

### 3. 4. 3 断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程に関する研究

#### 3. 4. 3. 1 活断層の準静的モデル

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層の準静的モデル

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	教授	橋本学	hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	助手	大谷文夫	ohya@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	産学官連携 研究員(平成 18年10月ま で。現北海道大 学大学院理学 研究院研究員)	小林知勝	tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp (tkoba@uvo.sci.hokudai.ac.jp)
高知大学理学部	教授	田部井隆雄	tabei@cc.kochi.ac.jp

(c) 業務の目的

明治以来蓄積されてきた測量データ及び最近の GPS 連続観測データ等測地学的データやテクトニクスの観点に基づいて、活断層の固着領域や深部形状、さらにはすべり（欠損）速度等、動的断層パラメータ推定の元となる静的断層パラメータの推定を行う。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 1) 平成14年度：四国東部、山崎断層、紀伊半島などの既存の GPS 観測データを収集・整理し、均質媒質モデルを用いて、静的断層パラメータ推定のための preliminary な解析を行った。あわせて、測地データの新しいインバージョン解析手法の導入を行った。
- 2) 平成15年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良、不均質構造モデルによる予備的解析
- 3) 平成16年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルによる予備的解析
- 4) 平成17年度：既存の GPS 観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルの改良とこ

れによる解析

- 5) 平成18年度：既存のGPS観測データ（四国東部・西部、山崎断層、花折断層、紀伊半島、近畿地方 GEONET）の収集・整理および解析、新インバージョン手法の改良と既存データへの適用、不均質構造モデルの改良とこれによる解析

(e) 平成18年度業務目的

平成18年度においては、これまでに収集した近畿地方を中心とする西日本の測地測量データ、特にGPS連続観測データを、西日本の活断層分布や地震活動などに基づくテクニクス・モデルを用いてインバージョンを実行し、フィリピン海プレート上面あるいは大規模活断層上のすべり欠損速度分布を推定する。また、三次元地殻・上部マントル構造の不均質構造の影響を評価するため、平成17年度までに作成した不均質構造モデルを用いた変位計算を行い、均質媒質による計算結果と比較を行う。

## (2) 平成18年度の成果

### (2-1) 新しい地殻構造調査結果に基づく南海トラフ沿いにおけるプレート間カップリングの推定

小林知勝（京都大学防災研究所）

tkoba@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

橋本学（京都大学防災研究所）

hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

田部井隆雄（高知大学理学部）

tabei@cc.kochi.ac.jp

#### (a) 業務の要約

大大特による紀伊半島－近畿南北断面のモデルや新しい深発地震面のモデルに基づきプレート境界面を再設定し、西南日本における GEONET データおよび大学による稠密臨時観測データを用いて南海トラフ沿いのプレート間カップリングの空間分布を推定した。その結果、四国沖の南海地震の想定震源域では 79~96%のカップリング率が推定された。一方、東南海地震の想定震源域におけるカップリング率は 24~88%と推定され、非常に不均一な分布を示した。特に、過去の東南海・南海地震の震源域の境界領域であり、また 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震の破壊開始領域でもある紀伊半島先端部沖でのカップリング率が 24%と推定され、その周囲より有意に固着が弱く、東南海・南海地震の破壊過程に拘束を与えていることが示唆される。また、四国西部足摺岬沖にもカップリング率が低い領域が新たに推定され、南海地震の破壊の停止メカニズムについて重要な示唆を与える。

#### (b) 業務の実施方法

平成 17 年度（小林・橋本，2005<sup>1)</sup>）に引き続き、大都市圏地殻構造調査で得られた近畿地方の構造モデル等に基づいて、南海トラフ沿いのプレート間カップリングの空間分布を評価することを試みた。プレート間カップリングの高い領域は来るべき南海地震等のアスペリティの候補と考えられ、強震動予測のための断層モデルの外的パラメータとして重要な情報である。平成 17 年度は国土地理院が公開している GPS 連続観測データ（GEONET）から得られる水平速度のみを用いたが、今年度は最近 10 年間に大学の研究者グループが実施した紀伊半島および四国における稠密 GPS 臨時観測結果をも用いて、先験情報つきインバージョン手法によりプレート境界面上のすべり欠損速度を求めた。詳しい解析方法は以下の通りである。まず、西南日本に設置された各 GEONET 観測点 (131.0~138.5° E、32.8~35.8° N) および大学の稠密臨時観測点の水平速度を求めた。GEONET 観測局については、国土地理院より公表されている GEONET の最終解析解 F2 を用いた。大学の稠密臨時観測結果については、Tabei et al.(2002)<sup>2)</sup>、橋本・ほか(2005)<sup>3)</sup>、柄・ほか(2005)<sup>4)</sup>などに公表されている結果について、元の座標値から速度を推定した。2000 年 6 月の伊豆諸島の群発地震およびこれに並行して始まった東海スロースリップの影響、さらには大学の稠密臨時観測の時期を考慮して、本研究では 1998 年 4 月から 2004 年 8 月ま

でのデータを 2000 年で 2 つの期間に分けて解析した。この期間における  $n$  番目の GEONET 観測局の成分  $i$  の日座標値  $x(t)$  を次のようにモデル化することにより水平速度を推定した。

$$x_n^i(t) = a_n^i + b_n^i t + \sum_{k=1}^m c_n^i H(t - t_0^k) + d_n^i \sin(2\pi t/365.25 + \phi_n) \quad (1)$$

ここで、 $a$  は定数項、 $b$  は直線トレンドの係数、 $c$  はアンテナ交換による人為的ステップ量、 $d$  及び  $\phi$  は年周変動の振幅と位相、 $H(t)$  はヘビサイド関数である。上記で設定した期間に、解析に影響を与えるような地震は起きなかったことから、本研究では地震によるコサインミックな変動は補正しなかった。全観測点の各成分に対して (1) 式をあてはめ、最小二乗法により各係数を推定して、 $b$  を定常的な速度として求めた。稠密臨時観測点については、1 年に 1 回程度の観測頻度であるため、(1) 式からステップ項と年周変動項を除いた式を用いて、定常的な速度を求めた。インバージョンの際には、上記の方法で推定された水平速度を、Prawirodirdjo and Bock (2004)<sup>5)</sup> によって推定された ITRF2000 系・プレートの相対運動速度を利用してアムール・プレート準拠に変換したものを用いた。また、稠密臨時観測のデータについては、連続観測に比較してデータ量が少ないので、GEONET データの 1/10 の重みを与えている。図 1 に、こうして推定した全 388 観測点の速度分布を示す。

すべりあるいはすべり欠損は、推定された各観測点の水平速度とプレート境界面上のすべりを結びつける観測方程式を最小二乗法により解くことで推定した。しかし本研究のように、プレート境界面が海域にも設置されるために解くべきモデルパラメータが観測網の外に存在し、かつパラメータ数も多い場合、一般的にインバージョンによる解は不安定になる。そこで平成 17 年度に開発したアルゴリズムを用いて、この不安定性を避けすべりが境界面上で滑らかになるように先験情報つきインバージョンを行った。具体的には、次のような目的関数を最小化することにより、各断層面のすべりを求めることになる。

$$\mathbf{O} = (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^T \mathbf{W}_d (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}) + K^2 (\mathbf{p} - \mathbf{m})^T \mathbf{W}_a (\mathbf{p} - \mathbf{m}) \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{m}$ 、 $\mathbf{d}$ 、 $\mathbf{p}$ 、 $\mathbf{G}$  はそれぞれ、各断層面上のすべりベクトル、観測データベクトル、先験データベクトル、Okada(1985)<sup>6)</sup> を基にしたグリーン関数マトリクスである。 $\mathbf{W}_d$  及び  $\mathbf{W}_a$  はそれぞれ観測データ及び先験データの共分散行列の逆行列であり、それぞれのデータにおける重み付けの役割を担う。 $K$  はその重み付けの割合を決める係数であり、 $K$  を決定するために我々は ABIC を用いた (Akaike, 1980<sup>7)</sup>)。本研究において、ABIC は次のように定義される。

$$\text{ABIC} = N \log \mathbf{O}(K) - M \log K^2 + \log |\mathbf{G}^T \mathbf{W}_d \mathbf{G} + K^2 \mathbf{W}_a| + C \quad (3)$$

