

## 震度分布に基づく 1751 年越後・越中の地震の断層モデルの評価

東電設計<sup>\*</sup> 菅原 正晴

東京電力<sup>†</sup> 植竹 富一

Evaluation of the fault model for the Echigo-Etchu earthquake of 1751 from seismic intensity data

Masaharu SUGAHARA

Tokyo Electric Power Services Co., Ltd., 3-3-3, Higashi-Ueno, Taito-ku, Tokyo 110-0015 Japan

Tomiichi UETAKE

The Tokyo Electric Power Co., Inc., 4-1 Egasaki-cho, Tsurumi-ku, Yokohama, 230-8510 Japan

We tried to estimate a location of the fault plane and magnitude of the Echigo-Etchu earthquake of 1751 using the seismic intensity distribution data obtained from historical documents. Seismic intensity at a site can be calculated using attenuation curve and site amplification factor if source parameters and site location were given. We calculated the seismic intensity distributions for many fault models and selected the best fit model by comparing with historical data. The moment magnitude was estimated 7.0 and the location of the fault was at west margin of Takada Plain.

Keywords: Seismic intensity, Fault model, Attenuation, Takada Plain, Echigo-Etchu earthquake of 1751

### §1. はじめに

1751 年越後・越中の地震は、高田平野付近を震央とする M7.0 ~ 7.4 の地震とされており [宇佐美 (2003)], 新潟県上越地域で最大級の歴史地震である。

この地震については、上越市本町を中心に史料が比較的多く残されており、名立小泊付近一帯には山崩れなどの地変が多く発生したとある (東京大学地震研究所, 1984, 1989, 1994)。

高田平野周辺には、渡辺・他 (1998, 2002) が平野東西両縁に沿って活断層が連続的に存在することを示しており、中田・今泉 (2002) においても高田平野東縁・西縁断層として示されている。吾妻・他 (2006) は、高田平野断層帯のトレンチ調査を行ったが、1751 年越後・越中の地震の震源断層との対応については言及されていない。ただし、地震調査研究推進本部地震調査委員会の高田平野断層帯の評価 [地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009)] によれば、1751 年越後・越中の地震は高田平野西縁断層系で発生した地震と評価されている。

近年、国の中央防災会議や地震調査研究推進本部では、距離減衰式を用いた簡便法による地震動評価においても、点震源ではなく震源となる断層面を想

定することが一般的となっている (例えば、地震調査研究推進本部, 2002)。従って、地震災害対策を推進するためには歴史地震についても震源断層を設定していくことが重要となりつつある。

震度分布から震源情報を抽出する試みには次のようなものがある。

中村・他 (1996) は、日本列島下の三次元減衰構造を用いて広域の震度分布が再現できることを示し、歴史地震における震源位置の推定への適用性を議論している。ただし、中村・他 (1996) の検討では、震源は点震源として考えており、地形・地質の違い等による地盤特性の違いは考慮されていない。

また、神田・他 (2003) は、震度の距離減衰式を用いて広域の震度分布データから震源断層上のエネルギー放出分布をインバージョンする手法を提案し、1944 年東南海地震、1946 年南海地震へ適用している。地盤特性の影響は、観測震度と距離減衰式から予測される震度との差としている。

徳光・他 (2006) は、中央防災会議や地震調査研究推進本部が用いている巨視的な断層モデルを想定し距離減衰式と地形分類に基づく地盤増幅を用いた地震動評価により、1828 年三条地震の震度分布を再現できる断層モデルを評価している。本報告では、

<sup>\*</sup> 〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3 sugar アットマーク tepsco.co.jp

<sup>†</sup> 〒230-8510 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1 uetake.tomiichi アットマーク tepco.co.jp

徳光・他(2006)と同様に震度分布の再現性を基準に、1751年越後・越中の地震の断層パラメータの推定を行った。

## §2. 断層モデルの評価手法

### 2.1 震度の算定方法と断層モデルの適合度判定

徳光・他(2006)と同様に断層面を仮定し、計算される震度分布と史料から推定された震度分布を比較することにより、断層モデルの評価を行う。図1に評価手順を示す。

はじめに断層面位置の変動範囲を設定し、変動範囲内で断層面の大きさ(長さ、幅)及び位置(基準点、走向、傾斜角、深さ)並びにモーメントマグニチュード(Mw)を複数モデル想定した。震度の計算は、司・翠川(1999)による硬質地盤上(Vs600m/s)での最大速度の距離減衰式(断層最短距離による評価式)と防災科学技術研究所による500mメッシュ地形分類データから求められた表層地盤増幅率(久保・他, 2003)より地表における最大速度を計算し、内閣府(2001)による速度と震度の関係式を用いて地表の震度(Ic:計算震度)に置き換える。

震度の推定値(Io)は、宇佐美(2003)の震度分布図及び宇佐美(1998, 1999, 2002, 2005)の新出史料から推定される震度を中央防災会議(2003)の解釈表を用いて計測震度に交換して得た。また、震度推定地点の位置は、地点名となっている市町村または集落の中心点付近の緯度・経度の値を地図ソフトで読み取った。Io及び地点位置に対する誤差の影響については付録で考察する。Ioの分布(震央距離200km以内)を図2に示す。

