応答スペクトルと位相スペクトルの経験式に基づく 想定地震に対する長周期時刻歴波形の作成

PREDICTION OF WAVEFORMS OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS FOR HYPOTHETICAL EARTHQUAKES USING EMPIRICAL REGRESSION RELATIONS OF RESPONSE SPECTRA AND PHASE SPECTRA

佐藤 智美*, 大川 出**, 西川 孝夫***, 佐藤 俊明****, 関 松太郎*****

*Toshimi SATOH, Izuru OKAWA, Takao NISHIKAWA,
Toshiaki SATO and Matsutaro SEKI*

We develop empirical regression relations for estimating waveforms of horizontal and vertical ground motions in a period range of 0.1 to 10 seconds caused by subduction-zone and crustal earthquakes using many strong motion records all in Japan. The relations are provided for 5 % and 1 % damped acceleration response spectra, energy spectrum, average of group delay time, and standard deviation of group delay time. The waveforms with site-specific amplification and phase spectra are easily calculated by the empirical relations using the outer-fault parameters, rupture starting points, delay time among rupture starting points, and the location of the strong motion stations in interest. We show that waveforms calculated by the empirical relations for the hypothetical Nankai earthquake are consistent with waveforms calculated by the theoretical method using three dimensional structure model and inner-fault parameters as well as outer-fault parameters in previous studies.

Keywords : Long-period ground motion, Empirical relation, Response spectrum, Phase spectrum, Nankai earthquake, Group delay Time

長周期地震動, 経験式, 応答スペクトル, 位相スペクトル, 南海地震, 群遅延時間

1. はじめに

2003 年十勝沖地震の地震時のスロッシングの問題等を契機に、長周期地震動による超高層建築物等の長周期構造物への影響が懸念されるようになった。これに対し、日本建築学会^{例え¹ば¹}や土木学会^{例え²ば²}は、近い将来にその発生が懸念される巨大地震(東海地震、南海地震、東南海地震、関東地震など)を対象として、いくつかの地点で推定される予測波形を提供するとともに、これらを長周期構造物モデルへ入力して応答に関する検討を行った。これらの予測波形は、周期 2~3 秒程度以上の長周期領域は、アスペリティなどの微視的断層パラメータを考慮した理論的手法あるいは半経験的手法(経験的グリーン関数法)に基づき計算されている^{1),2)}。理論的手法では、三次元地下構造モデルを用いた三次元有限差分法などにより、物理的に堆積層の影響を考慮した予測波形が計算できる利点がある。しかし、精度よい予測には精度よい三次元地下構造モデルが必須である。経験的グリーン関数法では、三次元地下構造モデルは不要であり、経験的グリーン関数として用いる観測波形に含まれる伝播経路特性と地盤増幅特性が予測波形に反映される利点があるが、予測地点で適切な中小地震の記録が得られている必要がある。また、これらの手法では、微視的断層パラメータを含め多くのパラメータ設定が必

要であり、計算時間もかかる。

一方、地震観測記録を用いた経験的手法は、理論的手法や半経験的手法に比べて、1 つのシナリオに対する予測精度は劣ると考えられるが、パラメータが少なく簡便に強震動が予測できる利点があり、実務で用いるという観点から有用であると考えられる。また、佐藤³⁾が指摘しているように、理論的手法や半経験的手法による予測波形の精度や信頼性をみる上で、経験値をリファレンスとした比較が重要である。これまで、理論的手法や半経験的手法による予測波形は、長周期地震動に限らず、過去の大規模地震の観測波形や震度分布や距離減衰式(経験式)との比較により妥当性が検証されてきている^{例え⁴ば⁴~⁷}。しかし、距離減衰式との比較は、振幅特性での比較であり、時刻歴波形での比較はなされていない。

経験的手法に基づく長周期地震動の予測に関しては、最大変位⁸⁾や長周期フィルターをかけた最大速度⁹⁾、フーリエ振幅スペクトル^{10),11),12)}や応答スペクトル^{12),13),14)}などの振幅特性に対しては、観測点での地盤増幅率やそれを考慮した距離減衰式がいくつか提案されている。最近の片岡・他¹²⁾の研究では、大規模地震に対する日本全国の多数の長周期地震動記録を用いて、観測点での地盤増幅率を考慮した周期 2~20 秒のフーリエ振幅スペクトルと応答スペクトルの距

* (株)大崎総合研究所 主席研究員・博士(工学)

** 独立行政法人建築研究所構造研究グループ
主席研究員・工博

*** 首都大学東京 名誉教授・工博

**** 清水建設(株)技術研究所原子力施設技術センター
所長・工博

***** (財)日本建築防災協会 審議役・工博

Principal Researcher, Ohsaki Research Institute, Dr. Eng.

Senior Research Fellow, Dept. of Structural Eng., Building Research Institute, Dr. Eng.

Prof. Emeritus of Tokyo Metropolitan University, Dr. Eng.

General Manager, Center for Atomic Energy Eng., Inst. of Technology, Shimizu Corp., Dr. Eng.

Senior Technical Adviser, The Japan Building Disaster Prevention Association, Dr. Eng.

