

産総研地下水等総合観測網の歪計を使ったゆっくり地震の断層モデルの推定手法

大谷竜¹・板場智史²

Ryu Ohtani and Satoshi Itaba, (2013) A method to estimate fault model of slow slip event using strainmeters of the integrated groundwater observation well network for earthquake prediction of the Geological Survey of Japan, AIST, *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.64, p331-340, 11 figs, 1 table.

Abstract: A method to estimate fault parameters due to slow slip event was developed and tested. The method is based on a grid search to find the fault that minimizes the residual between the calculated and observed strain at strainmeter stations. According to a simulation study, it is shown that the method can retrieve the given fault parameters for the case of homogeneous fault slip while the extent of fault is underestimated and the slip amount is overestimated for inhomogeneous slip distribution cases. However, the area where the slip is relatively large and the moment magnitude of the slow slip event are well retrieved.

Keywords: slow slip event, elastic deformation, strain, borehole strainmeter, fault parameter, grid search method

要 旨

産業技術総合研究所(以下、産総研と呼ぶ)の地下水等総合観測網の歪計を使ってゆっくり地震の断層パラメータを推定する手法を開発し、その精度をシミュレーションにより検証した。この方法は、プレート境界上でゆっくり地震が発生すると仮定して任意のすべり量を与え、各観測点における歪の計算値と観測量との残差二乗和を最小にするように、断層の位置や拡がり、すべり量をグリッドサーチで推定するものである。実際に観測されたゆっくり地震のケースを模したシミュレーションを行った結果、均一なすべり分布を与えた場合には精度よく断層パラメータを推定することができた。一方、不均質なすべりを与えた場合には、推定される断層面の拡がりや実際のものよりも小さく、すべり量は大きくなったが、すべり量の大きな領域に断層面が推定され、モーメントマグニチュードも与えたものと大きくは変わらない結果となった。

1. はじめに

西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの沈み込み帯では、過去マグニチュード 8 クラスの巨大地震が繰り返し発生することが知られている。近年、その巨大地震発生領域よりも深部側で、プレート境界が通常の地震(破壊継続時間が数秒~数分)よりも相当長い時間(1日程度~数年)かけてすべる現象が多数発見され、それらは

「ゆっくり地震(slow slip event)」と呼ばれている(Schwartz and Rokosky, 2007)。例えば、愛知県中央部~長野県南部では、継続時間 1 日~ 1 週間程度のゆっくり地震が繰り返し発生し、ゆっくり地震に伴う地殻変動が、同地域に設置されている気象庁の体積歪計や多成分ボアホール歪計によって検出されている(小林ほか, 2006)。また、東海地方、紀伊半島、四国において、様々な時間・空間スケールを持つ多様なゆっくり地震が発見されている(例えば、Ozawa *et al.*, 2002; Hirose and Obara, 2005; 小原, 2007)。特に、継続時間が数日程度のゆっくり地震は、大地震直前に発生する可能性があると考えられているプレスリップとよく似た特徴があると指摘されている(例えば、日本地震学会地震予知検討委員会(2007))。こうしたことから、ゆっくり地震の特徴や発生条件を解明することは、大地震の発生を考察する上で極めて重要であると考えられる。

フィリピン海プレートの沈み込み帯で発生する巨大地震である東海・東南海・南海地震の予測を目標として、産総研は2007年以降、愛知県~紀伊半島~四国にかけて新しい地下水等の観測点を整備し(小泉ほか, 2009; Itaba *et al.*, 2010)、その観測結果をホームページ上で公開している(<http://www.gsj.jp/wellweb/>)。本観測網には多成分ボアホール歪計という非常に高精度で地殻歪の連続観測ができる機器が併設されており、ゆっくり地震の調査が進められているところである。多成分ボアホール歪計は、大学等により展開されてきた傾斜計や伸縮計等といった

¹ 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation) Email: ohtani-ryu@aist.go.jp

² 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center)

横坑式の地殻変動連続観測機器や、防災科学技術研究所によって全国に展開されている高感度地震観測網(Hinet)に併設されているボアホール式傾斜計(加速度計)等に比べて精度がよく(小泉, 2010), 地殻変動に関連した、より微小な信号の検出が期待できる。

このように、ゆっくり地震が発生している領域に産総研の観測網のボアホール歪計が多数設置されたことから、ゆっくり地震の断層パラメータを詳細に推定できる可能性が出てきた。大谷ほか(2009)では、本観測網全体でのゆっくり地震の検出能力を調べたが、ゆっくり地震の断層パラメータを推定し、その精度を調査することまではしていなかった。本稿では、簡単なグリッドサーチの方法を用い、ゆっくり地震の断層パラメータがどの程度精度良く推定できるのかを、シミュレーションにより調査した。

2. 方法

2.1 ゆっくり地震の断層モデルの推定方法

本稿ではゆっくり地震の断層モデルを歪記録から推定するため、プレート面上ですべりを仮定し、観測値を最もよく説明する断層パラメータやすべり量を二段階のグリッドサーチにより求める。プレート面の形状としては、弘瀬ほか(2007)が求めたフィリピン海プレートのものを使用した。

まず第一段階として、プレート境界面上に20 km×20 kmのパッチを緯度、経度それぞれについて、0.1° 間隔で作成した(詳細は大谷ほか(2009)参照)。ある任意のパッチについて、フィリピン海プレートの沈み込みの向きと反対方向のすべり(ここではN135° E)を5 mm~500 mmの範囲で5 mm 毎に与え、半無限弾性体中の断層変位に基づくOkada (1985)の式を使って、各観測点における歪、

$$E_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad E_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad E_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

