統計的グリーン関数法による1923年関東地震 ($M_{JMA}7.9$) の
広域強震動評価ISOSEISMAL MAP OF STRONG MOTIONS FOR THE
1923 KANTO EARTHQUAKE ($M_{JMA} 7.9$)
BY STOCHASTIC GREEN'S FUNCTION METHOD壇 一男*, 渡辺基史**, 佐藤俊明***, 宮腰淳一**, 佐藤智美*
Kazuo DAN, Motofumi WATANABE, Toshiaki SATO,
Jun'ichi MIYAKOSHI and Toshimi SATOH

Seismological-bedrock motions for the 1923 Kanto earthquake ($M_{JMA} 7.9$) in the Tokyo Metropolitan area were simulated based on stochastic Green's functions for S -waves (Boore, 1983; Satoh *et al.*, 1994c) and a variable-slip rupture model (Wald and Somerville, 1995). Engineering-bedrock motions were also calculated with the Kanto Basin model (Sato *et al.*, 1999). Next, a strong ground motion at the JMA Tokyo was calculated with a surface-soil model, showing a good agreement with a strong ground motion simulated by an empirical Green's function method (Dan and Sato, 1998). Finally, isoseismal maps of peak ground velocities and instrumental seismic intensities in the area were evaluated based on the Digital National Land Information, showing a good agreement again with the JMA seismic intensities at Tokyo, Mera, and Yokosuka (JMA, 1996) and with a distribution map of the ratio of collapsed houses (Kayano, 1992).

Keywords : 1923 Kanto earthquake, Tokyo Metropolitan area, Strong motion, Stochastic Green's function,
Kanto Basin, Digital National Land Information

1923 年関東地震, 首都圏, 強震動, 統計的グリーン関数, 盆地構造, 国土数値情報

1. はじめに

首都圏における構造物の耐震設計や耐震診断、あるいは各種防災対策を考える上で、1923 年関東地震 ($M_{JMA} 7.9$) の強震動評価は重要な位置をしめており、これまで、太田・他 (1991)¹⁾ による横浜市の湾岸沖積地盤における強震動の評価、日本建築防災協会 (1992)²⁾ による臨海副都心の東京礫層もしくは江戸川層における強震動の評価、日本建築構造技術者協会 (1992)³⁾ による横浜市の土丹層における強震動の評価、石井・佐藤 (1994)⁴⁾ による東京・本郷の東京礫層における強震動の評価など、多くの研究や実務的な成果がとりまとめられている。

このうち、太田・他 (1991)¹⁾ および石井・佐藤 (1994)⁴⁾ による強震動評価は、震源から放出される地震波の特性 (震源特性)、震源から評価地点の地震基盤 (剪断波速度 2~3 km/s 程度) にいたる伝播経路の震動特性 (伝播特性)、評価地点における地震基盤から高層建築物の支持地盤である工学的基盤 (剪断波速度 0.5 km/s 程度以上) までの地盤の震動特性 (深層地盤特性) を精度よく評価するために、武村・池浦 (1987)⁵⁾ や Dan *et al.* (1989)⁶⁾ が開発した経験的グリーン関数法を用いており、評価地点あるいはその付近で中小規模地震の記録があらかじめ得られていることが前提となっている。首都圏では、他地域に比較して、地震観測網が密に配されて

いるため、観測記録を有効に利用すれば、同様の精度の高い強震動評価が多くの地点で可能であるが、それでもなお首都圏全域を高密度にカバーするには至っていない。

一方、釜江・他 (1991)⁷⁾ は、経験的グリーン関数法で必要な中小規模地震の記録が得られていない地点での強震動評価のために、統計的グリーン関数法を適用することを考え、マグニチュード 7 クラスの想定地震による大阪府熊取町の露頭岩盤サイトにおける強震動を算定した。この研究では、統計的グリーン関数として、Boore (1983)⁸⁾ の提案した地震基盤における S 波主要動の統計モデルに基づく模擬地震動を用いているが、地震基盤から露頭岩盤までの地盤特性については考慮せず、今後の研究成果により別途評価すると述べている。これに対し、佐藤・他 (1994a)⁹⁾ は、仙台地域の地震基盤から工学的基盤までの地盤特性 (深層地盤特性) を、12 地点における地震記録を解析して経験的に評価し、工学的基盤における S 波主要動の統計的グリーン関数を用いて、1978 年宮城県沖地震 ($M_{JMA} 7.4$) による強震動を算定した。さらに、算定した工学的基盤における強震動を入力地震動として、工学的基盤から地表までの地盤特性 (非線形性を含む表層地盤特性) を考慮して、12 地点における地表での強震動を評価した。同様に、大阪府土木部 (1997)¹⁰⁾ は、府下の土木施設の耐震性強化を目的として、

* 榊大崎総合研究所 博士 (工学)
** 榊大崎総合研究所 工修
*** 榊大崎総合研究所 工博

Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.
Ohsaki Research Institute, Inc., M. Eng.
Ohsaki Research Institute, Inc., Dr. Eng.

5つの想定地震による強震動を、長周期成分は理論的方法で、短周期成分は統計的グリーン関数法で評価した。このうち、統計的グリーン関数法においては、大阪府域の地震基盤から地表までの地盤特性(深層地盤特性および非線形性を含む表層地盤特性)を、11地点における地震記録を解析して、ゾーンごとの値として経験的に評価した。

上述した3つの研究や報告では、いずれも、地震基盤以浅の地盤特性は、考慮されないか、地震記録の統計解析による経験的な増幅特性として評価されている。これは、深層および表層の地盤構造が必ずしも広域にわたって精度よく知られていないことによる。一方、首都圏では、後述するように、三次元的な深層地盤構造が明らかにされつつあり、表層地盤構造に関するデータもかなり蓄積されている。また、最近では、地形や地質などの広域の情報をデータベース化した国土数値情報を利用して、地盤特性を評価する研究も精力的に行われている。そこで、本論文では、これら深層および表層の地盤特性に関する最新の知見を取り入れた統計的グリーン関数法により、従来の経験的グリーン関数法による研究成果では関東地震の強震動の評価地域が限定されていたものを、首都圏全体に拡張して強震動評価を行った。さらに、壇・佐藤(1998)¹¹⁾の経験的グリーン関数法による強震動の予測結果によれば、断層の非一様すべり破壊(Wald and Somerville, 1995)¹²⁾の影響が断層面に近い地点において大きいため、断層モデルについても最新の知見を反映させることとした。