距離減衰式を作成し、日本建築学会¹⁾や土木学会²⁾の提供している予測波のスペクトルとの比較から距離減衰式の妥当性を検証している。

しかし、構造物の非線形応答を考慮した動的応答解析のためには、入力波として時刻歴波形が必要となる。時刻歴波形の作成には、フーリエ位相スペクトルあるいは経時特性が必要である。特に、長周期地震動には、非定常性が顕著で継続時間が長い特徴があり、繰り返し入力に対する構造物の応答の観点からもこのような特徴が加味できる経験式が必要である。これまで、長周期地震動を含む地震動に対して、位相差分¹⁵⁾や群遅延時間¹⁶⁾を用いた位相特性の経験式^{17),18)}が提案されているが、当時の強震観測点の限界もあり経験式作成に用いられている観測点数が少ない。

このような背景を踏まえ、本研究では、大規模地震に対する日本全国の多数の強震記録を用いて、地表における減衰定数5%と1%の加速度応答スペクトルと減衰定数5%のエネルギースペクトルの距離減衰式(経験式)と、狭帯域毎の群遅延時間の平均値と標準偏差の経験式を作成する。そして、これらの経験式を用いて2004年紀伊半島沖地震のシミュレーション波形を作成し、観測波形との比較に基づき経験式の適用性を検討する。最後に、想定南海地震に対する既往の予測波^{6),19),20)}が計算されている強震観測点(OSKH02)での予測波形を経験式に基づき算出する。さらに、既往の予測波との比較を行い、経験式の妥当性を検証するとともに課題を整理する。本研究は、超高層建築物や免震構造物への入力地震動策定を最終目標とした第1段階の研究であるため、これらの構造物に影響があると考えられる長周期を含む周期0.1～10秒の広帯域を検討対象とした。

2. 経験式作成に用いるデータ

1988年～2007年7月までに気象庁87型観測点、K-NET観測点、KiK-net観測点(地表)で観測されている強震記録から、1)～5)の条件で経験式作成用データを選択した。

- 1) 地殻内地震：気象庁マグニチュード $M_J \geq 6.0$ 、海溝型地震： $M_J \geq 6.5$
- 2) 震源深さ $\leq 60\text{km}$
- 3) 地殻内地震：震源距離 $\leq 350\text{km}$ 、海溝型地震：震源距離 $\leq 400\text{km}$
- 4) 福島・田中²¹⁾の最大加速度の距離減衰式で 2cm/s^2 以上となる距離以内の観測点
- 5) S波初動から観測されており、周期10秒まで信頼できる

3)の条件は、震源距離の範囲を広くすると震源距離の近いところでの予測の精度が低くなるため設定したものであり、400kmは東南海地震の東京、南海地震の名古屋、宮城県沖地震の東京が入る程度の範囲である。4)の条件は遠方で地盤増幅の大きい地点の記録のみが選択されるのを避けるため²¹⁾のものである。選択された海溝型地震、地殻内地震の諸元を表1、表2に示す。経験式は、海溝型地震、地殻内地震それぞれに対して作成する。本研究で用いる回帰分析手法^{14),12)}では、地震あるいは観測点がオーバーラップしている必要があるため、1996年の銚子付近の地震は $M_J 6.4$ であるが追加した。地震数は、海溝型地震、地殻内地震で、それぞれ、33個、26個である。経験式作成に用いる地震モーメント M_0 及びモーメントマグニチュード M_w は、震源インバージョンがなされている地震^{22)～37)}ではこの値、ない場合にはF-netの推定値、これもない場合にはHarvard大学の推定値を用いる。その他の地震諸元は気象庁発表の値を用いる。

また、経験式作成に用いる断層最短距離 R は、震源インバージョンがなされている地震^{22)～37)}は、その断層モデルを用いて計算し、他の地震は震源距離 X を用いた。震央位置を図1に、観測点位置を図2に示す。後の説明でとりあげる観測点については、図2に観測点名を示した。観測点総数は1772個である。海溝型地震、地殻内地震の記録が得られている観測点は、それぞれ、1613個、1415個である。能登半島と富山平野付近では海溝型地震の記録は得られておらず、

表1 海溝型地震の地震諸元(地震規模以外は気象庁)

発震時			深さ km	M_J	地震名	地震規模		
年	月/日	時：分			震源域名	$M_0[\text{dynecm}]$	M_w	文献
1989	10/29	14:25	0.0	6.5	三陸はるか沖	5.76E+25	6.4	H
1989	11/2	3:25	0.0	7.1	三陸はるか沖	1.36E+27	7.4	H
1990	9/24	6:13	60.0	6.6	東海地方南方はるか沖	7.08E+25	6.5	H
1993	7/12	22:17	35.1	7.8	1993年北海道南西沖地震	3.40E+27	7.6	22)
1994	4/8	10:10	2.5	6.5	三陸はるか沖	4.62E+25	6.4	H
1994	10/4	22:22	28.0	8.2	1994年北海道東方沖地震	2.60E+28	8.2	23)
1994	10/9	16:55	0.0	7.3	北海道東方沖	9.38E+26	7.2	H
1994	12/28	21:19	0.0	7.6	1994年三陸はるか沖地震	4.00E+27	7.7	24)
1994	12/29	5:52	0.0	6.5	岩手県北東沖	2.06E+25	6.1	H
1995	1/7	7:37	47.8	7.2	岩手県北東沖	3.33E+26	6.9	H
1995	4/29	1:30	3.0	6.7	北海道東方沖	2.77E+26	6.9	H
1995	12/30	21:11	0.0	6.5	三陸はるか沖	3.61E+25	6.3	H
1996	10/19	23:44	34.0	6.9	日向灘	1.43E+26	6.7	H
1996	12/3	7:17	38.0	6.7	日向灘	1.23E+26	6.7	H
1996	2/17	0:22	58.0	6.8	福島県東方沖	1.33E+26	6.7	H
1996	9/11	11:37	52.0	6.4	銚子付近	1.97E+25	6.1	H
1999	1/24	9:37	40.0	6.6	種子島近海	6.58E+25	6.5	F
2000	1/28	23:21	58.5	7.0	根室半島南東沖	1.21E+26	6.7	F
2001	3/24	15:27	46.5	6.7	2001年芸予地震	2.98E+26	6.9	25)
2001	5/25	9:40	30.0	6.9	択捉南東沖	8.71E+25	6.6	F
2003	9/26	4:50	45.1	8.0	2003年十勝沖地震	2.20E+28	8.2	26)
2003	9/26	6:08	21.4	7.1	同余震	1.15E+27	7.3	F
2003	9/29	11:36	42.5	6.5	同余震	4.96E+25	6.4	F
2003	10/31	10:06	33.3	6.8	宮城県沖	1.42E+26	6.7	F
2004	9/5	19:07	37.6	7.1	紀伊半島沖	9.80E+26	7.3	27)
2004	9/5	23:57	43.5	7.4	紀伊半島沖	1.80E+27	7.4	27)
2004	9/7	8:29	41.0	6.5	紀伊半島沖	6.00E+25	6.5	F
2004	9/8	23:58	36.1	6.5	紀伊半島沖	1.62E+25	6.1	F
2004	11/29	3:32	48.2	7.1	根室半島沖	3.36E+26	7.0	F
2004	12/6	23:15	45.8	6.9	根室半島沖	1.41E+26	6.7	F
2005	8/16	11:46	42.0	7.2	宮城県沖	5.62E+26	7.1	28)
2005	11/15	6:38	45.0	7.2	三陸はるか沖	4.06E+26	7.0	F
2005	12/2	22:13	40.3	6.6	宮城県沖	5.39E+25	6.4	F

