説明

本論文で提案する2つの手法は、いずれも本震のメカニズム解と余震のデータを利用することにより、本震の震源断層面を特定するものである。従って、まず、本震

のメカニズム解が求められていること、次に、余震が多数発生していることの2つが、この手法を適用するための必要条件となる。本震発生後、比較的短時間の自動処理で得られる本震のメカニズム解としては、初動解とCMT解の2つが存在するが、節面の一方を震源断層面に特定する場合、初期破壊のみを表現する前者よりも、断層運動全体の平均を表す後者の方が望ましいと考えられる（堀, 2002）。ここでは、CMT解が利用できる場合は、CMT解を、CMT解が得られていない場合は、初動解をメカニズム解として採用することとした。余震は、本震後一定時間内に発生する地震で、本震からの距離が、本震のマグニチュードに応じて、表1に示す範囲に入るものとして定義した。

表1 マグニチュード範囲に対応した余震域の大きさの定義

Table 1 Definition of an aftershock area corresponding to the magnitude range.

Magnitude range	Radius (km)
$M < 5.5$	5.0
$5.5 \leq M < 6.0$	10.0
$6.0 \leq M < 6.5$	15.0
$6.5 \leq M < 7.0$	20.0
$7.0 \leq M$	25.0

2.1 手法1の原理

第一の手法（手法1）は、余震の震源分布に、メカニズム解の各節面を適合させて、適合誤差の小さい方を震源断層面と特定するものである。具体的には、余震が発生するたびに、以下の手順で逐次的に判定を行う。まず、それまでに発生した余震域の重心を求める。i番目の余震の震源位置を $x_i (= (x_i, y_i, z_i))$ として、それまでにN個の余震が発生したとすると、余震域の重心 $x_0 (= (x_0, y_0, z_0))$ は、

$$x_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (1a)$$

$$y_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i \quad (1b)$$

$$z_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N z_i \quad (1c)$$

となる。そして、図1に示す様に、 x_0 を含んでメカニズム解の各節面に平行な平面 S_1 と S_2 を定義する。 S_1 と S_2 の法線ベクトルを $\mathbf{n}_1 (= (a_1, b_1, c_1))$ 及び $\mathbf{n}_2 (= (a_2, b_2, c_2))$ とすると、各平面の方程式は、

$$S_1: a_1(x - x_0) + b_1(y - y_0) + c_1(z - z_0) \quad (2a)$$

$$S_2: a_2(x - x_0) + b_2(y - y_0) + c_2(z - z_0) \quad (2b)$$

となる。法線ベクトルと節面との関係は、図2に示す様

に、節面 S の走向と傾斜角をそれぞれ ϕ 及び δ とすると、

$$a = \cos \phi \sin \delta \quad (3a)$$

$$b = -\sin \phi \sin \delta \quad (3b)$$

$$c = \cos \delta \quad (3c)$$

となる。こうして定義された平面 S_1 及び S_2 と、余震の空間分布との適合性の良否は、各平面に対する適合誤差を比較することによって行われる。適合誤差は、図 1 に示す様に、余震から各平面に下ろした垂線の足の長さ、

$$h_{1i} = \frac{|a_1(x_i - x_0) + b_1(y_i - y_0) + c_1(z_i - z_0)|}{\sqrt{a_1^2 + b_1^2 + c_1^2}} \quad (4a)$$

$$h_{2i} = \frac{|a_2(x_i - x_0) + b_2(y_i - y_0) + c_2(z_i - z_0)|}{\sqrt{a_2^2 + b_2^2 + c_2^2}} \quad (4b)$$

の 2 乗平均の平方根、

$$\sigma_{1N} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N h_{1i}^2} \quad (5a)$$

$$\sigma_{2N} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N h_{2i}^2} \quad (5b)$$

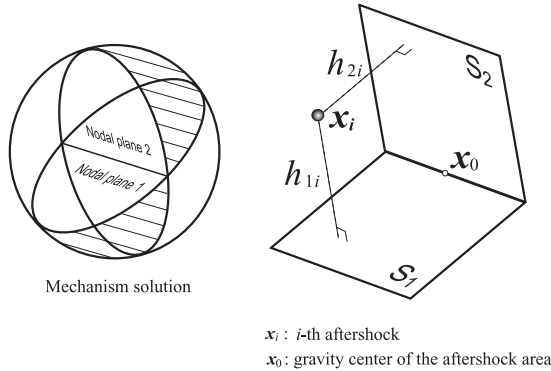


図 1 震源断層面を特定するための手法 1 を説明するための模式的な図。(a) 震源球で表された地震のメカニズム解。(b) 余震と余震分布を適合させるための節面に平行な平面。 x_0 は余震域の重心、 x_i は i 番目の余震の位置を示す。 S_1 と S_2 は、それぞれ x_0 を含み、節面 1 及び節面 2 に平行な平面である。適合誤差は、余震 x_i と S_1 及び S_2 の間の距離 h_{1i} 及び h_{2i} の 2 乗平均の平方根から見積もられる。

Fig. 1 Schematic illustration to explain Method 1 for specification of a seismic fault plane. (a) A mechanism solution represented by a focal sphere diagram. (b) Two planes parallel to nodal planes of the mechanism solution, which are fit to spatial distribution of aftershocks. x_0 is a gravity center of the aftershock region and x_i is a source location of the i -th aftershock. S_1 and S_2 are the planes for fitting to the aftershock region including x_0 and parallel to each nodal plane. Fitting error is estimated from a root mean square of the distance from the aftershocks to each plane.

から見積もられる。 N 番目の余震が発生した時点で、以上から計算される各適合誤差が、 $\sigma_{1N} < \sigma_{2N}$ の場合は S_1 が、 $\sigma_{1N} > \sigma_{2N}$ の場合は S_2 が、その時点での震源断層面であると判定される。

こうして、震源断層面の特定は、余震が発生するたびに逐次的に行われる。本震直後の様に、余震域がそれほど広がっていない間は、この判定結果は余り安定せず、余震毎に異なる結果が出る可能性もあるが、時間が経過して余震域が震源断層面に沿って広がるにつれ、どちらか一方の面として、安定した判定結果が出るものと考えられる。従って最終的な判定は、余震発生毎の判定結果を各節面の「勝ち / 負け」として、それぞれの「通算勝率」をモニターすることによって行うこととした。実際の判定基準としては、色々なパラメータの設定が考えられるが、ここでは、① 余震が 5 個以上発生している、② 通算勝率が 80 % 以上である、③ 過去 5 個の余震発生時において、通算勝率が減少していない、の 3 条件を満足した時点で、「勝負あり」と判定することにした。勿論、ここで採用した判定基準の妥当性については、実際の運用を通じて吟味して行く必要があるだろう。

2.2 手法 2 の原理

第二の手法(手法 2)は、本震が比較的浅い場所に発生し、そのメカニズム解が横ずれ断層型であった場合に特に効果的なものである。本震が横ずれ断層型の場合、その余震域は、図 3a に示す通り、メカニズム解のどちらかの節面の走向方向に長く伸びる分布を示すと考えられる。この場合、余震域の中心から見て、余震域の伸び

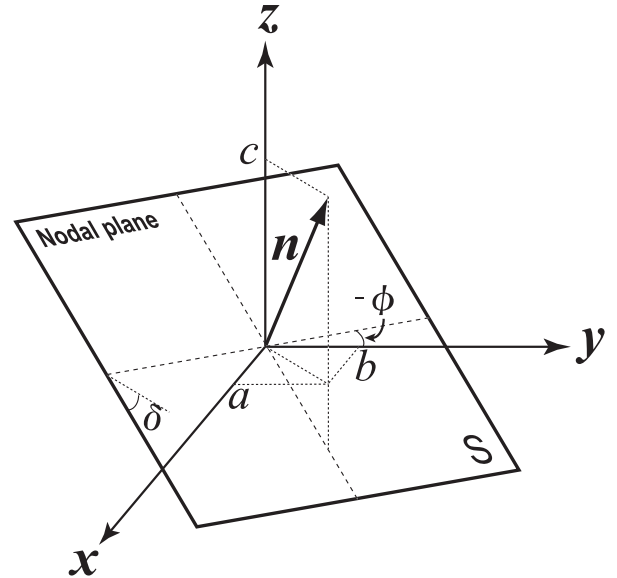


図 2 節面の走向の方位角 (ϕ) 及び傾斜角 (δ) と節面の法線ベクトル $\mathbf{n} = (a, b, c)$ との関係

Fig. 2 Geometry of a nodal plane defined by the strike ϕ and dip δ , and its normal $\mathbf{n} = (a, b, c)$.

る方向に位置する観測点（図中A）と、直交方向に位置する観測点（図中B）では、余震系列で観測される震央距離のばらつきに明瞭な差が現れるはずである。具体的には、図 3b に示すとおり、震央距離のばらつきは、観測点 A の方が観測点 B に比べて大きくなるはずである。震源が浅く、震央距離が比較的近い場合、震央距離の変化は、S-P 時間の変化として観測されるため、両観測点で、S-P 時間の余震系列におけるばらつきを調べることにより、震源断層面を特定できることになる。具体的な手順を以下に述べる。

まず、本震の震源の深さとメカニズム解から、この手法を適用できるかどうかについての判断を行う。ここでは、地殻内地震に限定する意味で、30 km 以深の地震は適用対象外とした。また、メカニズム解については、なるべく純粋な横ずれ断層に近いものを選ぶという意味で、B 軸の鉛直方向からのずれが 15° 以上となる地震も適用対象外とした。次に S-P 時間のばらつきを比較するための観測点のペアを以下の基準で選択する。まず、メカニズム解の 2 つの節面 A 及び B の走向方向を ϕ_A 及び ϕ_B とした時、震央から見た方位が、 $\phi_A \pm \delta\phi$ の範囲、及び $\phi_B \pm \delta\phi$ の範囲にある観測点をそれぞれ Group A 及び Group B の観測点として分類する（図 4）。 $\delta\phi$ については、余り小さくすると適当な観測点が存在しなくなるが、とりあえず、 15° とした。そして、Group A の観測点と

Group B の観測点のペアの中から、震央距離の差が $\delta\Delta$ の範囲に収まるものを選択した。この震央距離差 $\delta\Delta$ については、後述する様に、理論走時を用いて、適当な補正を行うものの、できるだけ小さい方が、S-P 時間のばらつきの差を正しく評価できるため、ここでは 2 観測点の平均震央距離に対して 20 % 以内になる場合を対象とした。こうして選択された観測点のペアは、複数存在する可能性もあるが、その場合、最も平均震央距離の小さいものを、S-P 時間のばらつきを比較する観測点のペア、観測点 A 及び観測点 B として選び出すことにした。これは、震央距離が遠くなると、震央距離のばらつきに対する S-P 時間のばらつきの「感受性」が小さくなるだけでなく、S 波の検測値自体の信頼性が低くなると考えられるためである。なお、どの観測点ペアの平均震央距離も 100 km 以上であった場合、その地震は、手法 2 の適用対象外として除外することにした。ここで採用している適用条件に関する各種パラメータの妥当性については、実データでの運用を重ねながら吟味していく必要がある。

選び出された観測点のペアのそれぞれにおいて、S-P 時間が観測されている、 N 番目の余震が発生した時点で、観測点 A 及び観測点 B における、S-P 時間 τ_{Ai} 及び τ_{Bi} ($i=1, \dots, N$) の、それまでの全データに対する標準偏差 σ_{AN} 及び σ_{BN} を、