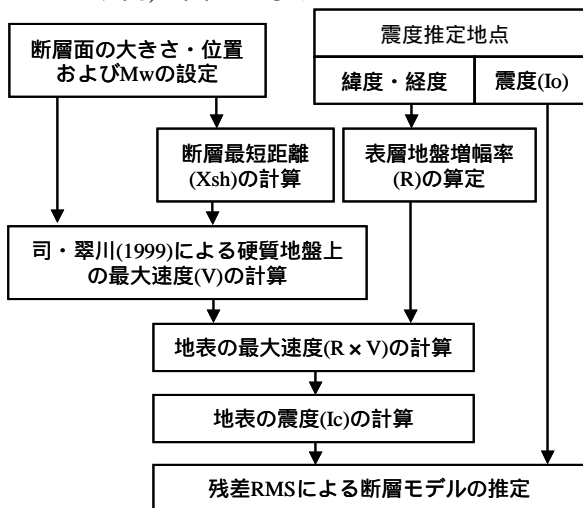


図1 断層モデルの評価方法のフロー

震度の適合度は、式(1)に示す指標(RMS)により評価する。Nは地点数である。断層の各パラメータ(Mw, 位置, 形状)の値を予め設定した範囲内でそれぞれ独立に変動させながら各震度推定地点のIcを計算し、RMSが最小となる断層パラメータを最適モデルの断

層パラメータと判断した。

$$RMS = \sqrt{\sum (I_o - I_c)^2 / N} \quad (1)$$

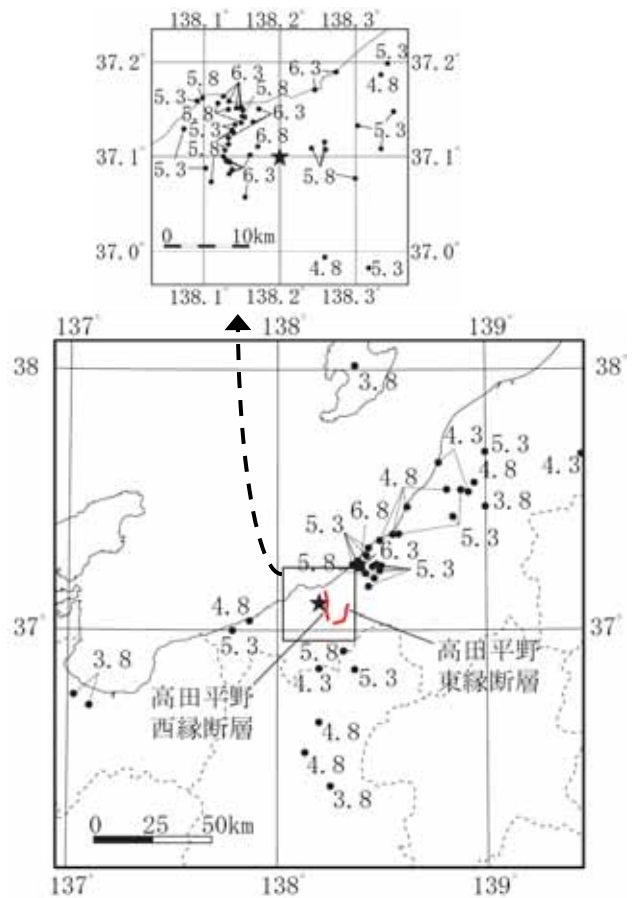


図2 評価地点の計測震度(Io)の分布

### 2.2 本手法による計算震度の妥当性の検討

徳光・他(2006)では、2004年新潟県中越地震の気象庁・自治体等の震度分布から本手法により断層面位置及びMwの推定を行い、同地震について気

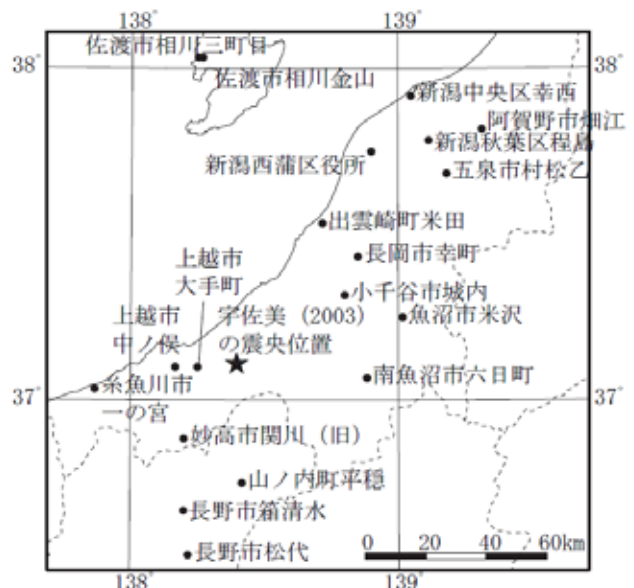


図3 妥当性検討の対象地点

象庁から報告された震源位置や防災科学技術研究所等から報告された  $M_w$  と対応が良いことを確認している。ここでは、近年の地震に対して気象庁で観測された震度( $I_{JMA}$ )と本手法による計算震度( $I_c$ )との対応状況を検討した。

図3に示すような高田平野を包含する領域内に位置する気象庁震度観測点において、1995年以降の  $M_w 5.5$  以上 ( $M_w$  は気象庁 CMT 解による。)の内陸地殻内地震で震源距離 300km 以内の地震に対して観測された震度を用いた。

気象庁で観測された震度( $I_{JMA}$ )と計算震度( $I_c$ )の対応状況を図4に示す。 $I_{JMA}$  と  $I_c$  は平均的によく対応しており、破線で示すように残差はほとんどのデータで  $\pm 1$  以内に収まっている。