文献のHはHarvard大学、FはF-net

表2 地殻内地震の地震諸元(地震規模以外は気象庁)

発震時			深さ km	M_J	地震名	地震規模		
年	月/日	時：分			震源域名	$M_0[\text{dynecm}]$	M_w	文献
1990	2/20	15:53	5.8	6.5	伊豆大島近海	4.00E+25	6.3	29)
1991	10/28	10:09	18.5	6.0	周防灘	7.48E+23	5.2	H
1993	2/7	22:27	24.8	6.6	能登半島沖	3.41E+25	6.3	H
1995	1/17	5:46	16.1	7.3	1995年兵庫県南部地震	3.30E+26	6.9	30)
1996	8/11	3:12	8.6	6.1	秋田県内陸南部	9.51E+24	5.9	H
1997	3/26	17:31	11.9	6.6	鹿児島県薩摩地方	1.50E+25	6.1	31)
1997	5/13	14:38	9.2	6.4	鹿児島県薩摩地方	1.22E+25	6.0	H
1997	6/25	18:50	8.3	6.6	山口県北部	5.66E+24	5.8	H
1998	9/3	16:58	7.9	6.2	岩手県内陸北部	7.53E+24	5.9	F
2000	6/7	6:16	21.3	6.2	石川県西方沖	5.93E+24	5.8	F
2000	7/1	16:01	16.1	6.5	新島・神津島近海	2.28E+25	6.2	F
2000	7/9	3:57	15.4	6.1	新島・神津島近海	7.79E+24	5.9	F
2000	7/15	10:30	9.7	6.3	新島・神津島近海	1.24E+25	6.0	F
2000	7/30	9:18	11.1	6.0	三宅島近海	4.28E+24	5.7	F
2000	7/30	21:25	17.0	6.5	三宅島近海	5.02E+25	6.4	F
2000	8/18	10:52	12.4	6.1	新島・神津島近海	4.65E+24	5.7	F
2000	10/6	13:30	9.0	7.3	2000年鳥取県西部地震	1.61E+26	6.7	32)
2003	7/26	7:13	11.9	6.4	宮城県北部	2.32E+25	6.2	33)
2004	10/23	17:56	13.1	6.8	2004年新潟県中越地震	8.80E+25	6.6	34)
2004	10/23	18:03	9.4	6.3	同余震	8.50E+24	5.9	34)
2004	10/23	18:11	11.5	6.0	同余震	4.11E+24	5.7	F
2004	10/23	18:34	14.2	6.5	同余震	3.20E+25	6.3	34)
2004	10/27	10:40	11.6	6.1	同余震	7.50E+24	5.9	34)
2005	3/20	10:53	9.2	7.0	福岡県西方沖	1.15E+26	6.6	35)
2007	3/25	9:41	10.7	6.9	2007年能登半島地震	1.06E+26	6.6	36)
2007	7/16	10:13	16.8	6.8	2007年新潟県中越沖地震	1.43E+26	6.7	37)

文献のHはHarvard大学、FはF-net

図1 解析に用いる地震の震央位置

図2 解析に用いる観測点位置

図3 断層最短距離 R と M_w の分布

北海道と青森県北部では地殻内地震の記録が得られていない。図3には、解析に用いるデータの M_w と断層最短距離 R の分布を示す。海溝型地震の最大 M_w は 8.2、地殻内地震の最大 M_w は 6.9 である。経験式作成には、観測加速度波形に周期 0.05～10 秒のフィルターをかけ、S 波部以降を切り出した波形を用いた。観測波形に基づき、S 波到達時間は発震時からの走時が海溝型地震では $\lambda[\text{km}]/4.2[\text{km/s}] - 5$ 秒、地殻内地震では $\lambda[\text{km}]/3.6[\text{km/s}] - 5$ 秒とした。なお、用いた強震記録はトリガー観測記録であり、K-NET や KiK-net では遅延時間が 15 秒であるため、S 波初動でトリガーした遠方の記録では P 波初動から観測されていないものが多いことから P 波部は対象外とした。

3. 解析方法

(1) 応答スペクトルとエネルギースペクトルの経験式作成方法

地表における減衰定数 1% と 5% の絶対加速度応答スペクトル S_A と減衰定数 10% のエネルギースペクトルを、固有周期 T の関数 $Y(T)$ とし、 M_w と断層最短距離 $R[\text{km}]$ をパラメータとする(1)式で表現する。

$$\log_{10} Y(T) = a(T) M_w + b(T) R - \log_{10}(R^{p(T)} + d(T) 10^{0.5 M_w}) + c(T) + c_j(T) \quad (1)$$