(ここで、 u , v はそれぞれ東西方向、南北方向の変位。 x , y はそれぞれ東西、南北方向)の変化を計算する。そうしたあるパッチでのすべりに対して、以下のように各観測点において、この計算値と観測値の残差二乗和 Δ を計算し、観測点全てについての和を求める。

$$\Delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \{ (E_{xx(i)}^{Obs} - E_{xx(i)}^{Cal})^2 + (E_{xy(i)}^{Obs} - E_{xy(i)}^{Cal})^2 + (E_{yy(i)}^{Obs} - E_{yy(i)}^{Cal})^2 \}}{3N}}$$

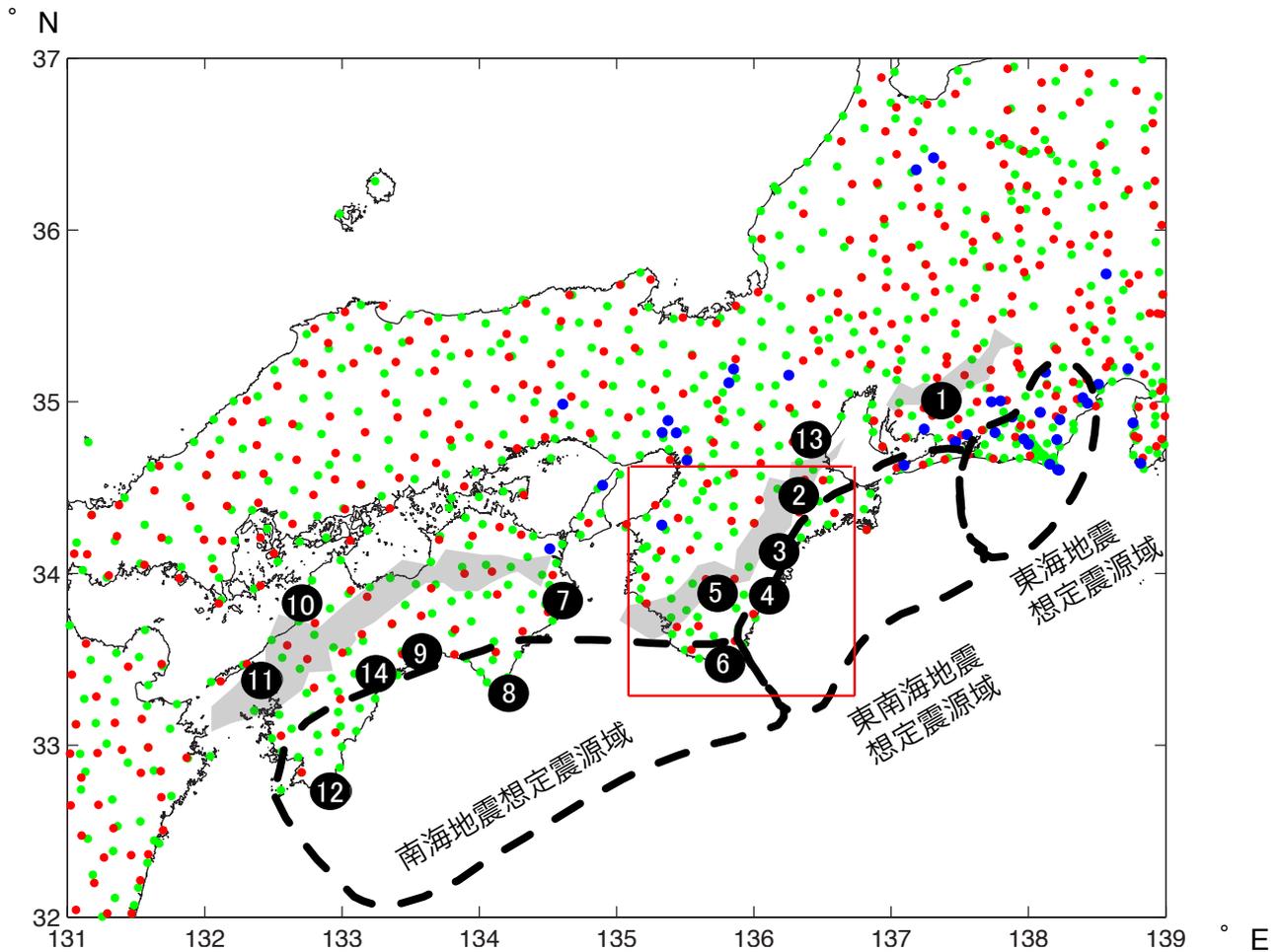
ここで N は観測点の数、 $E_{xx(i)}^{Obs}$, $E_{xx(i)}^{Cal}$ 等はそれぞれ番目での観測点での歪の観測値、計算値である。これを全てのパッチについて行い、与えたホワイトノイズの1.5倍以内に Δ が収まるものを求め、特にそのうちで最小となるもののパッチをすべりの候補となる断層面の位置とする。なおここで1.5倍としたのは、適当なモデルであれ

ば Δ がホワイトノイズと同程度になることが予想されるが、実際には他のノイズが存在するため、それらを考慮して高めに設定したためである。以上が第一段階である。

次に第二段階として、候補となるパッチとその周辺において、断層面の大きさを変えて、断層パラメータやすべり量の推定を行う。即ち、それぞれのパッチにおいて、断層の幅・長さをそれぞれ10 km~80 km まで5 km毎に変え、それぞれの組み合わせに対して5 mm~500 mmのすべり量を与えて、残差を計算した。これらの内、最も残差が小さくなる組み合わせのものを最終的な推定値として決定した。またその推定値を中心として各パラメータの値を変えて、計算された Δ が、与えたホワイトノイズの1.5倍以内に収まる値の範囲を求められたパラメータの幅とした。