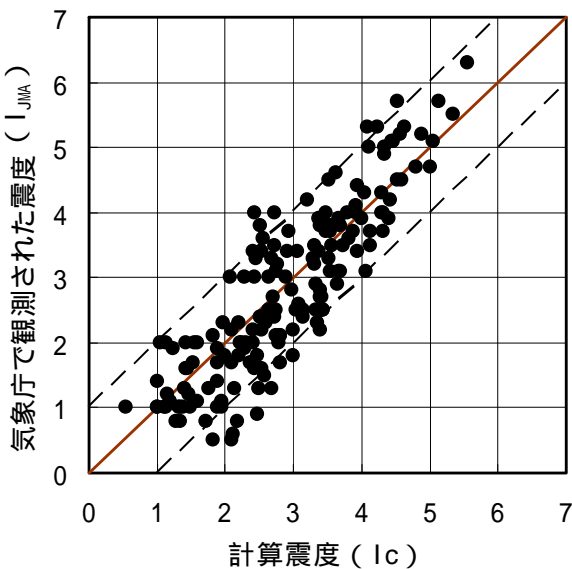


図4 気象庁で観測された震度( $I_{JMA}$ ) と計算震度( $I_c$ )の対応状況

### §3. 計算モデルの設定

中田・今泉(2002)によれば、高田平野周辺には高田平野西縁断層、高田平野東縁断層の2つが示されている。これらの断層が震源断層となる可能性を検討するために、走向は、高田平野東縁断層( $40^\circ$ : 東傾斜)及び高田平野西縁断層( $180^\circ$ : 西傾斜)の走向及び傾斜に合わせたモデルを考えた。

また、宇佐美(2003)による震央位置から 50km 以内で発生した  $M4.0$  以上で F-net による震源メカニズムが示された地震(震央分布を図5に示す。)の多くが傾斜角  $40^\circ \sim 50^\circ$  であること及び地震調査研究推進本部(2006)が周辺の主要断層帯の地震動評価に用いている傾斜角を参考に、断層の傾斜角は  $45^\circ$  と設定した。

断層上端深さは 3km とした場合の他に、宇佐美(2003)による震央位置周辺(35km 以内)の 1997 年 10 月以降に発生した気象庁震源に基づく地震(震源

分布を図6に示す。)の深さが 8km 以上のものが多いことから、上端深さ 8km とした場合も考慮した。

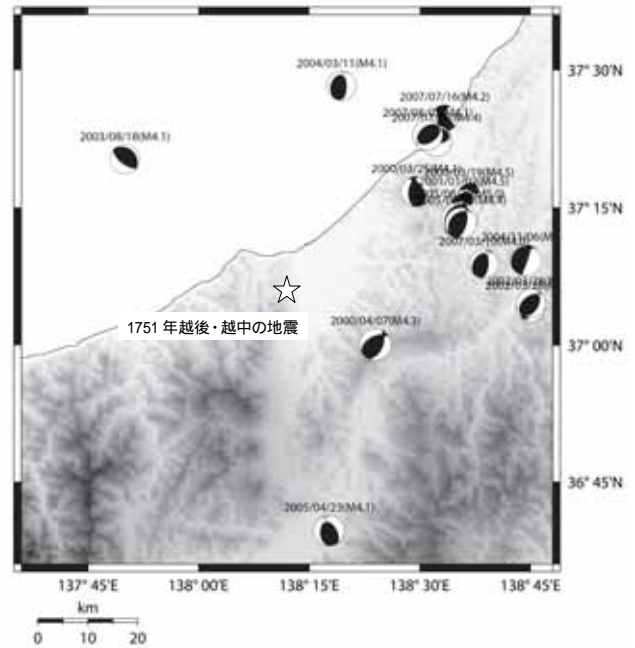


図5 周辺で発生した地震のメカニズム (震央から 50km 以内の  $M4.0$  以上, F-net)

表1 計算モデル一覧 (走向・上端深さ・傾斜角)

	走向(傾斜方向)	上端深さ	傾斜角
1	$N40^\circ E$ (東傾斜)	3km	$45^\circ$
2	$N180^\circ E$ (西傾斜)	3km	$45^\circ$
3	$N40^\circ E$ (東傾斜)	8km	$45^\circ$
4	$N180^\circ E$ (西傾斜)	8km	$45^\circ$

(断層長さ・幅)

$M_w$	6.7	6.8	6.9	7.0	7.1	7.2	7.3
長さ(km)	22	25	28	32	36	40	47
幅(km)	11	13	14	16	18	20	20

徳光・他(2006)による 1828 年三条地震のモデルを参考に、 $M_w 6.6$  の断層形状を断層長さ 20km、断層幅 10km とし、それ以外の  $M_w$  に対する断層形状は地震モーメントと断層面積のスケーリング(Kanamori and Anderson, 1975)に合わせて、スケーリングから求まる断層面積に基づき断層長さが断層幅の 2 倍となるように設定した。ただし、図6に示す多くの地震の震源深さが 8~23km の厚さ約 15km に分布している状況を参考に傾斜角  $45^\circ$  に対する断層幅 20km を上限として、断層面積に合うように断層長さを設定した。計算モデルの一覧を表1に示す。各モデルについて、宇佐美

(2003)の震度分布の震度6の範囲を包含するように、震央を中心とした50km×50kmの設定範囲(角度は断層の走向に合わせる)の中で断層面の中心点を5km間隔で変動させた121個の断層面を考えた。図7に一例としてモデル2のMw7.0に対応した断層面設定位置を示す。