ここで、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $d(T)$ 、 $p(T)$ 、 $c(T)$ 、 $c_j(T)$ は回帰係数である。このうち、 $a(T)$ は、震源特性を表現する M_w 依存性を表わす回帰係数である。 $b(T)$ は、フーリエスペクトルのスペクトルインバージョンで用いられる伝播経路の Q 値と S 波速度 $\beta[\text{km/s}]$ を用いて解釈するならば、(2)式で表わすことができる。

$$b(T) = -\frac{\pi}{Q\beta T \ln 10} \quad (2)$$

また、 $d(T) 10^{0.5 M_w}$ は震源近傍で地震動強さが頭打ちする現象を表現する項である(例えば 38)。表面波が卓越する長周期地震動では、分散性減衰の影響を受けるため 39)、幾何減衰を表わす係数として解釈できる $p(T)$ も求める 12)。 $c(T)$ は、 $a(T) M_w$ で表現できない残差項と、基準観測点とした KiK-net 観測点 FKSH19(都路)のサイト係数から成っている。PS 検層結果によると、FKSH19 では、地中 40m に S 波速度 3060m/s の地震基盤相当の花崗岩が存在している。また、地震基盤

から地表までの 1 次元理論地盤増幅率や、地中 100m に対する地表の観測スペクトル比から、周期 1 秒以上では地盤増幅がなく、地震基盤相当と考えられることから FKSH19 を基準観測点とした。周期 1 秒以上における $10^{c_j(T)}$ を j 観測点における地盤増幅率と呼ぶ。 $c_j(T)$ は、片岡・他 12)と同様に、海溝型地震と地殻内地震の $c_j(T)$ を観測点数で重みづけ平均したものを用いる。なお、片岡・他 12)が、長周期地震動の距離減衰には、海溝型地震では震源深さの影響がほとんどないこと、地殻内地震では深さの差自体が小さいことを指摘していることから、本研究では震源深さはパラメータとしてない。

$S_A(5\%)$ 、 $S_A(1\%)$ 、エネルギースペクトルとも、NS 成分と EW 成分の幾何平均値と、上下成分に対してそれぞれ距離減衰式を作成する。いずれも、 $T=0.1 \sim 10.0$ 秒で 55 ポイントで定義した。回帰分析は、二段階回帰分析手法 14)、12)を用いる。ただし、 $d(T)$ 、 $p(T)$ は、経験式 $\log_{10} Y(T)$ と観測値の残差の標準偏差である回帰誤差 $e^{(14),12)}$ が最小となるように、グリッドサーチにより求めた。グリッドは、既往の研究(例えば 12)、38)を参考に、 $d(T)$ は、0 から 0.02 までを 0.001 刻みの 21 ポイント、 $p(T)$ は、0.5 から 1.0 までを 0.1 刻みで 6 ポイントとした。

(2) 群遅延時間の平均値と標準偏差の経験式作成方法

位相スペクトルは、中心周波数 f の狭帯域毎の群遅延時間の平均値 $\mu_{gr}(f)$ と分散 $\sigma_{gr}^2(f)$ の 2 つの指標 16)によりモデル化する。狭帯域毎の $\mu_{gr}(f)$ と標準偏差 $\sigma_{gr}(f)$ を用いることにより、長周期地震動に特有の表面波の分散性など非正常性が考慮できる。群遅延時間は、位相スペクトルの 1 回微分であるから、初期位相を設定すれば、狭帯域での群遅延時間の正規分布を仮定して、 $\mu_{gr}(f)$ と $\sigma_{gr}(f)$ から位相スペクトルが計算できる。

$\mu_{gr}(f)$ と $\sigma_{gr}^2(f)$ は、観測波形の時間刻みを気象庁 87 型記録の 0.02 秒に合わせ、リンク効果の影響を避けるため前後に 0 をつけて 1310.72 秒とした波形から計算する 17)。狭帯域のバンド幅は、フーリエ個数が 64 個となる 0.049Hz とした。狭帯域の幅が広いと長周期領域で非正常性が表現できなくなり、狭いと回帰係数の周波数による変動が大きくなる問題が生じる。なお、時刻歴波形を作成する際

にフーリエ振幅が考慮されることになるため、 $\mu_{igr}(f)$ と $\sigma_{igr}^2(f)$ の計算にはフーリエ振幅での重みづけ¹⁶⁾を行わない。しかし、フーリエ振幅が小さい周波数での群遅延時間は意味のない値となるため、バンド幅内でフーリエ振幅が小さい 3 個(フーリエ個数の 5%)のデータは除外して $\mu_{igr}(f)$ と $\sigma_{igr}^2(f)$ を求めた。狭帯域の幅と、除外するデータ個数は、事前にパラメータスタディをして決めている。最後に、発震時が 0 秒となるように $\mu_{igr}(f)$ を補正する。図 4 には、例として 2004 年伊半島沖地震($M_w 7.4$)の OSKH02(此花)での観測加速度波形(NS 成分)と周期 1~10 秒の非定常スペクトル及び μ_{igr} と $\mu_{igr} \pm \sigma_{igr}$ を示す。 μ_{igr} は波群の重心位置を、 σ_{igr} は継続時間を特徴づける波群の広がりを表わしている。

群遅延時間の平均値 $\mu_{igr}(f)$ と分散 $\sigma_{igr}^2(f)$ の経験式は、澤田・他⁴⁰⁾の $\sigma_{igr}^2(f)$ を伝播特性とサイト特性に分離する手法と類似の手法で作成する。ただし、マグニチュード 4 クラスの数地震を用いていた澤田・他⁴⁰⁾の研究では震源特性を無視していたのに対して、本研究では、(3)式のように、震源特性を地震モーメント M_0 をパラメータとしてモデル化している点、 $\mu_{igr}(f)$ も扱っている点で異なっている。