2.2 シミュレーションによる評価

この手法による断層すべり推定精度の評価のため、以下の方法でシミュレーションデータを使った解析を行った。まず、設定した断層面で任意のすべり量を与え、観測点でどのくらいの歪が発生するのかを計算した。本稿では実際のケースと似せるため、本稿では紀伊半島で発生するゆっくり地震に擬した仮想的なゆっくり地震のシミュレーションを行った。観測点としては、第1図の赤枠で囲った領域にある5点を使用する。まず、断層モデルとして、第2図のような一様なすべりモデル(ケースA)を想定した。ここで想定した断層モデルから計算される各観測点での歪を「観測値」として使用する。またすべり分布が一様な場合のみでなく、第3図のようにガウス関数状の分布を持つような不均質な場合(ケースB)も想定した。ここで想定した断層モデルから計算される各観測点の歪を「観測値」として使用する。次に、観測点での模擬時系列を計算するために、すべりの継続時間を2日間として、最終的な累積すべり量の分布が一様なすべりの場合は第2図、一様でないすべりの場合は第3図となるようなすべりを与えた。一様でないすべりの場合について、断層面上のすべりの時間発展を第4図に示す。これにノイズを加えて歪 E_{xx} , E_{xy} , E_{yy} の各成分の時間値データを生成した(第5図)。観測点の平均的なノイズとして、観測点の大半を占める石井式歪計のデータの24時間階差(降雨時期除く)のばらつきを参考に(松本・北川, 2005), 今回若干大きめの 0.5×10^{-8} の標準偏差を持つホワイトノイズで数値計算による検証を行った。こうして生成された3日間のデータの、最初の半日と最後の半日のそれぞれの平均の差から得られた主歪を第6図、第7図に示す。この模擬データを使って、与えられた断層面やすべり分布をどの程度推定できるかを見た。データのSN比の影響を見るため、すべり量を1/2にした場合のケースについても同様の解析を行った。



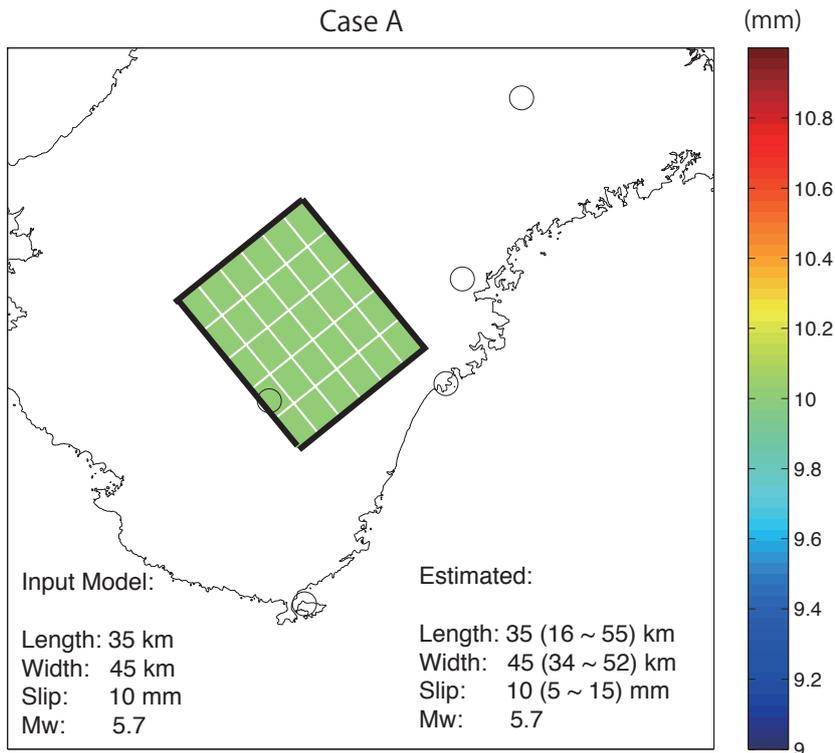
第1図 産総研の地下水等総合観測網の新規観測点分布(数字のついた黒丸：観測点の名称は第1表を参照)．赤点は防災科学技術研究所の高感度地震観測網Hi-netの観測点，緑点は国土地理院のGNSS連続観測網GEONETの観測点，青点は既存のボアホール歪計の観測点(いずれも地震調査研究推進本部のホームページより：http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku01.htm)．薄い灰色の領域は、ゆっくり地震が頻発に発生している領域(小原(2007)より)．赤線で囲われた領域が本論で解析した領域．

Fig. 1 Location of the new observation sites of the integrated groundwater well network for earthquake prediction of the Geological Survey of Japan, AIST (numbers with black circles; the names of the stations are summarized in Table 1). The red dots represent the Hi-net seismograph stations of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), the green dots represent the GEONET GNSS stations of the Geospatial Information Authority of Japan (GSI), and the blue dots represent stations of borehole strainmeters (quoted from the web page of the Headquarters for the Earthquake Research Promotion: http://www.jishin.go.jp/main/p_chousakansoku01.htm). The shaded regions represent the area where slow slip events are frequently observed (Obara (2007)). The red box indicates the study area.