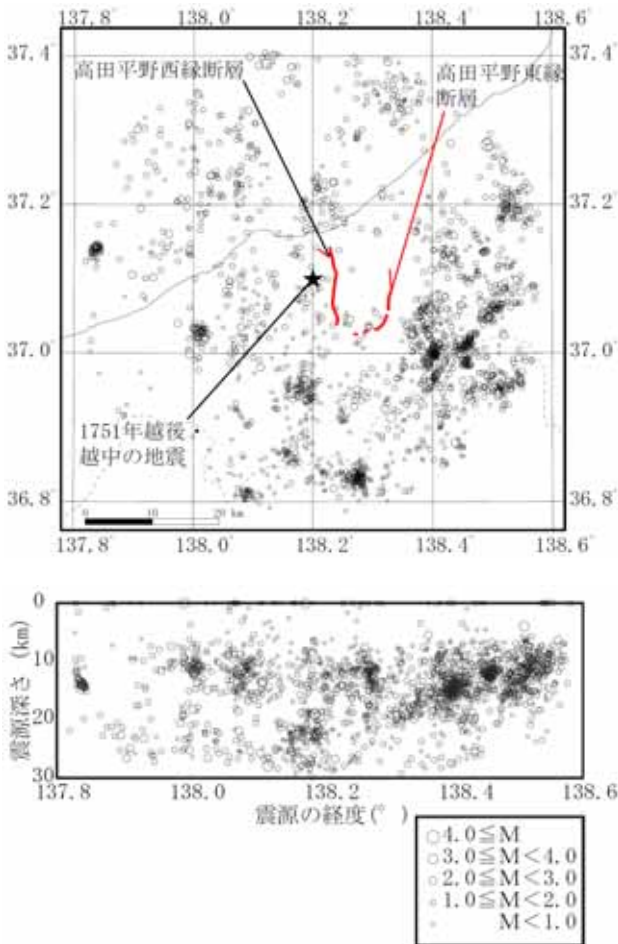


図6 周辺で最近発生した地震(気象庁震源)

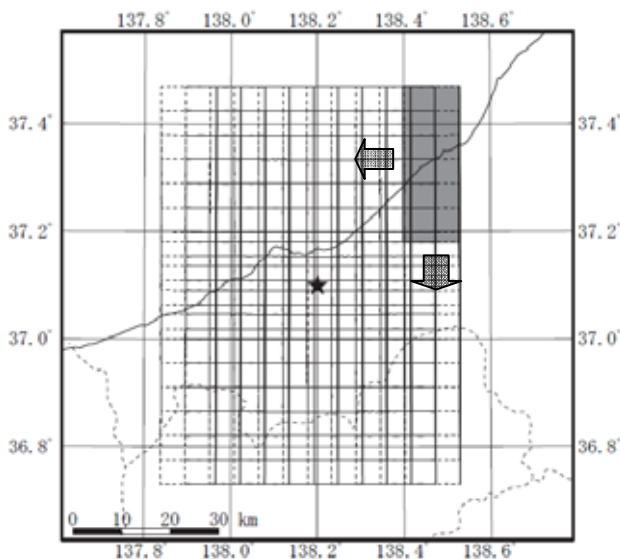


図7 断層面の設定位置(モデル2, Mw7.0)

#### §4. 評価結果

各モデルでRMSが最小となる断層パラメータに対する計算震度の分布を図8に示す。モデル1では、断層面が宇佐美(2003)による震央位置を包含する位置でRMSが最小となっているが、断層面の中心位置は宇佐美(2003)による震央位置より北側に求まっており、走向を合わせた高田平野東縁断層からは西側に離れた位置となっている。モデル2では、断層面の南東端がほぼ宇佐美(2003)による震央位置に対応し、かつ走向を合わせた高田平野西縁断層を北側海域に延ばしたような位置でRMSが最小となっているが、断層面の中心位置は宇佐美(2003)による震央位置より北側に求まっている。モデル3では、断層面が各モデルの中で宇佐美(2003)による震央位置に最も近くなる位置でRMSが最小となっているが、走向を合わせた高田平野東縁断層からは西側に離れた位置となっている。モデル4では、断層面が宇佐美(2003)による震央位置より西側でRMSが最小となっているが、断層の傾斜角で地表まで延ばした線は走向を合わせた高田平野西縁断層を北側海域に延ばしたような位置に求まっている。

また、各モデルでRMSが最小となる断層パラメータによる震度の残差( $I_0 - I_c$ )を、震度推定地点の震央距離に対して比較した結果を図9に示す。各モデルとも、震央距離によらず概ね震度が±1以内の残差で求まっており、走向の違いや上端深さの違いによる残差の傾向は変わらない。

各Mwに対して断層面位置を変化させて求めたRMSの最小値を図10に示す。RMSが最小となるMwはモデル1で6.9、モデル2で7.0となった。上端深さを8kmとしたモデル3で7.0、モデル4では7.1となり、上端深さを3kmとした場合よりMwが若干大きくなった。また、モデル1, 3(走向40°東傾斜)よりモデル2, 4(走向180°西傾斜)の方がRMSは若干小さく求まった。ただし、上端深さの違いによるRMSの最小値の差はほとんどない。

各モデルのRMSの最小値はそれほど大きな差異はないものの、モデル2のMw7.0としたケースのRMSの最小値が最も小さくなっており、宇佐美(2003)による震央位置に近く、走向を合わせた高田平野西縁断層の位置にも良く対応している。

#### §6. まとめ

1751年越後・越中の地震について、震度分布を良く説明できるような断層モデルの評価を行った。断層面の中心位置は宇佐美(2003)による震央位置よりやや北側に求まり、断層面全体としては高田平野東縁断層よりも高田平野西縁断層に近い位置に求まった。また、断層の走向については南北走向の方が若干震度分布の説明性が良い結果となり、Mwはほぼ7.0と推定された。