具体的には、 $\mu_{igr}(f)$ 、 $\sigma_{igr}^2(f)$ (ともに、水平 2 成分の平均と上下成分)を $Z(f)$ とし、 $Z(f)$ を M_0 [dyne-cm] と震源距離 X [km] をパラメータとする(3)式を仮定して回帰分析を行う。

$$Z(f) = A(f) M_0^{1/3} + B(f)X + C_j(f) \quad (3)$$

ここで、 $A(f)$ 、 $B(f)$ 、 $C_j(f)$ は回帰係数であり、 $C_j(f)$ をサイト係数と呼ぶ。 $\mu_{igr}(f)$ は波群の重心の伝播時間に相当するため、距離として震源距離を用いた。また、 $Z(f)$ を地震規模との線形関係の式で表わすため地震規模として M_0 を用いた。なお、(4)式により⁴¹⁾、 M_w から M_0 [dyne-cm] を換算して、(3)式を用いることもできる。

$$\log_{10} M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (4)$$

(3)式の意味について、考察すると以下ようになる。まず、震源時間関数の継続時間は $M_0^{1/3}$ に比例すると考えることができる^{42),43)}。したがって、波群の重心を意味する $\mu_{igr}(f)$ も、波群の広がりを意味する $\sigma_{igr}(f)$ も $M_0^{1/3}$ に比例すると考えられる。しかし、 $\sigma_{igr}^2(f)$ を $M_0^{2/3}$ に比例するとして計算した結果、 $A(f)$ が 0 となった。一方、加速度波形の経時特性の主要動部の継続時間 T_d を M_j で回帰分析している研究^{44),45),46)}では、 $\log_{10} T_d$ が M_j の 0.25 倍程度 (0.167~0.433 の範囲) に比例している。 M_j を M_w と同じとみなし、(4)式を用いると、

図 4 2004 年伊半島沖地震の OSKH02 での観測加速度波形と非定常スペクトル及び μ_{igr} と $\mu_{igr} \pm \sigma_{igr}$ (発震時を 0 秒として表示)

$$\log_{10} T_d \propto 0.25 M_w \propto \log_{10} M_0^{1/6} \quad (5)$$

となる。継続時間 T_d が波群の広がり $\sigma_{igr}(f)$ と比例すると考えると、(5)式は、 $\sigma_{igr}^2(f)$ が $M_0^{1/3}$ に比例するとした(3)式と整合することになる。

(3)式の回帰係数は、回帰誤差 E が最小になるように、一段階目(非負条件付き最小自乗法⁴⁷⁾)により $B(f)$ を求め^{40),48)}、二段階目で $A(f)$ と $C_j(f)$ を求める。この手法では基準観測点を特定しないため、海溝型地震、地殻内地震のサイト係数の重みづけ平均は行わない。

4. 経験式作成結果

図 5 には、海溝型地震、地殻内地震の水平・上下成分に対する $S_A(5\%)$ とエネルギースペクトルの回帰係数を回帰誤差 e とともに示す。 $S_A(1\%)$ の回帰係数は、紙面の制約上示さないが、 $S_A(5\%)$ やエネルギースペクトルの回帰係数と類似の傾向があった。

$a(T)$ は、震源スペクトルとして ω^2 モデルを仮定して解釈すると、規模の小さい地震のコーナー周期より短周期帯域で 0.5、規模の大きい地震のコーナー周期より長周期帯域で 1.5 となり、その中間で長周期に向かって大きくなるのが指摘されている⁴⁹⁾。本研究の $a(T)$ も同様の特徴を持っている。長周期帯域で地殻内地震の $a(T)$ の方が海溝型地震よりやや大きいのは、地殻内地震のデータの方が海溝型地震より規模が小さく、コーナー周期が短いためと考えられる。

$b(T)$ は、後述のように幾何減衰項 $p(T)$ とのトレードオフがある可能性があるが、片岡・他¹²⁾ と共通の周期範囲 2~10 秒で同程度である。短周期帯域では、(2)式において海溝型地震に対して $\beta=4\text{km/s}$ 、地殻内地震に対して $\beta=3.5\text{km/s}$ を仮定して Q を換算し、 Q が周波数 f のべき乗に比例するとして 1~10Hz で回帰分析を行なった。その結果、 $S_A(5\%)$ では、海溝型地震の水平成分で $Q=131f^{0.74}$ 、上下成分で $Q=125f^{0.79}$ 、地殻内地震の水平成分で $146f^{0.63}$ 、上下成分で $Q=148f^{0.65}$ となった。海溝型地震の Q 値は、 $p(T)=1$ を仮定したスペクトルインバージョンに基づく Q 値⁵⁰⁾ とほぼ整合する。地殻内地震の Q 値は、 $p(T)$ が異なるが、震源距離 200km 程度までの記録を用いたスペクトルインバージョンに基づく Q 値^{50),51)} の中間的な値となっている。

海溝型地震の水平成分では $p(T)$ がごく一部の周期のみで 1 より小さくなり、その周期で $d(T)$ が小さくなったため、 $p(T)$ と $d(T)$ のトレードオフの影響と判断し、 $p(T)=1$ として再度回帰分析を行った。地殻内地震も周期 1 秒以上の長周期領域で $p(T)$ は 1 であり、分散性減衰³⁹⁾の影響で幾何減衰が 0.5 より大きくなっているものと考えられる。海溝型地震の長周期領域の $p(T)$ は、水平成分と上下成分で差が大きい。しかし、距離減衰に関する項 $b(T)R - \log_{10}(R^{p(T)} + d(T)10^{0.5M_w})$ は、遠方ではほぼ同じとなることから、 $p(T)$ と $b(T)$ にトレードオフが生じている可能性もあるが、実現現象を反映している可能性も捨てきれない。 $p(T)$ 、 $b(T)$ 、 $d(T)$ のトレードオフは、既往の距離減衰式と同様に避けられない問題であるため、上述の様に $p(T)$ 、 $d(T)$ の範囲を既往の研究や物理的考察に基づき拘束し、物理的に考えにくい値とならないように設定している。本研究と同様に $d(T)10^{0.5M_w}$ と仮定し、地殻内地震の $S_A(5\%)$ から $d(T)$ を推定している片岡・他⁵²⁾、佐藤⁵³⁾と比較すると、本研究の $d(T)$ は周期範囲 0.1~5 秒でこれらの研究の周期特性と類似しており、絶対値も佐藤⁵³⁾と同程度である。海溝型地震の記録のみから $d(T)10^{0.5M_w}$ と仮定し $d(T)$ を推定している研究はみあたらないため比較はできない。地殻内地震と海溝型地震に対する $d(T)$ を比較すると、短周期領域で両者の差が