第1表 産総研の新規観測点とその記号

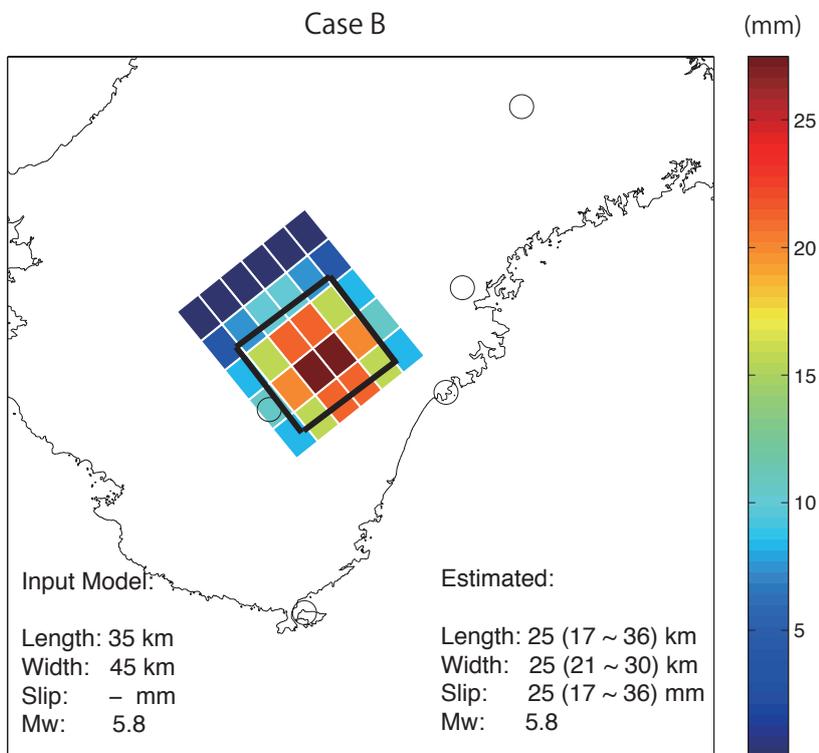
Table. 1 Name of the new AIST observation sites and the abbreviation.

①	豊田神殿 (TYS)	⑧	室戸岬 (MUR)
②	松阪飯高 (ITA)	⑨	高知五台山 (KOC)
③	紀北海山 (MYM)	⑩	松山南江戸 (MAT)
④	熊野井内浦 (ICU)	⑪	西予宇和 (UWA)
⑤	田辺本宮 (HGM)	⑫	土佐清水松尾 (TSS)
⑥	串本津荷 (KST)	⑬	津安濃 (ANO)
⑦	阿南桑野 (ANK)	⑭	須崎大谷 (SSK)



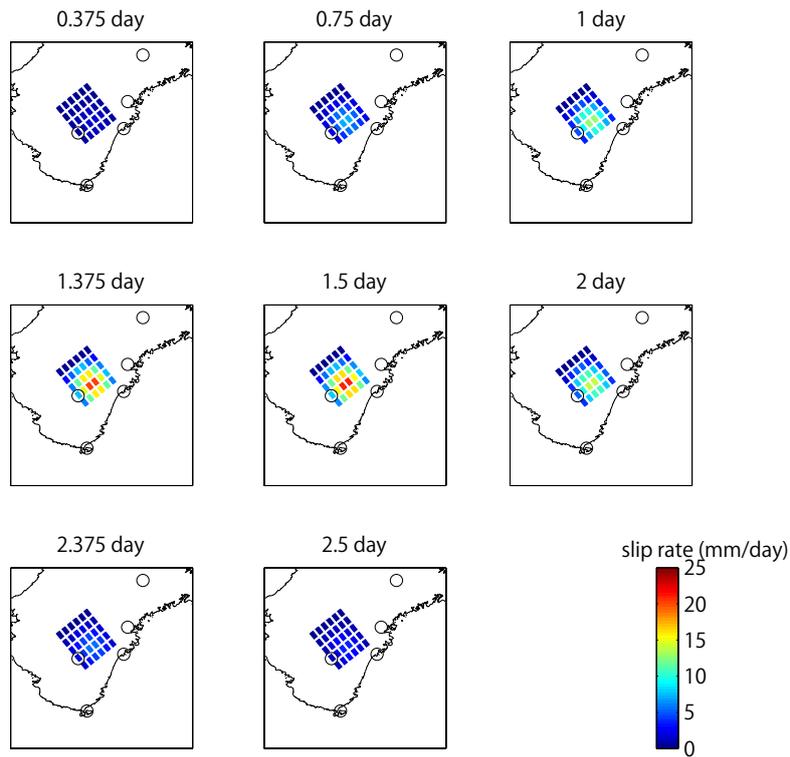
第2図 与えられた仮想的な断層すべりの空間分布(色のついたパッチ)と、推定された断層面の位置(太い黒線で囲まれた領域)。仮想的な断層すべりのパラメータはInput Trueに、推定された断層パラメータはEstimatedに示す。Estimatedの括弧内の数値は、推定値の不確実性(詳しくは本文を参照)。本ケースの場合は、均一なすべり分布である。

Fig. 2 Distribution of hypothetical fault slip (colored patches) and estimated fault plane (thick black rectangular). The fault parameters are shown on the bottom. The uncertainty of the estimated parameters are also indicated in the parenthesis. In this case, slip distribution is homogeneously given.