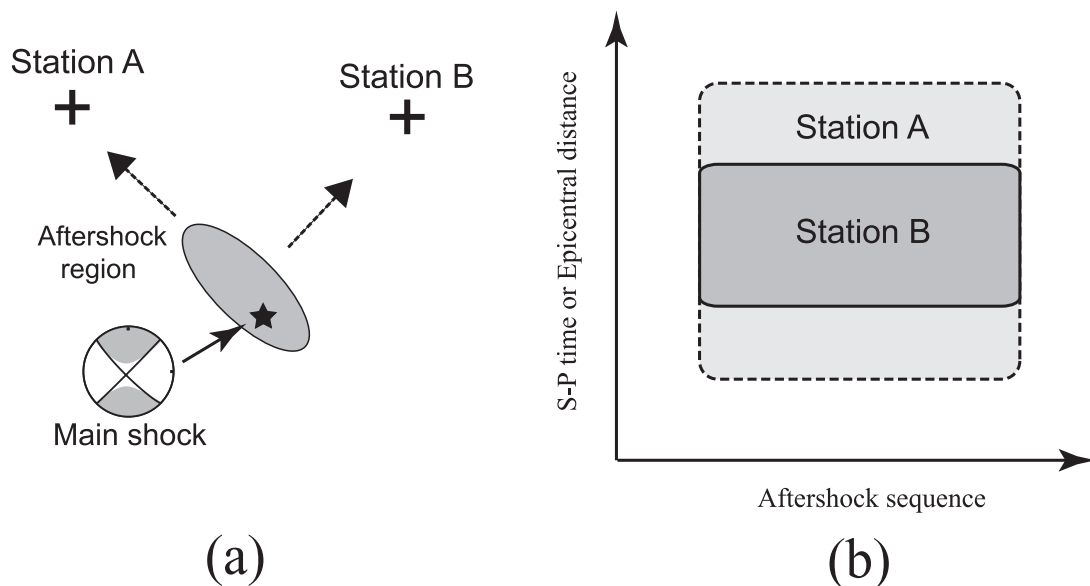


図 3 震源断層面を特定するための手法 2 を説明するための模式的な図。(a) 余震域と手法 2 で使用される観測点の位置関係。(b) 余震系列において観測される震央距離または S-P 時間の範囲

Fig. 3 Schematic illustration to explain Method 2 for specification of a seismic fault plane. (a) Source-receiver geometry among the aftershock region and a pair of two stations used in this method. (b) Range of epicentral distances or S-P times at each station observed in the aftershock sequence.

$$\sigma_{AN} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\tau_{Ai} - \bar{\tau}_A)^2} \quad (6a)$$

$$\sigma_{BN} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\tau_{Bi} - \bar{\tau}_B)^2} \quad (6b)$$

$$\bar{\tau}_A = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \tau_{Ai} \quad (6c)$$

$$\bar{\tau}_B = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \tau_{Bi} \quad (6d)$$

として、逐次的に求める。こうして、余震が発生するたびに両観測点での S-P 時間の標準偏差を比較して、断層面の特定を行うことになる。ただし、震央距離の異なる観測点 A と観測点 B における S-P 時間は、それぞれの震央距離に応じて、その変化に対する「感受性」が異なると考えられるため、 σ_{BN} に対して、以下の補正を行った。

$$\sigma_{BN}' = \left(\frac{dT_{S-P}}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_A} \Big/ \frac{dT_{S-P}}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_B} \right) \cdot \sigma_{BN} \quad (7a)$$

$$\frac{dT_{S-P}}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_A} = \left(\frac{dT_S}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_A} - \frac{dT_P}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_A} \right) \quad (7b)$$

$$\frac{dT_{S-P}}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_B} = \left(\frac{dT_S}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_B} - \frac{dT_P}{d\Delta} \Big|_{\Delta=\Delta_B} \right) \quad (7c)$$

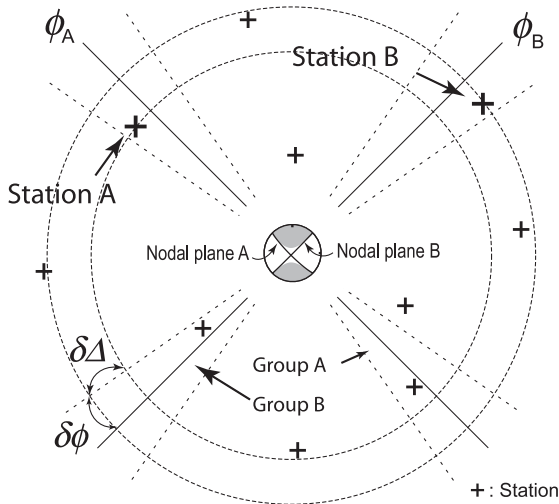


図4 手法2における2つの観測点ペアを選択するためのパラメータ。 $\Delta\Delta$ は観測点Aと観測点Bの間の震央距離差の範囲。 $\Delta\phi$ は各節面の走向と観測点方位の差の範囲

Fig. 4 Parameters for selection of a pair of two stations to be used in Method 2. $\Delta\Delta$ is a range of difference in epicentral distances between stations A and B. $\Delta\phi$ is a range of difference in the station azimuths from the strike of each nodal plane.

ただし、 $dT_{P,S}/d\Delta|_{\Delta=\Delta_{A,B}}$ は、本震に対する、P波またはS波理論走時の、観測点AまたはBにおける震央距離に対する微分係数である。

そして、 $\sigma_{AN} > \sigma_{BN}'$ の場合は節面Aを断層面、 $\sigma_{AN} < \sigma_{BN}'$ の場合は節面Bを断層面と判定する。この場合も、本震直後の様に、余震域がそれほど広がっていない間は、判定結果が安定せず、余震毎に異なる結果が出る可能性もあるが、時間が経過して余震域が広がるにつれて、どちらか一方の面として、安定した判定結果が出るものと考えられる。従って最終的な判定は、手法1と同様、余震発生毎の判定結果を各節面の「勝ち / 負け」として、それぞれの「通算勝率」をモニターすることによって行うこととした。ここでも、適切な判定基準の設定が問題となるが、とりあえず、手法1と同様の基準を設けることにした。なお、この手法においては、震源位置の情報を直接には使用しないため、震源決定精度の影響を余り受けないという利点がある。

3. 結果と考察

3.1 手法1の適用結果

手法1を比較的最近起きた地震の中で、顕著な余震活動を伴っているものに適用してみた。表2に適用対象とした地震の震源要素を示してある。まず、表2中のイベント9（2003年5月26日宮城県北部の地震）に適用した結果を図5に示す。図5aは、震央分布図であり、防災科研の自動処理結果を黒丸で、気象庁の手動検測による一元化データを灰色の丸印で示してある。また、図5bは、防災科研のモーメントテンソル解であり、 $NP1$ 及び $NP2$ は、余震分布に適合させた節面である。手法1を防災科研の自動処理結果に適用した結果を図5cに示す。また、理想的な自動処理が行われた場合のシミュレーションとして、気象庁の一元化データに適用した結果についても図5dに示す。横軸は本震発生後の経過時間で、5時間をフルスケールとして表している。図中、実線と破線で表しているのは、それぞれ、 $NP1$ 及び $NP2$ に平行な平面に対する適合誤差であり、各節面の「通算勝率」を灰色の丸印と白色の菱形で示してある。なお、図5c及び図5dで一番左にプロットされている最初の余震発生時の通算勝率が、 $NP1$ 及び $NP2$ 共に0.5となっているのは、1個の余震データのみでは断層面の特定ができないため、この時点での勝負を「引き分け」としたことによるものである。

この地震の場合、詳細な震源過程の調査（例えば、青井ほか、2003）により、第一近似的には、西落ちの $NP1$ が震源断層面であるという結果が得られている。気象庁の一元化データに適用した結果（図5d）を見ると、2個目の余震発生時から、一貫して $NP1$ が震源断層面であるとの判定結果となっており、 $NP1$ の通算勝率も1.0で終始している。この場合、前述した勝敗の判定基準を適用すると、本震発生から10分足らずで「勝負有り」となる。しかしながら、防災科研の自動処理データに適用した結果（図5c）を見ると、途中、適合誤差の逆転

表 2 本研究で利用した地震のリストと手法 1 と手法 2 の適用結果. Auto と Manual はそれぞれ, Hi-net の自動処理データ, 気象庁の一元化データに適用した結果を示す. 本文中に記述した判定基準に沿った適用結果を 3 つのグループに分けて, E, G, 及び F で表す. E 及び G は, 判定が 1 時間以内及び 2 時間以内に行われた場合を表す. F は 2 時間以内に断層面の判定ができなかった場合である.

Table 2 List of earthquakes used in this study and results of Methods 1 and 2. Auto and Manual represent the result of application to the Hi-net automatic data and to the JMA unified data. Results of judgment according to a criterion mentioned in the text are classified into three groups E, G, and F. Judgment is made in 1 and 2 hours in cases E and G, respectively. The fault plane could not be specified in case F within 2 hours.

No.	Origin time		Latitude (degree)	Longitude (degree)	Depth (km)	Magnitude	Method 1		Method 2 Manual
	Date	Time					Auto	Manual	
1	2000/10/03	13:30:18.03	35.2572	133.3498	11.3	7.3	E	E	-
2	2001/01/12	08:00:04.25	35.4628	134.4928	10.6	5.4	G	E	-
3	2001/03/24	15:27:54.50	34.1292	132.6962	46.5	6.7	E	E	-
4	2001/04/03	23:57:12.43	35.0208	138.0973	30.3	5.1	E	E	-
5	2001/08/25	22:21:25.12	35.1487	135.6628	8.2	5.1	F	E	-
6	2001/12/02	22:01:55.25	39.3955	141.2667	121.5	6.4	E	F	-
7	2002/09/16	10:10:49.86	35.3668	133.7420	9.6	5.3	E	E	E
8	2002/11/04	13:36:00.02	32.4092	131.8720	35.2	5.7	E	E	-
9	2003/05/26	18:24:33.47	38.8057	141.6825	70.7	7.0	E	E	-
10	2003/07/26	00:13:08.24	38.4263	141.1824	12.8	5.9	E	G	-
11	2003/07/26	07:13:31.43	38.3865	141.1955	13.7	6.3	E	F	-

が観測されるなど, 安定した判定結果が得られていない. 詳細に見ると, 図中矢印で示した 2 つのイベントが, $NP1$ に対する大きな適合誤差をもたらしていることが分かる. 特に 2 つめのイベントの場合, $NP2$ に対する適合誤差にはほとんど影響を与えていないことから, この余震の震源位置が, $NP2$ に平行な方向で $NP1$ に直交する方向に, 大きくずれたイベントであることが分かる. 本手法では, 全ての余震分布に対して節面を適合させるため, こうした, 一方に偏ったデータの影響は「余韻」を持って現れることになるが, このデータが大きな誤差を含んでいる場合, しばらくの間誤った判定を続けることになってしまう.

自動処理データの場合, 大きな誤差を含んでいる可能性もあるため, こうしたデータの影響を抑制することが重要である. そこで, まず, 余震域の重心を求める式 (1a)~(1c) に, 震源決定誤差に対応する重みを導入して,

$$x_0 = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{xci}^2} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{xci}^2} x_i \quad (8a)$$

$$y_0 = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{yji}^2} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{yji}^2} y_i \quad (8b)$$

$$z_0 = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{zzi}^2} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{zzi}^2} z_i \quad (8c)$$

と変更した. ただし, ε_{xci} , ε_{yji} , 及び ε_{zzi} は, i 番目の余震における震源決定誤差の共分散行列,

$$\Sigma_i = \begin{pmatrix} \varepsilon_{xci} & \varepsilon_{xyi} & \varepsilon_{xzi} \\ \varepsilon_{yxi} & \varepsilon_{yyi} & \varepsilon_{yzi} \\ \varepsilon_{zxi} & \varepsilon_{zyi} & \varepsilon_{zzi} \end{pmatrix} \quad (9)$$

の対角要素である. また, 適合誤差を見積もる式 (5a) と (5b) に対しても, 震源決定精度に対応する重みを導入して,

$$\sigma_{1N} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{1i}^4} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{1i}^4} h_{1i}^2} \quad (10a)$$

$$\sigma_{2N} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{2i}^4} \cdot \sum_{i=1}^N \frac{1}{\varepsilon_{2i}^4} h_{2i}^2} \quad (10b)$$

と変更した. ただし, ε_{1i} と ε_{2i} は, i 番目の余震における震源決定誤差の S_1 と S_2 の法線方向の大きさであり, その値は, 以下の様にして求めた. まず, 対象とする余震について, (9) で定義される誤差行列 Σ の固有値 (λ_1 , λ_2 , λ_3) と固有ベクトル ($\mathbf{v}_1$, $\mathbf{v}_2$, $\mathbf{v}_3$) を求めて, その余震データの誤差楕円体を定義する (図 6). この誤差楕円体は, (x, y, z) 座標を 3 つの固有ベクトルの方向 ($\mathbf{v}_1$, $\mathbf{v}_2$, $\mathbf{v}_3$) に回転した座標 (ξ, η, ζ) で,

$$\frac{\xi^2}{\lambda_1^2} + \frac{\eta^2}{\lambda_2^2} + \frac{\zeta^2}{\lambda_3^2} = 1 \quad (10)$$

として表される. そして, 一方の節面に平行で, この楕円体に点 Q で接する平面 S を考え, 楕円体の中心 O からこの平面までの距離 OP を計算して, S の法線方向の誤差 ε とした. (ξ, η, ζ) 座標で表現した, 平面 S に対する法線ベクトルを $\mathbf{n} = (\alpha, \beta, \gamma)$ とすると, ε は,

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\lambda_1^2 \alpha^2 + \lambda_2^2 \beta^2 + \lambda_3^2 \gamma^2}{\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2}} \quad (11)$$

となる.

