

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

東電設計(株)^{*1} 徳光 亮一
東電設計(株)^{*2} 菅原 正晴
東京電力(株)^{*3} 植竹 富一

The fault model of the 1828 Sanjo earthquake estimated from seismic intensity distribution data

Ryoichi TOKUMITSU

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

Masaharu SUGAHARA

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

Tomiich 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the fault plane and magnitude of the 1828 Sanjo earthquake using the seismic intensity distribution data obtained from historical documents.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. It is possible that the source parameters are looked for conversely from the seismic intensity distribution, too. We searched the combination of fault location and magnitude to reproduce the seismic intensity distribution of the event well. The moment magnitude was estimated at 6.6 and the location of the fault was at the east margin of Echigo Plain in the east side of Sanjo city.

§ 1. はじめに

1828 年 12 月 18 日(文政 11 年 11 月 12 日)に発生した三条地震は、激震地域が信濃川流域の平地で、震央位置は三条市付近(東経 138.9°, 北緯 37.6°), 震度 6 の範囲の広がりからマグニチュード(Mj) 6.9 と推定されている(宇佐美, 2003).

この地震については、史料が数多く残されており(東京大学地震研究所, 1984, 1989, 1994), 集落ごとに家屋の被害数に関する詳細な記録が残されている。これらの史料に基づき、特に震源付近の詳細な震度分布図が示されている(例えば、富田・他, 1986)。しかし震源断層については必ずしも明らかにされていない。大木・他(1998)はジオプレッシャー熱水による温度異常分布から三条市市街付近を通る東落ちの伏在活断層が存在する可能性を示しているが、1828 年三条地震との関連性については言及していない。また反射法地震探査結果やボーリング資料でも、断層の存在は確かめられていない(地質調査総合センター, 2002)。

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)。したがって歴史地震についても震源断層を特定していくことが重要となりつつある。

一方、震度分布から震源情報を抽出する試みはいくつか行われている。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。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。中村・他(1996)では地形・地質の違いによる地盤特性の違いは考慮されていない。神田・他(2003)では、観測震度と距離減衰式との差として地盤特性を評価しているが、現在の震度観測点が近傍にない場所では地盤特性は評価されないことになる。

本報告では、中央防災会議や地震調査研究推進本部が用いている距離減衰式と地形分類に基

*1 〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3

*2 〒110-0015 東京都台東区東上野 3-3-3

*3 〒230-8510 神奈川県横浜市鶴見区江ヶ崎町 4-1

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説明できる断層面位置とマグニチュードの推定を試みた。

§ 2. 評価方法

評価手法のフローを図-1に示す。はじめに断層パラメータ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)を複数ケース想定した。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と防災科学研究所による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)より適合性評価地点の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。ここで距離減衰式は断層最短距離による評価式を採用した。震度の適合性評価は、(1)のように評価地点におけるIoとIcとの差を用いた指標(FP)を計算する。予め設定した範囲内でFPが最小となるように断層面位置のグリッドサーチを行い、Mwの設定範囲内でFPが最小となるケースを最適な断層パラメータと判断した。

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

ここで、N: 適合性評価地点数

§ 3. 評価方法の妥当性の検討

本手法の妥当性を検討するため、震源が1828年三条地震に比較的近いと考えられる2004年新潟県中越地震の断層面を本手法により推定した。

はじめに距離減衰式の妥当性を検討するために、2004年新潟県中越地震の本震及び余震でF-netから示されたMw5.5以上の8地震(防災科学技術研究所, 2005)について、震度の距離減衰式を調べた。計算震度の精度は、新潟県内の震度観測点における計測震度(Io)と本手法により計算した震度(Ic)との差を求め、地震毎の差の平均値により確認することとした。ここで断層最短距離は気象庁による震源から

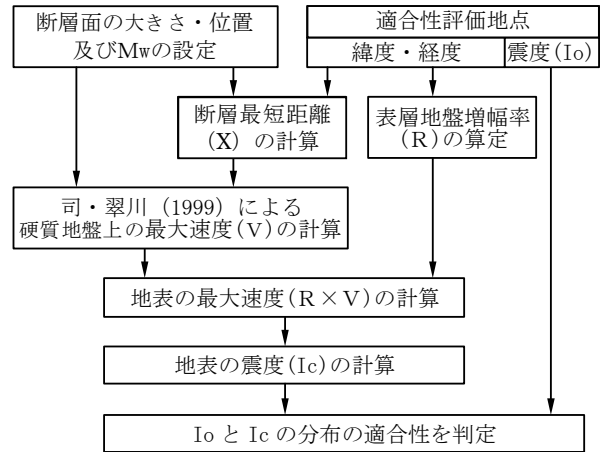


図-1 評価手法のフロー

の距離として計算した。8地震の諸元及び地震毎の差の平均及び標準偏差を表-1に示す。計測震度と計算震度の平均的な差は小さく、最大でも0.3程度となっている。

次に、2004年新潟県中越地震の本震(Mj6.8)について、§2に示した手法により断層パラメータを推定した。本震の断層は国土地理院(2005)から報告されている震源モデルを参考にして、長さ20km、幅10km、走向210°、傾斜角は西側傾斜で50°とし、上端深さは3kmとした。断層面の基準点の探索範囲は、余震分布等を参考にして、東経138.85~139.15°、北緯37.05~37.50°の範囲で0.05°刻みの格子点上に設定した。また、Mwの探索範囲は6.4~7.0とした。

