



震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程

神田克久¹⁾、武村雅之²⁾

1) 正会員 鹿島建設小堀研究室、博士（工学）

e-mail : kandak@kajima.com

2) 正会員 鹿島建設小堀研究室、理博

e-mail : takemurm@kajima.com

要約

最近、高密度の地点で多くの地震のデータが得られるようになった計測震度をデータベース化して、短周期地震動に関する距離減衰特性や地点による揺れやすさの分析を行った。関東平野では、揺れやすさの尺度である相対震度についてマグニチュード（ M ）依存性がみられ、埼玉東部などの低地では M が大きくなると相対震度が大きくなり、千葉県南部などの丘陵地では逆の傾向が見られた。得られた震度の距離減衰特性や相対震度を用いて、1923年大正関東地震と1703年元禄地震の震度インバージョン解析を行い、短周期地震波発生域を求めた。大正関東地震は三浦半島を挟んで2箇所短周期地震波発生域があり、その重心は別に求められているアスペリティ（すべりの大きな領域）の終端部にあたる。元禄地震の短周期地震波発生域は、神奈川県から房総半島南部までは大正関東地震に類似し、加えて房総半島南東沖に広がっていることが分かった。

キーワード： 震度インバージョン、大正関東地震、元禄地震、関東平野、揺れやすさ

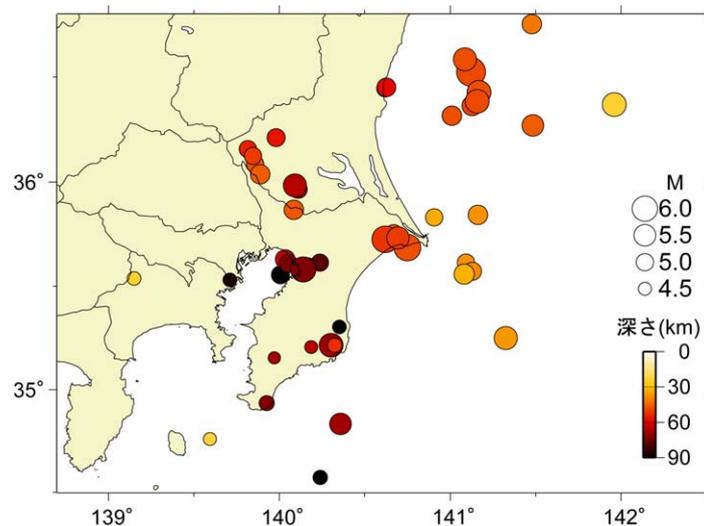
1. はじめに

震度階は、短周期地震動レベルを表す一般的に分かりやすい尺度で地震防災に役立てられている。古文書に記述された地震被害より推定した歴史地震の震度から最近の計測震度まで、長い期間に亘ってデータが大量に蓄積され、このような地震動データは他になく、地震動や震源を研究する上でも重要である。著者らは、震度を用いたインバージョン解析法を用いて、震源断層面における短周期地震波の放出エネルギー分布を求める手法を開発した¹⁾。この手法によって、最近の地震から歴史地震まで遡って震源過程を評価、比較することができるようになり、東海・東南海・南海地震²⁾や宮城県沖地震³⁾などの歴史的に繰り返す大地震の特性について明らかにしてきた。本報告では、関東地方を対象として、震度データを活用することによって分析される短周期成分に関する地震動特性や震度インバージョン解析によって得られる震源特性について示す。まず、最近の計測震度データを分析することによって関東平野の震度分布の特性を把握する。さらに、昔の震度階の取扱い方を検討すると共に南関東で発生した大地震である1703年元禄地震および1923年大正関東地震を対象に震度分布の分析を行い、インバージョン解析を行うことによって短周期地震動に関する震源特性について検討する。

2. 震度分布に見られる関東平野の地震動の特徴

現在日本で用いられている震度階は、最終的には震度7まで0.1刻みの計測震度データとして気象庁から発表されている^{4),5)}。2006年3月1日時点の情報発表対象の震度観測地点数は、地方公共団体及び防災科研の3,315箇所と気象庁の600箇所とを合わせ、3,915箇所となり、日本全国で高密度の震度分布を得ることができる。計測震度はそれを求めるためのフィルター特性から0.3秒から1秒程度の短周期成分を中心とした地震動の振幅レベルを表していると考えられ、震度データを分析することによって短周期地震波の特性を分析することに適している。

0.1刻みの計測震度が発表されるようになった1997年以降2005年7月までの気象庁マグニチュードM5.0以上の関東地方近傍の地震を抽出し、震度データ^{4),5)}の分析を行った。ただし、伊豆方面の浅発地震は、関東平野内で表面波が卓越し長周期の狭帯域の周波数特性をもつため⁶⁾除外した。また、震度インバージョン解析を行う大地震の震源域である関東南部ではM5クラス以上の地震がほとんど発生していないので、その領域に限ってM4.5までの地震を含めた。以後全てMは気象庁マグニチュードを示す。図1に分析に用いた地震の震央を示す。



年	月日	時刻	経度	緯度	M	深さ(km)	震源
1997	323	1458	140.11	35.97	5.1	71	茨城県南部
1997	908	840	140.01	35.55	5.1	109	東京湾
1998	114	217	140.24	35.61	5.0	78	千葉県北西部
1998	116	1057	140.32	35.22	4.7	53	千葉県南部
1998	426	1221	140.24	34.57	4.7	97	千葉県南方沖
1998	516	345	139.93	34.93	4.8	73	千葉県南部
1998	829	846	140.03	35.63	5.3	65	東京湾
1999	326	831	140.62	36.45	5.0	59	茨城県北部
1999	425	2127	140.63	36.45	5.2	59	茨城県北部
1999	913	756	140.16	35.59	5.1	76	千葉県北西部
2000	603	1754	140.72	35.68	6.1	54	千葉県北東部
2000	721	339	141.12	36.53	6.4	49	茨城県沖
2000	721	1416	141.33	35.25	5.7	37	千葉県東方沖
2000	819	2141	141.48	36.27	5.5	46	茨城県沖
2000	929	856	139.71	35.53	4.6	86	神奈川県東部
2000	1205	147	141.16	35.84	5.5	38	茨城県沖
2001	225	1405	139.59	34.76	4.5	23	伊豆大島近海
2001	403	2357	138.10	35.02	5.3	30	静岡県中部
2001	410	1003	140.35	35.30	4.6	99	千葉県南部
2001	417	939	141.09	35.61	5.0	38	千葉県東方沖
2001	525	1555	140.67	35.76	5.0	47	千葉県北東部
2001	720	602	139.82	36.16	5.0	55	茨城県南部
2001	904	2354	141.48	36.75	5.3	42	茨城県沖
2001	1208	407	139.15	35.54	4.6	24	神奈川県西部
2002	211	1019	141.09	35.78	5.2	35	茨城県沖
2002	212	2244	141.09	36.59	5.7	48	茨城県沖
2002	614	1142	139.98	36.21	5.1	57	茨城県南部
2002	1016	1304	140.91	35.83	5.0	34	茨城県沖
2002	1021	106	141.13	36.37	5.4	50	茨城県沖
2003	313	1212	139.86	36.09	5.0	47	茨城県南部
2003	408	328	141.96	36.37	5.8	24	茨城県沖
2003	512	57	140.08	35.87	5.3	47	千葉県北西部
2003	517	2333	140.65	35.73	5.3	47	千葉県北東部
2003	920	1255	140.30	35.22	5.8	70	千葉県東方沖
2003	1015	1630	140.05	35.61	5.1	74	千葉県北西部
2003	1115	344	141.17	36.43	5.8	48	茨城県沖
2003	1123	700	141.13	35.57	5.1	39	千葉県東方沖
2004	311	1135	141.01	36.32	5.3	48	茨城県沖
2004	717	1510	140.36	34.83	5.5	69	房総半島南東沖
2005	216	446	139.90	36.04	5.4	45	茨城県南部
2005	411	722	140.62	35.73	6.1	52	千葉県北東部
2005	519	1014	141.08	35.56	5.4	33	千葉県東方沖
2005	620	115	140.69	35.73	5.6	51	千葉県北東部
2005	723	1623	140.14	35.58	6.0	73	千葉県北東部
2005	728	1915	139.85	36.13	5.0	51	千葉県北東部