ここで  $N$  と  $M$  はそれぞれデータ及びモデルパラメータの数である。 $C$  は  $K$  に独立な定数である。解析的に  $K$  を一意に決定することはできないので、数値的な繰り返し計算により ABIC が最小となる  $K$  を最適な値とした。

フィリピン海プレートとユーラシア・プレート間のプレート境界面として、本研究では四国西部から東海にかけて 40 枚の矩形断層を設定した (図 2)。三好・石橋(2004)<sup>8)</sup> は、気象庁一元化震源リストを用いて、沈み込むフィリピン海スラブの形状を推定したが、その際にスラブ内地震の震源分布の上面から約 5km 浅い位置をフィリピン海プレートの上面としている。しかし、近年の紀伊半島及び四国における構造探査では、スラブ内地震の震

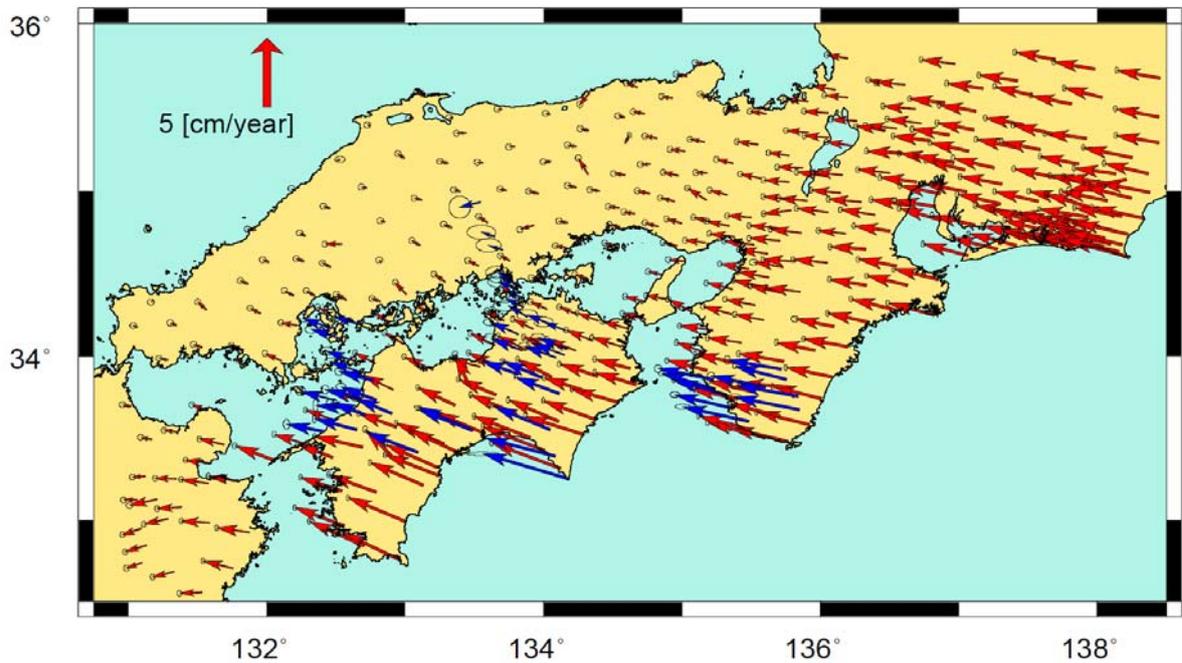


図1 本研究に使用した GEONET 観測局および大学の稠密臨時観測点のアメリカ・プレートに準拠した速度分布。GEONET 観測局の速度を赤、稠密臨時観測点の速度を青の矢印で示す。

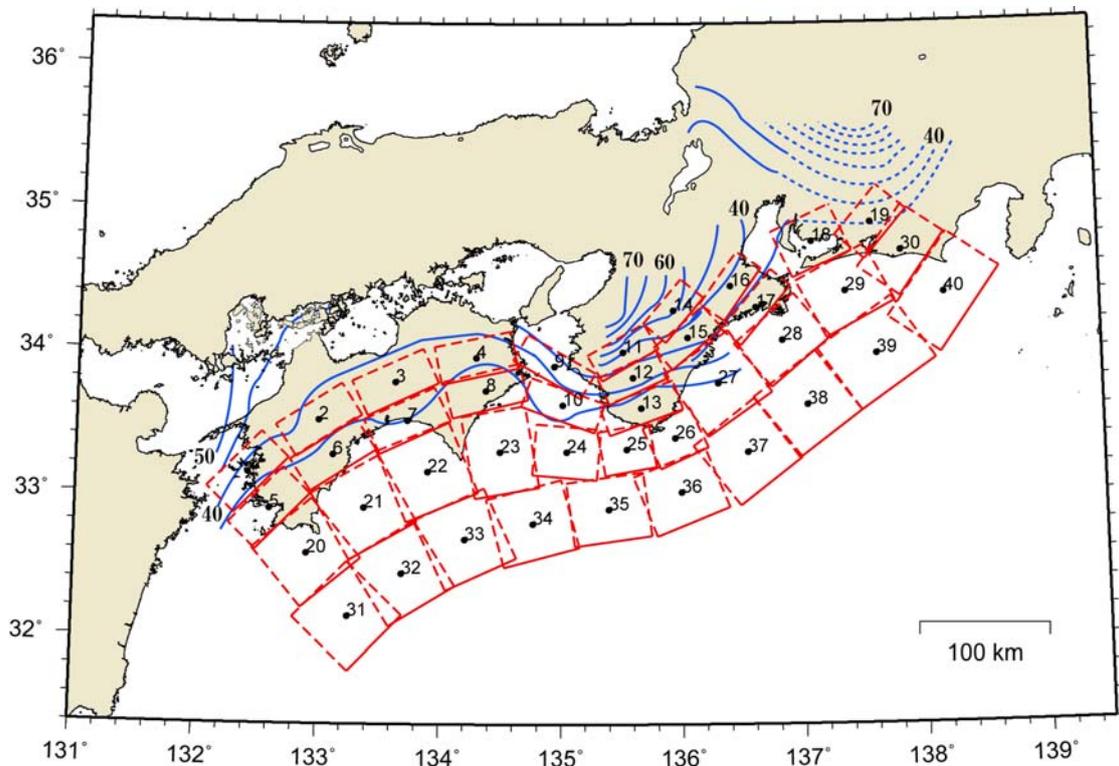


図2 本研究で用いたプレート境界面のモデル。赤い矩形はすべり欠損を推定する矩形断層。青い実線は三好・石橋(2004)<sup>8)</sup>による震源分布の等深度線。