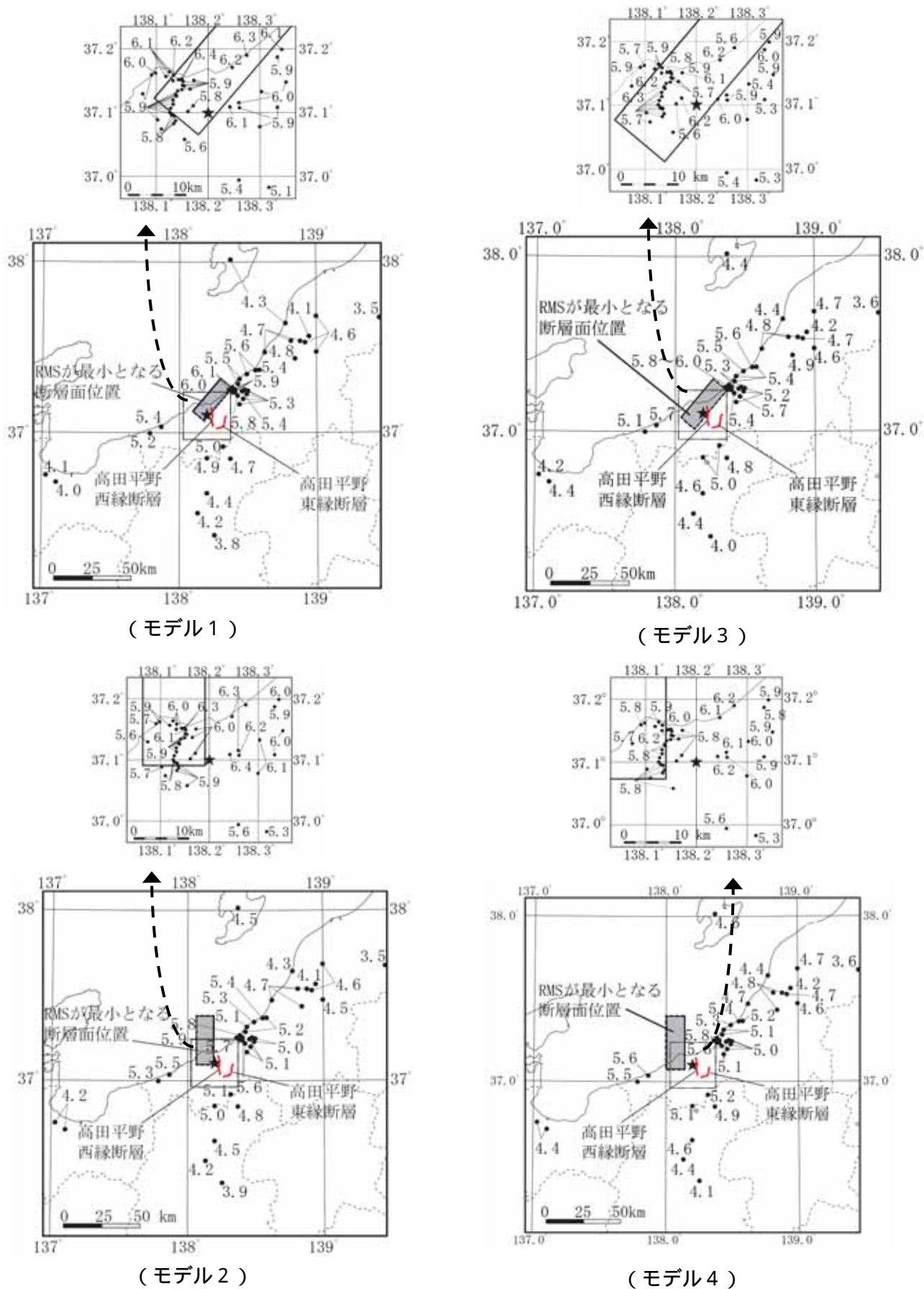


図8 各モデルで RMS が最小となる計算震度の分布

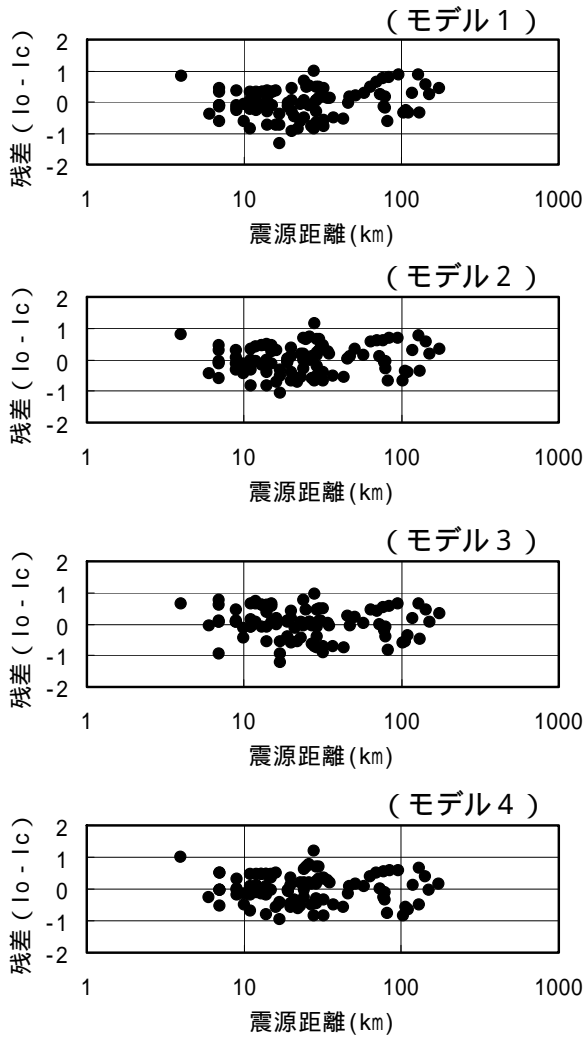


図9 各評価地点の(Io - Ic)の比較

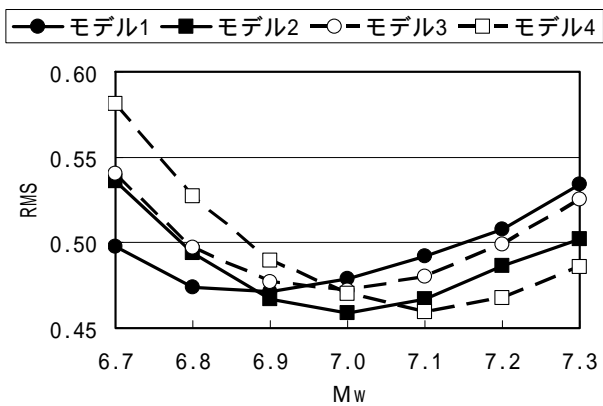


図10 各 Mw に対して最小となる RMS の分布

謝辞

宇佐美龍夫東大名誉教授から貴重なご意見を頂きました。震度データは(有)渡辺探査技術研究所殿よりご提供頂きました。匿名の査読者の方には細部にわたり有益なコメントを頂きました。また、気象庁震度データ及び防災科学技術研究所の「500m メッシュ地形分類データ」を利用させて頂きました。深く感謝い

たします。

対象地震：1751年越後・越中の地震

文献

吾妻崇・廣内大助・岩崎悦夫・宇佐美光宣, 2006, トレンチ掘削調査による高田平野断層帯の最新活動時期の検討, 日本地球惑星科学連合 2006 大会, S107-P014.