図1 分析に用いた最近の地震の諸元と震央分布 (1997年~2005年)

これらの地震の震度分布を用いて等価震源距離 X_{eq} と M に関する震度の距離減衰特性を(1)式と仮定して、係数 a, b, c を求める回帰分析を行った。等価震源距離は、断層面の i 番目の小断層の震度に関係した短周期地震波のエネルギー E_{li} と小断層からの距離 $X_{i,k}$ の関数である(2)式で定義される。ただし、分析には、M6.4以下の地震で断層面は小さいため、等価震源距離の代わりに震源距離を用いている。

$$I = -a \log(X_{eq}) + bM + c \quad (1)$$

$$X_{eq,k}^{-2} = \frac{\sum_i (E_{li} / X_{i,k}^2)}{\sum_i E_{li}} \quad (2)$$

まず初めに、距離の対数に関する傾きを表す a を求めた。 $\log(X_{eq})$ に対する震度、および震度に対する $\log(X_{eq})$ の2通りの回帰直線を求め、その2つの幾何平均の傾斜を各地震ごとに求め、その平均を最終的

な a の値として採用した。震度の幅が小さいと評価値のばらつきが大きくなるため、震度 3.0 以上を記録した地震に限定した。次に、 a を求めた値の 4.7 に固定して、図 1 に示す全ての地震を対象とし、地震ごとに M に対する $I + a \log(X)$ 、および $I + a \log(X)$ に対する M の回帰曲線を求めて幾何平均の傾斜として b を求め、最後に残差の平均である c を求めた。最終的に距離減衰式は、(3)式となった。

$$I = -4.7 \log(X_{eq}) + 1.1M + 5.7 \quad (3)$$

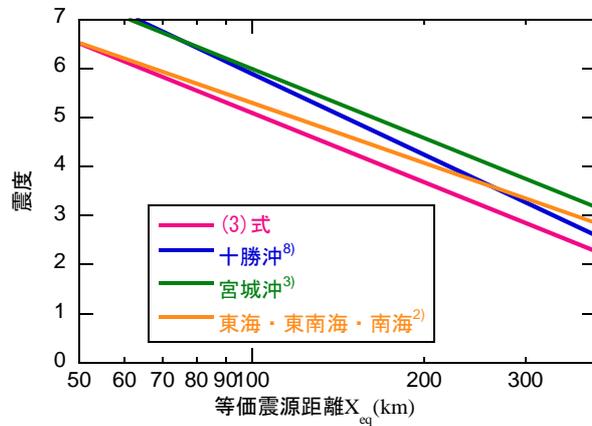
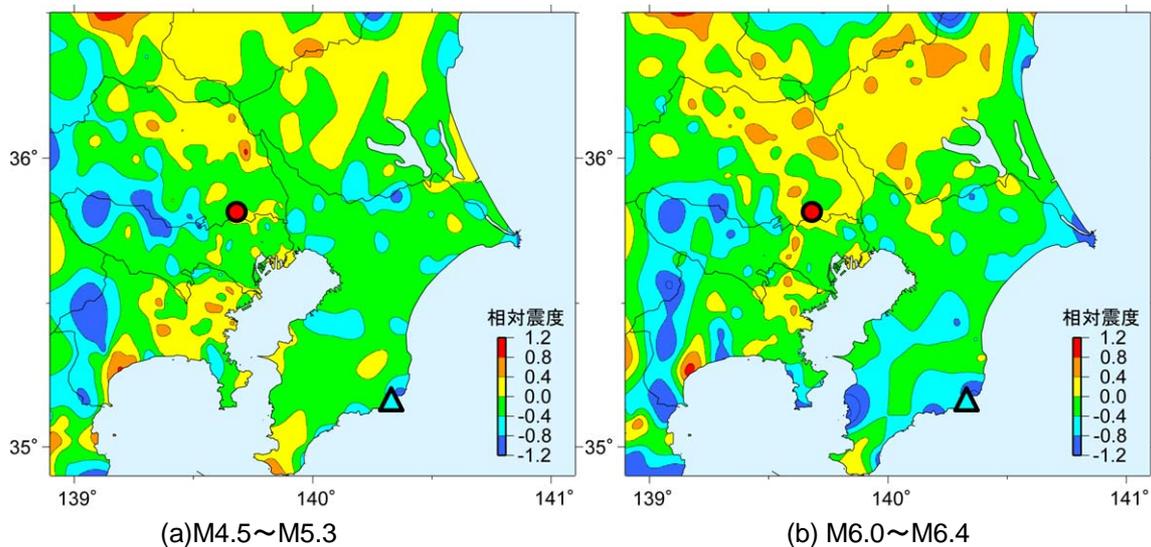
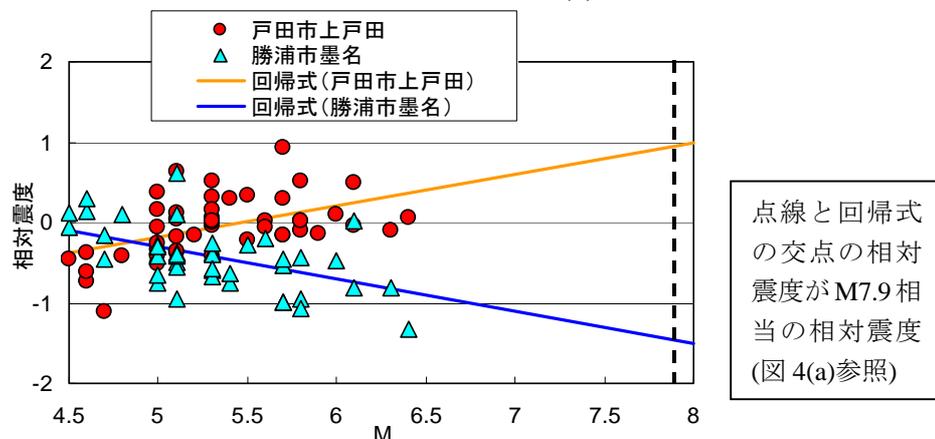