なお、本論文では、上述した3つの研究や報告と同じく、構造物への影響が大きいS波主要動を対象として強震動を評価した。

2. 評価結果の比較対象および統計的グリーン関数の作成

2.1 関東地震の強震動レベルに関する資料

本論文では、統計的グリーン関数法で評価した関東地震の広域強震動の妥当性を調べるために、以下の2つの資料と比較した。

1) 東京における復元記録および推定強震動

関東地震の東京における記録は、東京大学の本郷構内で大森式地動計、ユーイング円盤型強震計、および今村式2倍強震計で得られているが、記録可能な振幅を超えたため、記録針が外れて波形が欠落したり飽和した波形となっており、完全な記録は存在しない(横田・他, 1989)¹³⁾。これらの不完全な記録の復元が、これまでいくつかの研究グループにより行われている。このうち、Morioka (1980)¹⁴⁾はユーイング円盤型強震計による記録のはじめの約2分間の部分を復元し、周期0.2~15秒の成分から南西~北東方向の最大変位を46cm、最大加速度を392cm/s²と推定している。同じく、横田・他(1989)¹³⁾は今村式2倍強震計による記録の約20分間の部分を復元し、周期2~15秒の成分から東西方向の最大変位を14.5cm、最大速度を25.6cm/s、最大加速度を185cm/s²と推定している。復元された波形の最大値は、復元の方法および対象とする地震波の周期によって大きく変化するが、これらの復元記録は関東地震の東京・本郷(位置は図1を参照)における強震動のレベルを示す貴重な資料である。

一方、壇・佐藤(1998)¹¹⁾は、関東地震の断層の非一様すべり破壊(Wald and Somerville, 1995)¹²⁾を考慮した経験的グリーン関数法

を用いて、東京・本郷における周期3~15秒の速度波形を合成し、横田・他(1989)¹³⁾の復元速度波形と調和する結果を得たうえで、東京・気象庁など6地点(各地点の位置は図1を参照)における加速度波形を合成した。そこで、本論文では、はじめに、東京・気象庁における地震動を統計的グリーン関数法で評価し、経験的グリーン関数法による合成結果と比較することとした。ただし、後述するように、本論文の統計的グリーン関数法では伝播経路(地殻)のQ値を考慮した波形合成を行うのに対し、壇・佐藤(1998)¹¹⁾の経験的グリーン関数法ではQ値の補正を行っていない。そのため、東京・気象庁における地震動を、Q値を考慮した経験的グリーン関数法で再評価した。具体的には、Q値の補正を振動数領域において $\exp[(r_s - r_{pq})\pi f / Q(f)\beta]$ で行った。ここに、 r_s は要素地震の震源距離、 r_{pq} は(p, q)番目の要素断層までの距離、fは振動数、Q(f)は地殻のQ値で後出の(2)式による値、 β は地殻の剪断波速度で3.71km/sとした。再評価した合成加速度波形のEW成分およびNS成分の最大値はそれぞれ470cm/s²および355cm/s²、合成加速度波形を積分して求めた速度波形の最大値はそれぞれ33.1cm/sおよび31.5cm/sとなった(後出の図6および図7を参照)。

2) 首都圏における震度および木造住宅全潰率

関東地震の広域における強震動レベルを示す基礎資料としては、気象庁震度および震災予防調査会(1925)¹⁵⁾の木造建物全潰率があり、これまでも翠川・小林(1980)¹⁶⁾や壇・佐藤(1998)¹¹⁾などにより、推定強震動の妥当性の検証のために用いられてきた。そこで、本論文でも、評価した広域強震動を計測震度の形で表現し、これらの資料と比較することとした。具体的には、震度として、気象庁(1996)¹⁷⁾による東京・気象庁、布良、横須賀の震度6を比較対象とした(各地点の位置は図1を参照)。また、上の1)で述べたように、東京・気象庁など6地点では、壇・佐藤(1998)¹¹⁾により経験的グリーン関数法で地震動が合成され、合成波形の計測震度が算定されているので、本論文でも同じ6地点でQ値の補正を考慮した経験的グリーン関数法で地震動を再評価し、これらの合成波形から算定される計測震度も比較対象とした。

もう一方の木造建物全潰率は、茅野(1992)¹⁸⁾により再検討され、木造住宅全潰率分布として、1%、10%、30%、50%、70%のコンターが示されている(後出の図14を参照)。関東地震当時、震度6は最上級の震度として家屋の倒壊が見られた地域に適用されたが、その後、1948年福井地震の震災を踏まえて震度7が新設され、1995年兵庫県南部地震の翌年に現行の計測震度に基づく震度に改正されるまで、震度6は家屋の倒壊が30%以下の地域、震度7は家屋の倒壊が30%以上の地域に適用された。これらのことから、茅野(1992)¹⁸⁾が示した木造住宅全潰率のうち1%のコンターを震度5と震度6との境界、30%のコンターを震度6と震度7との境界と解釈しても大きな誤りはないと考えられ、本論文で評価した計測震度分布をこれらのコンターと比較することとした。これにしたがい、上述した気象庁(1996)¹⁷⁾による横須賀の震度は6となっているが、茅野(1992)¹⁸⁾が示した木造住宅全潰率は横須賀で30%以上となっているので、本論文では、そこの震度を7として扱うこととした。

図1 1923年関東地震の断層モデルと最終すべり量分布

図中の★は破壊開始点(震央)、断層長さは130 km、幅は70 km、走向はN110E、傾斜角は北北東に向かって25°である。要素断層の番号(p, q)は、走向方向(東南東)へ $p=1\sim10$ 、傾斜方向(北北東)へ $q=1\sim7$ とし、破壊は、破壊開始点から3 km/sの速度で同心円状に広がるとした。東京・本郷では、関東地震の強震記録がMorioka (1980)¹⁴⁾や横田・他(1989)¹³⁾などにより復元されている。東京・気象庁、布良、横須賀では、気象庁(1996)¹⁷⁾により震度が報告されている。また、東京・気象庁、横浜、館山、網代、小田原(岩盤上および堆積層上の2地点)では、1990年神奈川県西部地震(M_{JMA} 5.1)による記録が得られているので、これら6地点においては Q 値を考慮した経験的グリーン関数法で関東地震の強震動を評価し、統計的グリーン関数法で評価した結果と比較した。