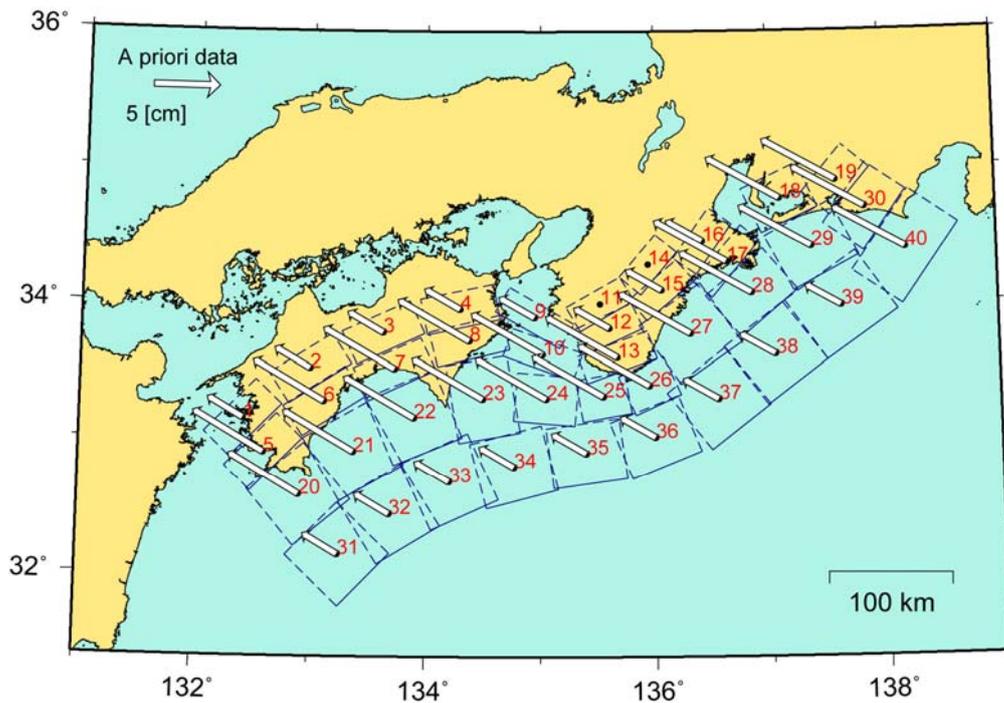


図3 先験的情報として与えた Miyazaki and Heki(2001)<sup>12)</sup>に基づくすべり速度

源分布の上面より約 10km 浅い位置に明瞭な境界面が確認され、この境界がフィリピン海プレートの上面と考えられている(梅田・他, 2005<sup>9)</sup>;伊藤・他, 2005<sup>10)</sup>;蔵下・他, 2002<sup>11)</sup>)。

そこで本研究では、三好・石橋(2004)<sup>8)</sup>で得られたフィリピン海プレートの上面の深さをさらに 5km 浅くしたモデルを参考にして、新たなプレート境界面の設定を行った。本研究で使用した各断層面の位置、走向、傾斜角は表 1 に示す。

インバージョンの際の先験情報として、Miyazaki and Heki (2001)<sup>12)</sup>によるアムールプレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度 6.5cm/yr (N55° W)を用いた(図 3)。ただし、温度構造を考慮して、深さ 25km までの断層面にはプレート速度の 100%、深さ 25-35km には 50%、それより深部ではカップリング無しとした。また、南海トラフ軸近傍のセグメント(断層番号: 31~39)に関しては、堆積物によって固着が弱められている可能性を考慮して、本研究ではプレート速度の 50%を先験情報として与えた。

表 1 設定した断層パラメータと推定されたすべり量及びそのすべり角。断層の位置は、各矩形小断層の中心の位置を表す。

Fault No.	Latitude [°]	Longitude [°]	Depth [km]	Strike [°]	Dip [°]	1998-2000		2001-2004	
						Rake [°]	Slip [cm/yr]	Rake [°]	Slip [cm/yr]
1	33.15	132.42	29.0	224	12.0	309.8	4.3	322.4	2.5
2	33.52	133.00	29.0	237	12.0	317.0	2.6	302.3	2.5
3	33.79	133.63	29.0	245	12.0	301.2	2.0	303.3	1.7
4	33.96	134.30	29.0	258	12.0	30.4	1.1	66.3	1.3
5	32.90	132.60	22.5	224	12.0	268.5	3.5	292.4	1.9
6	33.28	133.12	22.5	237	12.0	280.8	2.0	280.8	1.6
7	33.52	133.73	22.5	245	12.0	305.5	2.7	311.4	2.5
8	33.73	134.38	22.5	256	12.0	333.0	1.0	325.2	1.0
9	33.90	134.95	30.0	300	23.5	79.8	2.1	92.1	2.7
10	33.63	135.02	21.5	290	16.0	359.5	2.6	15.4	2.0
11	34.00	135.52	42.0	240	25.0	356.1	2.3	349.8	2.7
12	33.82	135.60	31.0	245	25.0	298.0	1.7	301.9	1.0
13	33.61	135.67	22.0	250	17.5	324.2	1.5	327.9	1.2
14	34.29	135.94	41.5	220	25.0	321.3	2.1	328.0	2.3
15	34.10	136.06	30.5	230	25.0	302.6	1.9	295.3	2.2
16	34.46	136.42	30.0	215	24.0	289.3	2.9	291.1	2.6
17	34.31	136.63	23.5	220	7.0	253.7	2.2	241.6	1.4
18	34.77	137.10	22.5	245	8.0	322.3	2.6	348.5	1.9
19	34.90	137.60	21.0	220	10.0	292.2	3.8	297.9	2.3
20	32.59	132.91	16.0	230	6.0	283.8	2.7	278.8	2.2
21	32.91	133.38	16.0	240	6.0	308.8	6.2	311.3	4.3
22	33.16	133.90	16.0	247	6.0	293.6	5.2	295.5	4.8
23	33.30	134.50	15.5	260	6.0	331.2	5.1	330.9	3.8
24	33.30	135.05	15.5	275	8.0	342.1	7.2	338.2	7.2
25	33.32	135.55	15.5	260	10.5	320.4	2.9	319.4	2.2
26	33.40	135.95	15.5	245	9.0	292.2	1.5	310.3	1.3
27	33.78	136.31	20.0	235	10.0	303.0	2.4	304.4	2.1
28	34.08	136.85	18.5	230	9.0	315.5	3.6	314.0	2.8
29	34.42	137.38	17.5	242	5.0	322.9	5.7	333.6	5.7
30	34.70	137.85	15.5	215	9.0	284.0	1.2	279.0	0.9
31	32.15	133.25	10.0	224	6.0	277.0	4.1	279.5	4.3
32	32.45	133.69	10.0	238	6.0	296.1	4.4	294.7	6.0
33	32.69	134.21	10.0	245	6.0	300.3	4.4	294.5	7.0
34	32.80	134.77	9.0	255	6.0	319.0	3.9	322.9	5.6
35	32.90	135.40	9.0	262	7.0	329.1	3.6	336.7	4.7
36	33.02	136.00	9.0	248	9.0	316.0	3.7	322.7	5.2
37	33.30	136.55	10.0	232	10.0	295.7	3.7	303.8	5.4
38	33.63	137.05	10.0	233	10.0	301.2	3.9	312.9	5.8
39	33.98	137.63	10.0	235	10.0	313.5	5.9	328.8	9.2
40	34.40	138.20	8.0	215	11.0	283.6	5.1	284.8	3.5

(c) 業務の成果

推定されたすべり欠損速度を図4および5に示す。緑の矢印が推定されたすべり速度で、海へ向かっているものはすべり欠損を示す。図6は、Miyazaki and Heki (2001)<sup>12)</sup>によるアムール・プレートに対するフィリピン海プレートの相対運動速度 6.5cm/yr を用いて計算した、図4に示す1998年～2000年までの水平速度から推定されるプレート境界面上のカップリング率である。陸域の赤と青矢印は、それぞれ観測および計算水平速度である。誤差楕円は1σである。なお、南海トラフ軸近傍の断層セグメント(断層番号:31～39)に対しては、陸域のデータは十分な解像力を持たないため、本研究では議論できない。また、紀伊水道沖のセグメント(断層番号:24)の解像度も低く、推定されるすべり欠損速度も有意なものとはいえない。以上、解像度の低いセグメントを除く断層セグメントに対して、推定されたすべり欠損速度分布の特徴を、以下に述べる。

四国沖(断層番号:21～23)では、1998年～2000年のデータに対しては5.1～6.2cm/yr、2001年～2004年のデータに対しては3.8～4.8cm/yrのすべり欠損速度が推定される。寒色系はカップリング率が高いことを示す。すなわち、南海地震の想定震源域に相当する四国沖では58～95%のカップリング率となり強い固着が示唆される。しかし、足摺岬沖のセグメント(断層番号:20)のすべり欠損速度は、2.7cm/yr(1998年～2000年)または2.2cm/yr(2001年～2004年)と推定され、34～42%と低いカップリング率が得られる。1946年の昭和南海地震をはじめ、過去の多くの地震の破壊領域が足摺岬沖を西縁とすることが知られているが、カップリング率が低い領域の存在により破壊領域が規定されることを示唆する結果と考える。一方、四国沿岸部直下のプレート境界面(断層番号:5～8)では、1.0～3.5cm/yr(1998年～2000年)または1.0～2.5cm/yr(2001年～2004年)のすべり欠損が推定され、カップリング率は15～54%と固着は急激に低下する。