図 2 距離減衰式の地域の比較 (M8.0 の場合)



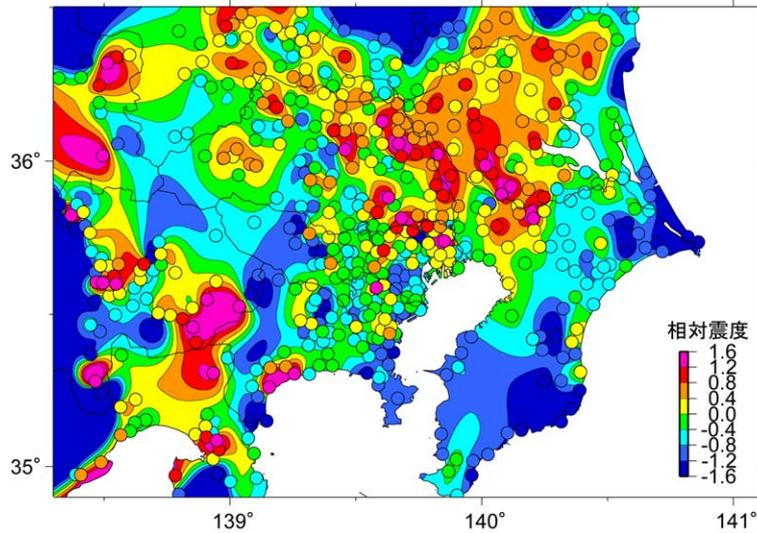
(a) M4.5~M5.3

(b) M6.0~M6.4

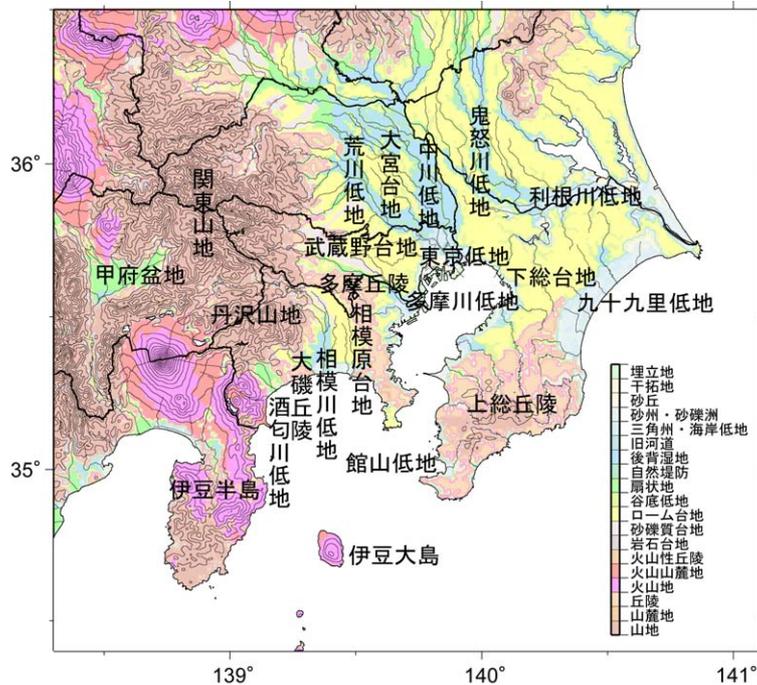


(c) M 依存性の強い地点での相対震度例 ((a)(b)図中の丸および三角の地点)

図 3 相対震度のマグニチュード依存性



(a)相対震度（観測点○とコンター）



(b)表層地形区分[若松・他(2005)⁹⁾のデジタルデータから作成]

図4 相対震度と表層地形

(3)式と今までに同じ方法で求めた十勝沖地震⁸⁾、宮城沖地震³⁾および東海・東南海・南海地震²⁾の距離減衰式との比較を M8.0 のケースで図2に示す。太平洋プレートの沈み込み領域の十勝沖や宮城沖に比べて、フィリピン海プレートの沈み込み領域の関東や東海・東南海・南海の領域の方が、M8クラスの大地震の場合、特に近距離では震度がやや小さい傾向が見られる。

図1に示した地震の震度データを分析し、観測震度と(3)式から評価される震度との差（以後相対震度と呼ぶ）を求める。相対震度は大きいほど揺れやすいことを示している。図3の(a)および(b)にMの小さい地震と大きい地震に分けて分析した相対震度のコンター図を比較して示す。この地域の相対震度は、Mが大きい方が埼玉県東部や茨城県南部で大きく、千葉県、神奈川県で小さくなるM依存性がみられる。Mが小さいと地震動に含まれる周期特性が短周期成分のみの狭帯域であるが、Mが大きくなると長

周期まで広帯域になり、地盤の増幅特性との関係でこのような違いが生じているのではないかと考えられる。そこで、図 3(c)に示す例のように相対震度を M に対して直線回帰して 1923 年関東地震の $M7.9$ 相当(点線との交点)の相対震度を求めることにした。分析する地震が少ないと特異な地震の影響で精度が得られない恐れがあるので 10 地震以上観測した地点 784 点を用いることとした。

得られた $M7.9$ 相当の観測点の相対震度とそのコンター分布を図 4(a)に示す。比較のため表層地形⁹⁾を図 4(b)に示す。相対震度が大きい地域は河川が集中している低地に、小さい地域は丘陵や山地にそれぞれ対応しており、表層地盤による増幅による影響が大きいことが分かる。図 3 と比較すると、表層堆積層の厚いと考えられる鬼怒川低地、中川低地、荒川低地および東京低地で M が大きいほど相対震度が大きくなり、表層堆積層の薄いと考えられる上総丘陵、相模原台地で M が大きいほど相対震度が小さくなる傾向が見られる。