2.2 断層モデルおよび地盤構造モデル

関東地震の断層モデルとしては、これまでも多くのモデルが提案されているが、本論文では、Wald and Somerville (1995)¹²⁾により同定された非一様すべり破壊モデルを採用した。このモデルは、測地学的データと遠地の地震記録を説明するように決められており、断層の長さ方向(東西方向)に10、断層の幅方向(南北方向)に7の合計70の要素断層におけるすべり時間関数が同定されている。図1に、断層モデル全体および各要素断層における最終すべり量を示す。図中の★は破壊開始点(震央)で、破壊は破壊開始点から3 km/sの速度で同心円状に広がるとしている。また、要素断層の番号(p, q)を、走向方向(東南東)へ $p=1\sim10$ 、傾斜方向(北北東)へ $q=1\sim7$ とすると、相対的に最終すべり量の大きい部分が、破壊開始点である(2,3)番目の要素断層および破壊開始点から約60 km東方の(7,2)番目の要素断層にあることがわかる。

首都圏の深層地盤構造に関しては、これまで非常に多くの調査や研究が行われている。本論文では、このうちSato et al. (1999)¹⁹⁾による工学的基盤以深の三次元深層地盤構造モデルを採用した。このモデルは、既往の各種調査結果をもとに、1990年神奈川県西部地震(M_{JMA} 5.1)による首都圏の13地点における周期3.3~10

図2 地震基盤の深さ分布 (Sato et al., 1999)¹⁹⁾

図3 工学的基盤の速度分布 (Sato et al., 1999)¹⁹⁾

秒の地震記録が説明できるように作成されたモデルである。Sato et al. (1999)¹⁹⁾による三次元深層地盤構造モデルのうち、剪断波速度が2.7 km/sもしくは2.4 km/sの地震基盤の深さ分布を図2に、工学的基盤すなわち最上層の剪断波速度の分布を図3に示す。

以上より、先述した関東地震の非一様すべり破壊モデルと地震基盤における統計的グリーン関数を用いれば、首都圏の地震基盤における強震動の時刻歴が算定でき、さらに深層地盤構造モデルを用いれば、工学的基盤における時刻歴が算定できる。

一方、首都圏の表層地盤構造に関しても、標準貫入試験やボーリング調査をはじめとする多くの調査が行われている。また、地形や地質などの広域の情報をデータベース化した国土数値情報を利用して、表層地盤特性を評価する研究も松岡・翠川(1993)²⁰⁾などにより精力的に行われている。そこで、本論文では、東京・気象庁の地表における強震動の評価にあたっては、東京都土木技術研究所(1996)²¹⁾の資料をもとに表層地盤構造モデルを作成し、地

表 1 東京・気象庁における地盤構造モデル

	深さ [m]	密度 ρ [gram/cm ³]	S 波速度 β [m/s]
地表	0 ~ 30	1.5	200
工学的基盤	30 ~ 200	1.8	600
	200 ~ 1400	1.9	840
	1400 ~ 1800	2.0	1200
	1800 ~ 2600	2.1	1300
	2600 ~ 3000	2.3	1400
地震基盤	3000 ~ 3800	2.5	2720
	3800 ~	2.6	3330

表における時刻歴を算定することとし、広域の地表における強震動の評価にあたっては、国土数値情報から表層地盤による最大速度の増幅度を松岡・翠川(1993)²⁰⁾にしたがって求め、地表における最大速度分布を算定することとした。

表 1 に東京・気象庁における地盤構造モデルを示す。表中の最上層は東京都土木技術研究所(1996)²¹⁾の資料をもとに、それよりも深い層は Sato *et al.* (1999)¹⁹⁾ による三次元深層地盤構造モデルをもとに作成した。また、地盤の Q 値は、最上層については、この層が粘土とシルトで主に構成されていることから、小林・他(1999)²²⁾ が提案している式のうち、粘土・シルト地盤を対象にした下式で表される値とした。

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{\beta_{sf}} \left(\frac{1}{0.031f} + \frac{1}{0.48} \right) \quad (1)$$

ここに、 f は振動数 (Hz)、 β_{sf} は剪断波速度 (m/s) で、いまの場合 200 m/s である。上式の Q 値は、仙台地域の地表と地中約 30 m における地震記録を用いて逆解析により同定されたものであるが、東京都江東区および千葉県習志野市の表層地盤への適用性が確認されている。なお、粘土地盤およびシル土地盤の Q 値に関する既往の研究成果が、福島・翠川(1994)²³⁾ によりまとめられているが、上式の Q 値とほとんど同じである。一方、最上層よりも深い層についても、福島・翠川(1994)²³⁾ により研究成果がまとめられており、100 m 以深の堆積岩の平均的な Q 値として、振動数 0.5 ~ 5 Hz で $Q(f)=36.3f^{0.68}$ 、5 Hz 以上で $Q(f)=108$ と求められている。この結果は、首都圏の深部地盤を対象とした研究成果を主に含むデータベースから求められたものであるが、個々の研究成果はこの平均的な値の 1/3 ~ 3 倍程度となっている。本研究では、関東地震の広域強震動評価にさきだち、福島・翠川(1994)²³⁾ による平均的な Q 値を用いて、東京・気象庁における関東地震の強震動を予備的に計算した。ただし、0.5 Hz より低振動数領域では平均的な Q 値が示されていないため 0.5 Hz での値、すなわち $Q(f)=22.7$ で一定とした。その結果、地震波が厚さ 3 km の堆積層中を伝播する間に減衰し、特に短周期の地震波は急激に減衰したために、経験的グリーン関数法による結果と比べ過小評価となった。この予備的な計算結果を踏まえて、本論文では、最上層よりも深い層の Q 値として、次の (2) 式で表される佐藤・他(1994b)²⁴⁾ による値を用いた。ただし、佐藤・他(1994b)²⁴⁾ は約 0.1 ~ 1.0 Hz の Q 値についてはさらなる検討が必要であるとの指摘をしていることより、本論文では、0.8 Hz より低振動数領域では 0.8 Hz での