一方、東南海地震の想定震源域である、紀伊半島南東部沖(断層番号:27、28、29)では2.4～5.7cm/yr(1998年～2000年)あるいは2.1～5.7cm/yr(2001年～2004年)のすべり欠損速度が見積もられ、東側のセグメントほどその速度は大きい。渥美半島沖のセグメント(断層番号:29)では、カップリング率88%と強い固着が示唆されるが、紀伊半島南東部沖(断層番号:27、28)では、カップリング率が32～55%となり、南海地震の予想震源域よりその固着は弱いことが示唆される。平成17年度の結果でも認められたことであるが、紀伊半島直下のセグメントのうち、深さ20～35kmの断層面(12、13、15)ではすべり欠損速度が1.0～2.2cm/yrと見積もられる一方で、深部まで伸びるセグメント(11、14)では2.1～2.7cm/yrとやや大きく、その向きもプレートの沈み込む方向と約90°異なる。高温の深部での強いカップリングは生じていないと考えられるので(Hydnman et al., 1995<sup>13)</sup>)、橋本・他(2005)<sup>3)</sup>が指摘するようにプレート間カップリング以外の要素、例えば西日本外弧の剛体運動の影響などを深部の断層セグメントのすべり欠損に押し付けた結果となっていると考える。

平成17年度の研究で認められた紀伊半島先端部沖で小さなすべり欠損速度が、今年度の解析においても認められる。使用したデータの密度や期間が異なるのにもかかわらず、同じところにカップリング率の低い領域が認められたので、かなり確度の高い情報と考える。潮岬沖のセグメント(断層番号:25および26)では1.5～2.9cm/yr(1998年～2000年)あるいは1.3～2.2cm/yr(2001年～2004年)という低い速度が推定されている。そ

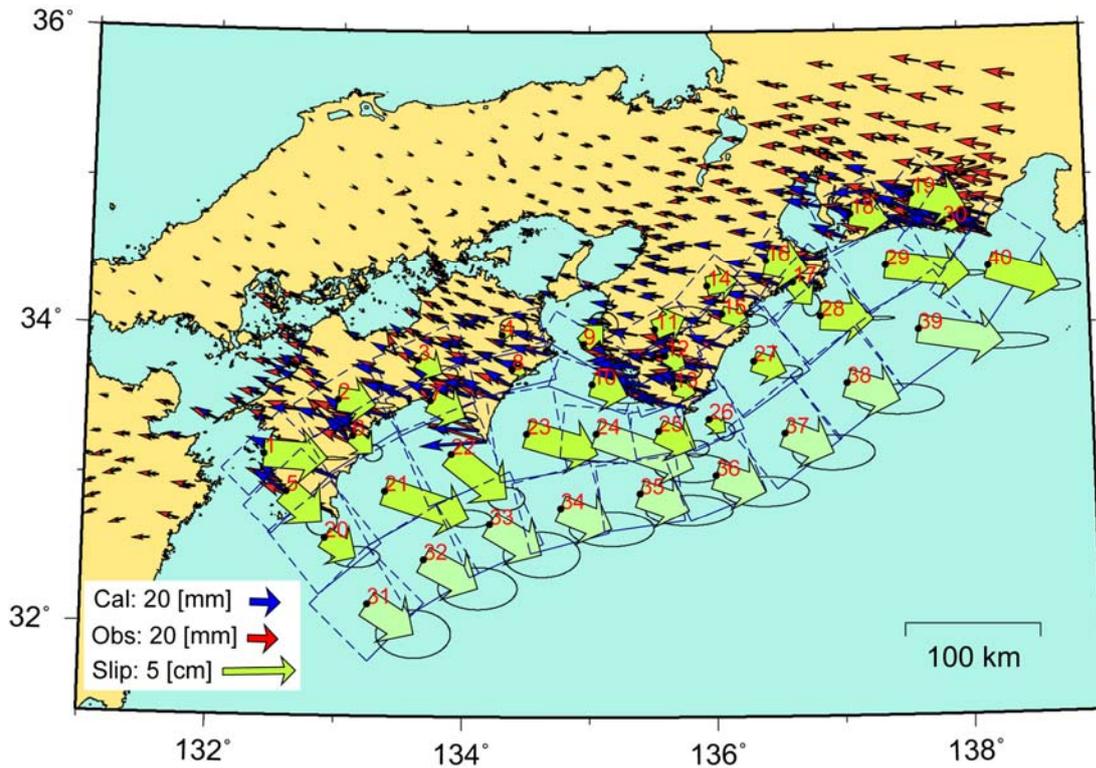


図4 1998～2000年の GEONET データと稠密臨時観測データを用いたインバージョンで推定されたすべり欠損速度分布。青矢印が計算された水平速度、赤矢印が観測水平速度、緑の矢印が推定されたすべり欠損速度を示す。解像度の悪い小断層については、薄い緑色で表示している。