適合性評価地点は、歴史地震資料では震度4以上の記録に比べて震度4未満の記録が少ないと考えられることと、司・翠川(1999)の距離減衰式の適用範囲等を考慮し、以下のケースとした。

ケース①: 震源距離200km以内の震度4以上の地点

ケース②: 震度5弱以上の地点

ケース③: 震源距離100km以内の地点

ケース④: 震源距離50km以内の地点

ケース①及び②は震度を基準に適合性評価地点

表-1 2004年新潟県中越地震本震及び余震の計算震度の精度

No.	地震発生日時	震源位置			Mw	震度観測点数	Io-Ic	
		東経	北緯	深さ			平均	標準偏差
1	2004.10.23 17:56	138° 52.0'	37° 17.6'	13km	6.5	121	0.02	0.48
2	2004.10.23 18:03	138° 59.0'	37° 21.2'	9km	6.0	105	-0.19	0.55
3	2004.10.23 18:12	138° 49.8'	37° 15.2'	12km	5.7	113	0.16	0.53
4	2004.10.23 18:34	138° 55.8'	37° 18.4'	14km	6.2	119	0.21	0.66
5	2004.10.23 19:46	138° 52.6'	37° 17.7'	12km	5.5	108	-0.30	0.66
6	2004.10.25 06:05	138° 56.8'	37° 19.8'	15km	5.6	115	-0.02	0.56
7	2004.10.27 10:40	139° 02.0'	37° 17.5'	12km	5.9	120	0.11	0.58
8	2004.11.08 11:16	139° 01.9'	37° 23.8'	0km	5.5	120	-0.19	0.50

を抽出し、ケース③及び④は震源距離を基準に適合性評価地点を抽出している。各ケースの適合性評価地点数は、ケース①で220地点、ケース②で61地点、ケース③で185地点、ケース④で57地点である。

気象庁及び自治体等の震度観測点の計測震度に基づき作成した震度分布を図-2に示す。震度5弱以上の分布は震源からほぼ同心円上に分布しているが、震度4は関東地方にしみ出している。

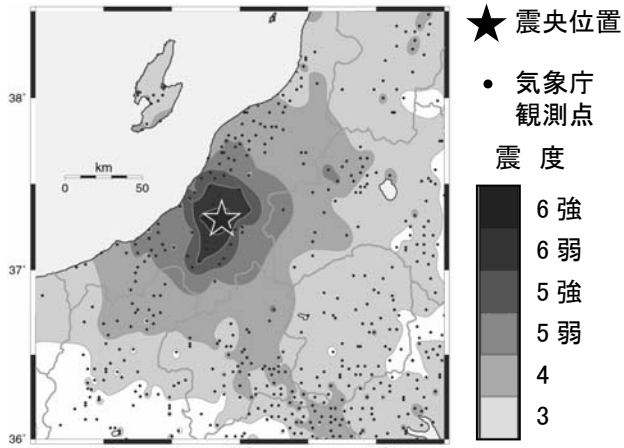


図-2 気象庁の震度分布

ケース①及び②について、最適な断層面位置及びMw、並びに計算による震度分布を図-3～図-4に示す。震度分布形状を図-2と比較すると、震度4～震度5強の分布が大きくなっている。ケース①では震度4の領域が関東地方に偏って分布することを説明するため、断層面が気象庁の震央位置よりもやや東側に算定されたが、ケース②では断層面が気象庁の震央位置付近に位置している。Mwは諸機関で報告されている6.7(気象庁, 2005), 6.6(国土地理院, 2005), 及び6.5(防災科学技術研究所, 2005)の値に比べ、ケース①では6.8とやや大きく求まっている。ケース①では、気象庁の震源位置よりも断層面が東側に算定されたため、図-2の震度5弱以上の分布を説明するためにMwが大きくなったと考えられる。このように、震度を基準に適合性評価地点を選定した場合には、遠方の大きな震度を説明しようとして、Mwを過大評価する可能性がある。

次に、ケース③及び④について、最適な断層面位置及びMw、並びに計算による震度分布を図-5～図-6に示す。震度分布形状を図-2と比較すると、震度4～震度5強の分布がやや大きくなっているが、概ね良く対応している。断層面位置は、適合性評価