中央防災会議, 2003, 東南海, 南海地震等に関する専門調査会(第16回)参考資料2 強震動と津波の高さの検討に関する資料集 歴史地震の震度分布  
[http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/16/sankousiryou2\\_2.pdf](http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/16/sankousiryou2_2.pdf)

地震調査研究推進本部, 2002, 糸魚川 - 静岡構造線断層帯(北部, 中部)の地震を想定した強震動評価について, 地震調査委員会報告集 - 2002年1月~12月 -, 769-862

地震調査研究推進本部, 2006, 「全国を概観した地震動予測地図」報告書  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06\\_yosokuhizu/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/06_yosokuhizu/index.htm)

地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2009, 高田平野断層帯の長期評価, 平成21年3月18日,  
[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09mar\\_takada/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09mar_takada/index.htm)

Kanamori, H. and D.L.Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.65, 1073-1095

神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 2003, 震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のインバージョン解析, 地震 第2輯, 56, 39-57

気象庁, 2007, 平成19年12月地震・火山月報(カタログ編)CD-ROM

久保智弘・久田嘉章・柴山明寛・大井昌弘・石田瑞穂・藤原広行・中山圭子, 2003, 全国地形分類図による表層地盤特性のデータベース化, および, 面的な早期地震動推定への適用, 地震 第2輯, 56, 21-37

内閣府, 2001, 内閣府地震被害想定支援マニュアル(2001改訂版)  
<http://www.bousai.go.jp/manual/index.htm>

中村亮一・島崎邦彦・宇佐美龍夫・西村功・植竹富一・渡辺健, 1996, 日本列島下の三次元減衰構造及び震度データによる震源位置推定の試み, 歴史地震, 11, 29-36

中田高, 今泉俊文編, 2002, 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会

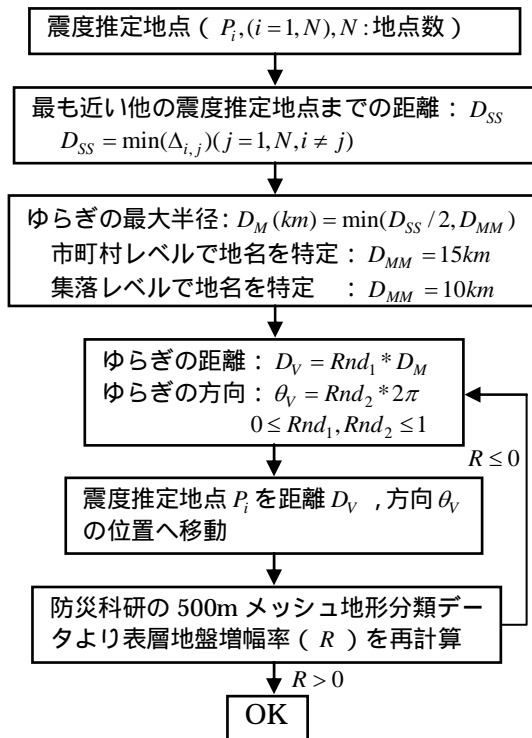
司宏俊・翠川三郎, 1999, 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,

日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70  
 徳光亮一・菅原正晴・植竹富一, 2006, 震度分布性  
 状から見た 1828 年三条地震の断層モデルの評  
 価, 歴史地震, 21, 173-180  
 東京大学地震研究所(編), 1984, 新収日本地震史  
 料 第三巻, 345-558  
 東京大学地震研究所(編), 1989, 新収日本地震史  
 料 補遺,  
 東京大学地震研究所(編), 1994, 新収日本地震史  
 料 続補遺,  
 宇佐美龍夫, 1998, 日本の歴史地震史料拾遺  
 宇佐美龍夫, 1999, 日本の歴史地震史料拾遺別巻  
 宇佐美龍夫, 2002, 日本の歴史地震史料拾遺二  
 宇佐美龍夫, 2003, 最新版 日本被害地震総覧, 東  
 京大学出版会,  
 宇佐美龍夫, 2005, 日本の歴史地震史料拾遺三  
 渡辺満久, 宮内崇裕, 今泉俊文, 1998, 高田平野  
 の活断層--第四紀後期の活動度--(演旨), 日  
 本地震学会秋季大会講演予稿集, 189-189.  
 渡辺満久, 堤浩之, 宮内崇裕, 金幸隆, 藤本大介,  
 2002, 1:25000 都市圏活断層図「高田」, 国土  
 地理院技術資料 D.1-No.396.