こうして, 震源決定精度による重みを導入した手法 1 を, 再度同じイベント 9 に適用した結果を図 7 に示す. 一元化データに対する結果ではほとんど変化が認められないが, 自動処理データに対する結果は, 劇的に改善されている. 図 5c では, $NP1$ に対する適合誤差を大きく増大させた 2 つの余震の影響が, 図 7c では, 重みを導入することによって, ほとんど影響がなくなっており, 図 5c の様な, 適合誤差の逆転が起きていない. 結果的

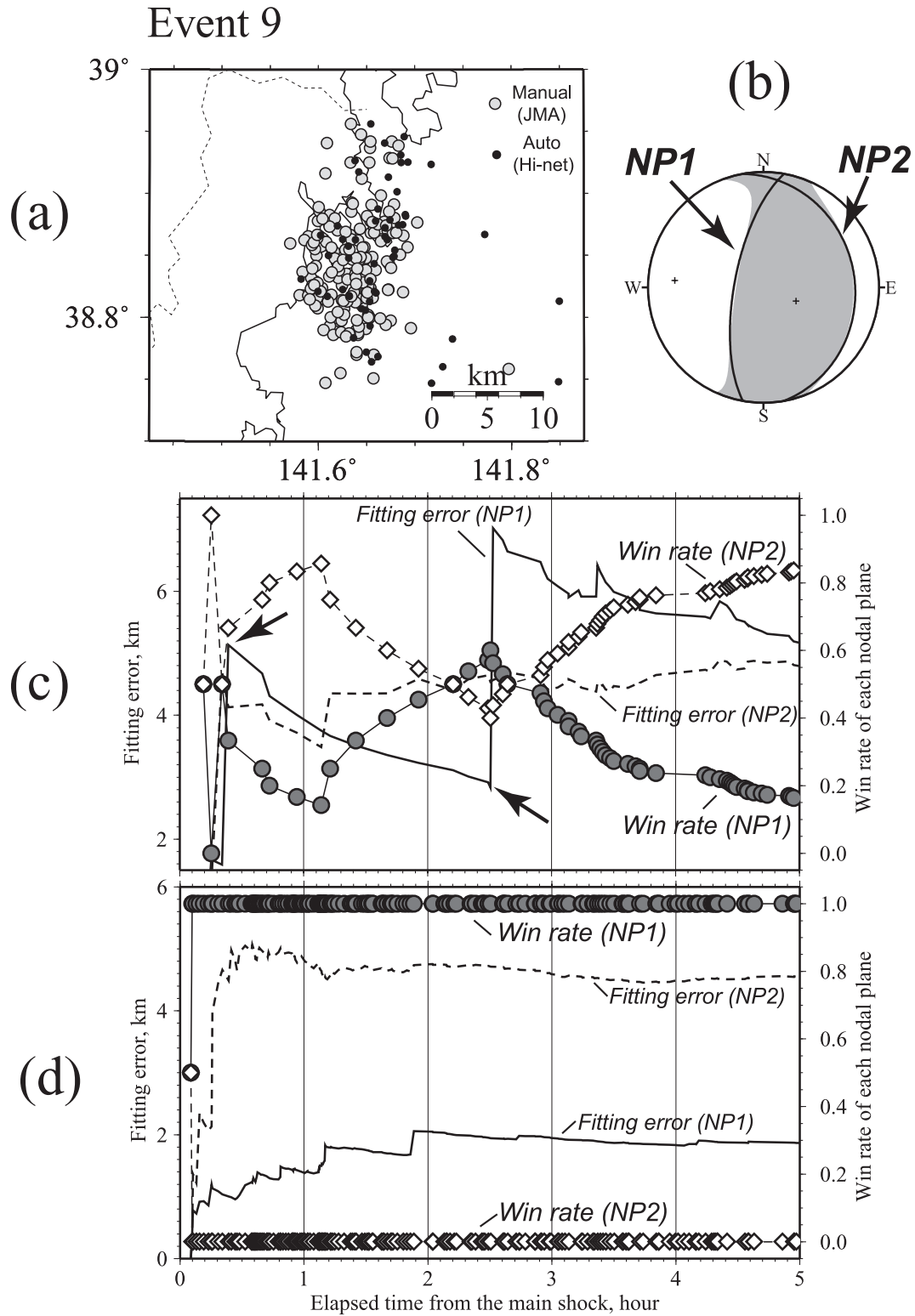


図5 手法1を表2のイベント9に適用した結果。(a) 震央分布図。防災科研の自動処理データと気象庁の一元化データをそれぞれ黒丸と灰色の丸印で示す。(b) 防災科研で得られたイベント9のメカニズム解。NP1とNP2は、断層面を特定するために余震分布を適合させる節面である。(c) 防災科研の自動処理データに適用した結果。NP1とNP2の適合誤差、及び通算勝率の時間変化をそれぞれ実線と破線、及び灰色の丸印と白い菱形で示す。(d) 気象庁の一元化データに適用した結果

Fig. 5 Result of Method 1 for Event 9 listed in Table 2. (a) Epicenters obtained from automatic hypocenter determination by NIED and from the JMA unified data are plotted by black and grey circles, respectively. (b) A moment tensor solution given by NIED. NP1 and NP2 are the nodal planes to be fit to the aftershock area. (c) Result for the automatically processed data by NIED. Temporal variation of fitting errors and win rates of NP1 and NP2 are represented by solid and dashed lines, and grey circles and white diamonds, respectively. (d) Result for the JMA unified data.

に、自動処理データにおいても、安定した判定結果を出すことができ、前述した判定基準に従うと、1時間以内に震源断層面の特定が可能となっていることが分かる。この、重みを導入することによって、改良を施した手法1をその他のイベントに対して適用した結果を図8～図17に示す。

まず、図8は、2000年10月の鳥取県西部地震（イベント1）に適用した結果である。この地震では、震源域北部で複数の副次的な断層に沿った余震活動が観測されているが、余震域全体の分布から、北西－南東方向に走向を持つ節面（*NP1*）が、本震の主要な震源断層であることは間違いない（例えば、鷲谷ほか、2002）。この地震の場合、自動処理データ、一元化データともに、2個目の余震発生時点から、終始一貫して *NP1* が震源断層面であるとの判定結果となっており、通算勝率も1.0で終始している。ただ、自動処理データでは、震源が決定された2個目の余震が、本震発生から30分以上経過した時点のイベントであるため、前述した判定基準を適用すると、最終的な判定には1時間近くかかることになってしまう。この地震の様に、余震が非常に多数発生する場合に対しても有効な自動震源決定手法（例えば、堀内ほか、1999）の業務運用が必須であろう。

イベント2（図9）の場合、一元化データに適用した

結果では、ほぼ東西方向に走向を持つ節面（*NP1*）を断層面であるとする判定に終始しているが、自動処理データに適用した結果では、本震発生後1時間余り経過するまで、安定した判定結果が得られていない。この地震の場合、余震分布を詳しく見ると、東西方向だけでなく南北方向の線状配列も観測されている。従って、互いに共役な2つの断層面上で、破壊が発生した可能性もある。余震の数で見れば、東西方向に並ぶものの方が多いため、本震の主要な断層面は、*NP1*としてほぼ間違いないと考えられるが、こうした副次的な断層の存在が、自動処理データへの適用結果において、判定を遅らせる要因になっているものと考えられる。

図10は、2001年3月の芸予地震（イベント3）に適用した結果である。この地震は、沈み込んだフィリピン海スラブの折れ曲がりによる正断層型のイベントであるが、その余震分布は南北に伸びるものの、東西方向の幅は狭く、佃・三浦（2002）は、断層面の特定が困難としている。しかし、本手法の適用結果を見る限り、自動処理データ、一元化データともに、本震後の早い段階で、西落ちの節面（*NP1*）を断層面であるとする判定結果になっており、断層面の特定はそれほど困難ではなかったと考えられる。

図11と図12に示す、静岡県中部の地震（イベント4）

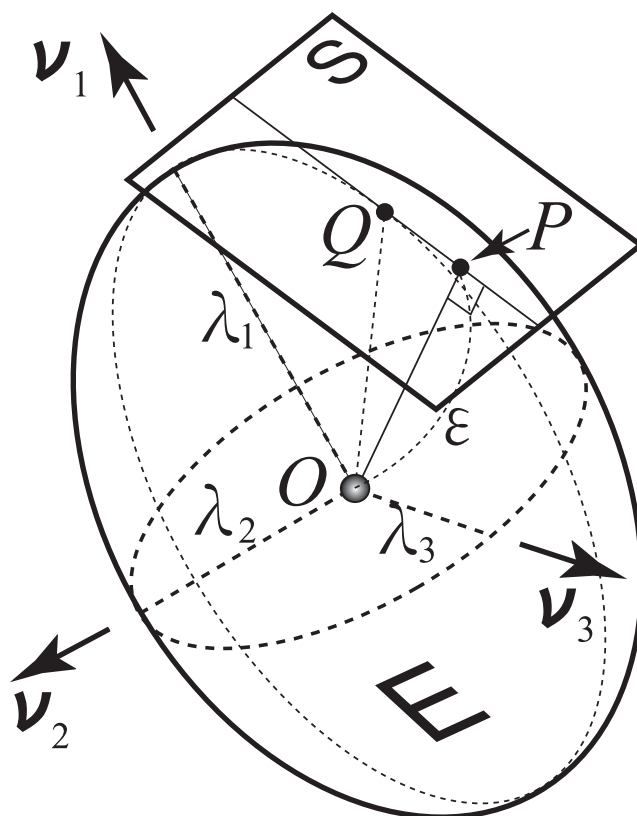


図6 手法1で導入されるデータの重みを説明するための模式的な図。Eは誤差楕円体、Sは節面に平行でEに接する平面を示す。 λ_1 、 λ_2 、及び λ_3 と、 $\mathbf{v}_1$ 、 $\mathbf{v}_2$ 、及び $\mathbf{v}_3$ は、誤差行列の固有値と固有ベクトルである。

Fig. 6 Schematic illustration to explain the weight to the event data corresponding to the error in hypocenter determination introduced in Method 1. E is an error ellipsoid and S is a plane parallel to the nodal plane and contacting with E. λ_1 , λ_2 , and λ_3 and $\mathbf{v}_1$, $\mathbf{v}_2$, and $\mathbf{v}_3$ are the eigenvalues and eigenvectors of the error matrix, respectively.