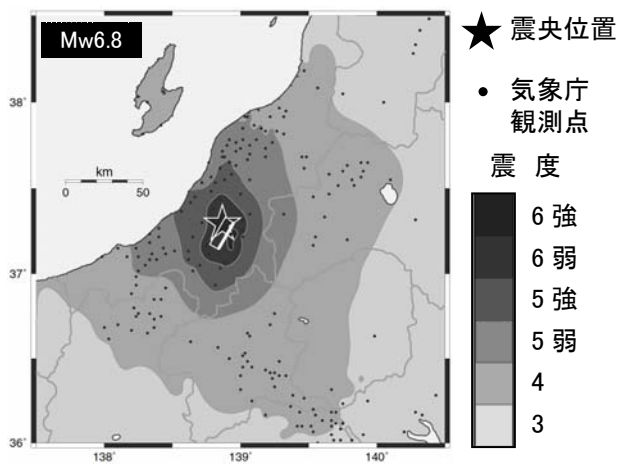


図-3 ケース①による震度分布

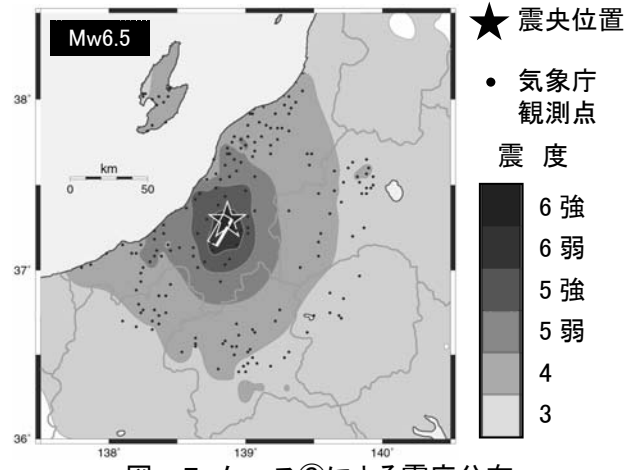


図-5 ケース③による震度分布

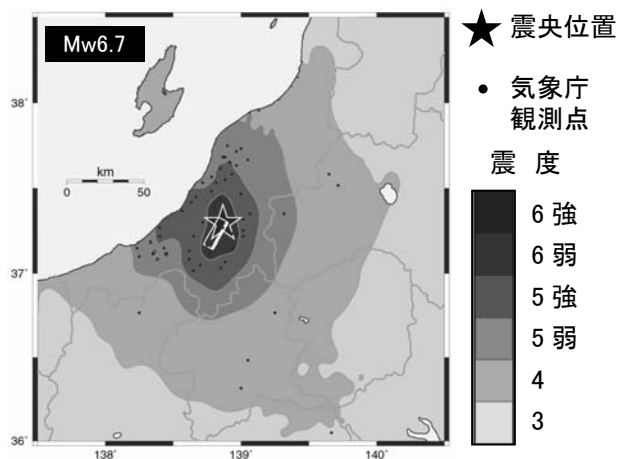


図-4 ケース②による震度分布

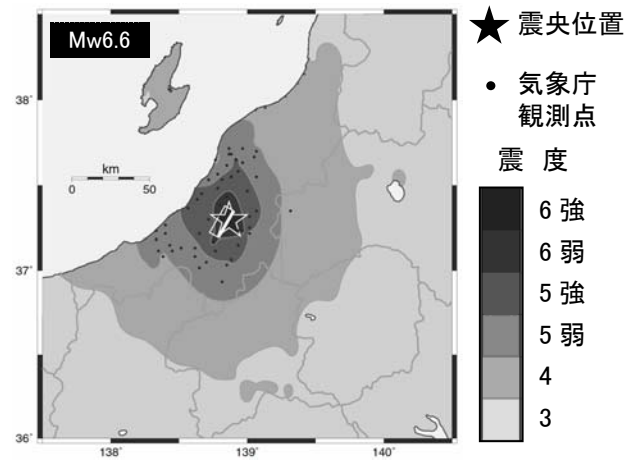


図-6 ケース④による震度分布

地点を震源距離に基づき選定しているため、必然的に震源位置付近に求まりやすいとも考えられるが、気象庁の震源位置を内包する位置が最適な結果となっている。Mw は、ケース③で 6.5、ケース④では 6.6 と諸機関の報告結果と良く対応している。

§ 4. 1828 年三条地震への適用

4.1 予備検討

断層面位置のおおよその推定を行うため、(1)の指標 FP を用いた予備検討を行った。適合性評価地点は、宇佐美(2003)に示された震度分布図で震度が表示された地点を用いた。宇佐美(2003)において、震度を表す記号を数字に置き換えたものを図-7に示す。ここで震度を表す記号のうち、「E:大地震」は震度4、「e:地震」は震度3と判定した。震源から離れるにしたがって震度表示点が極端に少なくなることから、震源から50km程度以内の震度表示点(32地点)を適合性評価地点とした。厳密に言えば、パラメータの設定においては、Mw と断層面の大きさについてのスケール則を考慮する必要がある。しかし距離減衰式による震度評価では、断層面の大きさの変動は断層近傍の計算点以外はほとんど影響しない。そのため、予備検討では断層面の大きさを固定して、断層面位置及びMw のおおよその推定を行った。断層パラメータは、三条地震の震源域のすぐ南側で発生した同程度の規模(Mj 6.8)である2004年新潟県中越地震の本震で用いた値を参考に、断層長さ20km、断層幅10km、走向210°とした。傾斜角は西傾斜60°、東傾斜60°及び90°の3ケース、断層上端深さは1,3,5,7kmの4ケースを想定した。断層面