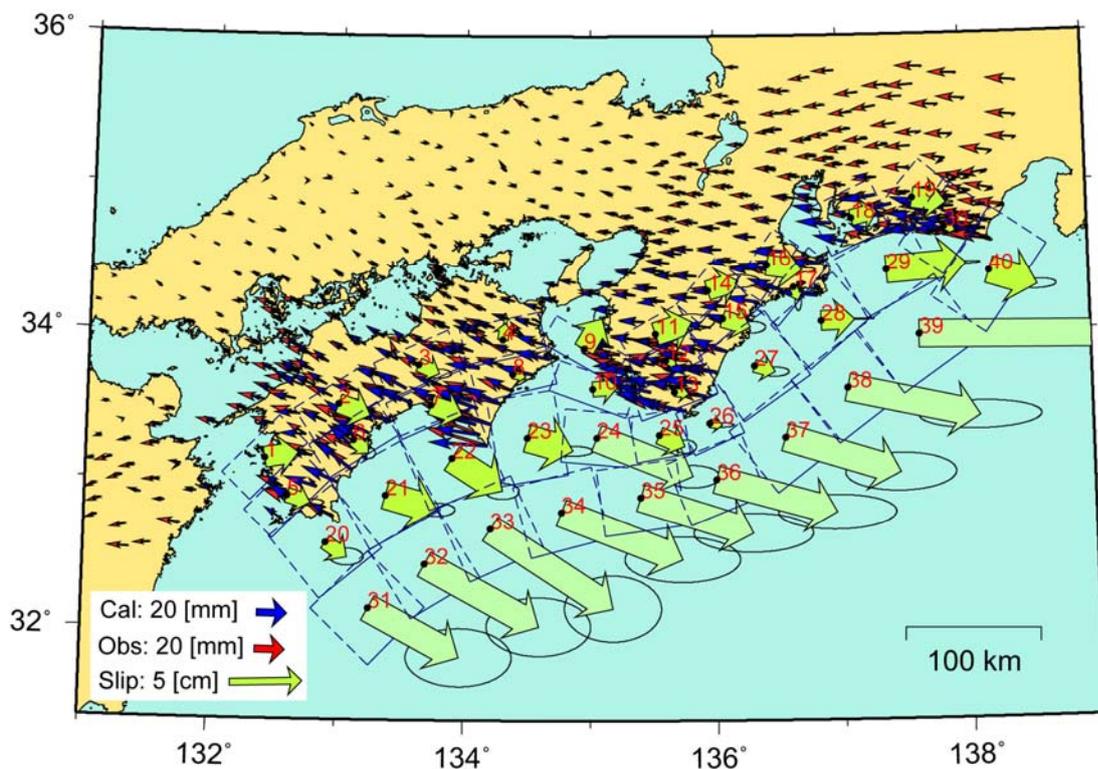


図5 2001～2004年の GEONET データと稠密臨時観測データを用いたインバージョンで推定されたすべり欠損速度分布。矢印等は図4と同じ。

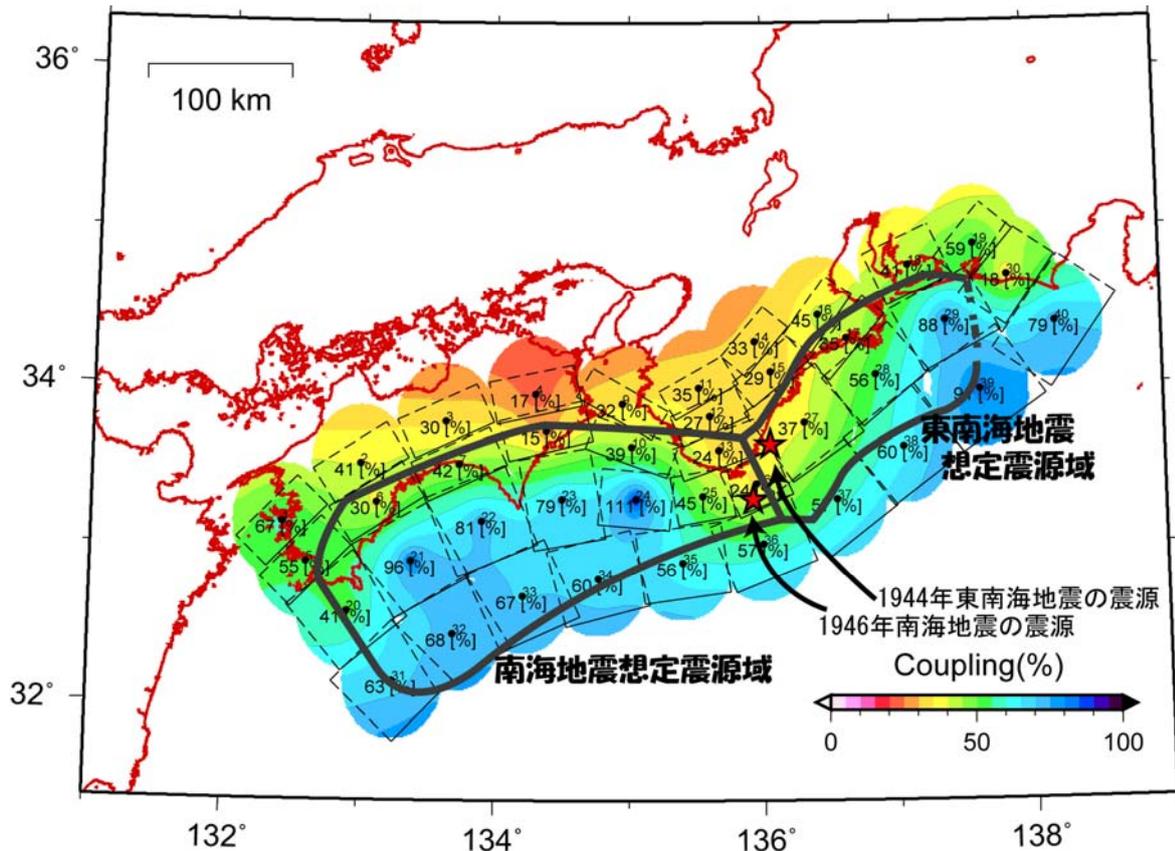


図6 1998～2000年のすべり欠損速度分布から推定したプレート間カップリング率の分布。寒色になるほど、カップリング率が高くなるように表示している。太線は地震調査委員会(2001)<sup>14)</sup>による東南海・南海地震の想定震源域。赤い星は1944年東南海および1946年南海地震の震央。

のカップリング率は20～45%となり、プレート間の固着が周囲より弱いことが再確認された。

新しい地殻構造調査結果に基づいてプレート境界面を用いたプレート間カップリングの推定において、新たなデータを追加した解析を行った結果でも、紀伊半島先端部でのカップリング率が小さいことを再確認した。

(d) 結論ならびに今後の課題

西南日本のGEONETデータおよび稠密GPS臨時観測による水平速度を用いた先験情報つきインバージョン解析により、南海トラフ沿いのプレート間カップリングの推定を行った。その結果、南海地震の想定震源域では100%近いカップリング率が、東南海地震の想定震源域では30～60%のカップリング率が推定された。平成17年度の解析で確認された過去の東南海・南海地震の震源域の境界領域でありかつ1944年東南海地震及び1946年南海地震の破壊開始領域である紀伊半島先端部沖のカップリング率が低い領域は、今年度の解析でも明瞭に描き出された。さらに、足摺岬沖にカップリング率の低い領域が新たに確認された。これらの結果は、カップリングの弱いセグメントの存在が、巨大地震を引き起

こす断層運動を規定している可能性を示している。

このカップリング分布が、南海地震発生に向けた過程のスナップショットを見ているのか、あるいは空間的に固定されたものなのか、いずれかによって将来発生する地震像も大きく変化する可能性がある。このため、GPS 以前の変動や昭和の地震時の変動などのデータに対して、同じプレート境界面の形状を与えて、詳細なプレート間カップリングや地震時すべり分布を推定し、今回の結果と比較検討することがまず必須である。

次節で述べるように、媒質の不均質が断層運動による変位場に少なからぬ影響を及ぼす。したがって、プレート形状とならんで詳細な速度構造や比抵抗構造などを取り込んだ数値モデルを利用して、変位場の計算、さらにはすべり／すべり欠損の分布を推定することが、次の課題となろう。

謝辞：本解析にあたり、国土地理院の GEONET データを使用させて頂きました。記して感謝いたします。

#### (e) 引用文献

- 1) 小林知勝, 橋本学: 新しい地殻構造調査結果に基づく南海トラフ沿いにおけるプレート間カップリングの推定, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度) 成果報告書, pp. 579-586, 2006.
- 2) Tabei, T., Hashimoto, M., S. Miyazaki, K. Hirahara, F. Kimata, T. Tanaka, Y. Eguchi, T. Takaya, Y. Hosono, F. Ohya, and T. Kato: Subsurface structure and faulting of the Median Tectonic Line, southwest Japan inferred from GPS velocity field, *Earth Planets and Space*, Vol.54, pp. 1065-1070, 2002.
- 3) 橋本学, 尾上謙介, 大谷文夫, 細善信, 藤田安良, 佐藤一敏, 瀬川紘平: 紀伊半島ヒンジライン GPS 観測: プレート間カップリングと 2004 年紀伊半島南東沖地震, 京都大学防災研究所年報, No.48, pp.157-166, 2005.
- 4) 柄賢太郎, 田部井隆雄, 松島健, 加藤照之, 宮崎真一, 加藤佐代正, 金山清一: 稠密 GPS 観測による四国地方の地殻変動場と中央構造線の運動様式, 日本地震学会講演予稿集 2005 年秋季大会, P024, 2005.
- 5) Prawirodirdjo, L. and Bock Y.: Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, doi: 10.1029/2003JB002944, 2004.
- 6) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75, pp.1135-1154, 1985.
- 7) Akaike, H.: Likelihood and bayes procedure, in *Bayesian Statistics*, edited by Bernardo, J. M., DeGroot, M. H., Lindley, D. V. and Smith, A. F. M. University Press, Valencia, Spain, pp. 143-166, 1980.
- 8) 三好崇之, 石橋克彦: 震源分布から見た伊勢湾から四国西部にかけてのフィリピン海スラブの形状, 地震, Vol.57, pp.139-152, 2004.
- 9) 梅田康弘, 他: 近畿圏大深度弾性波探査 (新宮-舞鶴測線) 大都市圏大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 16 年度

成果報告書, pp.19-112, 2005.