(a) 地震基盤から工学的基盤までの地盤増幅率(実線)と地震基盤から地表までの地盤増幅率(点線)

(b) 工学的基盤から地表までの地盤増幅率

図 4 東京・気象庁における地盤増幅率

値、すなわち $Q(f)=94$ で一定とした。

$$Q(f) = \begin{cases} 94 & (0 \leq f \leq 0.8) \\ 110f^{0.69} & (0.8 \leq f) \end{cases} \quad (2)$$

上式の下段の Q 値は、仙台地域の地震記録を解析して、地殻の Q 値として同定されたものであり、既往の研究で求められている東北・関東地方の地殻の Q 値とはほぼ同じ値であることが確認されている。また、佐藤・他(1994b)²⁴⁾ は、この Q 値を仙台地域の地震基盤(剪断波速度 2800 m/s)から工学的基盤(剪断波速度 550 m/s)までの深層地盤にも適用し、地震記録から推定される経験的な地盤増幅率と S 波の一次元重複反射理論による地盤増幅率とが整合することを示している。さらに、この Q 値は、先述した福島・翠川(1994)²³⁾ による 100 m 以深の堆積岩の平均的な Q 値の約 3 倍であり、Kinoshita(1992)²⁵⁾ が、下総(千葉県)および府中(東京都)の地殻活動観測施設の深層井の地震記録から求めた深層地盤の Q 値(振動数 1 ~ 4 Hz でそれぞれ $80f^{0.6}$ および $80f^{0.9}$)とおおむね対応している。そこで、本論文では、(2) 式による Q 値が、首都圏の地殻の Q 値としてのみではなく、深層地盤の Q 値としても用いることができると判断した。

表 1 に示した地盤構造モデルに S 波の一次元重複反射理論を適用して、地震基盤から工学的基盤までの増幅率、地震基盤から地表までの地盤増幅率、および工学的基盤から地表までの地盤増幅率を求めた。結果を図 4 に示す。図 4(a) より、地震基盤から工学的基盤までの深層地盤特性(実線)が、周期 10 秒、4 秒、2.2 秒などのピークとして現れており、周期 0.05 ~ 1 秒の帯域では地盤増幅率が 2 程度となっていること、図 4(b) より、工学的基盤から地表までの表層地盤特性が、周期 0.6 秒や 0.2 秒などのピークとして現れており、各ピークでの地盤増幅率は 2.5 前後となっていることがわかる。

2.3 地震基盤における統計的グリーン関数の作成

本論文では、釜江・他 (1991)⁷⁾ などと同様に、地震基盤における S 波主要動の統計的グリーン関数を、Boore (1983)⁸⁾ の統計モデルに準拠して作成した。この統計モデルは、次式で表される地震動の加速度フーリエスペクトルのモデルである。

$$A_{pq}(f) = \frac{F}{4\pi\rho_{pq}\beta_{pq}^3} \frac{M_{0pq}(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cpq})^2} \frac{1}{\sqrt{1 + (f/f_{maxpq})^m}} \times \frac{1}{r_{pq}} \exp\left[-\frac{\pi f r_{pq}}{Q(f)\beta_{pq}}\right] \times 2 \sqrt{\frac{\rho_{pq}\beta_{pq}}{\rho_{sb}\beta_{sb}}} \quad (3)$$

ここに、 pq は要素断層に関する添字で、 $A_{pq}(f)$ は地震動の加速度フーリエスペクトル、 F は地震波の放射特性、 ρ_{pq} および β_{pq} は要素断層における地殻の密度および剪断波速度、 M_{0pq} は地震モーメント、 f_{cpq} は臨界振動数、 f_{maxpq} は高周波遮断振動数、 m は定数、 r_{pq} は震源距離、 $Q(f)$ は地殻の Q 値、 ρ_{sb} および β_{sb} は地震基盤の密度および剪断波速度である。最終項は、自由表面の影響および要素断層における地殻のインピーダンスと地震基盤のインピーダンスとの相違 (佐藤, 1978)²⁶⁾ を考慮した項である。

これらのパラメータのうち、媒質に関する量、すなわち ρ_{pq} および β_{pq} は要素断層の深さにより変わる値で、壇・佐藤 (1998)¹¹⁾ の論文の表 1 に示されている値、 $Q(f)$ は (2) 式で表される値、 ρ_{sb} および β_{sb} は計算地点により若干異なる値で、東京・気象庁では表 1 に示した 2.5 g/cm³ および 2720 m/s である。

また、震源に関する量、すなわち M_{0pq} および f_{cpq} については、図 1 に示した断層モデルの要素断層の大きさを考慮して、壇・佐藤 (1998)¹¹⁾ の論文の規模補正要素地震と同じく、断層の長さ L_{pq} を 13 km、幅 W_{pq} を 10 km、最終すべり量 D_{pq} を 177 cm とし、下の (4) 式から (6) 式を用いて算定した。

$$M_{0pq} = \mu_{pq} L_{pq} W_{pq} D_{pq} \quad (4)$$

$$f_{cpq} = \frac{(7/16)^{1/6}}{\sqrt{\pi}} \beta_{pq} \left(\frac{\sigma_{pq}}{M_{0pq}} \right)^{1/3} \quad (5)$$

$$\sigma_{pq} = \frac{7\pi}{16} \frac{\mu_{pq} D_{pq}}{\sqrt{L_{pq} W_{pq} / \pi}} \quad (6)$$

ここに、 $\mu_{pq} (= \rho_{pq} \beta_{pq}^2)$ は地殻の剛性率、 σ_{pq} は実効応力 (Brune, 1970)²⁷⁾ である。