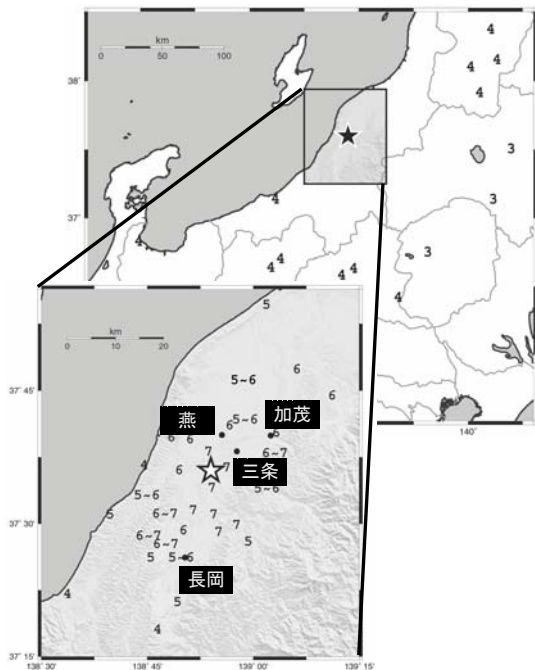


図-7 三条地震の震度分布(宇佐美, 2003)

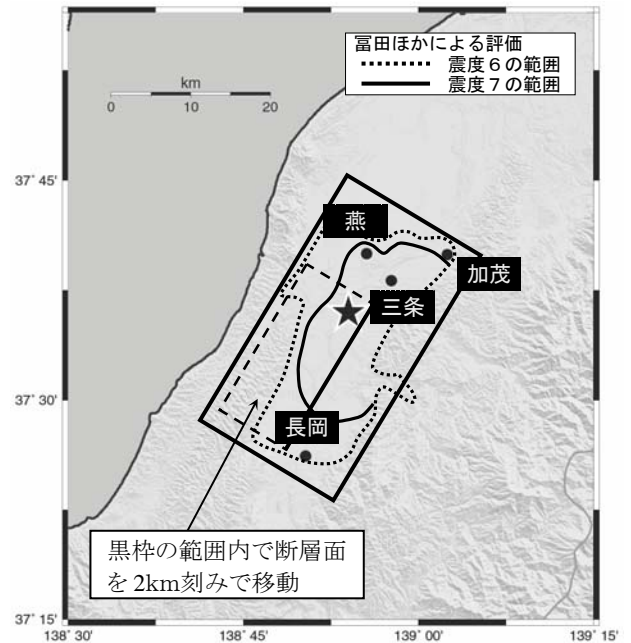


図-8 断層面位置の設定範囲

表-2 最適な断層パラメータ

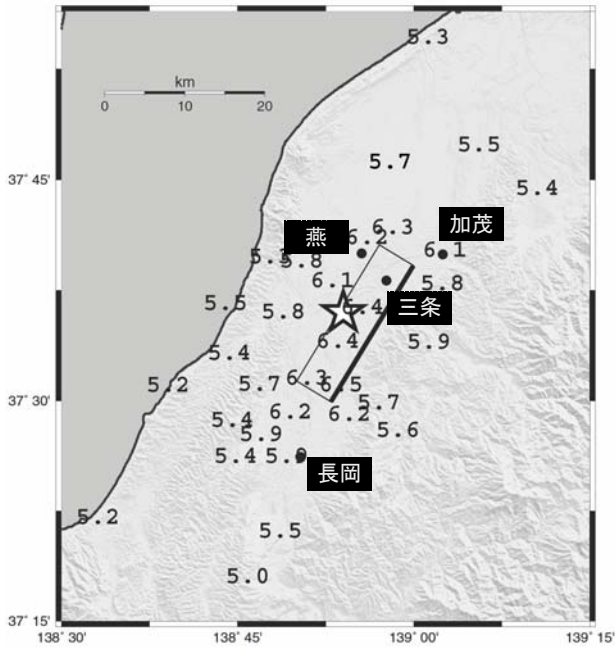
No.	傾斜角	上端深さ	最適な計算結果		
			断層位置	Mw	FP
1	西 60°	1km	北東上端位置	6.8	0.119
		3km	139.00° E~	6.9	0.122
		5km	139.02° E	6.9	0.126
		7km	37.65° N~ 37.68° N	7.0	0.129
2	東 60°	1km	北東上端位置	6.8	0.119
		3km	138.98° E~	6.9	0.122
		5km	139.02° E	6.9	0.125
		7km	37.66° N~ 37.68° N	7.0	0.129
3	90°	1km	北東上端位置	6.8	0.119
		3km	139.01° E~	6.9	0.122
		5km	139.02° E	6.9	0.125
		7km	37.67° N~ 37.68° N	7.0	0.129

の位置の設定範囲は図-8に示すように、富田・他(1986)による震度6の範囲を包含するような長方形領域を設定した。この範囲内で断層面をグリッド間隔2kmで移動させながら最適な結果を与える断層面位置を探索した。また、Mwは6.5~7.1を想定した。なお最適な結果の計算においては、図-7に示す震度のうち、「5~6」はIo=5.5、「6~7」はIo=6.5として扱った。