- 10) 伊藤潔, 他: 新宮-舞鶴測線地殻構造探査に基づく地震波反射面とフィリピン海プレート, 日本地震学会講演予稿集 2005 年度秋季大会, B018, 2005.
- 11) 蔵下, 他: 四国東部地域における地殻及び最上部マントルの地震波速度構造と沈み込むフィリピン海プレートの形状, 地震, Vol.54, pp.480-505, 2002.
- 12) Miyazaki, S. and Heki K.: Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, Vol.106, pp.4305-4326, 2001.
- 13) Hydman, R. D. and Wang, K.: Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, Vol. 100, pp.15373-15392, 1995.
- 14) 地震調査委員会: 南海トラフの地震の長期評価について, 平成 13 年 9 月 27 日, 2001.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
小林知勝, 橋本学	新しい地殻構造調査結果に基づく南海トラフ沿いにおけるプレート間カップリングの推定	日本地球惑星科学連合 2006 年大会	平成 18 年 5 月 14 日
Kobayashi, T. and M.Hashimoto	Estimate of Interplate Coupling along the Nankai Trough by Using a New Plate Model	Asia Oceania Geosciences Society 3rd Annual Meeting, Singapore	平成 18 年 7 月 10 日
小林知勝, 橋本学, 田部井隆雄	GEONET および紀伊半島・四国稠密 GPS 臨時観測データを用いた南海トラフ沿いのプレート間カップリングの推定	日本地震学会 2006 年秋季大会	平成 18 年 11 月 1 日
Kobayashi, T., M.Hashimoto and T.Tabei	Estimate of Interplate Coupling along the Nankai Trough, Southwest Japan, Using a New Plate Interface Model	American Geophysical Union 2006 Fall Meeting	平成 18 年 12 月 14 日
橋本学	断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程	大大特 ( I ) 成果報告会	平成 18 年 11 月 29 日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願  
なし
- 2) ソフトウェア開発  
なし
- 3) 仕様・標準等の策定  
なし

## (2-2) 地殻および上部マントルの不均質構造の断層運動による地表変位に与える影響

橋本学（京都大学防災研究所）

hasimoto@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

### (a) 業務の要約

沈み込むフィリピン海プレートの形状および地殻・マントルの三次元構造を考慮した数値モデルを用いて、断層運動による地表変位を計算した。三次元不均質構造を考慮した場合と均質媒質モデルで計算した場合には、ピークの位置のずれや数%の変位の増減が認められた。これらの結果は、プレート間カップリングを推定する上で、精密な不均質構造の情報が重要であることを示す。

### (b) 業務の実施方法

平成 14 年度の業務において作成した三次元不均質構造を考慮した有限要素モデルを用いて、断層運動による地表変位が不均質構造によりどの程度影響を受けるか調べた。具体的には、図 1 に示す三次元有限要素メッシュ（節点数 111240、要素数 103707）中のプレート上面にすべりに等価な強制荷重を与えて、変位を計算した。このメッシュは、水平方向 630km×585km、深さ方向 200km の大きさで、メッシュ間隔は細かいところで約 10km である。沈み込むフィリピン海プレートの形状は、中村・他(1997)<sup>1)</sup>の等深発地震面に基づいて作成している。地殻の構造として、Zhao et al.(1992)<sup>2)</sup>のコンラッドおよびモホ面の推定結果を用いている。沈み込んだフィリピン海プレートの厚さは、30km とした。これらの各層の物性定数を表 1 に示す。なお、このメッシュについては、均質媒質を仮定し、側面への均一荷重、および、地表面の 1 節点への集中荷重のテスト計算により、おおむね良好な結果を示すことを確認している。

プレート上面におけるすべりは、Melosh and Raefsky(1981)<sup>3)</sup>による分割節点法 (Split Node Technique) を用いて等価節点荷重を計算し、これを荷重とし変位計算を行った。ただし、使用した MSC/NASTRAN には、この手法が装備されていないので、Yoshioka et al.(1989)<sup>4)</sup>で開発したプログラム・コードの該当部分を使用して等価節点荷重を計算した。境界条件は、底面 (Z=-200km) および両サイドの鉛直面および陸側の鉛直面においてはいわゆるローラー境界条件 (面に直交する変位を拘束し、面内の変位はフリーとする) を

表 1 各層の物性定数

	ヤング率(GPa)	剛性率(GPa)	ポアソン比
均質媒質モデル	100	40	0.25
三次元構造モデル			
上部地殻	80	32	0.25
下部地殻	110	42	0.30
プレート	180	72	0.25
アセノスフェア	170	67	0.25

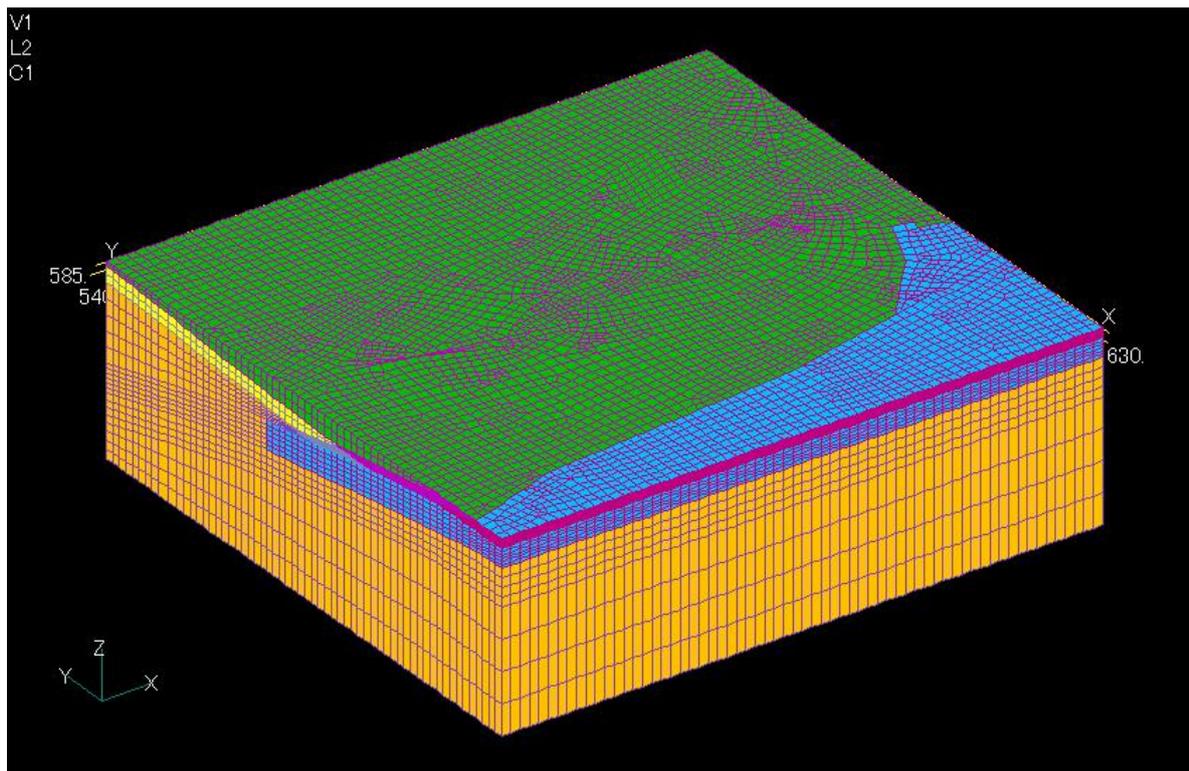


図1 計算に用いた三次元有限要素メッシュ。青い部分がプレート、緑の部分が上部地殻、黄色い部分が下部地殻、オレンジの部分がアセノスフェア。

適用した。ただし、陸側の底面の2つコーナーでは全成分を拘束することとなる。計算は京都大学学術情報メディアセンターの大型計算機システムにて実行し、解析ソフトウェアはMSC/NASTRANを使用した。

### (c)業務の成果

図2～4に計算結果の一例を示す。いずれも海溝軸より約100km陸よりで深さ約24kmのプレート境界面上の1節点において、プレート境界面を境界面とするすべりを与えた場合の地表変位である。それぞれX方向、Y方向およびZ方向の単位すべりに対して、均質媒質および三次元構造モデルによる変位場を示す。分割節点法による計算は、すべりを与えた節点と、これが含まれる各要素の側面全てが断層面となる。ただし、すべりの分布は面の端では0となる不均一な分布となっている。Z方向の食い違いに対する変位場を計算したのは、プレート境界面が傾斜しているため、プレート境界面上の逆（あるいは正）断層運動を忠実に表現するために必要となるためである。ただし、この例ではプレート境界面の傾斜が小さいので、近似的にX方向の食い違いは右横ずれ、Y方向は正断層、さらにZ方向は開口に対応する。