3. 震度インバージョン解析による震源分析

ここで震度インバージョン解析を用いた震源の分析手順について図 5 のフロー図にまとめて示す。まず、図 4(a)で示した最近の地震の計測震度データから求めた相対震度を用いて、解析対象とする 1923 年大正関東地震と 1703 年元禄地震の震度データについてサイト増幅特性の補正を行う。相対震度は平面的に線形補間した値を用いるが、10km 以内に相対震度の点がない場合は精度が期待できないのでその震度データは用いなかった。震源断層面を仮定し、最近の地震の計測震度データを回帰して求めた距離減衰式による評価震度とサイト増幅特性の補正後の実震度との差が最小になるようにインバージョン解析を行い、短周期地震波のエネルギー放出分布を求める¹⁾。エネルギー放出の大きい領域を短周期地震波発生域として評価し、波形インバージョン解析から得られたすべり分布などと比較し、結果の考察を行う。

震度インバージョン解析に用いる断層モデルとしては、図 6 に示すフィリッピン海プレート上面の深さを反映したモデルで、10km 四方の小断層 132 個からなる。(a)は小地震の震源位置から推定した断層面¹⁰⁾で、(b)は大深度弾性波探査によって評価された断層面¹¹⁾で小断層の水平位置は同じであるが、深さのみ異なり、(b)の方が若干浅い。

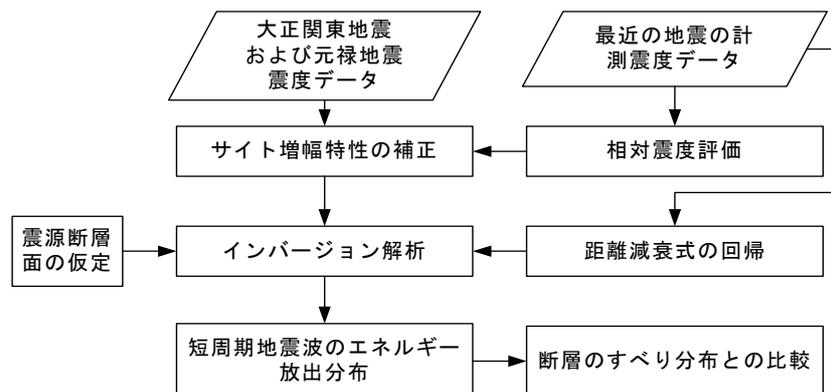


図 5 震度インバージョン解析フロー

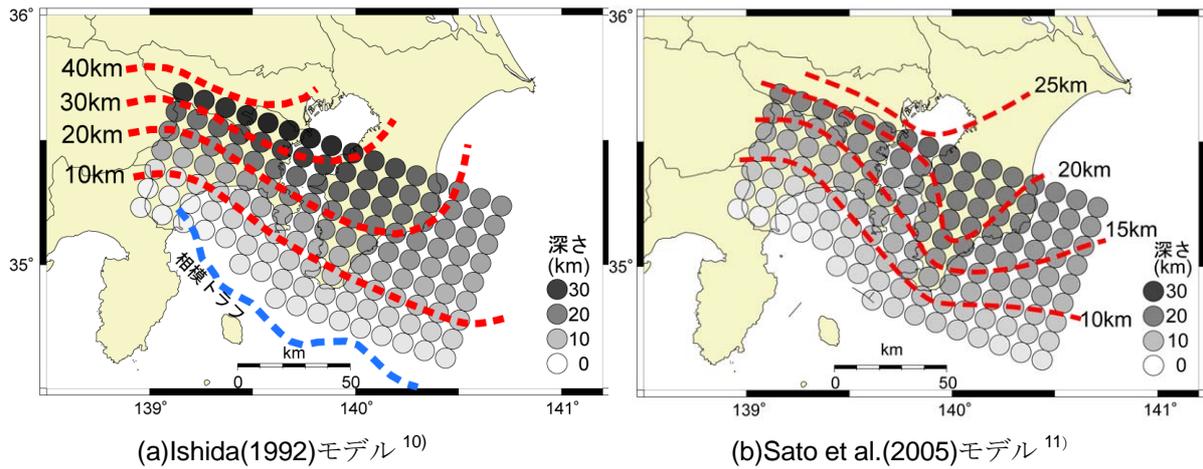


図6 断層モデル

日本の震度は、明治時代半ばから使われているが、古い地震の震度階は現在の震度階と必ずしも1対1に対応せず、注意が必要である。震度は、図7に示すような変遷を経て現在の気象庁震度階になった。初期の頃の震度は、基本的に烈、強、弱、微震の4段階しかなく、強震と弱震と呼ばれる震度は1936年以降に定義されたものと揺れのレベルが異なる不整合があった。また、1898年以降にできた強震と弱震の弱き方については、強震と弱震に比べて記録の数が少なく、補助的な震度階であったと考えられる。著者らは宮城県沖地震について1897年2月20日、8月5日および1898年4月23日の3地震の震度の妥当な現代の震度への修正法について検討し、図7の実線の矢印で示すように比率として多い、低い方の震度に割り当てたり、震度5以上は被害から推定したりなどの工夫を行った³⁾。1923年大正関東地震について、当時の地震調査原簿から転載した浜松・宇佐美(1985)¹²⁾の関東近傍の震度分布を図8(a)に示す。強震の弱き方は地点が少ないことから分かるように、時代的に現代の震度階との不整合の問題がある。また、震源域に近く被害の大きかった東京都、神奈川県および千葉県では、震度データが極めて少なくほとんど烈震だけなので揺れ方の差が区別できず、震源を分析するための震度データとしては不十分であると考えられる。そこで、諸井・武村(2002)の研究¹³⁾に基づいて、被害資料から求めた住宅全潰率による震度データを用いることにした。全潰率30%で震度6.5、10%で震度6.0、1%で震度5.5、0.1%で震度5.0とし、その間は全潰率の対数軸で内挿して、当時の市区町村ごとに震度を評価した。1703年元禄地震は、古文書に記述された地震被害から推定した宇佐美(2003)の震度分布¹⁴⁾を用いた。得られた震度分布を図8(b)および(c)に示す。大正関東地震は、元禄地震に比べて非常に詳細な震度分布データで、地盤の揺れやすさまで分かるようなデータである。大正関東地震と元禄地震の震度6~7の高震度の地域を比べると、神奈川県南部や房総半島南端はよく似ているが、元禄地震には外房の勝浦市近傍にも見られる点が異なっている。