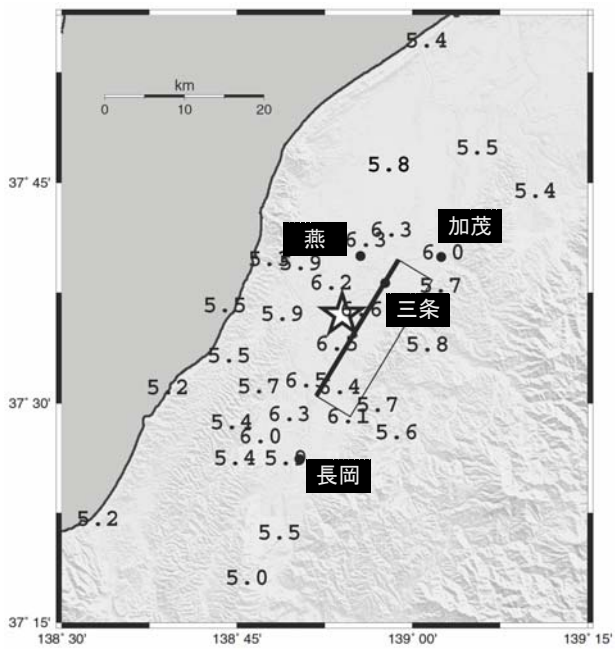
各ケースで最適な結果を表-2に示す。傾斜角がいずれの場合も、断層上端深さが深くなるにしたがい、Mwの値が大きくなっている。

各ケースで最適な計算結果による震度分布を図-9~図-11に示す。図中には断層面位置も示す。一般的に記録震度で7となっている震源近傍

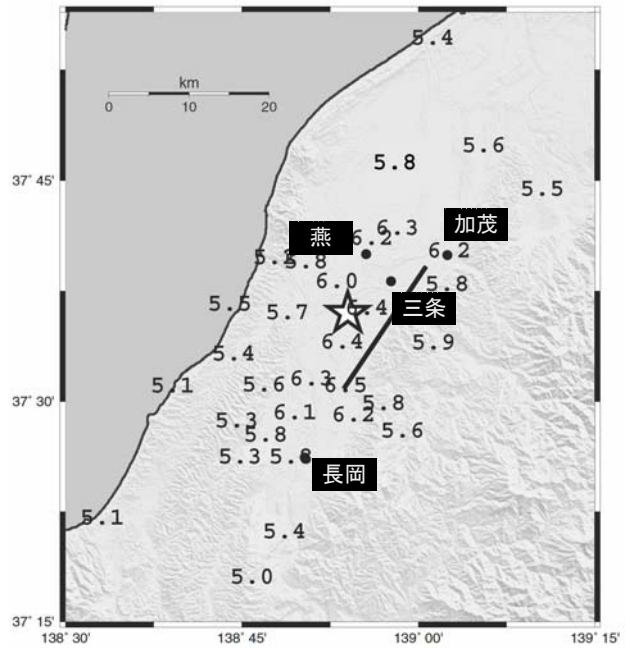
の地点ではやや計算震度が小さく、それより少し離れた記録震度5~6の地点では計算震度がやや大きくなっている。ただ、震源から離れた地点ではパラメータを多少変動させても計算震度の変動は大きく表れない。傾斜角がいずれの場合も、宇佐美(2003)の震央位置よりも東側の丘陵と平野の境界付近が最適な断層面位置となり、断層上端深さは1km, Mw は 6.8 となるケースが最適となった。



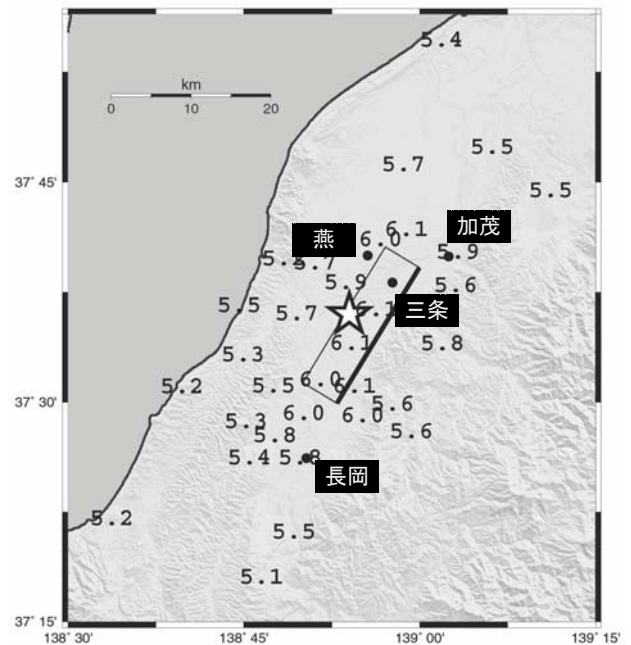
図一〇 最適な計算結果(西傾斜 60° Mw6.8)



図一〇 最適な計算結果(東傾斜 60° Mw6.8)



図一〇 最適な計算結果(傾斜角 90° Mw6.8)



図一二 断層上端深さを7kmとした結果
(西傾斜 60° Mw6.8)