図2～4において、水平変位については不均質媒質モデルでの計算結果が場所によって数10%大きくなっている。図2と3においては、断層の真上の隆起と沈降の境界付近では、水平変位の方位にも差が認められる。上下変位についても、不均質媒質モデルによる計算結果の方が、隆起・沈降のピークの値が大きくなっている。上下変動0のコンターも不均質媒質モデルと均質媒質モデルのケースで、最大1節点（約10km弱）ずれていることが

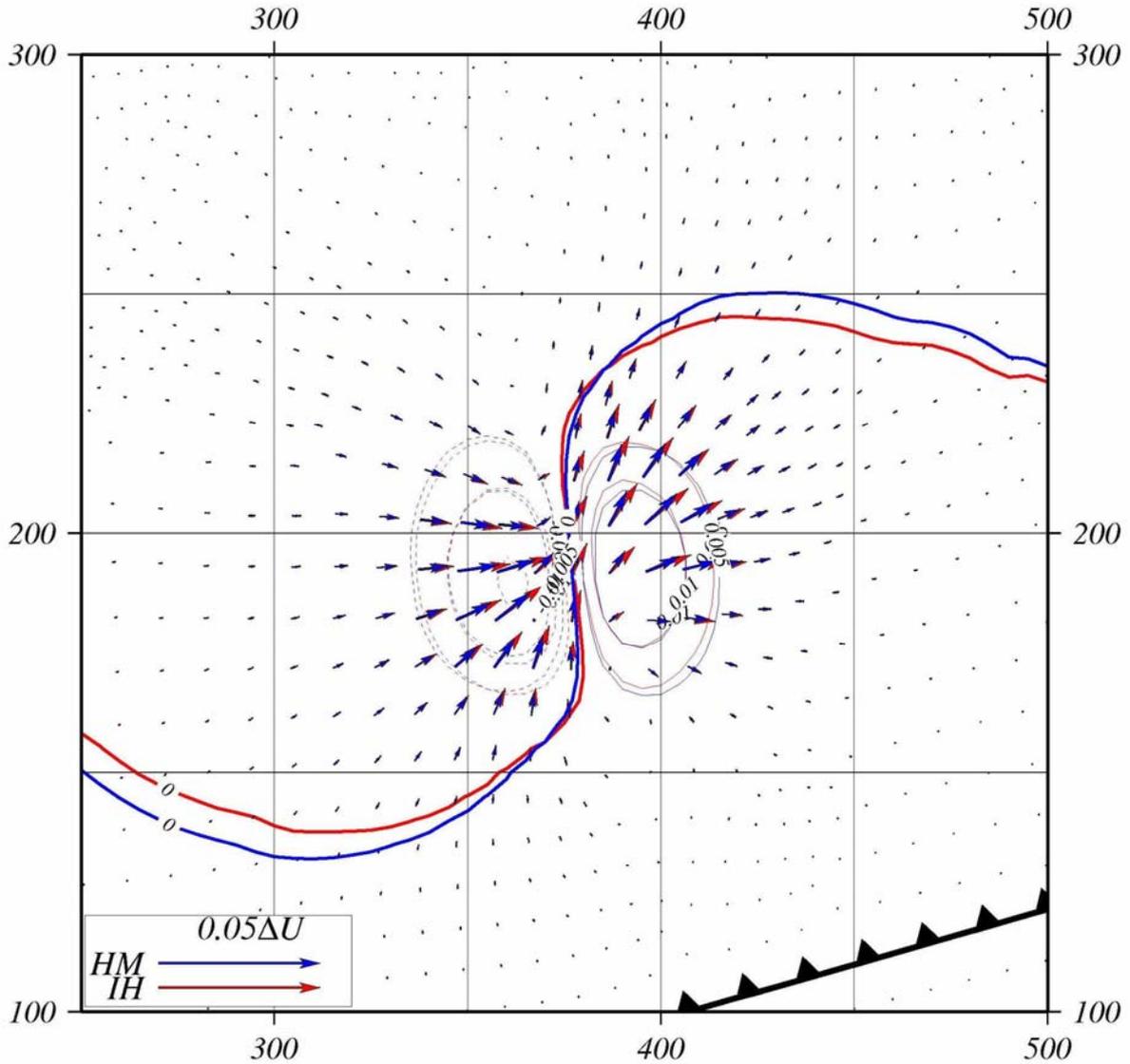


図2 均質媒質モデル（青矢印と青いコンター）および三次元構造モデル（赤矢印と赤いコンター）で計算した X 方向の単位食い違い変位に対する地表変位場。▲のついた太い実線がトラフ軸（図1中、青と緑色の領域の境界）を示す。実線のコンターは隆起、破線のコンターは沈降を示す。不均質媒質モデルのケースでは-0.05 のコンターが現れるが、均質媒質のモデルでは見られない。

認められる。なお、上下変位の 0 のコンターがディスロケーションの理論的な計算結果に見られるような対称なパターンになっていないのは、節点の分布および密度、境界条件などの影響と考える。

上記の結果は、GPS 等で得られる変位のインバージョンにおいて不均質媒質を考慮すると、推定されるすべり分布が数 10%程度変化することを示唆する。特に、均質媒質モデルにおいて小さいすべりが推定される場合は、今回のように上部地殻に剛性率が小さい物質が存在する不均質媒質モデルではより小さいすべりとなることが考えられる。