用いた相対震度による震度分布の補正の違いとその妥当性を検証するために、補正した震度を比較して図9に示す。相対震度で補正した震度は、震源域が神奈川県南部から房総半島南部にあるので地図上北に向かうほど距離減衰して小さくならなくてはならない。M6.0~6.4の地震の相対震度で補正した(a)図では、埼玉県東部の低地での震度が依然大きいことなど地盤増幅による影響が十分に補正されず、この相対震度では不十分であることが分かる。一方、M依存の相対震度で補正した(b)図では、埼玉県東部で震度6強が多少残っているが、神奈川県南部で震度7、神奈川県北部で震度6強、埼玉県北部で震度5弱と北に向かうほど震度が小さい震度分布を示し、妥当ではないかと考えられる。

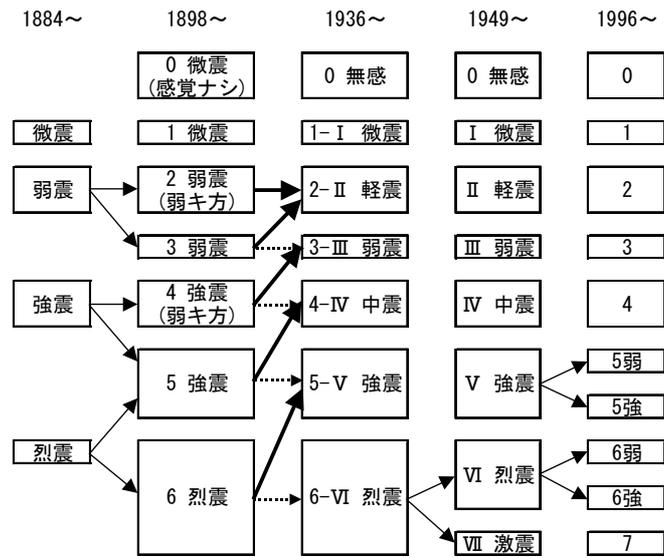
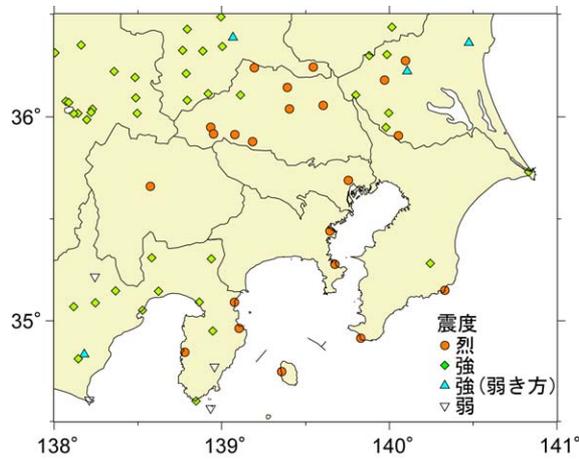
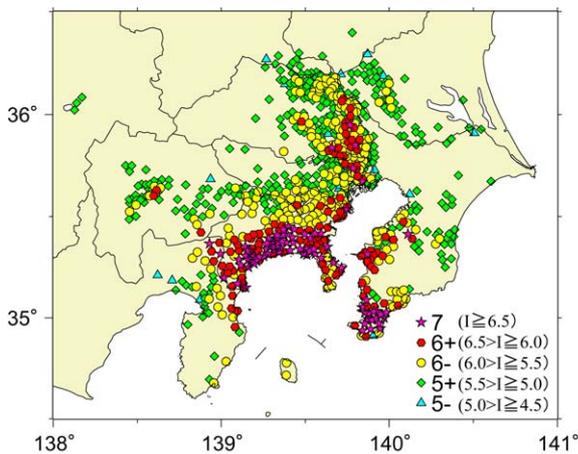


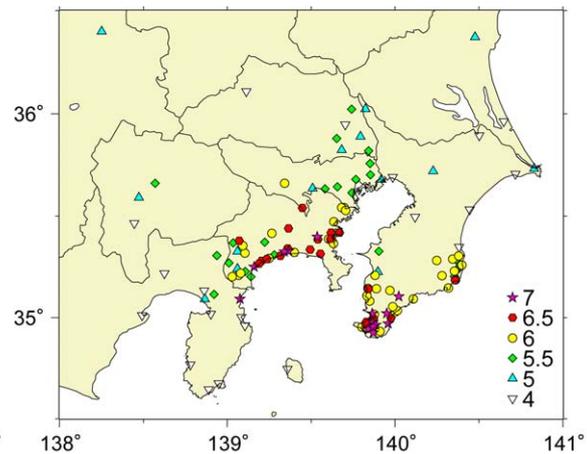
図7 震度階の変遷 (文献14に加筆)



(a) 大正関東地震 (地震調査原簿)¹²⁾



(b) 1923年大正関東地震 (被害からの推定)¹³⁾



(c) 1703年元禄地震¹⁴⁾

図8 震度分布

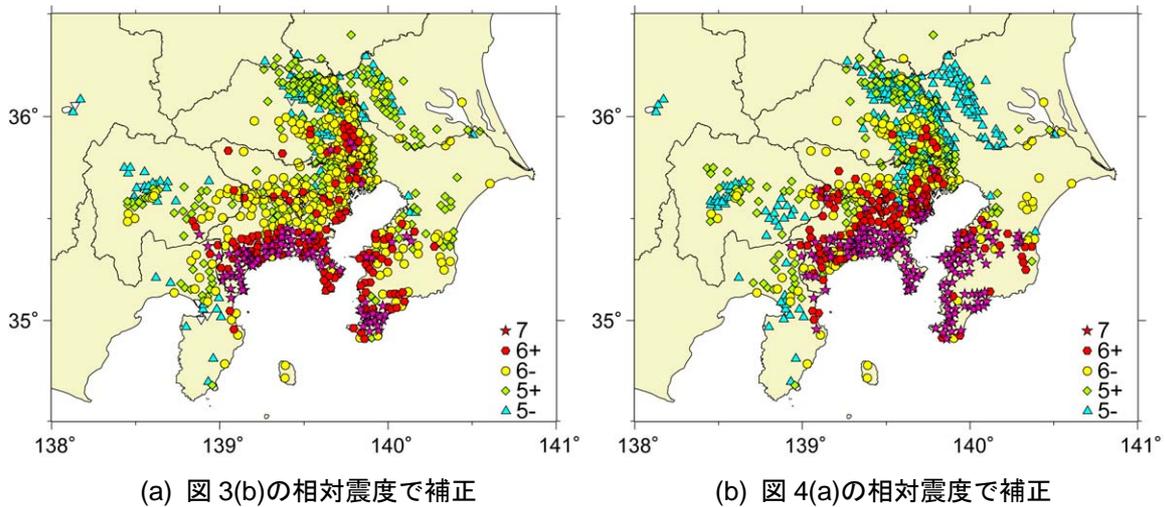


図 9 相対震度で補正した大正関東地震の震度分布

図 6 の断層面を仮定して大正関東地震と元禄地震の震度インバージョン解析を行う。震度インバージョン解析で得られた放出エネルギー E は平均で基準化した無次元量として表す¹⁾。エネルギー値の大きい領域を短周期地震波発生域と呼ぶこととする。