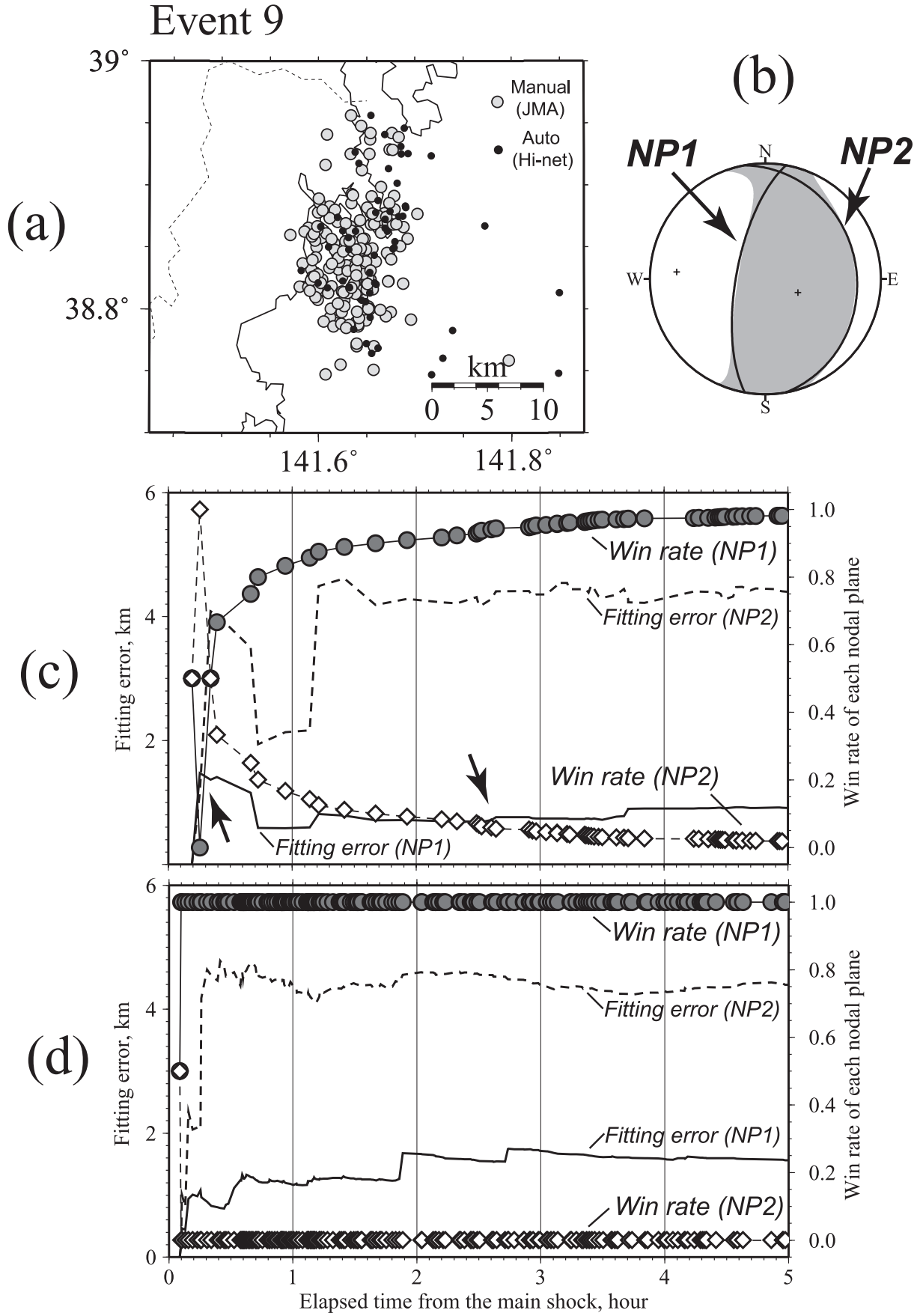


図7 改良した手法1をイベント9に適用した結果。他の説明は図5と同じである。
Fig. 7 Result of improved Method 1 for Event 9. Other explanation is the same as Fig. 5.

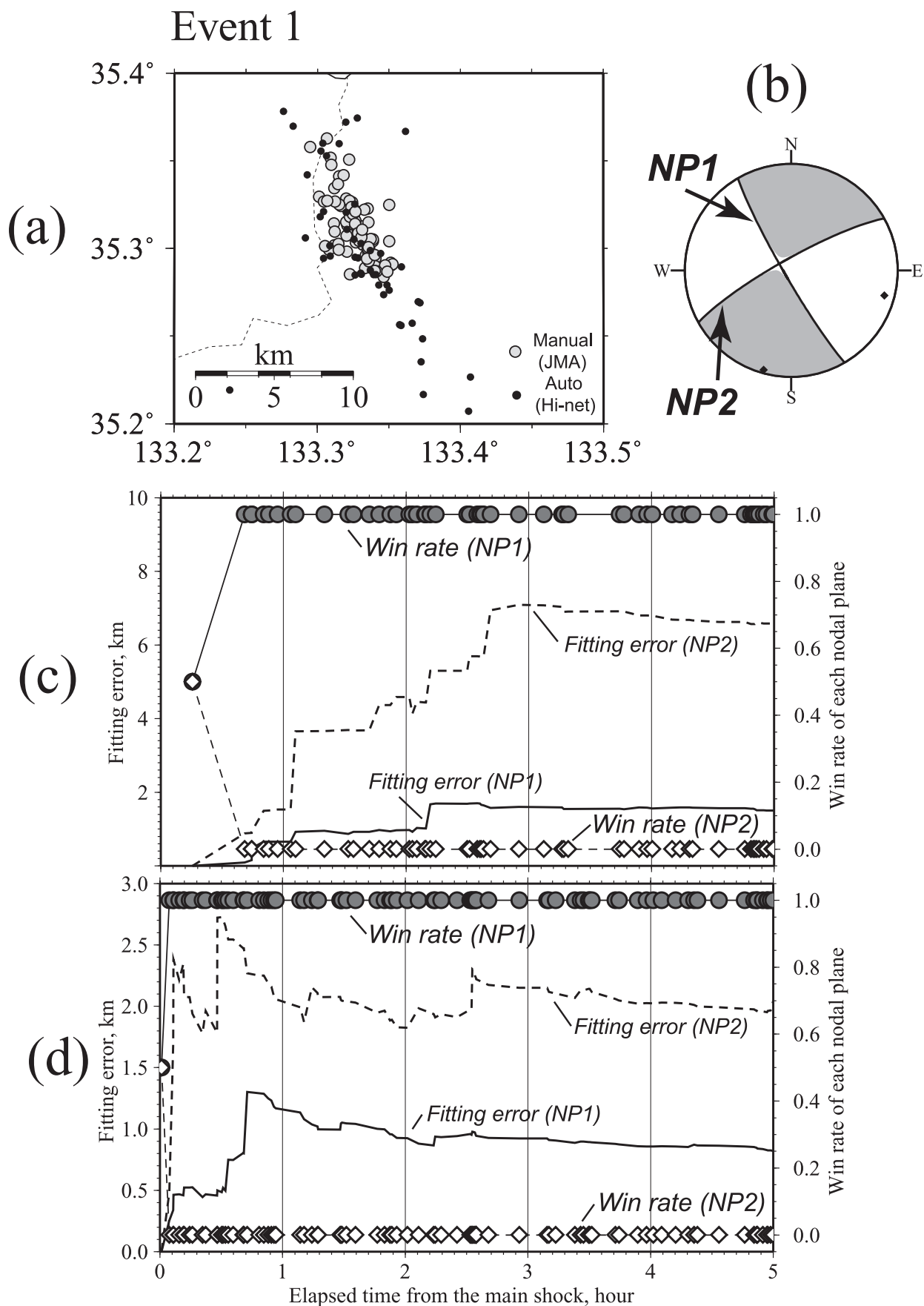


図 8 手法 1 をイベント 1 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 8 Result of improved Method 1 for Event 1. Other explanation is the same as Fig. 5.

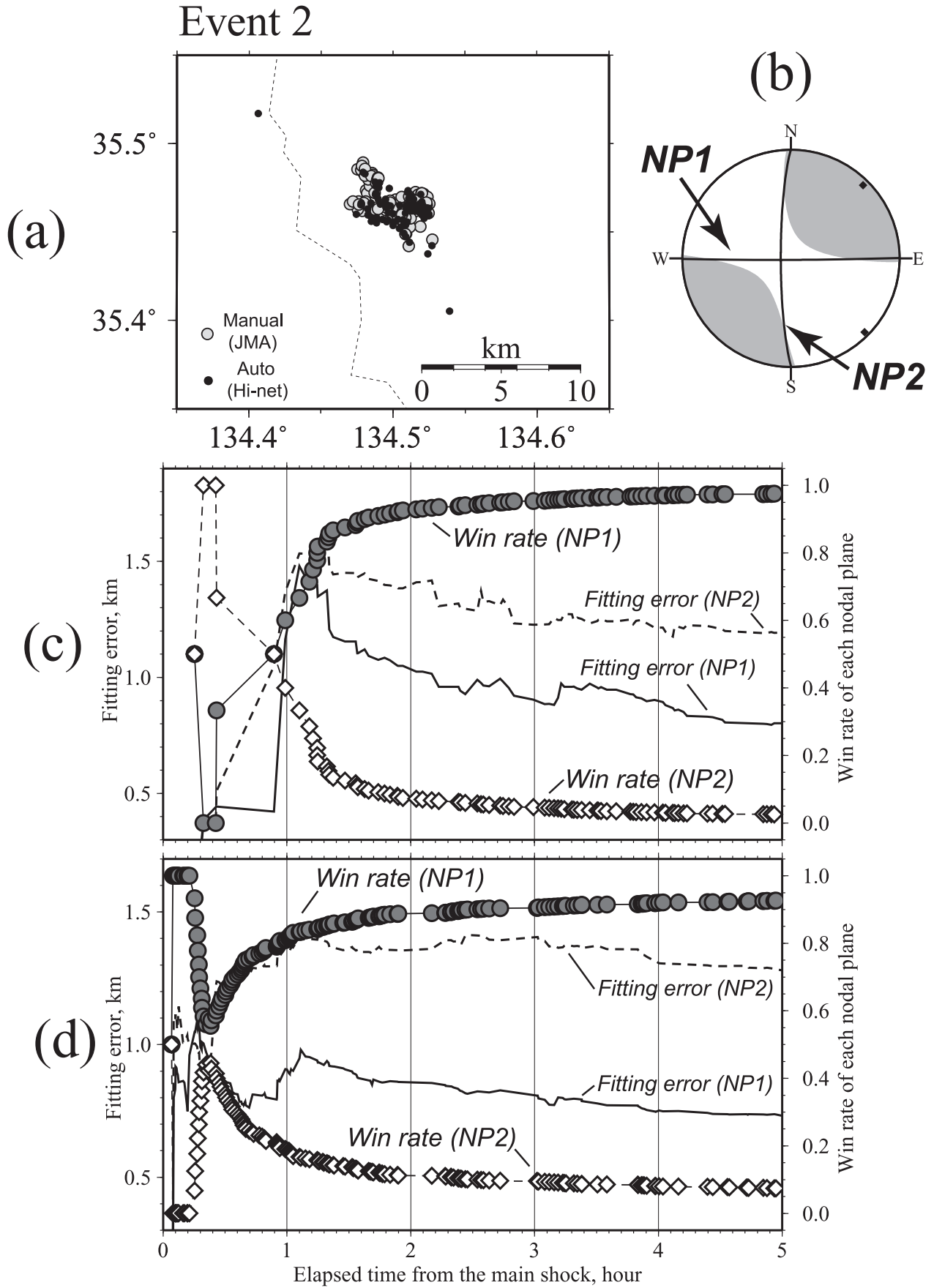


図9 手法1をイベント2に適用した結果。他の説明は図5と同じである。

Fig. 9 Result of improved Method 1 for Event 2. Other explanation is the same as Fig. 5.