大きく、海溝型地震の方が頭打ちする距離が大きい結果となっている。 $p(T)$ が海溝型地震と地殻内地震で異なっているという結果は、震源距離 200km 以内の地殻内地震の記録に基づくスペクトルインバージョンにおいて、震源距離 60~80km 以上で $p(T)$ を 0.5 とした方が回帰誤差が小さく⁵⁰⁾、その傾向は 1~5Hz で顕著であるという結果と調和的である。地殻内地震と海溝型地震では、伝播経路が異なるため幾何減衰も異なるものと考えられる。

回帰誤差 e は、周期 1 秒以上の長周期帯域の方が周期 1 秒以下の短周期領域より小さいか同程度である。長周期地震動のスペクトルの増幅率は、到来方向により異なること⁵⁴⁾や、みかけ入射角と相関があること^{54),55)}が指摘されているが、これらを考慮しなくても長周期帯域で短周期帯域に比べ相対的にばらつきの小さい経験式が得られている。本研究と同様に観測点毎のサイト係数を求めており、 e の定義が同じである周期 0.1~5 秒を対象とした片岡・他⁵²⁾の経験式の e と比較すると、本研究の e の方が片岡・他⁵²⁾の e より短周期帯域でやや大きい。これは、片岡・他⁵²⁾が震源距離 250km 以下という狭い範囲を対象としているためと考えられる。

図 6 には、海溝型地震、地殻内地震の水平・上下成分に対する μ_{igr} と σ_{igr}^2 の回帰係数を回帰誤差 E とともに示す。 μ_{igr} 、 σ_{igr}^2 とも、 A は正の値をもち、規模が大きいくほど大きくなる。 $M_w 7.9$ 相当の $M_0 =$

$10^{28}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ の海溝型地震の場合、周期 5 秒付近では、 μ_{igr} の A が 1.2×10^{-8} 、 σ_{igr}^2 の A が 2×10^{-7} 程度であるから、震源特性に依存する μ_{igr} は 26 秒、 σ_{igr}^2 は 21 秒となる。震源時間関数の継続時間を日本のプレート境界地震に対する経験式⁴³⁾に基づき計算すると、 $M_0 = 10^{28}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ の場合、48.7 秒となり、重心はその半分と考えると $\mu_{igr} = 26$ 秒という値とほぼ整合する。ただし、 A は、 μ_{igr} 、 σ_{igr}^2 とも短周期領域で小さい。この原因として、短周期地震動は断層全体の影響より、近傍のアスペリティなどスケールの小さい震源の影響が効いていることが考えられる。また、地殻内地震の μ_{igr} の A が周期 4 秒以上で減少する特徴があるが、破壊伝播効果、特に破壊の進行方向でコーナー周期が短くなり⁵⁶⁾、波群の重心が前に来る効果が寄与している可能性が考えられる。本研究では破壊伝播効果を取り入れていないが、今後、取り入れていくことが必要と考えられる。

μ_{igr} の $1/B[\text{km/s}]$ は、対象周期において全観測点の中で最も早い群速度となる観測点での群速度相当の値を意味する。海溝型地震の方が地殻内地震より $1/B$ が大きく、伝播経路の違いが反映されている。海溝型地震の $1/B$ が長周期で 4km/s を越えるのは、海洋性地殻や海

図 5 スペクトル特性の回帰係数

図 6 位相特性の回帰係数

図7 周期5秒での $S_A(5\%)$ の地盤増幅率マップと μ_{gr} と σ_{gr} のサイト係数マップ (海溝型地震：水平成分)

洋性マントルを通過した実体波が最速の波群として優勢であったものと考えられる。 σ_{gr}^2 の B は、海溝型地震、地殻内地震とも周期 2 秒程度以上で 0 であり、長周期地震動の σ_{gr}^2 は距離に依存しない。0.3 秒程度以下の短周期地震動の σ_{gr}^2 も距離に依存しない。なお、(3) 式の B が負または 0 となるという条件での計算も行なった結果、B が正となるケースで e が最小となる周波数が、全 203 周波数ポイントのうち地殻内地震の水平成分で 2 ポイントあったが、継続時間を特徴づける σ_{gr}^2 は震源距離が大きくなるほど小さくはならないという物理的判断に基づき B が非負の場合を最適解とした。短周期については、浅い地震では震源距離が大きくなると短周期の継続時間に関与するパラメータが距離に依存しなくなるという干場⁵⁷⁾の研究成果で定性的に説明可能である。

回帰誤差 E は、周期 1 秒以上で長周期になるほど大きくなる傾向がある。長周期地震動の継続時間は到来方向により異なることが指摘されており⁵⁸⁾、伝播経路の違いによるばらつきが長周期帯域でのばらつきの原因となっている可能性がある。本研究では、十分なデータがないことから伝播経路の違いを考慮していないが、データが蓄積されれば、伝播経路の違いを考慮することで、ばらつきを小さくすることができるものと考えられる。

図7には、水平成分に対する周期5秒での $S_A(5\%)$ の地震基盤からの地盤増幅率マップ、及び、海溝型地震に対する μ_{gr} と σ_{gr} のサイト係数マップを示す。なお、海溝型地震の記録が得られていない富山平野や能登半島付近では μ_{gr} と σ_{gr} のサイト係数の精度が低いので注意が必要である。地盤増幅率は、関東平野、大阪平野、濃尾平野、新潟平野、酒田平野、石狩・勇払平野、十勝平野など、1 次固有周期⁵⁹⁾が長く、堆積層が厚い地域(例えば^{60)~63)}で増幅率が高い。また、2003 年十勝沖地震で石油タンクのスロッシングが発生した苫小牧や、耐震設計用の標準波のひとつである八戸港湾の波が観測されている八戸付近も、長周期領域での増幅率が高い。 $S_A(1\%)$ やエネルギースペクトルも $S_A(5\%)$ の増幅率マップと同様の特徴があった。また、本研究の $S_A(1\%)$ の増幅率マップには、片岡・他¹²⁾の $S_A(1\%)$ の増幅率マップと類似のパターンがみられた。波群の重心を意味する