図 10 に大正関東地震の放出エネルギー分布を示す。以後の図とも赤い実線は基準化エネルギー値を 1 刻みでコンターにしたものである。まず、相対震度の違いによる結果の影響をみるために、図 6(a) に示す Ishida(1992)モデルを用いて、図 10(a)に M 依存の $M7.9$ 相当の相対震度を用いた結果を、図 10(b)に $M6.0 \sim 6.4$ の地震の相対震度を用いた結果をそれぞれ示す。後者は、前者に比べて図 9(a)に示したように埼玉県東部で震度が大きいため西側の短周期地震波発生域が北にずれ、房総半島中部で震度が小さいため東側の短周期地震波発生域が南東にずれている。図 11 に示す Wald & Somerville(1995)¹⁵⁾や Sato et al.(2005)¹¹⁾のインバージョン解析によるアスペリティと比べると、図 10(b)の短周期地震波発生域は位置が大きく異なり、図 10(a)の方が妥当と考えられる。以後、図 4(a)で示した M 依存の $M7.9$ 相当の相対震度を用いる。次に、図 10(c)には、図 6(b)に示した Sato et al.(2005)モデルによる結果を示す。(a)図と比べるとほとんど差が見られない。つまり、二つのモデルの差は結果にほとんど影響しない。このため、以後 Ishida(1992)モデルを用いることとする。三浦半島を挟んで神奈川県南部と房総半島南部にエネルギーレベル 3 以上の領域が 2 つあり、短周期地震波発生域が 2 つに分離していると判断できる。Wald & Somerville(1995)が地殻変動データを用いてインバージョン解析により求めた断層のすべり分布のコンター¹⁵⁾を青実線で放出エネルギー分布に重ねて図 11 に示す。ここで、短周期地震波発生域を明確に示すために、総エネルギーの 50%を放出している範囲のエネルギー値の大きな領域を赤実線で囲んで示す。短周期地震波発生域が 2 箇所あることが明確に分かり、それぞれのエネルギー重心を求めて黄色三角で示す。すべりの大きい領域であるアスペリティは、★で示した震央近傍と三浦半島を中心とする領域にあり、その 2 つのアスペリティの東端に短周期地震波発生域のエネルギー重心があることが分かる。なお、アスペリティの領域は、Sato et al(2005)の結果¹¹⁾でも 2 ヶ所で、Wald & Somerville(1995)の結果とほぼ同じ位置にある。破壊は震央から東側に進んだと考えられるので、アスペリティの破壊の終端部に短周期地震波発生域があることになる。これは 1952 年および 2003 年十勝沖地震でも同様な現象が見られた⁷⁾。また、アスペリティと短周期地震波発生域がずれる現象は、1994 年三陸はるか沖地震を例としたエンベロープインバージョンを用いた検討でも明らかになっている¹⁶⁾。これらの現象は、rupture front focusing と呼ばれ、アスペリティの中で最後に破壊される領域において、破壊が集中しすべり速度が急激に大きくなり、短周期地震動が多く放射される現象とする理論的な説明¹⁷⁾と対応する。

図 12 に同様に元禄地震のインバージョン結果を示す。★印で示した大正関東地震の震央の西の小領域と東から房総半島東方沖にかけての広い領域で短周期地震波発生域が見られる。特に、大正関東地震に

比べ房総半島東方沖に広がっている点異なる。震度の地点数は、大正関東地震 818 点に対して元禄地震は 159 点で約 1/5 でかなり少なく、三浦半島にないことが分かる。このような震度地点の違いによる影響をみるために、大正関東地震の震度データを元禄地震の震度地点に一番近い地点のみに地点数を減らした場合の結果を図 13 に示す。この場合の大正関東地震の短周期地震波発生域は、2 箇所に分離していた部分は連続し、房総半島東方沖の領域を除けば元禄地震とよく似ている。従って、元禄地震の短周期地震波発生域については、分離せず連続して広がっているように評価されたのは震度地点が少ないためで、大正関東地震と同じように神奈川県南部と房総半島南部に 2 箇所あった可能性がある。つまり、大正関東地震の領域では同じように二つのアスペリティが破壊し、それに伴った短周期地震波発生域があった可能性があり、さらに房総半島東方沖にもう 1 箇所、おそらくアスペリティに伴った短周期地震波発生域があったものと考えられる。

図 12 で示した元禄地震の震度インバージョン結果のエネルギーコンターを、震源モデル¹⁸⁾、想定震源域¹⁹⁾および 1996 年非地震性すべり²⁰⁾と比較して図 14 に示す。ここで、エネルギー 1 以上 (平均以上) の領域を短周期地震波発生域とすると、短周期地震波発生域の全体は、地殻変動から推定された穴倉(2003)の断層モデル¹⁸⁾とは大部分が重なっており、特に房総半島南東沿岸の断層面で短周期地震波の発生が多くなっている。推本の想定震源域は房総半島南東のはるか沖まで広がっているが、短周期地震波発生域は 1996 年に発生した非地震性すべりが大きかった領域の手前で止まっている。非地震性すべりが発生する領域は短周期地震波が発生し難い領域であると考えれば両者はよく整合していることになる。