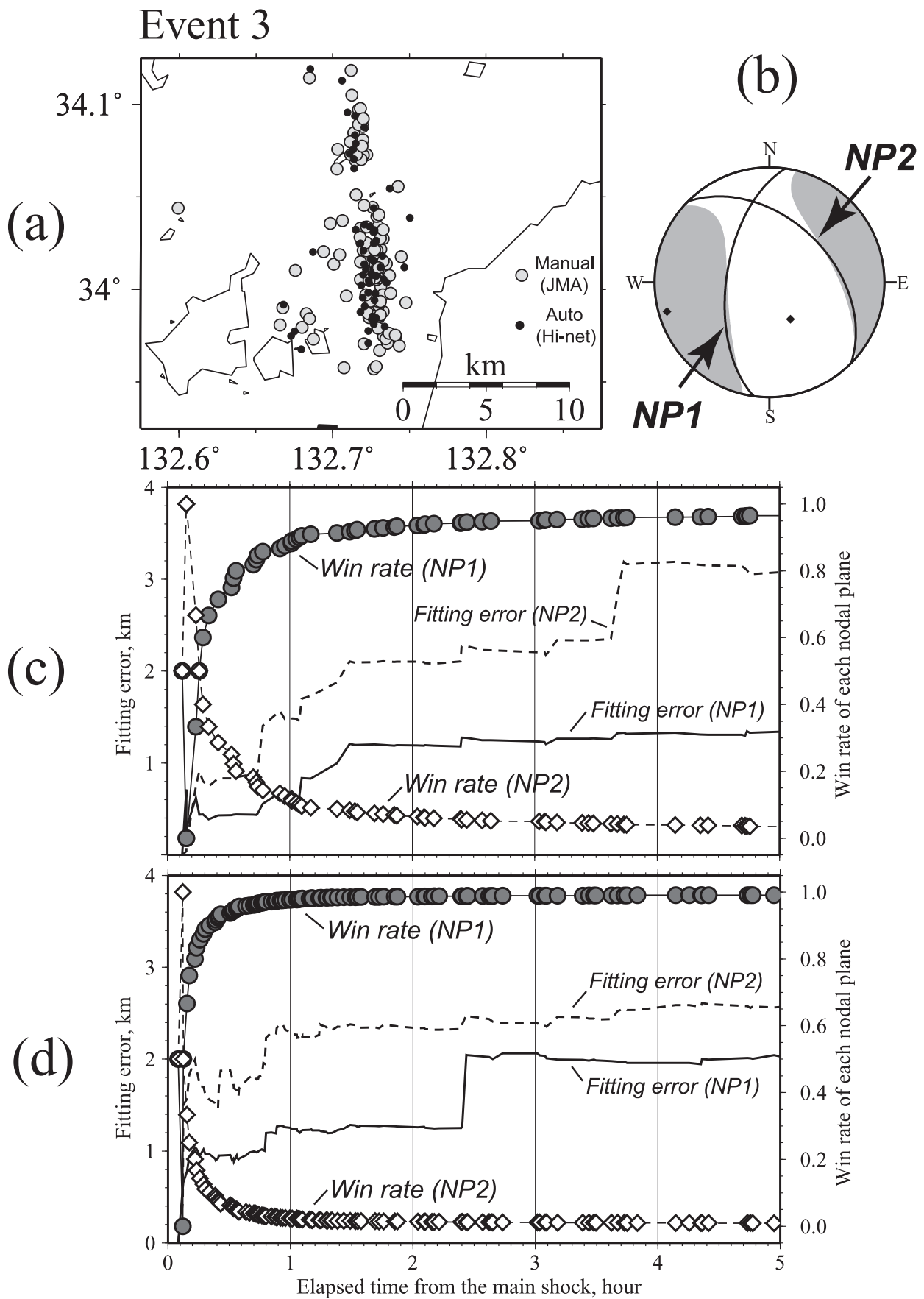


図10 手法1をイベント3に適用した結果。他の説明は図5と同じである。

Fig. 10 Result of improved Method 1 for Event 3. Other explanation is the same as Fig. 5.

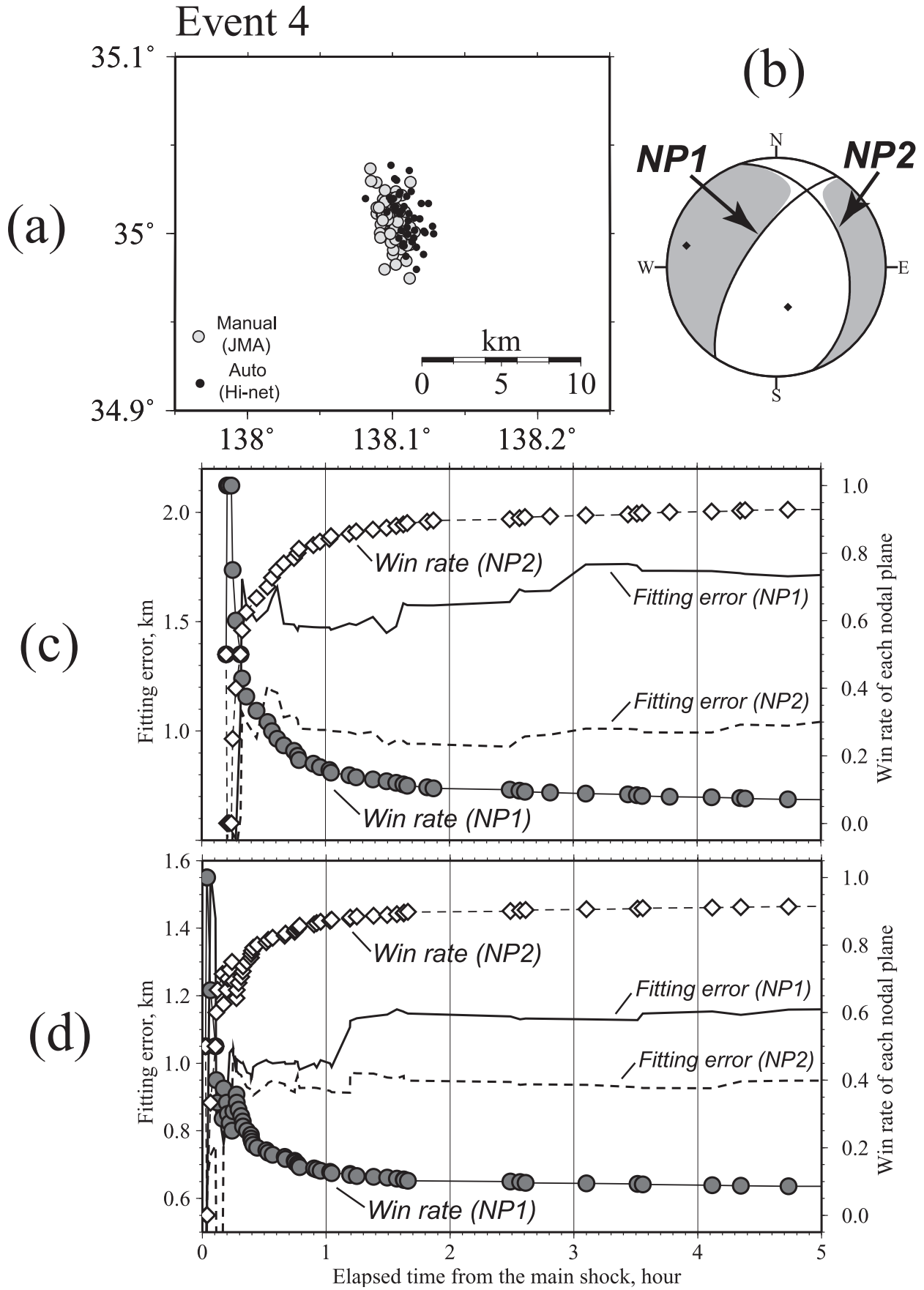


図 11 手法 1 をイベント 4 に適用した結果. 他の説明は図 5 と同じである.

Fig. 11 Result of improved Method 1 for Event 4. Other explanation is the same as Fig. 5.

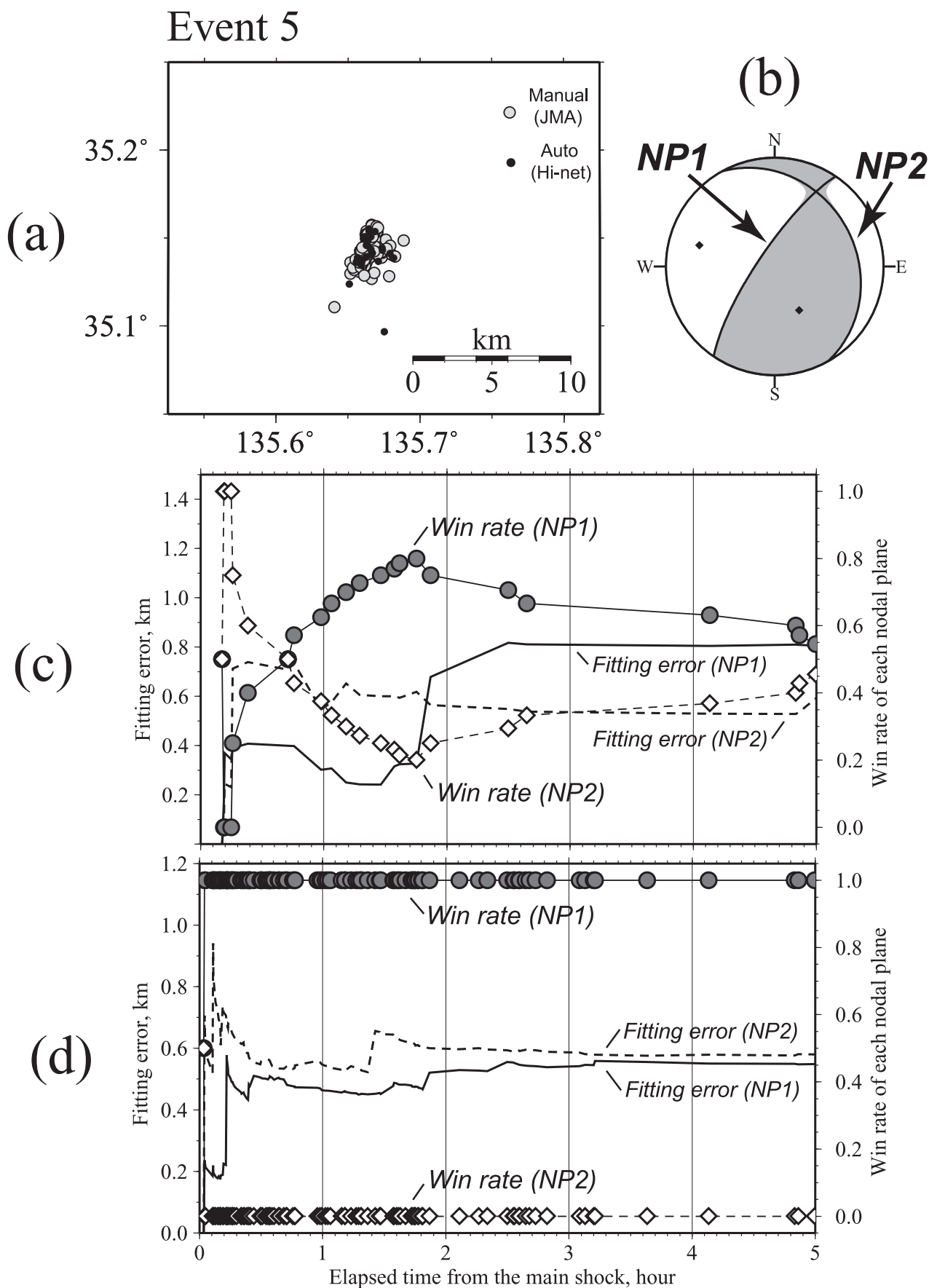


図 12 手法 1 をイベント 5 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 12 Result of improved Method 1 for Event 5. Other explanation is the same as Fig. 5.