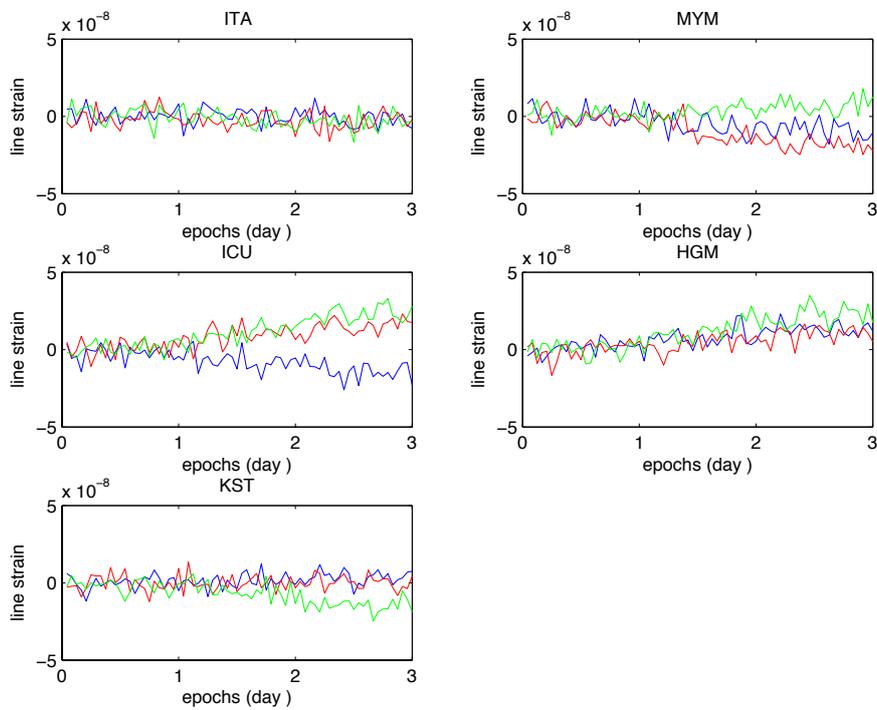
第3図 第2図と同じ。但し不均一なすべり分布を与えている。

Fig. 3 Same as Fig. 2 but the amount of slip is heterogeneously given.



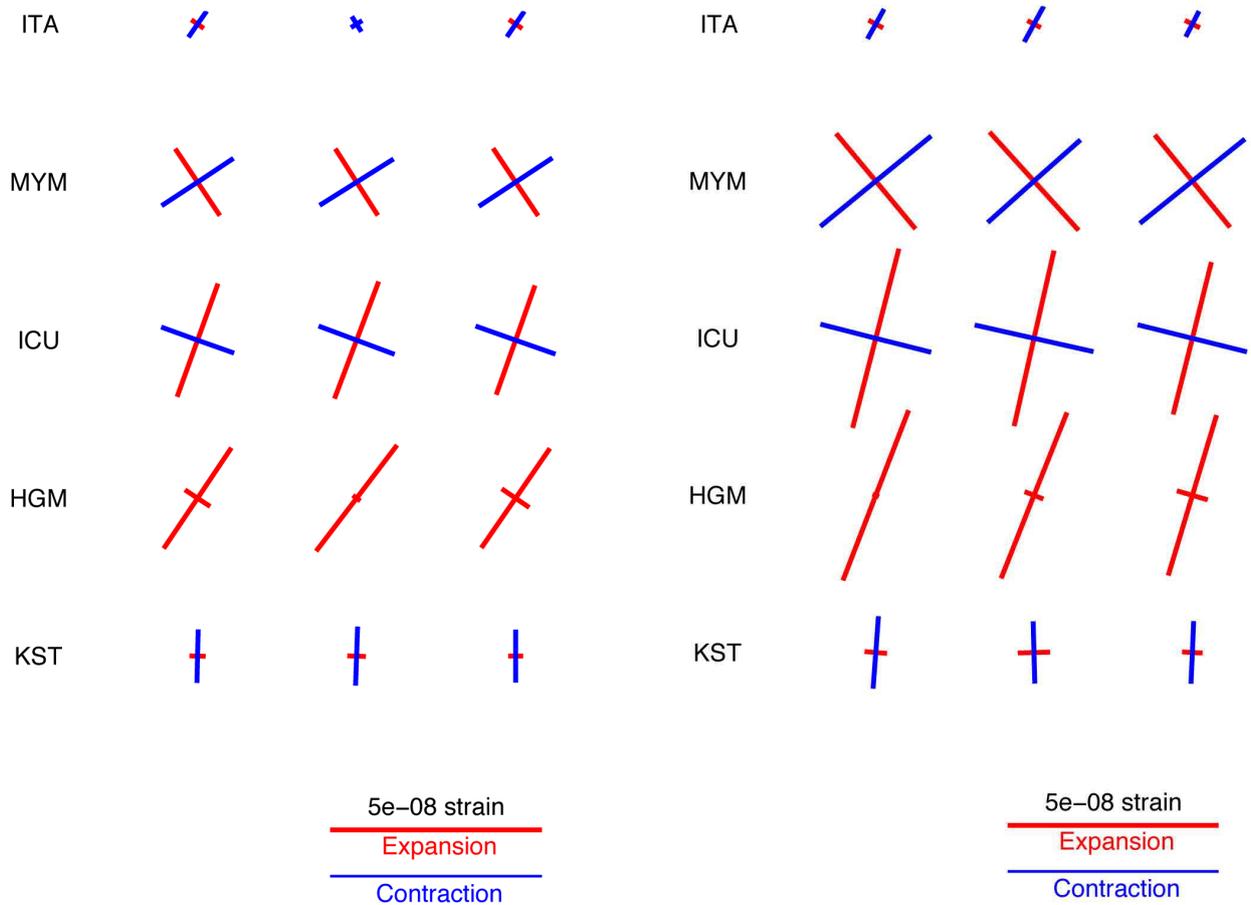
第4図 第3図で与えられた仮想的な断層面上のすべり速度の時空間変化.

Fig. 4 Spatio-temporal variation of the slip rate on the hypothetical fault given in Fig. 3.



第5図 産総研観測点における、第4図のすべりによって生成された線歪の時系列。青、赤、緑の線はそれぞれ E_{xx} , E_{xy} , E_{yy} の歪を示す。ノイズレベルを 0.5×10^{-8} とした。

Fig. 5 Synthetic time series of line strain due to the fault slip given in Fig. 4 for AIST stations. Blue, red, and green lines indicate E_{xx} , E_{xy} , and E_{yy} components, respectively. Noise level is assumed to be 0.5×10^{-8} .



第6図 第2図の均質なすべり分布によってもたらされる産総研観測点での主歪。左から右へ、与えられた断層すべりによる真の主歪、生成された疑似時系列から計算されたもの、本手法で推定された断層モデルを用いて計算されたもの。

Fig. 6 Principal strain at the AIST stations. From left to right, strains calculated for the fault slip given in Fig. 2, derived from the corresponding synthetic time series, and estimated using the fault parameters determined by the grid search, are shown.