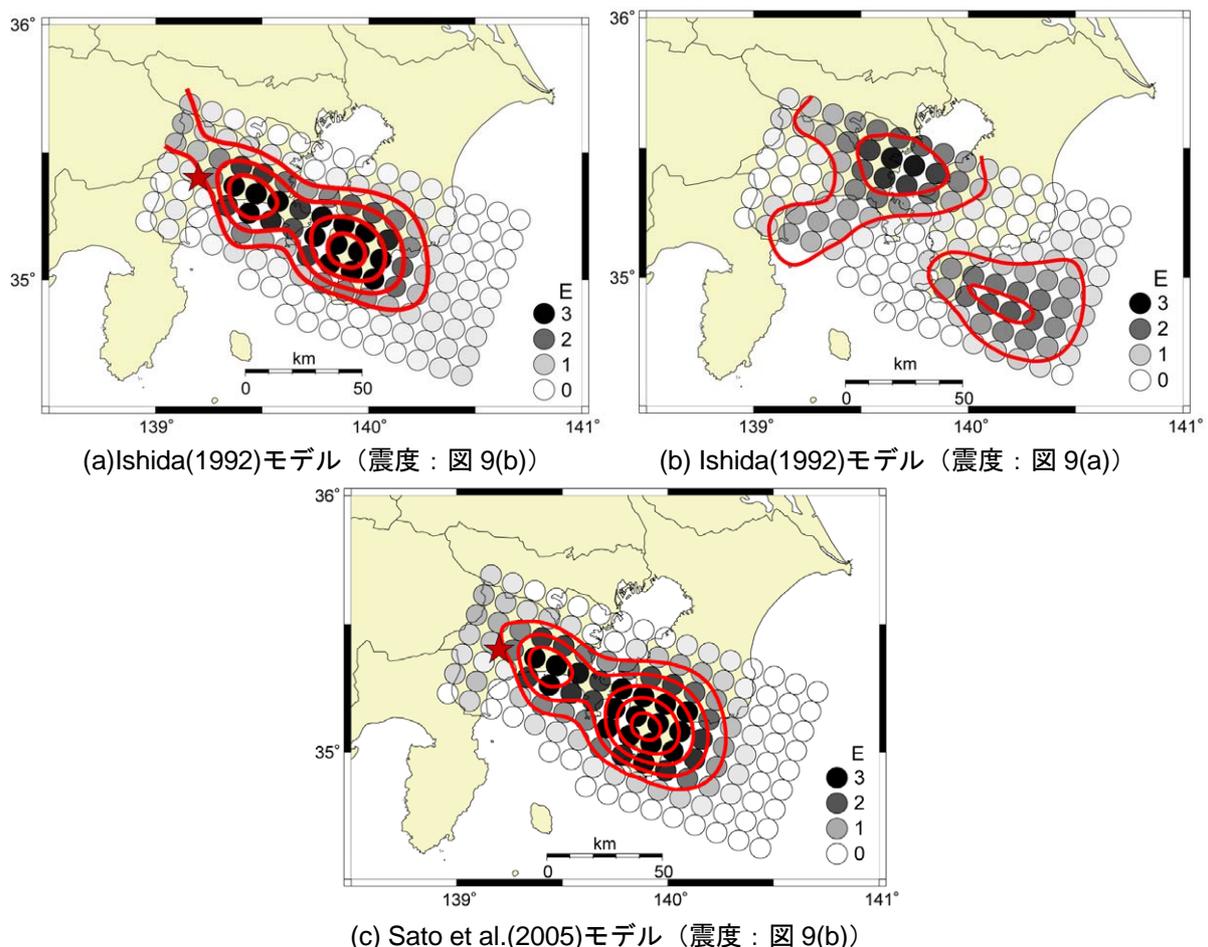


図 10 大正関東地震の震度インバージョン結果 (全地点震度)

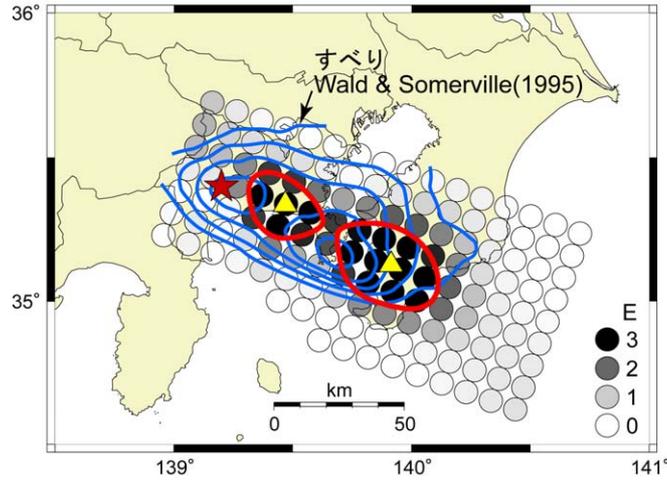


図 11 大正関東地震の震度インバージョン結果とすべり分布¹⁵⁾ (青コンター) との比較 (全地点震度)
赤実線: 短周期地震波発生域 (エネルギー50%を放出した領域)、黄三角: 短周期地震波発生域の重心

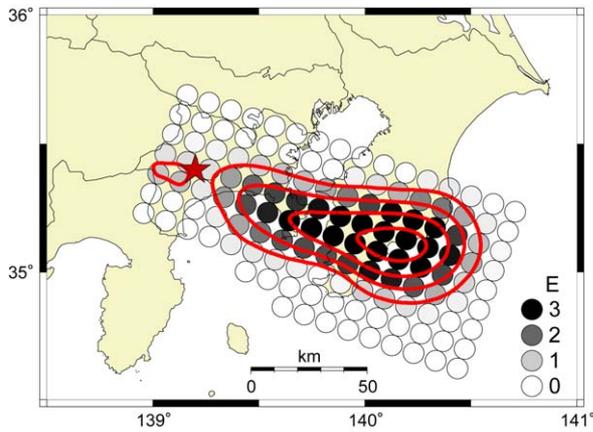


図 12 1703 年元禄地震の震度インバージョン結果

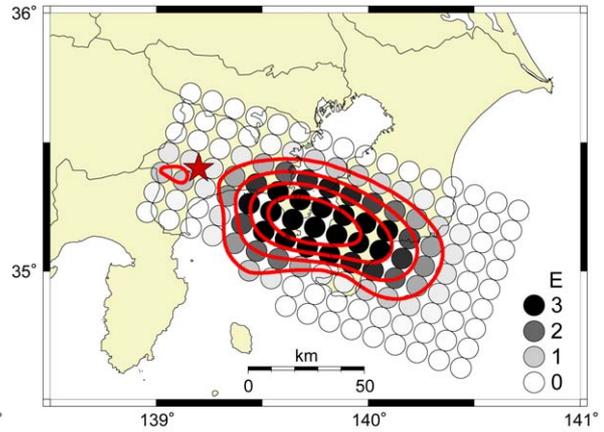


図 13 大正関東地震の震度インバージョン結果 (元禄地震の震度地点にデータを間引いた場合)

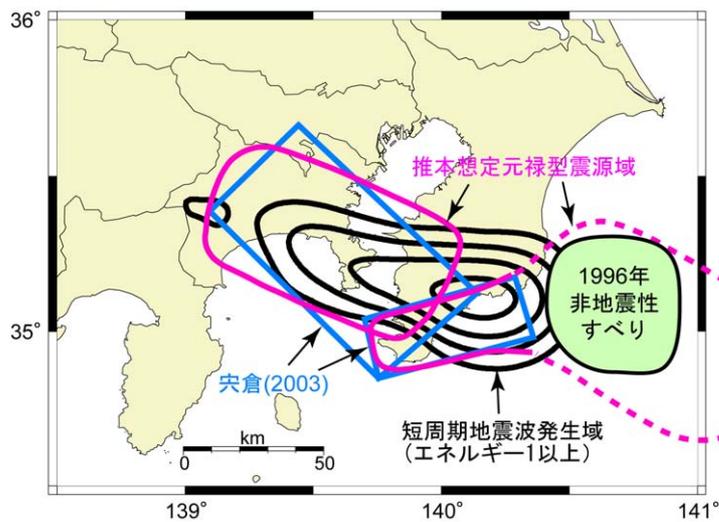


図 14 元禄地震の震源モデル¹⁸⁾、想定震源域¹⁹⁾および1996年非地震性すべり²⁰⁾と、震度インバージョン結果との比較

4. まとめ

最近の高密度で発表されている計測震度データを分析することによって、関東平野を対象とした短周期地震動特性の分析を行った。震度の距離減衰式を回帰分析によって評価すると、M8クラスの地震で100km前後から短い震源距離の震度は、東海・東南海・南海地震と同程度で、十勝沖や宮城沖より小さいことが分かった。揺れやすさの尺度である相対震度については、M依存性がみられ、埼玉東部、茨城県南部や東京東部の低地ではMが大きくなると相対震度が大きく、千葉県南部や神奈川県東部の丘陵地域では逆の傾向が見られた。