さらに、 F は、強震動を評価する領域内のある 1 つの地点を考えると、その地点は関東地震の各要素断層からみて常に同じ方位に位置しているわけではないこと、および短周期の地震記録には明確な放射特性が見られないことから、平均的な値を用いることとした。無限媒質中の低角たてずれ断層の近距離 (震源から放出される地震波の角度が鉛直下方からはかって 120°~180°の範囲) における F の平均値は、すでに Boore and Boatwright (1984)²⁸⁾ により理論的に求められており、 P 波で 0.55、 SH 波 (S 波のうち重力の方向に直交する成分) で 0.34、 SV 波 (S 波のうち SH 波に直交する成分) で 0.62、 SV 波と SH 波をベクトル合成した S 波で 0.70 で

図5 東京・気象庁の地震基盤における統計的グリーン関数の例

ある。本論文では、関東地震の広域地震動評価結果を、最終的に後出の (8) 式で最大速度を計測震度に換算して示す。この (8) 式では、最大速度としてベクトル合成値ではなく水平・上下 3 成分中の最大値を用いることから、 F として SV 波の放射特性の平均値 0.62 を採用することとした。また、 f_{maxpq} および m は佐藤・他 (1994b)²⁴⁾ による 13.5 Hz および 4.2 とした。

一方、時刻歴の作成には経時特性もしくは位相特性が必要であるが、首都圏の地震基盤における S 波主要動の経時特性に関しては、現在までに研究成果が得られていない。そこで、本論文では、気象庁マグニチュード M_{JMApq} と震源距離 r_{pq} とで規定される佐藤・他 (1994c)²⁹⁾ による統計的経時特性を準用することとした。ここに、気象庁マグニチュードは、佐藤 (1989)³⁰⁾ による式で地震モーメント M_{0pq} から換算した。この統計的経時特性は、仙台地域の工学的基盤における S 波主要動の地震記録から求められたものであるため、今後、首都圏の地震基盤における S 波主要動の経時特性との相違を調べる必要がある。

図 5 に、東京・気象庁の地震基盤における統計的グリーン関数の例を示す。この例は、破壊開始点である (2,3) 番目の要素断層に対応する統計的グリーン関数で、地震モーメント M_{0pq} は 7.7×10^{25} dyne-cm、気象庁マグニチュード M_{JMApq} は 6.5、実効応力 σ_{pq} は 127 bar、臨界振動数 f_{cpq} は 0.2 Hz である。

なお、統計的グリーン関数の作成にあたっては、初期位相を乱数で与えるために、本論文では、乱数を変えた 3 つのケースを考え、広域強震動評価に与える影響についても調べた。

3. 東京・気象庁における時刻歴波形の合成結果

関東地震による東京・気象庁の地震基盤における地震動波形は、壇・佐藤 (1998)¹¹⁾ が提案した断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法にしたがい、各要素断層の最終すべり量および最大すべり速度を考慮して合成した。さらに、得られた地震基盤における地震動波形を、表 1 に示した地盤構造モデルに鉛

図6 東京・気象庁における関東地震の合成加速度波形

図7 東京・気象庁における関東地震の積分速度波形

直下方から入力し、工学的基盤および地表における地震動波形をS波の一次元重複反射理論により計算した。合成加速度波形を図6に、それらを積分して求めた速度波形を図7に示す。比較のために、各図の(d)および(e)には、1990年神奈川県西部地震(M_{JMA} 5.1)の東京・気象庁における加速度記録を経験的グリーン関数として用いた合成結果(EW成分およびNS成分)も示している。図6および図7のいずれの波形も周期0.067秒から8秒の帯域フィルターで処理した波形である。

図6の(a)~(c)より、最大加速度は、地震基盤から工学的基盤までが1.9倍の増幅、地震基盤から地表までが2.7倍の増幅となっており、図4(a)に示した地盤増幅率の短周期領域における値とはほぼ対応していることがわかる。また、図7の(a)~(c)より、最大速度は、地震基盤から工学的基盤までが1.9倍の増幅、地震基盤から地表までが2.0倍の増幅となっており、表層地盤での増幅は少ないことがわかる。これは、工学的基盤における速度波形の卓越周期が約5秒であり、この周期の地震動の表層地盤による増幅率が図4(b)で1となっていることと対応している。

一方、図6の(c)に示した統計的グリーン関数法による地表における加速度波形を、同図(d)および(e)に示した経験的グリーン関数法による地表における加速度波形と比較すると、減衰部の継続時間は短くなっているものの、両者の強震部はほぼ整合している。さらに、図7の(c)に示した統計的グリーン関数法による速度波形を、同図(d)に示した経験的グリーン関数法による速度波形のEW成分と比較すると、最大値および断層破壊所要時間に相

図8 東京・気象庁の地表における合成加速度波形の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトルの比較

細線：統計的グリーン関数法による地震基盤における結果
太線：統計的グリーン関数法による地表における結果
破線：経験的グリーン関数法による地表における結果(EW成分)
点線：経験的グリーン関数法による地表における結果(NS成分)

当するははじめの約40秒間の経時特性はよく整合しているが、経験的グリーン関数法の結果に見られる関東平野の三次元堆積盆地構造の影響による発達した後続動は、統計的グリーン関数法の結果には再現されていない。この傾向は、同図(e)に示した経験的グリーン関数法による速度波形のNS成分と比較すると顕著であり、これは、本論文で作成した統計的グリーン関数がS波主要動を対象としたものであること、および深層地盤特性の評価にS波

図9 地震基盤における最大速度分布

の一次元重複反射理論を適用していることによるものである。長周期成分が卓越するこの後続動の再現には、三次元深層地盤構造モデルを用いた理論的方法 (Sato *et al.*, 1999)¹⁹⁾ による地震動の計算結果との融合が必要である。

統計的グリーン関数法による地震基盤および地表における合成波形と経験的グリーン関数法による合成波形の周期特性を調べるために、それぞれの波形の減衰定数 5% の擬似速度応答スペクトルを計算した。結果を図 8 に示す。図より、周期 8 秒付近および 0.2 秒付近で統計的グリーン関数法による地表における結果が経験的グリーン関数法による結果よりも小さくなっているものの、周期 0.3 ～ 5 秒の広い帯域で両者はよく整合していることがわかる。

以上の比較結果より、東京・気象庁において統計的グリーン関数法で評価した S 波主要動はほぼ妥当なものであるといえ、これは地下構造モデルが適切であることを示していると考えられる。