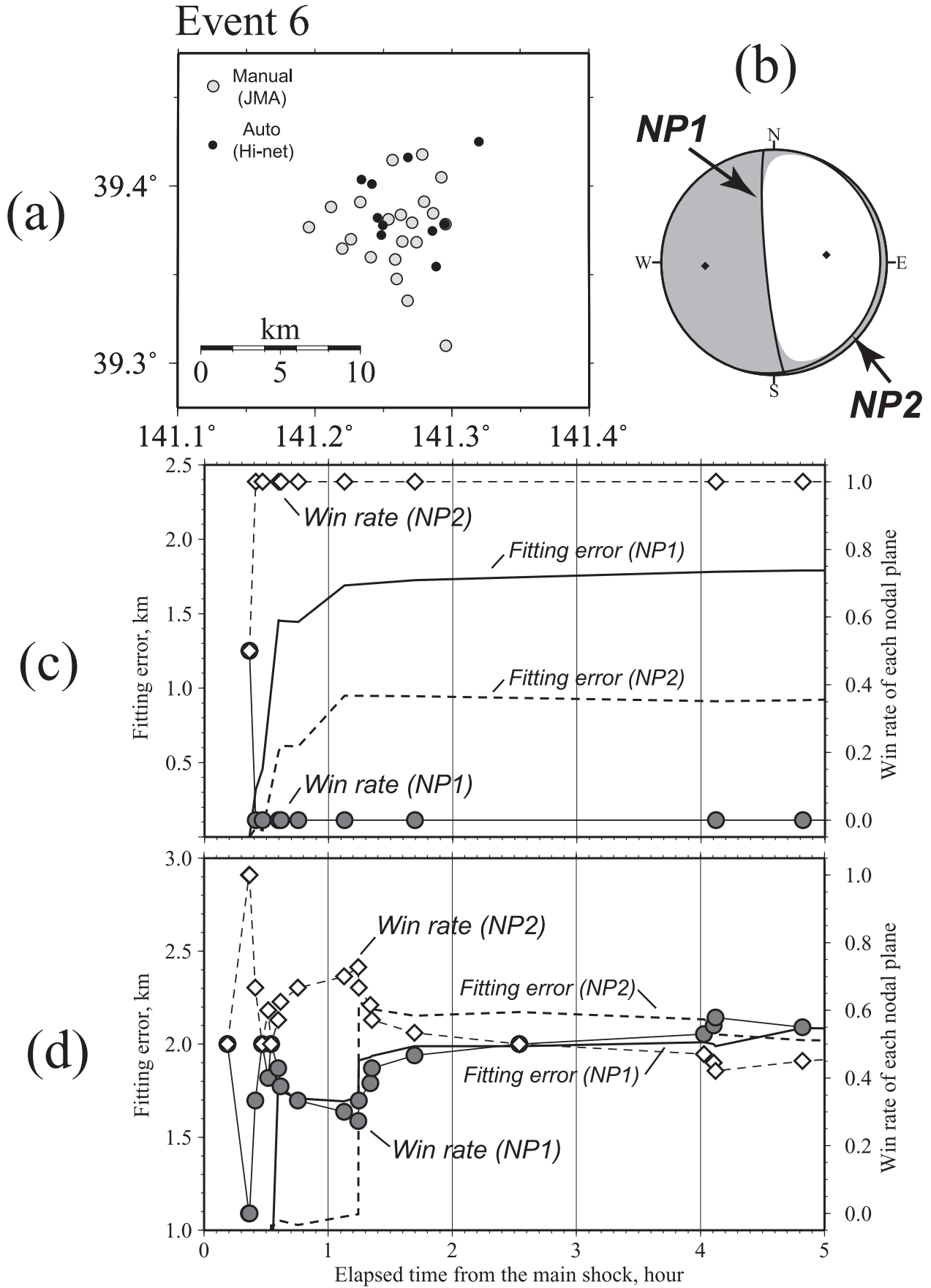


図 13 手法 1 をイベント 6 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 13 Result of improved Method 1 for Event 6. Other explanation is the same as Fig. 5.

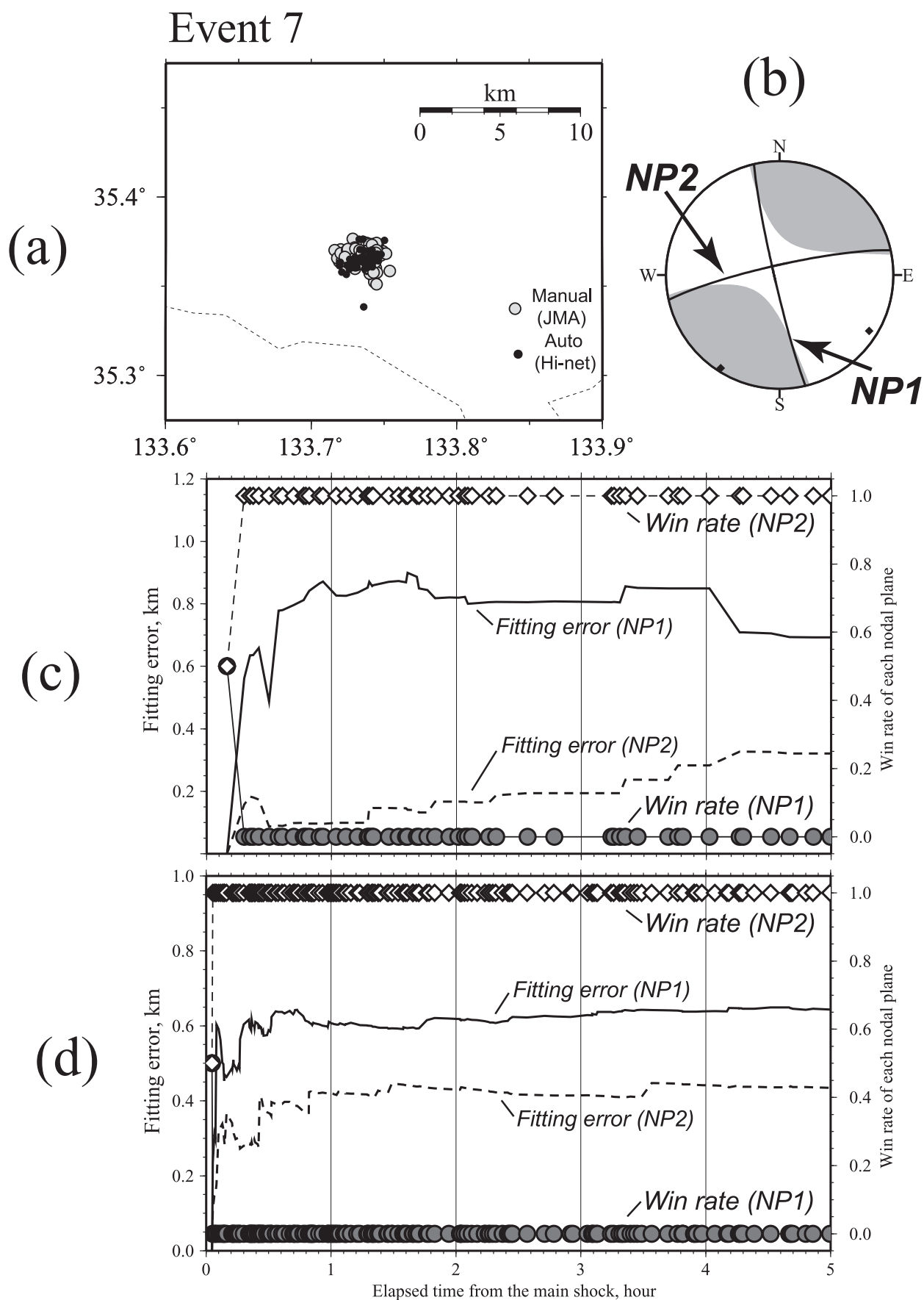


図 14 手法 1 をイベント 7 に適用した結果. 他の説明は 図 5 と同じである.

Fig. 14 Result of improved Method 1 for Event 7. Other explanation is the same as Fig. 5.

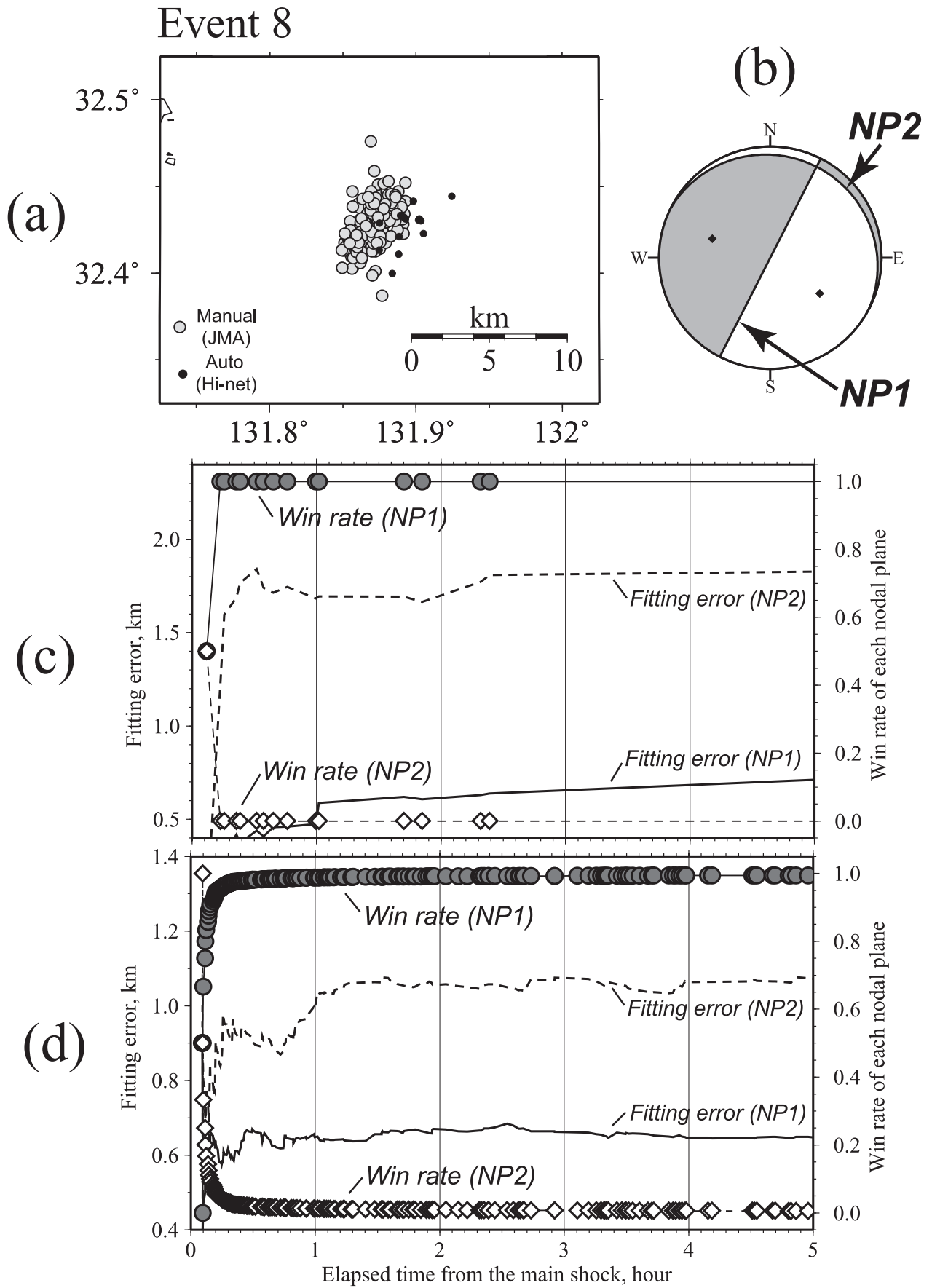


図 15 手法 1 をイベント 8 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 15 Result of improved Method 1 for Event 8. Other explanation is the same as Fig. 5.