図8 $S_A(5\%)$ の地盤増幅率、 μ_{gr} 、 σ_{gr} のサイト係数(海溝型地震：水平成分)

μ_{gr} と波群の広がり(継続時間)を特徴づける σ_{gr} のサイト係数マップは、 $S_A(5\%)$ の増幅率マップと比較して空間的な変動がやや大きいが、 $S_A(5\%)$ の増幅率マップと同様に堆積層が厚い地域で大きい傾向があることがわかる。

図8には、周期1~10秒の OSKH02 と AIC003 と AIC004 での $S_A(5\%)$ の地盤増幅率、海溝型地震に対する μ_{gr} と σ_{gr} のサイト係数(水平成分)を示す。比較のために、全観測点の地盤増幅率、サイト係数の平均値も表示した。地震基盤までの堆積層の厚さは、OSKH02 が最も厚く、次いで AIC003、AIC004 である^{61),62)}。 $S_A(5\%)$ の増幅率は、OSKH02 では周期6秒で20倍程度と大きい。濃尾平野内では、堆積層が厚い AIC003 の方が AIC004 より増幅率が高い。AIC003 では、 μ_{gr} と σ_{gr} のサイト係数が大きく、継続時間が長くなる特徴がある。

なお、本研究と片岡・他¹²⁾の $S_A(5\%)$ の距離減衰式がほぼ整合していることも確認している⁶⁴⁾。

5. 時刻歴波形の作成と検証

本研究の μ_{gr} と σ_{gr} の経験式から生成されるフーリエ位相を用いて、本研究の経験式に基づく $S_A(5\%)$ をターゲットスペクトルとしてこれにフィッティングするように、時刻歴波形を作成する⁶⁵⁾。収束判定は、周期 0.1~10 秒の範囲で、ターゲットに対する計算波の

$S_A(5\%)$ の比の2乗平均のルートが95%~105%以内あるいは、繰り返し回数が10回以内とした。ここでは、ターゲットスペクトルとして $S_A(5\%)$ を用いるが、 $S_A(1\%)$ を用いることも可能である。

(1) 2004年伊半島沖地震の観測波形のシミュレーション

図9には、2004年伊半島沖地震の周期5秒での $S_A(5\%)$ の分布(NS成分)を示す。断層モデル及び震央位置は、経験式作成で用いたもの²⁷⁾である。OSKH02は距離が遠いにもかかわらず、全観測点中最大である。また、AIC003も全観測点中4番目に大きい。これは、両観測点とも周期5秒での地盤増幅率が非常に大きいことが主な原因である(図8)。経験式作成に用いたデータセットの中での2004年伊半島沖地震の特徴をみるために、経験式に対する観測記録の $S_A(5\%)$ との比の平均、観測記録の μ_{igr} 、 σ_{igr} と経験式との差の平均を計算し、回帰誤差との比較を行った。その結果、図10に示すように、2004年伊半島沖地震の $S_A(5\%)$ は周期4秒以上で経験式の平均と平均+回帰誤差eの間にあり、 μ_{igr} は周期4秒以上では経験式の平均+回帰誤差eよりやや大きく、 σ_{igr} は経験式の平均程度となった。 μ_{igr} のこの特徴は、2004年伊半島沖地震の長周期地震動の継続時間が長いことを意味している。2004年伊半島沖地震の長周期地震動の継続時間が長い原因として、南海トラフ沿いに存在する付加体とよばれる低速層の影響が指摘されている⁶⁶⁾。

図11には、OSKH02($R=179\text{km}$, $X=238\text{km}$)とAIC003($R=180\text{km}$, $X=233\text{km}$)での観測波と経験式に基づく減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル $pS_v(5\%)$ の比較を示す。OSKH02での周期2秒と6秒のピークは、図8に示したように地盤増幅によるものである。経験式作成時と同様に水平2成分の幾何平均をとれば、経験式の平均±回帰誤差で観測波の $pS_v(5\%)$ がほぼ説明できる。

図12には、OSKH02とAIC003での観測波(NS成分)と計算波の加

図9 2004年伊半島沖地震の周期5秒での $S_A(5\%)$ の分布(矩形は山中²⁷⁾の断層モデル、★は気象庁の震央位置)

図10 2004年伊半島沖地震の観測波形の $S_A(5\%)$ 、 μ_{igr} 、 σ_{igr} と経験式との比または差の平均値と回帰誤差eの比較(水平成分)

速度波形(周期0.1~10秒のフィルター波)の比較を示す。 $S_A(5\%)$ 、 μ_{igr} 、 σ_{igr} とも経験式の平均を用いた場合と、 μ_{igr} のみ経験式の平均+回帰誤差としたものである。2004年伊半島沖の長周期地震動の継続時間が平均より長いという特徴があるため、 μ_{igr} を経験式の平均+回帰誤差とした場合の方が観測波形に近い。しかし、OSKH02では、平均+回帰誤差とした場合でも継続時間は過小評価である。これには、

図11 2004年伊半島沖地震のOSKH02とAIC003での観測波の $pS_v(5\%)$ と経験式に基づく $pS_v(5\%)$ の比較

図12 2004年伊半島沖地震の観測加速度波形と計算波形の比較

$pS_v(5\%)$ が長周期領域で経験式の平均が観測よりやや小さい(図 11)という原因の他に、群遅延時間を正規分布と仮定しているというモデル化の影響もある。すなわち、本研究の解析手法では、図 4 の非定常スペクトルの周期 6 秒付近にみられるような 2 個のピークは再現できない。群遅延時間の分布を一樣乱数とした計算も行ったが改善されず、今後の検討が必要である。また、因果性が考慮されていないが、これについても影響は小さいと考えられる。