4. 首都圏における強震動評価結果

4.1 地震基盤および工学的基盤における結果

前章で東京・気象庁を対象に行った計算を関東地震の断層を含む広い領域、すなわち北緯 34.5612°～36.3721°、東経 138.728°～140.599° の 142×167=23,714 地点で行った。計算地点は格子状に配し、その間隔を国土数値情報の 3 次メッシュの大きさと同じく約 1 km とした。計算結果のうち、地震基盤における合成波形の最大速度分布を図 9 に、地震基盤における合成波形を入力として S 波の一次元重複反射理論で算定した工学的基盤における地震動波形の最大速度分布を図 10 に示す。

図 9 に示した地震基盤における最大速度分布は、図 1 に示した関東地震の断層の最終すべり量の大きな部分に近い地点で大きくなっており、断層までの距離だけでは表現できない複雑な分布となっている。

一方、図 10 に示した工学的基盤における最大速度分布から、

図10 工学的基盤における最大速度分布

相模湾沖から館山平野にかけての海域と陸域、相模平野、および横須賀から富津岬にかけての海域と陸域で 60 cm/s を越える大きな値となっていることがわかる。これらの地域は、図 1 に示した最終すべり量の大きな部分に近く、さらに、図 2 に示した地震基盤深さ(堆積層厚)が 2.4 km 以上の地域にあたり、震源特性および深層地盤特性の双方の影響を受けた結果となっている。

4.2 地表における結果

次に、工学的基盤における地震動波形の最大速度と国土数値情報に基づく工学的基盤から地表までの最大速度の地盤増幅度とを用いて、地表における最大速度を算定した。表層地盤の増幅度 Amp_{sf} は、松岡・翠川 (1993)²⁰⁾ にしたがって、はじめに各計算地点における地形や地質などの情報から表層 30 m の平均剪断波速度 β_{sf} を推定したのち、下式により求めた。

$$Amp_{sf} = \left(\beta_{eb} / \beta_{sf} \right)^{0.71} \quad (7)$$

ここに、 β_{eb} は工学的基盤の剪断波速度で、図 3 に示した値である。上式で評価される増幅度の常用対数、すなわち $\log Amp_{sf}$ の標準偏差は 0.15 である。なお、表層 30 m の平均剪断波速度の推定にあたっては、松岡・翠川 (1993)²⁰⁾ が示している係数のうち個別の河川流域ごとの係数については、一括して平均値を国土数値情報に適用した。

このようにして求めた工学的基盤から地表までの最大速度の地盤増幅度分布を図 11 に、それを用いて算定した地表における最大速度分布を図 12 に示す。図 12 に示した地表における最大速度分布から、工学的基盤における最大速度が 60 cm/s を越えていた相模平野、三浦半島南部、横須賀、富津岬付近、および館山平野で 120 cm/s を越える非常に大きな値となっていること、さらに、同様に大きな最大速度が足柄平野に存在していることがわかる。

最後に、算定した地表における最大速度分布の妥当性を調べるために、次の童・山崎 (1996)³¹⁾ の式を用いて、最大速度 PHV を計測震度 I に換算し、結果を気象庁 (1996)¹⁷⁾ による各地の震度、

図11 工学的基盤から地表までの最大速度の地盤増幅率分布

Q 値を考慮した経験的グリーン関数法で算定した計測震度、および茅野 (1992)¹⁸⁾ による木造住宅全潰率と比較した。

$$I = 2.30 + 2.01 \log[PHV(\text{cm/s})] \quad (8)$$

ここに、最大速度 PHV は実用性の観点から 3 成分中の最大値を用いるものとし、ベクトルで合成したものではないとされている。上式によれば、震度が 6 以上 (計測震度で 5.5 以上) となるのは最大速度が 39 cm/s 以上のときで、震度が 7 (計測震度で 6.5 以上) となるのは最大速度が 123 cm/s 以上のときである。なお、上式により換算される計測震度の標準偏差は 0.418 である。

表 2 は、関東地震で観測された東京、布良、横須賀の震度 (気象庁, 1996)¹⁷⁾ および東京・気象庁など 6 地点において経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法で算定した計測震度である。経験的グリーン関数法による計測震度は、各地で得られた 1990 年神奈川県西部地震 (M_{JMA} 5.1) による加速度記録を要素波形として合成された加速度波形 (水平 2 成分、上下 1 成分) から算定した値、統計的グリーン関数法による計測震度は、各地点が属する計算メッシュ (約 1 km 四方) の中心での代表値である。表より、東京、布良、横須賀の 3 地点では、気象庁 (1996)¹⁷⁾ による震度と統計的グリーン関数法で算定した計測震度とがよく対応していること、小田原の岩盤地点を除いて統計的グリーン関数法によ

図12 地表における最大速度分布

る計測震度と経験的グリーン関数法による計測震度とがよく対応していることがわかる。小田原の岩盤地点において統計的グリーン関数法で算定した計測震度が経験的グリーン関数法で算定した計測震度よりも 0.7 大きく評価されたのは、この地点が扇状地をひかえた岩盤上に位置し、約 1 km のメッシュで構成される国土数値情報では扇状地性低地に分類され、そこでの工学的基盤から地表までの最大速度の地盤増幅率が 2.7 とかなり大きく評価されたためである。

さらに、表中の東京 (JMA) に示した統計的グリーン関数法による計測震度は 5.7、すなわち最大速度にして 48.0 cm/s であるのに対し、同地点で国土数値情報ではなく、表層地盤モデルを用いて求めた最大速度は 32.1 cm/s (図 7c を参照) であるので、前者は後者の 1.5 倍となっている。工学的基盤における地震動は、前者が計算メッシュの中心位置における値で、後者が東京・気象庁の位置における値であるため、若干の差があるものの、この地表における最大速度の相違は、主として表層地盤の増幅率の評価結果の差である。さきに述べたように、(7) 式による最大速度の地盤増幅率の常用対数 ($\log Amp_{sf}$) の標準偏差は 0.15 であり、これを真数 (Amp_{sf}) にすると $10^{0.15}=1.4$ となるため、回帰式の予測精度の観点からは、両者はほぼ整合した結果となっているともいえる。し