## 付録 震度推定地点の位置座標の誤差及び震度の推定値の誤差の影響に関する考察

震度推定地点の座標は現在の地名から判断して位置を推定しているが, 史料に示された実際の地点の座標に対して誤差が伴うと考えられ, 市町村レベルの地名しか特定できない場合は, 集落レベルで地名を特定できる場合に比べて位置座標の誤差が大きいと考えられる。また, 歴史地震の震度  $I_0$  の推定値にもある程度の誤差が伴うと考えられる。

そこで, 本文で用いた高田平野東縁断層の走向に合わせたモデル1でRMS が最小となるケースを基本ケースとして, 震度推定地点の位置座標と  $I_0$  の推定値の誤差が, 断層モデル(断層面位置とマグニチュード)の推定結果に与える影響について数値実験により検討を行った。

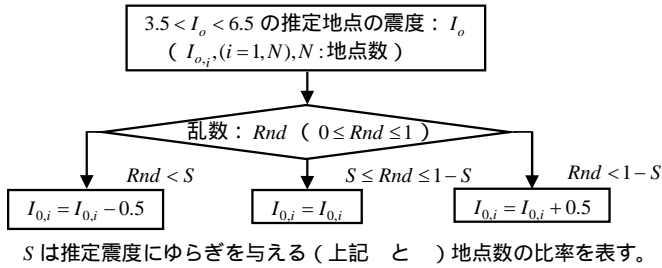


付図 1 震度推定地点の座標のゆらぎの設定フロー

### A1. 誤差の設定方法

震度推定地点の位置座標のゆらぎは付図 1 に示すフローで設定し, 本文で用いた震度推定地点の位置座標を変更した。最も近い他の震度推定地点までの距離の 1/2 をゆらぎの最大半径(RM)とした。ただし, 他の震度推定地点までの距離が遠い地点では, 市町村または集落の大きさを勘案して, 市町村レベルの地名しか特定できない場合は RM=15km, 集落レベルで特定できる場合は RM=10km を上限とした。本文で用いた震度推定地点に対して, RM の範囲内でゆらぎの距離と方向を乱数で与えた点を計算し, 表層増幅率を参照した。表層増幅率の値が参照でき

ない場合は海上の地点と判断し、値が参照できるまで乱数を与え直して位置座標を再設定した(検討ケースA)。



付図2 震度の推定値のゆらぎの設定フロー

$I_0$  の推定値のゆらぎは付図2に示すフローで設定し、本文で用いた  $I_0$  を変更した。全震度推定地点で乱数の値により、 $I_0$  を0.5小さくする、 $I_0$  を0.5大きくする、 $I_0$  を変えない、の3種類の変更を確率的に設定した。と の地点数の比率を25%とした場合(検討ケースB)と、10%とした場合(検討ケースC)の2ケースについて計算を行った。

### A2 計算結果

それぞれのゆらぎの検討ケース(検討ケースA～C)について、初期値を変えた10組の乱数による計算を行った。Mw6.9として、10組の乱数毎に、断層面位置を変化させてRMSの最小値を計算した結果を付図3に示す。検討ケースAのRMSは基本ケースとほとんど差はないが、検討ケースBでは基本ケースに比べてRMSが有意に大きく、検討ケースCでも若干大きくなっている。また、各乱数の組でRMSが最小となる場合の断層面位置を付図4に示す。検討ケースAでは、7つの乱数の組で基本ケースと同じ位置に求まっており、他の乱数の組で求まった位置もそれほど大きくはずれていない。これに対して、検討ケースBでは、乱数の組毎で求まる位置がばらついており、基本ケースと同じ位置に求まる乱数の組は1つだけとなっている。検討ケースCは、検討ケースBに比べて位置のばらつきは小さいが、基本ケースと同じ位置に求まる乱数の組は3つとなっている。

次に、RMSが最小となる乱数の組で、震度推定地点の震央距離に対して残差( $I_0 - I_c$ )を比較した結果を付図5に示す。検討ケースAやCでは、震央距離によらず概ね震度が±1以内の誤差で求まり、基本ケースと傾向はあまり変わらない。これに対して、検討ケースBでは、震央距離が30km以上の地点では基本ケースと傾向はあまり変わらないが、30km未満の地点では誤差が±1を超える地点が少なからず存在している。

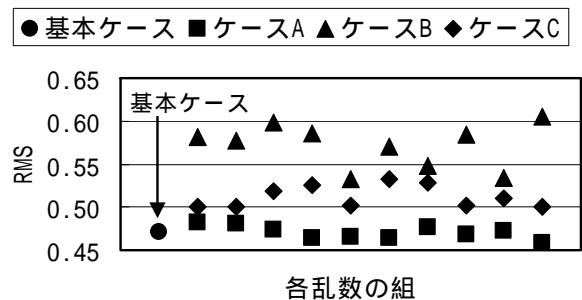
各ケースで乱数4の組を代表として選定し、6.7～7.3の各Mwに対してRMSの最小値を計算した結果を基本ケースと比較して付図6に示す。RMSが最小