第7図 第6図と同じ、但し第3図の不均質なすべり分布の場合。

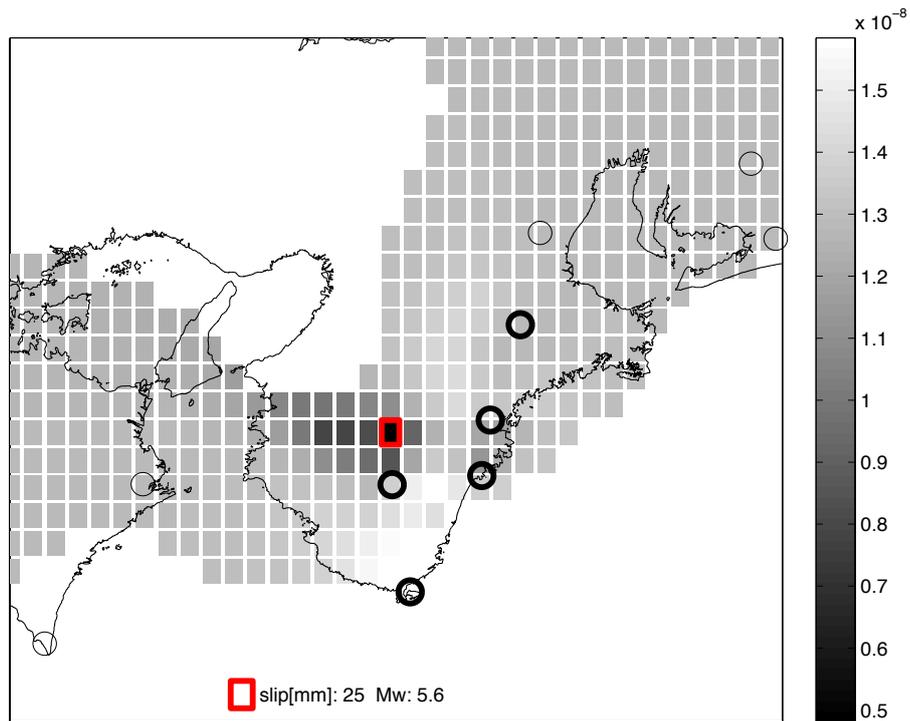
Fig. 7 Same as Fig. 6 but for the slip case in Fig. 3.

3. 結果と考察

第8図、第9図に、第一段階として絞られた断層すべりの候補位置とすべり量を均質すべり分布(ケースA)、不均質すべり分布(ケースB)のそれぞれのケースについて示す。なお、ここでは計算時間短縮のため、使用するパッチはゆっくり地震が発生していると推定されている、深さ20 km ~ 40 kmのものに限定している。太い赤線で囲まれた四角が、グリッドサーチにより得られた推定位置である。更に、 Δ が、与えられたホワイトノイズの1.5倍以内に収まるパッチがあれば、細い赤線の四角で囲われる(第11図を参照)。グレースケールは、各パッチで、上記のように計算された Δ の中で最小のものを示し

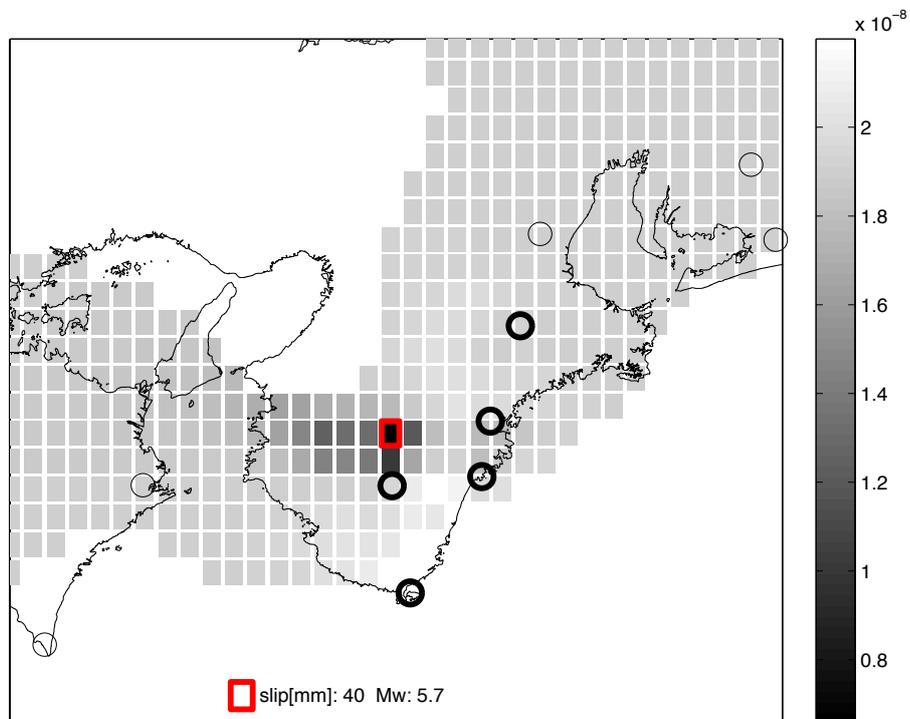
ており、濃いパッチが残差の小さいものである。与えられた断層付近に候補が求められており、その候補の周囲は残差が小さいことが分かる。残差が小さい領域がやや西側に広がることについては、観測点配置の偏りによるものと考えられる。次に、残差が最小のパッチとその周辺で、断層の大きさを変えながら同様の計算を行い、最も残差が小さくなった断層の幅、長さ、すべり量の組み合わせを求めた。最終的に求められた断層パラメータを第2図、第3図の黒線に示す。