表 2 各地の震度と本論文で算定した計測震度

地名	東京 (JMA)	布良	横須賀	横浜 (JMA)	館山 (JMA)	網代 (JMA)	小田原 (岩盤)	小田原 (堆積層)
気象庁 (1996) ¹⁷⁾ による震度	6	6	7	—	—	—	—	—
経験的グリーン関数法で算定した計測震度	5.5	—	—	6.2	6.9	5.3	5.6	6.8
統計的グリーン関数法で算定した計測震度	5.7	5.9	6.7	6.4	6.8	5.5	6.3	6.6

注) 気象庁 (1996)¹⁷⁾ による横須賀の震度は 6 であるが、茅野 (1992)¹⁸⁾ による木造住宅全潰率が横須賀で 30% 以上となっていることを考慮して、そこでの震度を 7 とした。経験的グリーン関数法による計測震度は、各地で得られた 1990 年神奈川県西部地震 (M_{JMA} 5.1) による加速度記録を要素波形として合成された加速度波形 (水平 2 成分、上下 1 成分) から算定した値である。統計的グリーン関数法による計測震度は、各地点が属する計算メッシュ (約 1 km 四方) の中心での代表値である。

図13 地表における最大速度分布から算定した計測震度分布

かし、表層地盤モデルによる最大速度の増幅度は、3章で述べたとおり、主に周期約5秒の増幅率で決まっているのに対し、国土数値情報に基づいた最大速度の増幅度は、図4(b)に示した工学的基盤から地表までの地盤増幅率から判断して、周期1~2秒で決まっていると推察される。この差は、国土数値情報に基づいた最大速度の増幅度が、回帰式の作成に用いた地震記録の卓越周期に対応したものとなっていることに起因すると考えられるため、今後、回帰式の予測精度を向上させるために地震波の卓越周期ごとの増幅度評価が望まれる。

一方、最大速度分布から換算した計測震度分布を図13に、茅野(1992)¹⁸⁾の木造住宅全潰率分布のうち全潰率が1~30%、30~70%、70~100%の領域を図14に示す。これらの図より、本論文で算定した計測震度が5.5以上となった地域と茅野(1992)¹⁸⁾による木造住宅全潰率が1%以上の地域とがほぼ対応すること、さらに計測震度が6.5以上となった地域は、足柄平野、相模平野、三浦半島南部、横須賀、富津岬付近、および館山平野となっており、その面積は木造住宅全潰率が30%以上の地域の面積よりも狭くなっているものの、位置的にはよく対応していることがわかる。

最後に、地震基盤における統計的グリーン関数の位相を変えて算定される計測震度の変動を調べたところ、全域もしくは特定の地域で結果が変わるような系統的な傾向は見られず、ほぼ全域で計測震度の変動幅は0.15以内となった。

以上の比較結果より、本論文で統計的グリーン関数法により評価した首都圏における広域強震動のレベルは、国土数値情報の約1km四方のメッシュ内で表層地盤が急変する場合を除いて、ほぼ妥当なものであると考えられる。

5. まとめ

本論文では、首都圏における構造物の耐震設計や耐震診断、あるいは各種防災対策を考える上での基礎的な資料を得ることを目

図14 関東地震の木造住宅全潰率分布(茅野, 1992¹⁸⁾に加筆)

的に、関東地震の広域強震動を統計的グリーン関数法により評価した。強震動評価にあたっては、関東地震の断層モデルに関する最新の知見と首都圏の深層および表層の地盤特性に関する最新の知見を反映させた。本論文で行った内容および結論をまとめると以下ようになる。

- 1) はじめに、Boore (1983)⁸⁾による加速度フーリエスペクトルの統計モデルおよび佐藤・他(1994c)²⁹⁾による統計的経時特性に基づいて地震基盤におけるS波主要動の統計的グリーン関数を作成し、これをWald and Somerville (1995)¹²⁾により同定された断層の非一様すべり破壊モデルに適用して、関東地震の首都圏の地震基盤における地震動波形を求めた。さらに、Sato *et al.* (1999)¹⁹⁾による工学的基盤以深の深層地盤構造モデルを用いて、S波の一次元重複反射理論により工学的基盤における地震動波形を求めた。地震基盤におけるS波主要動の統計的グリーン関数の作成にあたっては、首都圏の地震基盤におけるS波主要動の経時特性に関する研究成果がないことから、本論文では上記の佐藤・他(1994c)²⁹⁾によって得られた仙台地域の工学的基盤におけるS波主要動の統計的経時特性を準用したが、今後、強震動評価の精度向上のためには、両者の相違を調べる必要がある。
- 2) 次に、東京・気象庁において、東京都土木技術研究所(1996)²¹⁾の資料をもとに表層地盤構造モデルを作成し、これに工学的基盤における地震動波形を入力して地表における強震動波形を求めたところ、1990年神奈川県西部地震(M_{JMA} 5.1)の同地点における加速度記録を経験的グリーン関数として用いた合成波形と、最大加速度および最大速度ともほぼ整合する結果となった。また、両者の応答スペクトルも周期0.4~5秒の広い帯域でよく整合する結果となった。ただし、関東平野の三次元的な堆積盆地構造の影響による発達した後続動は、統計的グリーン関数法では再現されなかった。長周期成分が卓越するこの後続動を評価するには、今後、三次元深層地盤構造モデルを用いた理論的方法(Sato *et al.*, 1999)¹⁹⁾による地震動波形