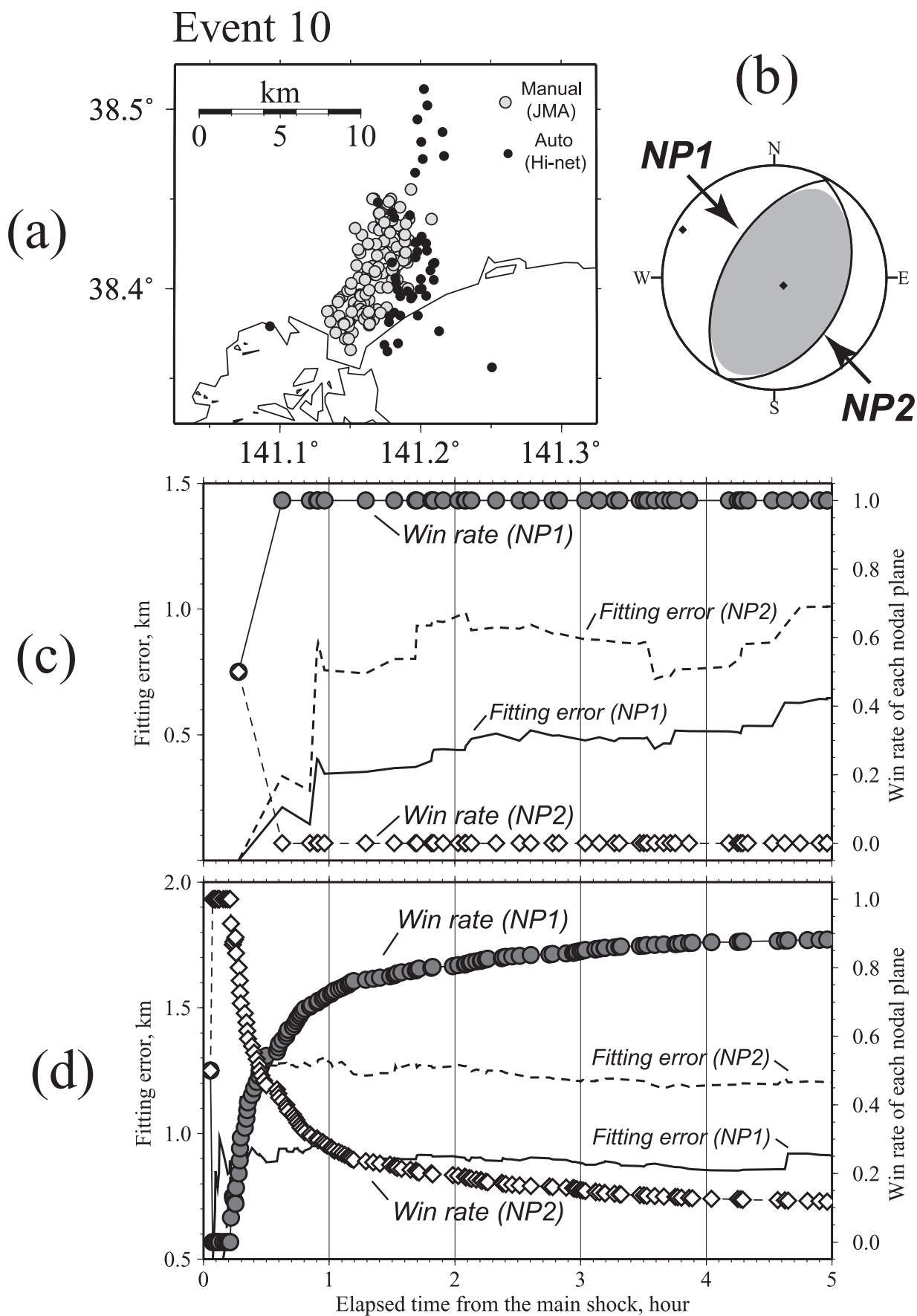


図 16 手法 1 をイベント 10 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 16 Result of improved Method 1 for Event 10. Other explanation is the same as Fig. 5.

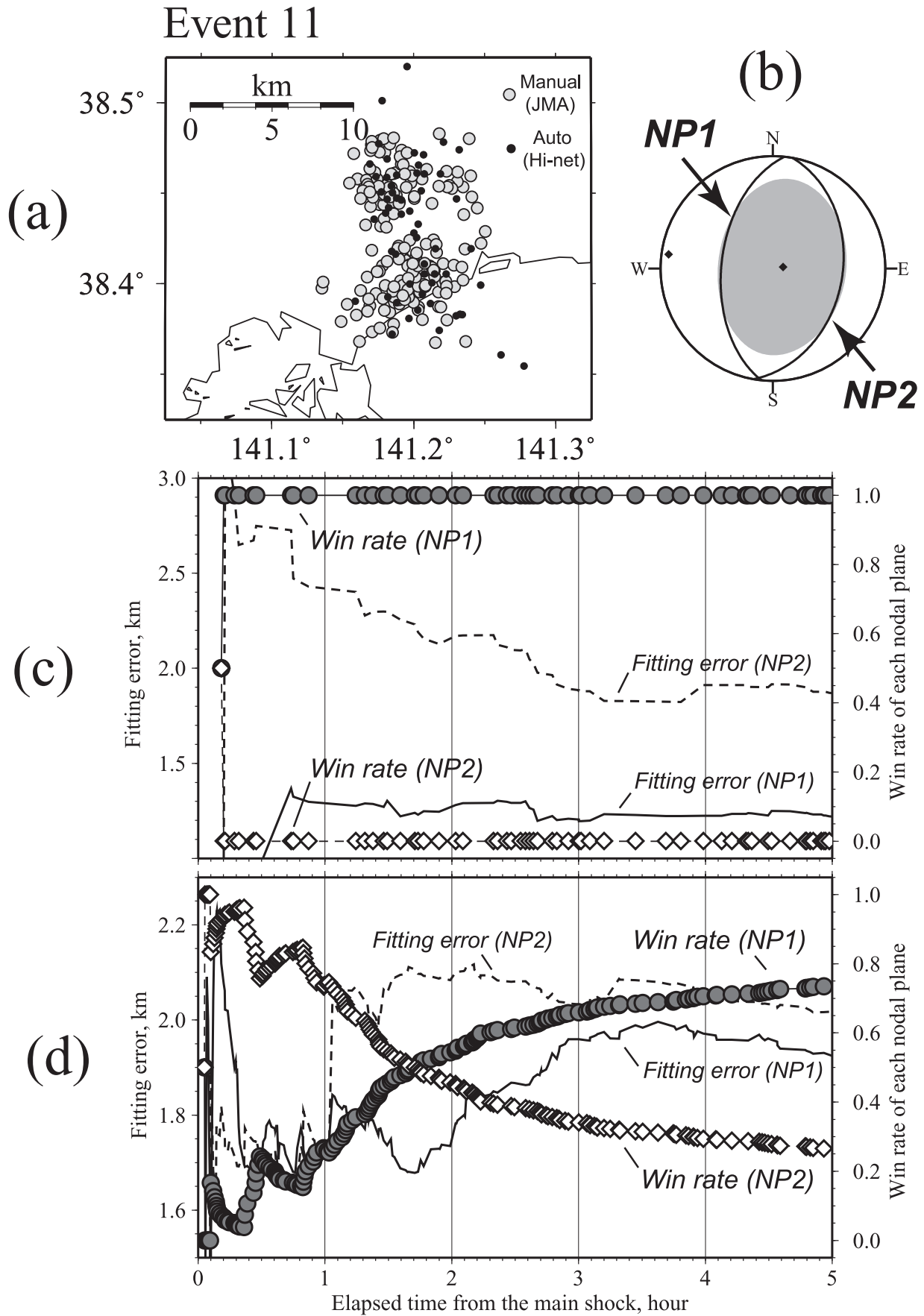


図 17 手法 1 をイベント 11 に適用した結果。他の説明は図 5 と同じである。

Fig. 17 Result of improved Method 1 for Event 11. Other explanation is the same as Fig. 5.

と京都府北部の地震（イベント5）は、いずれも $M5.1$ の地震であり、その規模はそれほど大きなものではない。この程度の大きさの地震では、強震動推定においても、点震源モデルで十分であると考えられる。本手法の適用結果を見ると、イベント4では、本震後1時間以内で、断層面の特定に成功しているが、イベント5では、自動処理データにおいては、安定した判定結果になっていない。一元化データにおいても、適合誤差の差は僅かであり、判定結果は確定的なものとは言えない。余震域がある程度の広がりを持っていることが適用条件となる本手法の場合、この程度の規模が下限であるのかも知れない。

図13は、内陸の深い場所で発生した、岩手県南部の地震（イベント6）に適用した結果である。一般に、深さ方向の震源決定精度は、水平方向の震源決定精度より悪い場合が多く、従って、余震の震源分布は、実際よりも上下方向に伸びて求められる可能性がある。この地震のメカニズム解を見ると、節面はほぼ鉛直な面（ $NP1$ ）と水平な面（ $NP2$ ）になっているが、この様な場合、水平な面よりも鉛直な面の方が、余震分布に適合しやすくなる可能性がある。自動処理データでは、むしろ水平な面が断層面であるとの判定結果になっているが、一元化データでは断層面をいずれとも判定できていない。この地震の場合は、余震活動もそれほど活発でなかっただけでなく、震源の深さが深かったため、余震域の形状が正確に求められていなかったと思われる。

図14は、鳥取県東部で起きた $M5.3$ の地震（イベント7）に適用した結果である。この地震の規模も比較的小さなものであるが、観測点配置が良いため、かなり詳細な震源分布が得られている。震源分布では、東西方向の線上配列に加え、南北方向に伸びるトレンドも認められ、イベント2と同様、互いに共役な断層面に沿った破壊が起きた可能性が示唆されるが、余震分布の密度から言ってみれば、東西方向に走向を持つ節面（ $NP2$ ）が、本震の主要な震源断層面であると断定して良いであろう。本手法を適用した結果でも、自動処理データ、一元化データ共に、早い段階から終始一貫して東西方向に走向を持つ節面を断層面と判定している。

次のイベント8（図15）は、日向灘で起きた地震である。この地震は震源が海域に位置しているため、特に自動処理データにおける震源決定率が低い。断層面の判定は、一元化データも同じで、鉛直に近い節面となっている。この地震の場合、本震のメカニズム解が得られた直後の段階では、プレート境界で発生した低角逆断層型の地震である可能性も考えられていたが、本手法を適用した場合、早い段階でスラブ内地震であるとの判定結果が得られている。

図16と図17は、いずれも震度6を観測した、2003年7月26日に宮城県北部で起きた2つの地震である（イベント10とイベント11）。この2つの地震については、その後の詳しい調査（例えば、岡田ほか、2003）から、いずれも西落ちの節面（ $NP1$ ）が震源断層面であろう

との結果が得られている。前者の場合、自動処理データによる余震分布は、一元化データと比べると、位置が系統的にずれているだけでなく、ばらつきも大きい。しかしながら、自動処理データへの適用結果を見ると、途中で両節面の適合誤差が接近する状態が認められるものの、判定結果は一貫して $NP1$ が断層面となっている。一元化データでも、早い段階から $NP1$ を断層面とする判定結果となっており、これらの結果は、その後の調査結果と調和的である。一方、後者の地震では、自動処理データ、一元化データ共に、西落ちの節面を断層面とする判定結果になっているが、一元化データの場合、安定した結果が得られる様になるまでに、やや時間がかかっている。この地震（イベント11）の場合、その前のイベント10の余震活動がまだ活発な中で、本震が発生しているが、両者のメカニズム解は、節面の向きがやや異なっており、同一の断層面に沿った破壊ではない可能性もある。判定結果が安定しないのは、異なる断層面上の余震活動が混在していたからかも知れない。