震源を深くした場合の震度分布の変化を見るため、西傾斜で断層上端深さを7kmとした場合の結果を図一12に示す。断層深さを変動させた影響は、断層最短距離が大きく変化する断層面直上の震度計算点にしか表れず、断層面直上の地点における算定震度は、断層上端を1kmから7kmと深くすることにより0.3~0.4小さくなっているが、震源から離れた地点ではあまり変化しない。従って、断層面を深くすると、断層面直上の地点の震度を説明しようとして、表

ー2に示すようにMw が大きく求まると考えられる。

司・翠川(1999)の距離減衰式では震源深さの影響を考慮しており、同じ距離であれば深い地震ほど地震動が大きくなるが、本検討のように浅い地震の深さ数 km 程度の変動であれば地震動にあまり影響を与えないと考えられる。また、図-7に示した三条地震の震度分布では、震源近傍における震度7の地点の数が多く、断層面直上の震度7の地点は過小評価、それ以外の地点は過大評価になる傾向があるため、断層上端深さを深くすると、各々最適となるケースのFPの値が大きくなると考えられる。

また、傾斜角による影響は、3ケースで適合性にほとんど差異が見られなかった。傾斜角の変更により震源距離が大きく変動し、震度評価に影響を受けるのは、震源近傍である。したがって傾斜角を精度よく推定するためには、特に震源近傍において、十分な適合性評価地点数を確保する必要があると思われる。

4.2 震度6及び震度7の分布範囲に対する検討

富田・他(1986)による震度分布図の震度6及び震度7の分布範囲との適合性を検討するため、面的な評価を行った。

震度の計算領域は、宇佐美(2003)の震央位置を中心とする東西方向及び南北方向とも 50km 程度の矩形領域(東経 138.6° ~ 139.2° , 北緯 37.4 ~ 37.8° の範囲)の陸域で、防災科学技術研究所の500m メッシュで表層地盤増幅率が示された 7165 地点とした。検討ケースは、表-3に示すように予備検討結果に基づき、西傾斜 60° の最適な位置でMw を 6.6~6.9 に変動させたケース及び東傾斜 60° で Mw6.8 としたケースの5ケースを想定した。Mw6.6 の断層長さを20km, 断層幅を10kmとして、Mwの変動に応じたスケーリングに合わせて、断層長さ及び断層幅を設定した。また、走向は予備検討と同じく、西傾斜で 210° , 東傾斜で 30° とした。断層上端深さは1kmとした。

表-3 断層モデルの検討ケース

No.	長さ	幅	傾斜角	Mw	断層北東上端
1	20km	10km	西 60°	6.6	139.00° E 37.65° N
2	22km	11km	西 60°	6.7	139.00° E 37.65° N
3	25km	13km	西 60°	6.8	139.00° E 37.65° N
4	28km	14km	西 60°	6.9	139.00° E 37.65° N
5	25km	13km	東 60°	6.8	138.99° E 37.67° N

富田ほかによる評価	本検討による評価
..... 震度6の範囲	■ 震度6の範囲
—— 震度7の範囲	■ 震度7の範囲

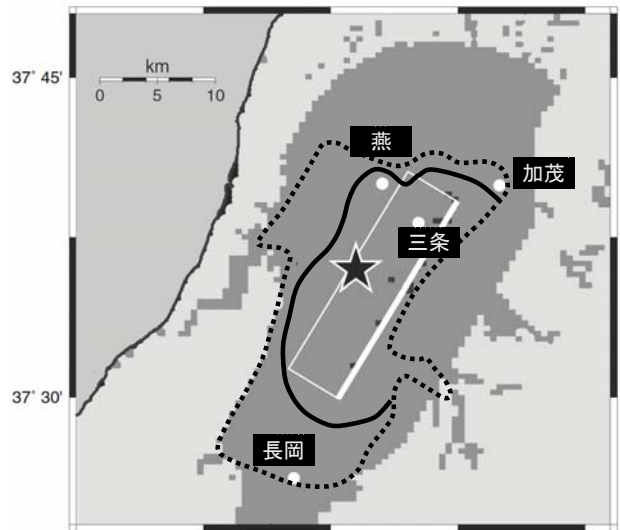


図-13 震度分布図(ケース1)

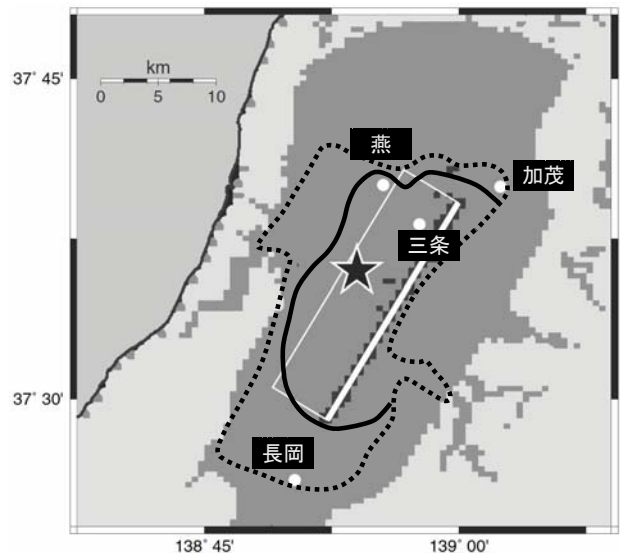


図-14 震度分布図(ケース2)