との融合が必要である。

- 3) 広域の地表における強震動の評価のために、国土数値情報から表層地盤による最大速度の増幅度を松岡・翠川 (1993)²⁰⁾にしたがって求め、工学的基盤における最大速度分布から地表における最大速度分布を算定した。その結果、工学的基盤における最大速度が 60 cm/s を越えていた相模平野、三浦半島南部、横須賀、富津岬付近、および館山平野で 120 cm/s を越える非常に大きな値となり、同様に大きな最大速度が足柄平野に見られた。
- 4) 地表における最大速度分布を計測震度に換算したところ、気象庁 (1996)¹⁷⁾ による東京、布良、横須賀の震度、および東京・気象庁など 6 地点において経験的グリーン関数法で算定した計測震度とよく対応する結果となった。ただし、小田原の岩盤地点では、統計的グリーン関数法で算定した計測震度が経験的グリーン関数法で算定した計測震度よりも 0.7 大きく評価された。これは、この地点が扇状地をひかえた岩盤上に位置し、約 1 km のメッシュで構成される国土数値情報では扇状地性低地に分類され、そこでの工学的基盤から地表までの最大速度の地盤増幅度が 2.7 とかなり大きく評価されたためであった。
- 5) 広域における強震動評価の観点からは、統計的グリーン関数法で算定した計測震度が 5.5 以上となった地域と茅野 (1992)¹⁸⁾ による木造住宅全潰率が 1% 以上の地域とがほぼ対応する結果となった。また、計測震度が 6.5 以上となった地域は足柄平野、相模平野、三浦半島南部、横須賀、富津岬付近、および館山平野となり、その面積は木造住宅全潰率が 30% 以上の地域の面積よりも狭くなったものの、位置的にはよく対応した。
- 6) 上述した比較結果より、本論文で統計的グリーン関数法により評価した首都圏の地震基盤および工学的基盤における広域強震動のレベルはほぼ妥当なものであると考えられ、工学的基盤における最大速度から国土数値情報に基づいて算定した地表における広域強震動のレベルも、国土数値情報の約 1 km 四方のメッシュ内で表層地盤が急変する場合を除いては、ほぼ妥当なものであると考えられる。

謝辞

竹中工務店技術研究所の小林喜久二博士には、投稿中の文献 (小林・他, 1999)²²⁾ をご提供いただきました。また、本論文で示した図 1 から図 13 は、GMT (Generic Mapping Tools) の Version 3.1 (Wessel and Smith, 1998)³²⁾ を利用して作成しました。記してお礼申し上げます。

参考文献

- 1) 太田外気晴・嶋悦三・丹羽正徳・池浦友則・武村雅之 (1991): 東京湾岸における高層建築物の耐震設計用入力地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 426 号, pp. 47-57.
- 2) 日本建築防災協会 (1992): 臨海部における大規模建築物群の総合的な構造安全性に関する調査・検討報告書, 総集編.
- 3) 日本建築構造技術者協会 (1992): 横浜市高層建築物耐震指導基準策定委員会報告書.
- 4) 石井透・佐藤俊明 (1994): 建設地において考慮する地震像に基づく設計用地震動策定法, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 462 号, pp. 31-42.

- 5) 武村雅之・池浦友則 (1987): 震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価, 地震, 第 2 輯, 第 40 巻, 第 1 号, pp. 77-88.
- 6) Kazuo Dan, Takahide Watanabe, and Teiji Tanaka (1989): A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Journal of Structural and Construction Engineering (Transactions of AIJ), No. 396, pp. 27-36.
- 7) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 430 号, pp. 1-9.
- 8) David M. Boore (1983): Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 73, No. 6, pp. 1865-1894.
- 9) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994a): 観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 463 号, pp. 27-37.
- 10) 大阪府土木部 (1997): 大阪府土木構造物耐震対策検討委員会報告書.
- 11) 壇一男・佐藤俊明 (1998): 断層の非一様すべり破壊を考慮した半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 509 号, pp. 49-60.
- 12) David J. Wald and Paul G. Somerville (1995): Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 1, pp. 159-177.
- 13) 横田治彦・片岡俊一・田中貞二・吉沢静代 (1989): 1923 年関東地震のやや長周期地震動, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 401 号, pp. 35-45.
- 14) Takaki Morioka (1980): The ground motion of the great Kwantow earthquake of 1923, Transaction of AIJ, No. 289, pp. 79-91.
- 15) 震災予防調査会 (1925): 震災予防調査会報告第 100 号 (甲).
- 16) 翠川三郎・小林啓美 (1980): 震源域及びその周辺での地表面最大加速度分布の推定, 日本建築学会論文報告集, 第 290 号, pp. 83-94.
- 17) 気象庁 (1996): 震度を知る, ぎょうせい.
- 18) 茅野一郎 (1992): 図説裏話 (8) 関東地震の被害分布, 地震学会ニューズレター, 第 4 巻, 第 1 号, pp. 10-14.
- 19) Toshiaki Sato, Robert W. Graves, and Paul G. Somerville (1999): Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo Metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake ($M_s 5.1$) and the great 1923 Kanto earthquake ($M_s 8.2$) in Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 89, No. 3, pp. 579-607.
- 20) 松岡昌志・翠川三郎 (1993): 国土数値情報を利用した広域震度分布予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 447 号, pp. 51-56.
- 21) 東京都土木技術研究所 (1996): 東京都 (区部) 大深度地下地盤図 - 東京都地質図集 6 -.
- 22) 小林喜久二・久家英夫・植竹富一・真下貢・小林啓美 (1999): 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定, その 3 Q 値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国), pp. 253-254.
- 23) 福島美光・翠川三郎 (1994): 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な Q^{-1} 値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 460 号, pp. 37-46.
- 24) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994b): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 462 号, pp. 79-89.
- 25) Shigeo Kinoshita (1992): Frequency dependent attenuation of shear waves in a sedimentary layers-basement system in the Kanto area, Japan, Proceedings of the International Symposium on Earthquake Disaster Prevention, Vol. I, pp. 212-226.
- 26) 佐藤泰夫 (1978): 弾性波動論, 岩波書店, pp. 61-64.
- 27) James N. Brune (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol. 75, No. 26, pp. 4997-5009.
- 28) David M. Boore and John Boatwright (1984): Average body-wave radiation coefficients, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No. 5, pp. 1615-1621.
- 29) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明 (1994c): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 461 号, pp. 19-28.
- 30) 佐藤良輔 編著 (1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 31) 童華南・山崎文雄 (1996): 地震動強さ指標と新しい気象庁震度との対応関係, 生産研究, 第 48 巻, 第 11 号, pp. 31-34.
- 32) Paul Wessel and Walter H. F. Smith (1998): New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, Transactions, American Geophysical Union, Vol. 79, No. 47, p. 579.

(1999年6月29日原稿受理, 1999年11月1日採用決定)