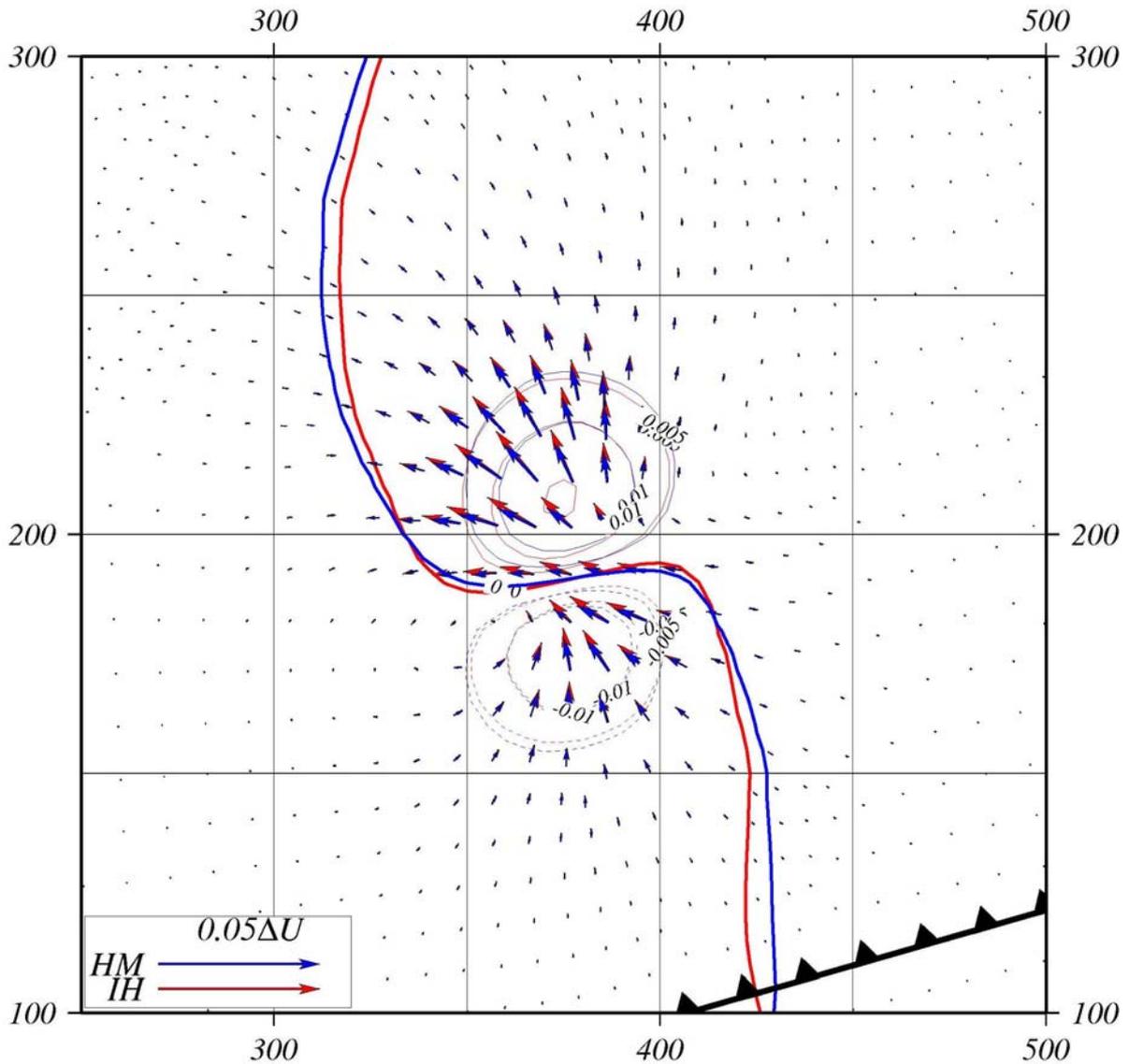


図3 均質媒質モデル（青矢印と青いコンター）および三次元構造モデル（赤矢印と赤いコンター）で計算した Y 方向の単位食い違い変位に対する地表変位場。▲のついた太い実線がトラフ軸を示す。実線のコンターは隆起、破線のコンターは沈降を示す。不均質媒質モデルのケースでは 0.05 のコンターが現れるが、均質媒質のモデルでは見られない。

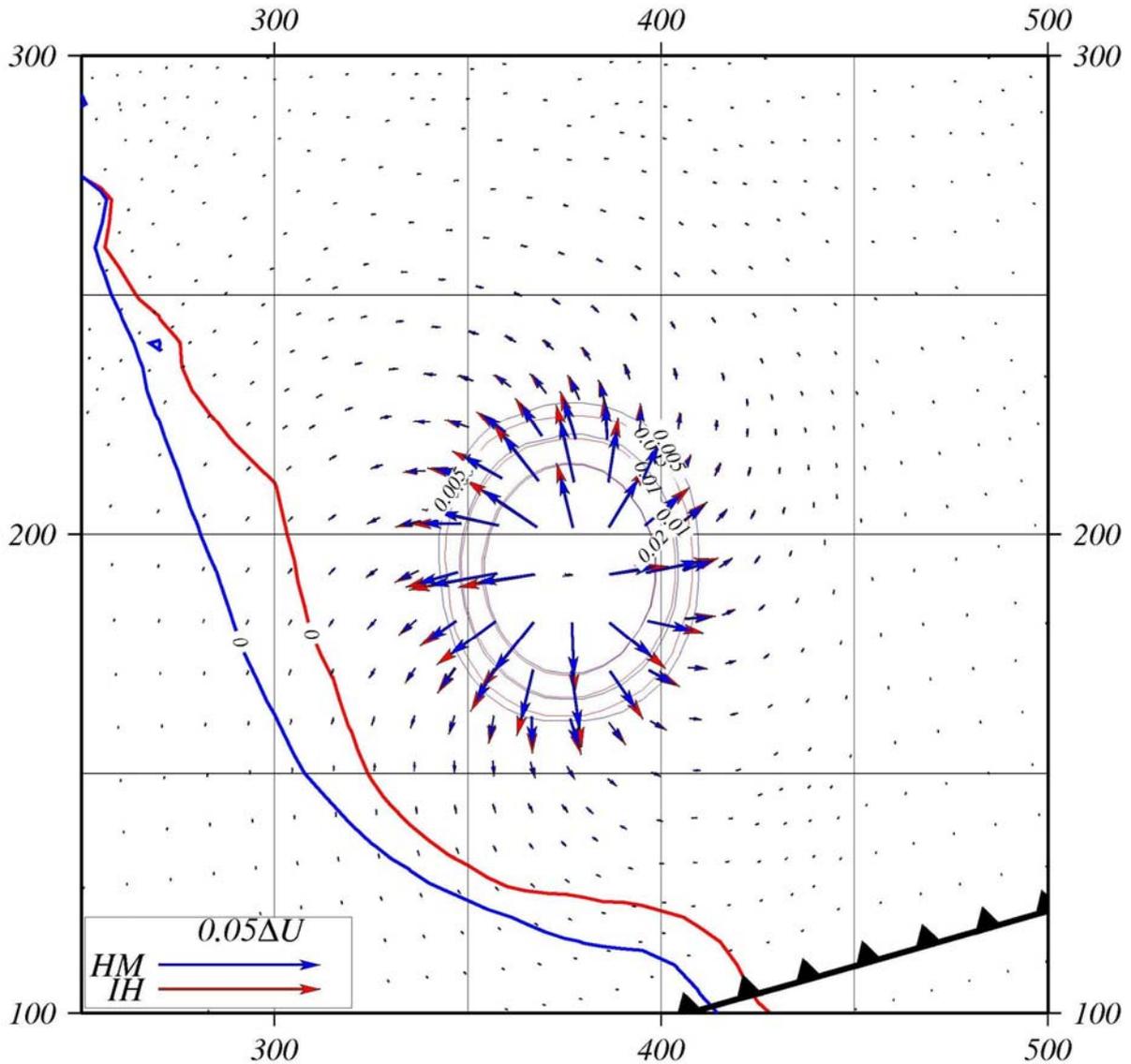


図4 均質媒質モデル（青矢印と青いコンター）および三次元構造モデル（赤矢印と赤いコンター）で計算したZ方向の単位食い違い変位に対する地表変位場。▲のついた太い実線がトラフ軸を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

三次元不均質媒質を考慮した有限要素モデルを用いて、プレート境界面上の単位すべりに対する地表変位の計算を行った。上部地殻に剛性率の小さい媒質を仮定した場合は、均質媒質モデルによる変位と比較して、最大で数10%程度大きい変位が得られた。これは、観測変位からインバージョンによりプレート境界面上のすべりあるいはカップリング分布の推定を行う場合、正確な不均質構造を得ることが重要であることを示している。

今回の解析ではプレート境界面上の1点のすべりに対する変位を計算したのにとどまるので、他の点に対しても同様な計算を行い、これらをGreen関数としてインバージョンを試みるのが次の課題である。さらに、大大特はじめ各種の探査で得られた地殻構造の情報を用いてモデルを修正し、より精密なすべり分布の推定を行うことが必要である。

(e) 引用文献

- 1) 中村正夫, 渡辺晃, 許斐直, 木村昌三, 三浦勝美: 西日本外帯における地殻下地震の活動特性, 京都大学防災研究所年報, Vol.40, B-1, 27-35, 1997.
- 2) Zhao, D., S. Horiuchi, and A. Hasegawa: Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan islands, *Tectonophysics*, Vol.212, pp. 289-301, 1992.
- 3) Melosh, H.J., and A. Raefsky: A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, Vol.71, pp. 1391-1400, 1981.
- 4) Yoshioka, S., M. Hashimoto, and K. Hirahara: Displacement fields due to the 1946 Nankaido earthquake in a laterally inhomogeneous structure with the subducting Philippine Sea plate – a three-dimensional finite element approach, *Tectonophysics*, Vol.159, pp. 121-136, 1989.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
橋本学	断層の準静的モデルの構築と歪蓄積過程	大大特 ( I ) 成果報告会	平成 18 年 11 月 29 日

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

- 1) 特許出願  
なし
- 2) ソフトウェア開発  
なし
- 3) 仕様・標準等の策定  
なし