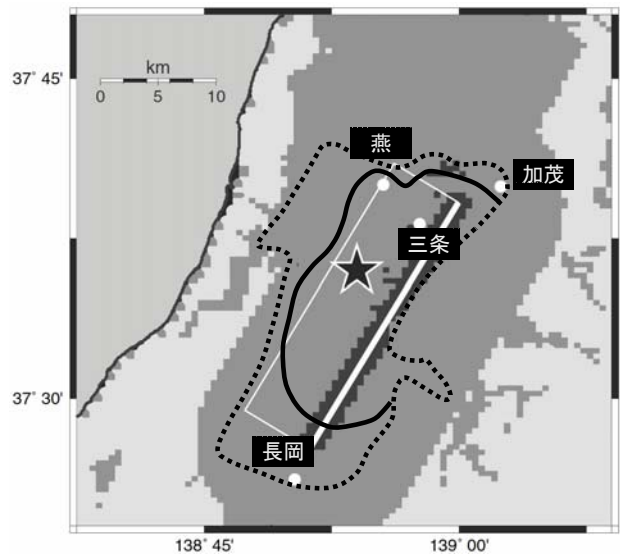


図-15 震度分布図(ケース3)

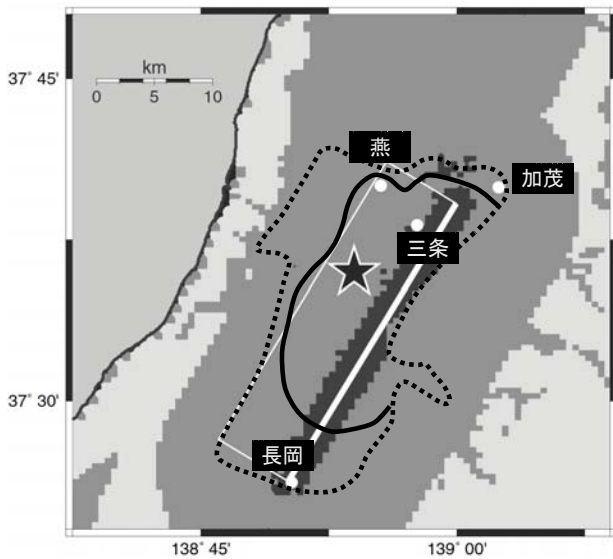


図-16 震度分布図(ケース4)

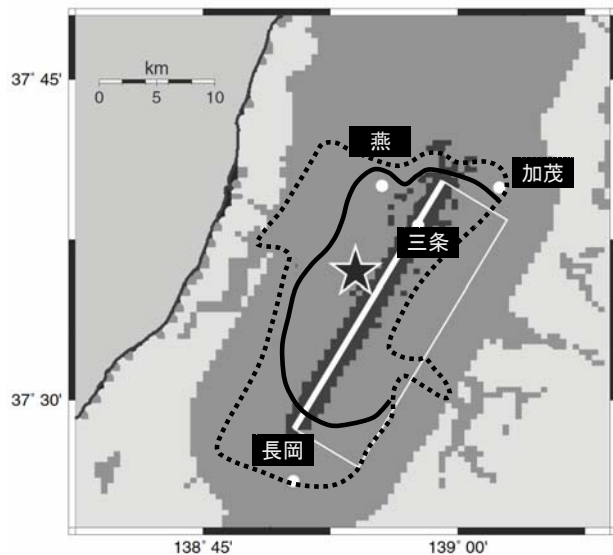


図-17 震度分布図(ケース5)

各ケースについて、震度6及び震度7と計算された地点の分布をそれぞれ図-13～図-17に示す。図には断層面位置及び富田・他(1986)による震度分布図の震度6及び震度7の範囲を重ね描いた。

計算による震度6の分布は、断層方向にカプセル状に広がり、平野のある北側と南側にさらに広がって、全体的に計算結果の方が広く分布している。また、Mw6.6の計算結果と富田・他(1986)による分布との南西側の広がりが良く対応している。

計算による震度7の分布は、断層上端に沿って線状に延びるが、Mw6.9のケースでも断層直交方向にはあまり広がらず、富田・他(1986)による分布との対応が悪い。また断層を西に傾斜させた場合(ケース3)と東に傾斜させた場合(ケース5)では、計算による震度分布に大きな差異は見られない。

§5. 考察

2004年新潟県中越地震では、震度7の範囲は川口町など限られた分布となっている。これに対し、三条地震はMjが6.9(宇佐美,2003)と新潟県中越地震と同程度の規模であるにもかかわらず、富田・他(1986)による震度分布図では震度6と震度7が重なる領域が大きく、震度6の領域の広がりに対して震度7の領域の広がりが大きい分布を示している。