均質すべりの場合(ケースA)については、与えられた断層パラメータと非常に近い値が得られていることが分かる。但し、パラメータの幅は大きなものになっている。例えば均質なすべりのケースの場合、長さで ± 20 km程



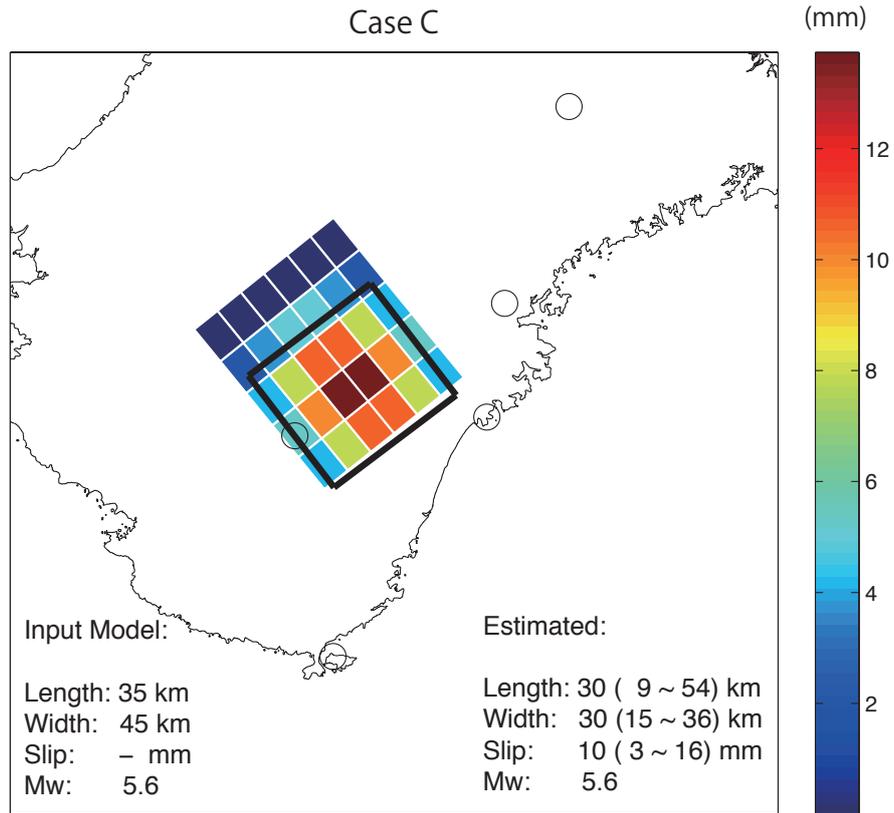
第8図 本手法の第一段階で推定された暫定的な断層すべりの候補の位置と滑り量. 色の濃淡は残差量を示す. 第2図の断層すべりのケースの場合.

Fig. 8 Tentative fault plane and slip amount estimated as the first step by the grid search for the case in Fig. 2. The small rectangular patches are faults and the gray color indicates the residual of fit.

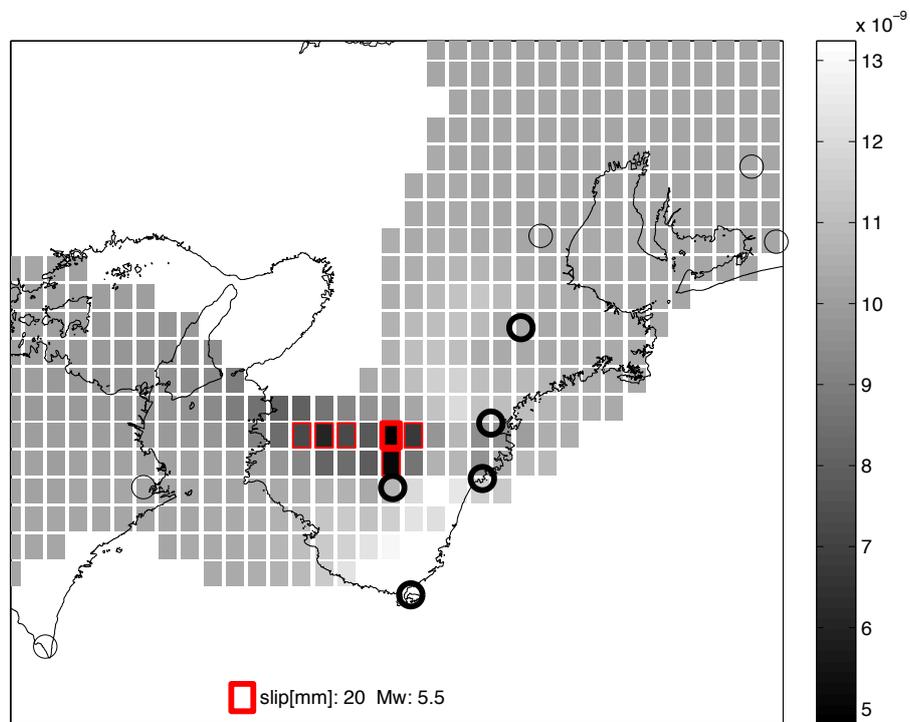


第9図 第8図と同じ. 但し断層すべりは第3図の場合.

Fig. 9 Same as Fig. 8 but for the slip case in Fig. 3.



第10図 第3図と同じ。但し全体のすべり量を半分に小さくした場合。
 Fig. 10 Same as Fig. 3 but the slip amount is reduced to a half.



第11図 第8図と同じ。但し断層すべりは第10図の場合。
 Fig. 11 Same as Fig. 8 but for the slip case in Fig. 10.