3.2 手法2の適用結果

前述した様に、手法2が適用できる条件は、浅い横ずれ断層型の地震で、適当な位置に観測点が存在する場合に限定されている。そこで、表2中の地震の中で、こうした条件に最も近いイベント7に対して、手法2を適用してみた。その結果を図18に示す。この場合、東西方向に走向を持つ節面（節面A）の延長方向に位置する観測点（観測点A）としてMZKH、南北方向に走向を持つ節面（節面B）の延長方向に位置する観測点（観測点B）としてYBRHが選択しているが、MZKHとYBRHの方位は 266° と 195° であり、節面Aと節面Bの走向方位である 257° と 167° と比べると、YBRHの方位のずれ（ 28° ）は、前述した基準（ 15° 以内）を満足していない。しかしながら、震央距離は、それぞれ 22.6 km と 21.7 km と極めて近く、(7a)で示した補正の必要はほとんどないため、手法2の適用対象とした。結果としては、両観測点間のS-P時間の標準偏差の差は小さいものの、ほぼ一貫してMZKHにおける値の方が大きく、節面Aが断層面であるという判定結果となった。これは、手法1の結果（図14）と同じである。

4. 結論

本震後に発生する多数の余震データを用いることにより、震源断層面を迅速かつ自動的に特定するための簡便な手法を2つ提案した。両手法とも、本震のメカニズム解から得られる2つの節面のうちのどちらか一方を震源断層面として特定するものである。最初の手法は、余震の空間分布に各節面を適合させ、適合誤差の小さい面を震源断層面と判定するものである。もう1つの手法は、本震のメカニズム解が横ずれ型の場合に有効なもので、各節面の走向方向に位置する2つの観測点でのS-P時間のばらつきから震源断層面を特定するものである。両手法を、顕著な余震活動を伴う地震のデータに適用したところ、手動決定された余震データに対しては、本震発生

Event 7

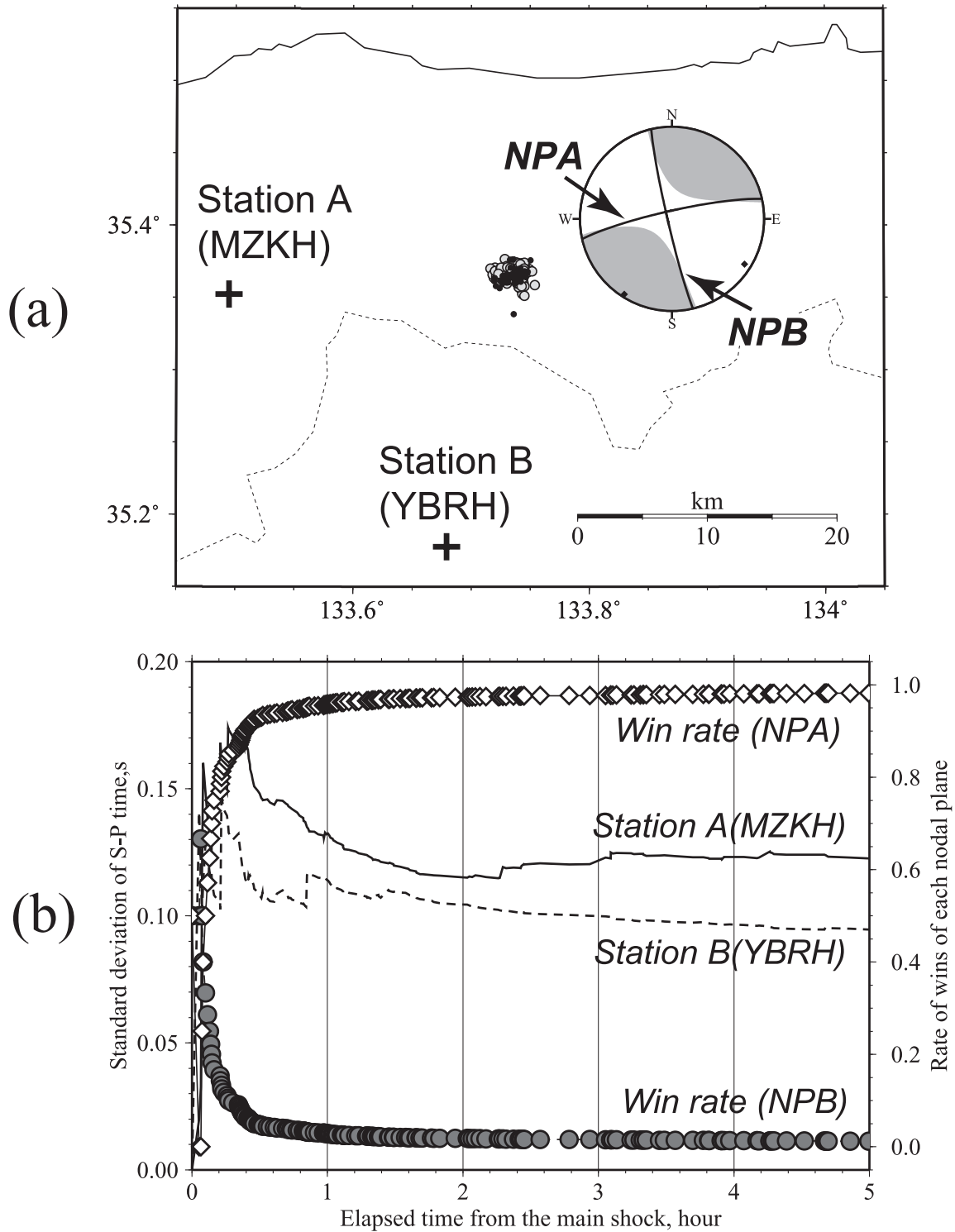


図 18 手法 2 をイベント 7 に適用した結果。(a) 震央分布図と本震のメカニズム解。NPA と NPB のいずれかが、震源断層面として特定される。MZKH と YBRH における S-P 時間の標準偏差が、余震系列において比較される。防災科研による自動処理データと気象庁の一元化データから得られた震央をそれぞれ黒丸と灰色の丸印で示す。(b) MZKH と YBRH における S-P 時間の標準偏差 (実線と破線) と節面 NPA 及び節面 NPB の通算勝率の時間変化 (白い菱形と灰色の丸印)

Fig. 18 Result of Method 2 for Event 7. (a) Epicentral map with a mechanism solution of the main shock, where NPA and NPB are the nodal planes to be examined as a seismic fault plane. Standard deviations of S-P times at stations MZKH and YBRH are compared in the aftershock sequence. Epicenters obtained from the automatic hypocenter determination by NIED and from JMA unified data are plotted by black and grey circles, respectively. (b) Temporal variation of the standard deviations of S-P times at MZKH (solid line) and YBRH (dashed line), and win rate of NPA (white diamonds) and NPB (grey circles).

後数分～数十分以内、自動決定された余震データに対しても1時間程度で震源断層面の特定が可能であることが分かった。手動決定された余震データは、理想的に自動決定が行われた場合の余震データと見なすことができるが、両者の間には、依然としてかなりの差がある。特に、業務的に運用されている地震データの自動処理においては、膨大な数の余震データに対して、自動震源決定が十分に機能しているとは言えないので、今後は、こうした面での改良を含め、業務システムに組み込んだ実証試験を重ねることにより、その有効性を吟味していく必要があらう。

5. 参考文献

- 1) 青井真・関口春子・本多亮・森川信之・功刀卓・藤原広行 (2003) : K-NET, KiK-net による 2003 年 5 月 26 日宮城県沖の地震の地震動・震源過程. 日本地震学会講演予稿集, 2003 年度秋季大会, A077.
- 2) Dreger, D. S., and Kaverina, A. (2000) : Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: a case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1941-1944.
- 3) 福山英一・石田瑞穂・堀貞喜・関口渉次・綿田辰吾 (1996) : Freesia Projectによる広帯域地震観測. 防災科学技術研究所研究報告, No.57, 23-31.
- 4) 福山英一・石田瑞穂・Dreger, D. S.・川井啓廉 (1998) : 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2, **51**, 149-159.
- 5) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋博 (1982) : 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター. 地震2, **35**, 401-426.
- 6) 堀貞喜 (1990) : 防災科学技術研究所における広帯域地震観測. 防災科学技術研究所研究報告, No.46, 29-44.
- 7) 堀貞喜 (2002) : P波初動押し引きによる発震機構解と波形解析によるモーメントテンソル解の比較. 地震2, **55**, 275-284.
- 8) 堀貞喜・松村正三 (1988) : 地震前兆解析システムにおける自動震源決定. 国立防災科学技術センター研究報告, No.41, 89-100.
- 9) 堀貞喜・堀内茂木・石田瑞穂・大井昌弘 (1999) : CMT 解と震源時間関数の迅速な自動決定とその結果の評価. 地震2, **52**, 395-405.
- 10) 堀内茂木・松澤暢・長谷川昭 (1999) : 地震が多発した場合にも処理可能な地震波自動処理システムの開発. 地震2, **52**, 241-254.
- 11) Kinoshita, S. (1998) : Kyoshin-net (K-NET). *Seismol. Res. Lett.*, **69**, 309-332.
- 12) 久家慶子 (1999) : 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システム. 第4回都市直下地震災害総合シンポジウム, 79-82.
- 13) 松村正三・岡田義光・堀貞喜 (1988) : 地震前兆解析システムにおける地震データ (高速採取データ) の処理. 国立防災科学技術センター研究報告, No.41, 45-64.
- 14) 森田祐一・浜口博之 (1984) : 自己回帰過程による地震波初動の自動検出とその信頼区間. 地震2, **37**, 281-293.
- 15) Obara, K., Kasahara, K., Hori, S., and Okada, Y. (2003) : A densely distributed high-sensitivity seismograph network; NIED Hi-net, Japan, submitted to *Review of Scientific Instruments*.
- 16) 岡田義光・笠原敬司・堀貞喜・小原一成・青井真 (2000) : Hi-net (1) : 概要. 日本地震学会講演予稿集, 2000 年度秋季大会, P004.
- 17) Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., and Yamamoto, A. (2003) : Recent progress of seismic observation networks in Japan - Hi-net, F-net, K-NET, KiK-net -, submitted to *Earth Planet. Sci.*
- 18) 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭 (2003) : 震源分布から見た 2003 年 7 月 26 日宮城県北部の地震の破壊過程. 日本地震学会講演予稿集, 2003 年度秋季大会, A083.
- 19) Pasyanos, M. E., Dreger, D. S., and Romanowicz, B. (1986) : Toward real-time estimation of regional moment tensors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1255-1269.
- 20) 鷲谷威・西村卓也・畑中雄樹・福山英一 (2002) : 2000 年鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル. 地震2, **54**, 523-534.
- 21) 白井克彦・徳弘一路 (1979) : 地震波初動の自動検出. 地震2, **32**, 141-147.
- 22) 佃為成・三浦勝美 (2002) : 2001年芸予地震とプレートの曲げモーメント. 地震2 **55**, 91-96.
- 23) Uhrhammer, R. A., Karavas, W., and Romanowicz, B. (1998) : Broadband seismic station installation guidelines. *Seism. Res. Lett.*, **69**, 15-26.
- 24) 横田崇・周勝圭・溝上恵・中村功 (1981) : 地震波データの自動検出方式とオンライン処理システムにおける稼働実験. 地震研究所彙報, **55**, 449-484.

(原稿受理: 2003 年 9 月 26 日)

要 旨

余震の情報を用いて、震源断層面を迅速かつ自動的に推定するための2つの手法を提案する。これらの手法では、本震のメカニズム解における一方の節面を震源断層面と特定する。第一の手法では、余震の震源分布を節面に適合させることにより、震源断層面の特定が行われる。第二の手法は、各節面の走向方向にあつて、震央距離のほぼ同じ観測点のペアでのS-P時間のばらつきを比較することにより、震源断層面の特定が行われる。第二の手法は、震源決定誤差に対して敏感ではないという利点がある。これら2つの手法を顕著な余震活動を伴う主要な地震に適用した結果、ほとんどの場合、本震発生から1時間以内に震源断層面を特定できるということが分かった。本手法をさらに効率良く適用するためには、本震直後の短期間に発生する多数の余震に対して適用できる自動震源決定手法の開発が重要となるであろう。

キーワード：地震メカニズム，断層面，余震，データ処理，自動処理