得られた震度の距離減衰特性や相対震度を用いて、1923年大正関東地震や1703年元禄地震の震度インバージョン解析を行い、短周期地震波発生域を求めた。大正関東地震の震度データは、当時の震度階と現在の震度階の不整合があることや震源域近傍の神奈川県や東京都の震度データがほとんどない問題があるので、当時の市町村ごとの建物全潰率から推定した震度を用いた。解析した結果、大正関東地震は三浦半島を挟んで2箇所に短周期地震波発生域があり、その重心はアスペリティのすべりの終端部にある結果が得られた。これは、アスペリティの中で最後に破壊される領域において、破壊が集中することによってすべり速度が急激に大きくなり、短周期地震動が多く放射される rupture front focusing 効果と考えられる。元禄地震の短周期地震波発生域は、震度点を同じにした大正関東地震の結果と比較して考察すると、神奈川県から房総半島南部までは大正関東地震に類似し、加えて房総半島南東沖に広がったが、1996年に発生した非地震性すべりの領域の手前で止まったことが分かった。

参考文献

- 1) 神田克久、武村雅之、宇佐美龍夫：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2、第56巻、2003年、pp.39-58.
- 2) 神田克久、武村雅之、宇佐美龍夫：震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域、地震2、第57巻、2004年、pp.153-170.
- 3) 神田克久、武村雅之：震度データから検証する宮城県沖で発生する被害地震の繰り返し、地震2、第58巻、第2号、2005年、pp.177-198.
- 4) 気象庁編集：地震年報(平成15年)、気象業務支援センター、CD-ROM、2005年.
- 5) 気象庁：平成16年および平成17年1月～12月地震・火山月報(防災編)、2004年～2005年.
- 6) 神田克久、宮村正光、宇佐美龍夫：地震被害推定のための詳細震度分布データの分析、日本建築学会構造系論文集、第555号、2002年、pp.77-84.
- 7) Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura and M. Takemura: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, Vol.218, 1993, pp.69-81.
- 8) 神田克久、武村雅之、十勝沖地震の震度インバージョン解析、月刊地球、号外No.55、特集：巨大地震による長周期地震動—予測と今後の対応策、海洋出版、2006年、pp.64-70.
- 9) 若松加寿江、久保純子、松岡昌志、長谷川浩一、杉浦正美：日本の地形・地盤デジタルマップ CD-ROM付、2005年.
- 10) Ishida, M.: Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, J. Geophys. Res., Vol.97, No.B1, 1992, pp.489-513.
- 11) Sato, H., N. Hirata, K. Koketsu, D. Okaya, S. Abe, R. Kobayashi, M. Matsubara, T. Iwasaki, T. Ito, T. Ikawa, T. Kawanaka, K. Kasahara and S. Harder: Earthquake source fault beneath Tokyo, Science, Vol.309, No.5733, 2005, pp.337-520.
- 12) 浜松音蔵、宇佐美龍夫：日本の地震震度調査表 I-VI(1885-1984)、東京大学地震研究所、1985年、866pp.
- 13) 諸井孝文、武村雅之：関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定、日本地震工学会論文集、第2巻、第3号、2002年、pp.35-71.
- 14) 宇佐美龍夫：最新版日本被害地震総覧 [416] -2001、東大出版会、2003年、605pp.

- 15) Wald, J.W. and P.G. Somerville: Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan earthquake: Geodetic and body-waveform analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.85, No.1, 1995, pp.159-177.
- 16) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato and M. Ohtake: Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, J. Geophys. Res., 103, B1, 1998, pp.855-867.
- 17) 加藤尚之: アスペリティ破壊の終端域での短周期地震波発生のメカニズムについて、日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集、2006 年 5 月。
- 18) 宍倉正展: 変動地形からみた相模トラフにおけるプレート間地震サイクル、地震研究所彙報、Vol.78、2003 年、pp.245-254.
- 19) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価について、<http://www.jishin.go.jp/main/index.html>, 2004 年。
- 20) 鷺谷威: GPS によるゆっくり地震の解析、科学、Vol.73、No.9、2003 年、pp.1006-1011.

(受理: 2006年3月28日)

(掲載決定: 2006年9月19日)

Source Process of Megathrust Earthquakes along the Sagami Trough Deduced from Seismic Intensity Data

KANDA Katsuhisa¹⁾ and TAKEMURA Masayuki²⁾

1) Member, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Eng.

2) Member, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Sci.

ABSTRACT

Measured seismic intensity data have been observed densely during many recent earthquakes in Japan. We have constructed seismic intensity database and analyzed the characteristics of attenuation and local site correction regarding short-period ground motions in various regions of Japan. It is found that the local site correction for seismic intensity is dependent on earthquake magnitude in the case of the Kanto plain. The regression analysis indicates that there is positive correlation at lowlands such as the east of Saitama and negative correlation at hilly areas such as the south of Chiba between the intensity coefficient for local site correction and magnitude. Using the obtained attenuation formula of seismic intensity and the intensity coefficient for local site correction, the intensity inversion analyses were carried out and the short-period seismic wave radiation zones (SPRZ) were identified for the Great Kanto earthquake in 1923 and the Genroku earthquake in 1703. The result shows that there were two separate SPRZs in east-and-west both sides across the Miura peninsula during the Great Kanto earthquake. The both of energy centroids of the SPRZ correspond to the terminus part of large slip areas derived from the existing waveform inversion study. The SPRZs of the Genroku earthquake are similar to those of the Great Kanto earthquake as for the areas from Kanagawa to the south of Chiba. In addition to those, the SPRZ is deduced to spread southeastward off the Boso peninsula.

Key Words: Seismic Intensity Inversion, the Great Kanto Earthquake, the Genroku Earthquake, Kanto Plain, Local Site Effect