度、すべり量も半分から 1.5 倍程度の不確実性がある。疑似データ作成の際のホワイトノイズの生成状態の影響を見るために、何度かシミュレーションを試みたが、傾向は変わらなかった。

不均質なすべりの場合(ケースB)では、与えられた断層面よりも狭い範囲に推定されているが、求められたすべり量は与えられたすべり量の平均よりも大きく、結果、モーメントマグニチュードは同じ程度の大きさに推定されていることが分かる。この断層パラメータを用いて計算された各観測点での歪歪を第 6 図、第 7 図の右側に示す。観測値(真ん中)をよく説明できており、また真の値とよく似ていることが分かる。

不均質なすべりの場合(ケースB)について、すべり量を 1/2 にして(ケースC)同様の解析を行った結果を第 10 図、第 11 図に示す。このケースでは、観測点配置の偏りに加えて、SN比が小さいためか、第 1 段階として推定される断層位置は複数の候補が推定されている。また、最終的に推定される断層面の拡がり、ケースBと同じように与えられたすべり域よりも小さくなっている。しかし信号の大きさが半分になっているにも関わらず、主要なすべり域を検出できていることは注目される。推定されたすべり量は、与えられたすべり量の平均よりも大きくなっている傾向が見られるものの、モーメントマグニチュードに着目すると、推定値と入力値は同程度である。以上の結果から、本手法は、ゆっくり地震の主要なすべり域やマグニチュードをよく推定できていると言える。

但し、推定されたパラメータにはある程度の幅があり、推定結果の解釈においては注意しなければならない。ゆっくり地震は、地殻変動として検出されている以外にも、微動として地震計による記録からも検出されているが、ゆっくり地震の断層面の拡がりについては、微動を伴わないでゆっくりとしたすべりが発生しているかどうか論点となっており(例えば Hirose and Obara (2010)), ゆっくりとしたすべりの領域が微動の発生している範囲のみで起きているのか、あるいは更に大きく広がっているのか判断するには、注意が必要となるであろう。

その一方、本手法では一様なすべりを仮定しているにせよ、ガウス関数状に不均質に分布するすべりが存在した場合でも、すべりの大きな領域に断層面が推定できていること、及び最終的に求められるモーメントマグニチュードも大きく違っていかないことは注目に値する。これまで気象庁のゆっくり地震推定で使用されていたアルゴリズムである中村・竹中(2004)の方法でも、同じくグリッドサーチを用いたゆっくり地震の推定を行っているが、彼らの手法ではすべりと断層の大きさの間に通常地震の経験式を使用している。しかし、ゆっくり地震のそれは、通常地震のものとは大きく異なると言われている(例えば, Sekine *et al.*, 2010). そうした物理的な仮定を置

いていない本手法はそれゆえ、より一般性が高く、汎用性の高い断層モデルの推定ができると期待される。

謝辞：気象研究所弘瀬冬樹氏には論文中のプレート等深線データを提供いただきました。地下水等総合観測網の観測点設置において産総研、地方自治体を始め多くの関係者の協力を得ています。また、本論の手法開発においては、活断層・地震研究センター地震地下水チームの北川有一氏・松本則夫氏・高橋誠氏・小泉尚嗣氏との議論から大変貴重な助言をいただきました。匿名の査読者には有意義なコメントを頂きました。ここに記して感謝します。

文献

- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭 (2007) Double-Difference Tomography法による西南日本の 3 次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震 2, 60, 1-20.
- Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo Channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 57, 961-972.
- Hirose, H., and K. Obara (2010), Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A21, doi:10.1029/2008JB006050.
- Itaba, S., N. Koizumi, N. Matsumoto, and R. Ohtani (2010) Continuous Observation of Groundwater and Crustal Deformation for Forecasting Tonankai and Nankai Earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 167, 1105-1114.
- 小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋 (2006) 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ (1984 ~ 2005 年), 地震 2, 59, 19-27.
- 小泉尚嗣, 高橋誠, 松本則夫, 佐藤努, 大谷竜, 北川有一, 板場智史, 梅田康弘, 武田直人, 重松紀生, 桑原保人, 佐藤隆司, 今西和俊, 木口努, 関陽児, 塚本斉, 山口和雄, 加野直巳, 住田達哉, 風早康平, 高橋正明, 高橋浩, 森川徳敏, 角井朝昭, 下司信夫, 中島隆, 中江訓, 大坪誠, 及川輝樹, 干野真, 東南海・南海地震予測のための地下水等総合観測点整備について(2009) 地質ニュース, 662, 6-10.
- 小泉尚嗣(2010) 地下水位観測による地殻変動の推定-現状と展望- 地震ジャーナル, 50, 89-94.
- 松本則夫・北川有一 (2005) 想定東海地震震源域付近の観測井における地下水位の歪感度とノイズレベル, 測地学会誌, 51, 131-145.
- 中村浩二・竹中潤 (2004) 東海地方のプレート間すべり推

定ツールの開発, 駿震時報, 68, 25-35.

日本地震学会地震予知検討委員会 (2007) 地震予知の科学, 東京大学出版会, 227pp.

小原一成 (2007) 深部低周波微動に同期する短期的スロースリップイベントの検出—防災科研Hi-net傾斜観測による成果—, 測地学会誌, 53, 25-34.

大谷竜・板場智史・北川有一・佐藤努・松本則夫・高橋誠・小泉尚嗣 (2009) 産総研地下水等総合観測網による東南海・南海地震の仮想的プレスリップの検出能力の評価, 地質調査研究報告, 60, 11/12, 511-525.

Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.

Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, 298, 1009 – 1012.

Schwartz, S., and J. Rokosky (2007) Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Reviews of Geophysics*, 45(3), doi:10.1029/2006RG000208.

Sekine, S., H. Hirose, and K. Obara (2010) Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A27, doi:10.1029/2008JB006059.

(受付 : 2013年8月19日 ; 受理 : 2013年12月17日)