この地震では植竹・他(2005)が液状化の分布をまとめており、富田・他(1986)による震度7の範囲を中心に液状化発生地点が広範囲に及んでいることを示している。また、地盤の液状化により建築物の倒壊率が大きくなったという指摘もあり(富田・他,1986)、富田・他(1986)による震度7の範囲では地震動のレベルとしては計測震度7を下回る可能性も考えられる。

そこで、Mw6.6として、震度6及び7に代わり震度6弱(計算震度5.5以上6.0未満)及び震度6強以上(計算震度6.0以上)と評価されている領域の分布を計算し、富田・他(1986)の震度6及び震度7の範囲と比較したものを図-18に示す。計算による震度6強以上の分布は富田・他(1986)の震度7の分布より若干大きい、分布の形状等を含めて比較的良く対応している。

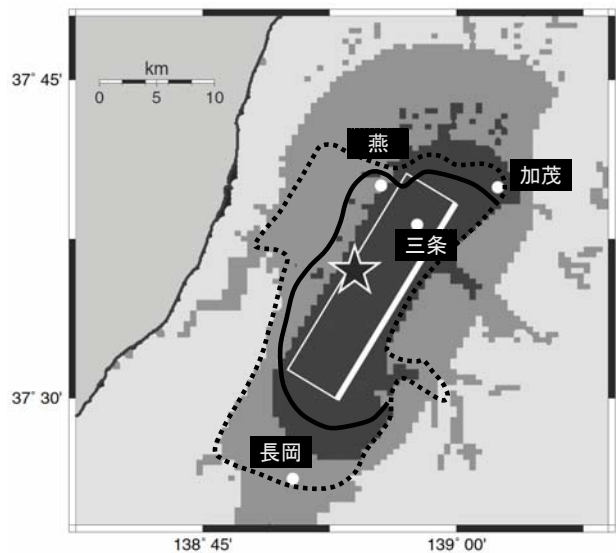
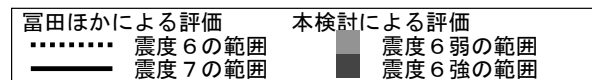


図-18 震度分布図

一方、震度6の分布に関しては、Mw6.6の計算結果と富田・他(1986)による分布との南西側の広がりが良く対応しているが、計算結果では東側の丘陵や長岡より南側及び燕・加茂の北側にも少し広がった分布をしている。ただし、丘陵側及び長岡の史料が少なく東側と南側の詳細な震度分布については必ずしも明確ではないと考えられる。また、宇佐美(2003)に

よる震度分布では燕・加茂の北側(田上, 中之口・新津・五泉)にも震度6の地点が広がっており, 計算結果と対応している。

したがって, 震度6の東側と南側の分布についてはやや対応が不十分ではあるが, 西側と北側についてはMw6.6の計算結果で説明できると考えられる。

§ 6. まとめ

距離減衰式を用いた地震動評価手法により, 1828年三条地震の史料に基づく震度分布を良く説明できるような断層面位置とマグニチュードの推定を試みた。断層面位置を三条市の東側の平野と丘陵の境界付近としMw6.6としたケースにおいて, 富田・他(1986)の震度6の分布をある程度説明できたが, 液状化の発生が指摘される震度7の分布との対応は悪い。ただし, 震度6強以上(計算震度 6.0 以上)と評価されている計算領域と富田・他(1986)の震度7の領域は比較的良く対応した。

謝辞

本報告をまとめるにあたり, 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。渡辺探査技術研究所の渡邊健氏, 東電設計の中村亮一氏にはご助力頂きました。査読者の諸井孝文氏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。

文献

防災科学技術研究所, 2005, 新潟県中越地震震源域周辺における地震活動と主な地震の発震機構, 地震予知連絡会会報, 73, 354-357.

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

<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>

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, 2004, 平成16年10月地震・火山月報(防災編), 103-108.

気象庁・地震予知情報課, 2005, 平成16年(2004年)新潟県中越地震の活動概要, 地震予知連絡会会報, 73, 258-268.

小林巖雄・立石雅昭・小松原琢, 2002, 三条地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

国土地理院, 2005, 北陸地方の地殻変動, 地震予

知連絡会会報, 73, 269-317.

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/manual.html>.

中村亮一・島崎邦彦・宇佐美龍夫・西村功・植竹富一・渡辺健, 1995, 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

大木靖衛・徐輝竜・河内一男・鈴木幸治・渡部直喜・佐藤修, 1998, 新潟県の歴史被害地震と伏在活断層について, (財)産業地質科学研究所研究年報, 9, 21-39.

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.

富田孝・丹治郁夫・神田和利・渡辺健・宇佐美龍夫, 1986, 文政11年三条地震の史料調査について, 歴史地震, 2, 39-42.

東京大学地震研究所(編), 1984, 新収日本地震史料 第四巻別巻, 330-582.

東京大学地震研究所(編), 1989, 新収日本地震史料 補遺, 731-745.

東京大学地震研究所(編), 1994, 新収日本地震史料 続補遺別巻, 86-137.

植竹富一・中村亮一・宇佐美龍夫・渡辺健, 2005, 1828年越後三条地震の地変等の記事について, 歴史地震, 20, 233-242.

宇佐美龍夫, 2003, 最新版 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 130-131.