となるMwは各ケースとも基本ケースと同じ6.9となっているが、ケースBではMw6.9～7.1でRMSの差はほとんどない。

### A3 結果に対する考察

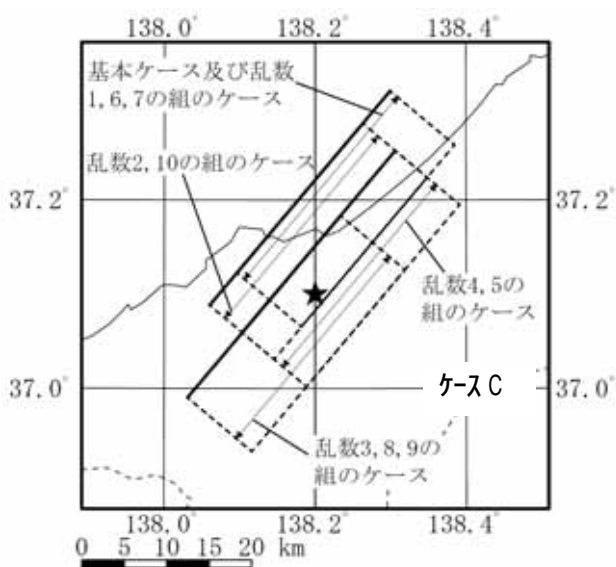
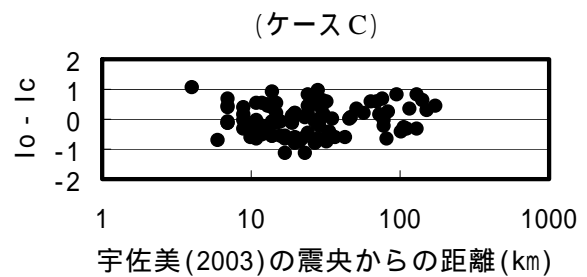
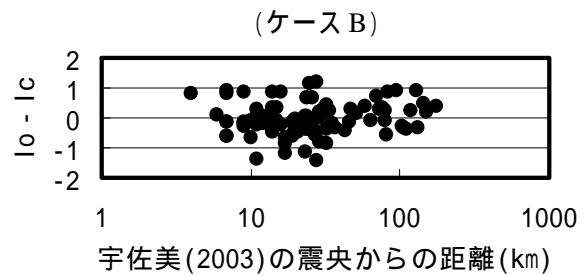
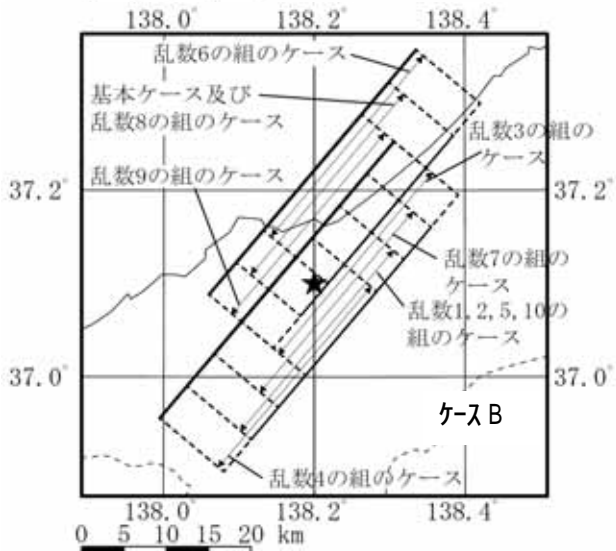
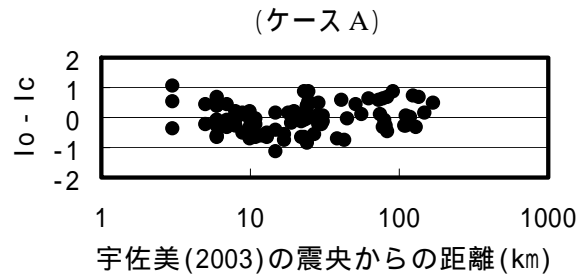
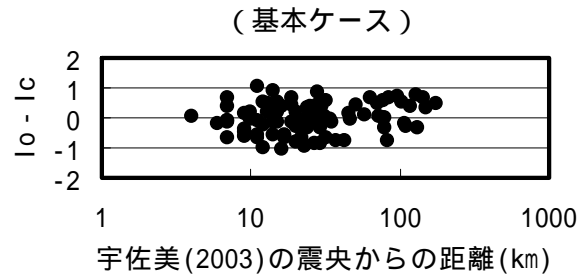
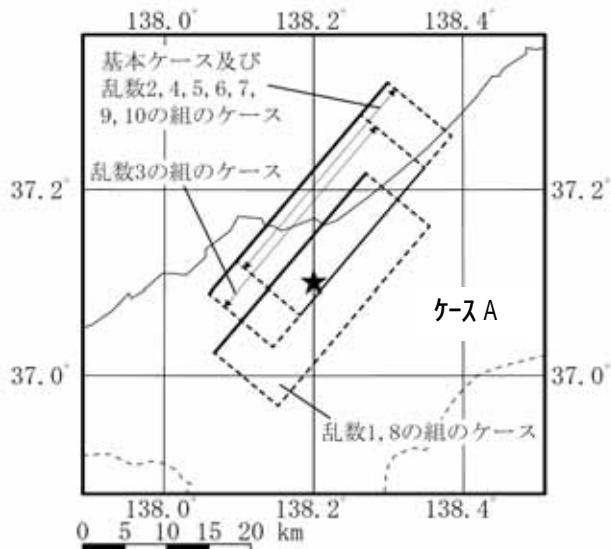
ケースAでは基本ケースの結果とそれほど大きな差が見られないことから、震度推定地点の位置座標のゆらぎが断層モデルの推定結果に与える影響は小さいと考えられる。

これに対して、ケースBやケースCのように $I_0$ の推定値のゆらぎが断層モデルの推定結果に与える影響は大きく、特に、断層面の位置の推定においては $I_0$ の推定値の精度が重要であると考えられる。

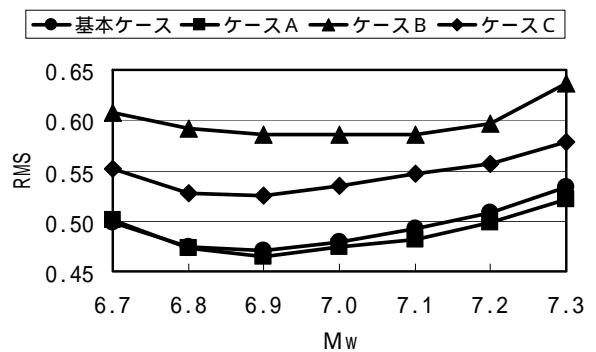


付図3 各乱数の組で最小となるRMSの比較





付図5 RMSが最小となる乱数のケースにおける残差 (lo - lc) の比較



付図6 各Mwに対して最小となるRMSの比較

付図4 各乱数の組でRMSが最小となる場合の推定断層面位置の比較