(2) 想定巨大海溝型地震による予測波形の作成

作成した経験式に基づき想定巨大地震に対する予測波形を作成し、微視的断層パラメータを用いて三次元有限差分法により長周期地震動を計算している既往の予測波との比較を行った。予測波形作成対象は、想定南海地震($M_w 8.5$)の OSKH02 である。図 13 に、鶴来・他⁶⁾のアスペリティを考慮した断層モデルに基づき設定した想定南海地震の巨視的断層面と破壊開始点、及び予測地点の位置を示す。西側の断層は $M_0=5.46 \times 10^{28}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ 、 M_w 8.4、東側の断層は $M_0=2.91 \times 10^{28}[\text{dyne} \cdot \text{cm}]$ 、 M_w 8.2 である。鶴来・他⁶⁾の断層モデルは、中央防災会議の断層モデル⁵⁾に基づいて作成されたものである。第 2 破壊開始点は、鶴来・他⁶⁾の西側の断層モデルのアスペリティの破壊開始点とした。2 つの断層面に対して作成した計算波を、破壊開始点の破壊時間差を考慮して足し合わせることで、最終的な予測波を作成する。破壊伝播速度⁹⁾から算出した破壊開始点の破壊時間差は、64.3 秒である。なお、経験式のデータセットの最大 M_w は 8.2 であるから、これ以上の M_w については外挿である。

本研究の予測波のばらつきをみるために、 $S_A(5\%)$ 、 μ_{igr} 、 σ_{igr} の経

図 13 想定南海地震の断層面と第 1 破壊開始点★、第 2 破壊開始点☆の位置(鶴来・他⁶⁾に基づき設定)

図 14 想定南海地震の OSKH02 での既往の予測波^{6),19),20)}(NS 成分、EW 成分)と本研究の予測波(case1 と case3:それぞれ異なる乱数を用いた 2 波)の $pS_v(5\%)$ の比較

験式のいずれも平均を用いた case1、 $S_A(5\%)$ 、 σ_{igr} は経験式の平均とし μ_{igr} を平均+回帰誤差を用いた case2、いずれも平均+回帰誤差を用いた case3 の 3 つのケースで予測波を計算した。また、1 つのケース毎に、初期位相が異なる 2 つの乱数(乱数 1、乱数 2)を用いて 2 波ずつ予測波を計算した。図 14 には、想定南海地震に対する既往の予測波^{1),6),19),20)}と本研究の予測波(case1 と case3)の $pS_v(5\%)$ を、工学的基盤での告示スペクトル(安全限界)とともに示す。既往の予測波^{6),19),20)}のうち関口波¹⁹⁾(2008 年 2 月の修正版の N12_6)と鶴来波⁶⁾は、ハイブリッド法を用いて計算されているため短周期の波も含まれているが、釜江波²⁰⁾は周期 2.5 秒以上のみの波である。既往の予測波作成に用いられている三次元地下構造モデルも微視的断層パラメータを含む断層パラメータも 3 者で異なっており、 $pS_v(5\%)$ もばらついている。 $S_A(5\%)$ の経験式の平均を用いた case1 の場合、周期 2 秒の

図 15 想定南海地震の OSKH02 での既往の予測波^{6),19),20)}の NS 成分と本研究の経験式の平均を用いた場合(case1)の予測波の速度波形(周期 0.1~10 秒のフィルター波)の比較

図 16 想定南海地震の OSKH02 での本研究の予測波の加速度波形(周期 0.1~10 秒のフィルター波: 乱数 1 の場合)

ピークは告示スペクトルとほぼ同じで、周期 6 秒のピークは告示スペクトルを越えている。関口波¹⁹⁾の周期 6 秒付近のピークは本研究の平均+回帰誤差の間にある。NS 成分にみられる釜江波²⁰⁾と関口波¹⁹⁾の周期 6 秒のピークや鶴来波⁶⁾の周期 2 秒のピークは、EW 成分では NS 成分より小さく、水平 2 成分の幾何平均とすると、回帰誤差を考慮した case3 でほぼ説明できる。

図 15 には、既往の予測波(NS 成分)と本研究の case1 の場合の速度波形の比較を示す。既往の予測波にも、本研究の予測波と同じ 0.1～10 秒のバンドパスフィルターをかけている。乱数の違いによる計算波の違いは小さい。本研究の計算波の継続時間は既往の予測波と同程度であり、波形の形状や最大速度も関口波¹⁹⁾や鶴来波⁶⁾とほぼ合っている。関口波¹⁹⁾や釜江波²⁰⁾の震源モデルは震源深さが 10km より深いため、三次元有限差分法による計算波への付加体の影響は大きくないことが指摘されている⁶¹⁾。したがって、 μ_{gr} に+回帰誤差を考慮しなくても継続時間がほぼ再現できたものと考えられる。図 16 には、ひとつの乱数(乱数 1)を用いた、case1～case3 の加速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)を示す。加速度波形と速度波形の比較から、予測波に非定常性が表現されていることがわかる。また、case2 は、case1 と比べ継続時間が長くなり、case3 では case2 に比べ振幅が大きいことが確認できる。

なお、想定東海・東南海地震(M_w 8.3)に対するハイブリッド法に基づく佐藤・他⁷⁾の名古屋での予測波との比較も行ない、本研究の経験式の平均値±標準偏差を用いた AIC004(名古屋)での予測波とほぼ整合することを確認している⁶⁷⁾。

6. まとめ

日本全国の多数の強震記録を用いて、長周期を含む周期 0.1～10 秒を対象に、振幅特性を表わす絶対加速度応答スペクトル(減衰定数 5%と 1%)とエネルギースペクトル(減衰定数 10%)及び位相特性を表わす群遅延時間の平均値と標準偏差の経験式を作成した。地震規模と距離をパラメータとした経験式となっており、観測点固有のサイト特性が得られている。したがって、想定地震の巨視的断層パラメータ(地震規模と断層面の形状と位置)と破壊開始点、複数断層の場合には破壊開始点の破壊開始の時間差、及び観測点が決めれば、観測点固有のサイト特性を考慮した振幅特性と位相スペクトルが簡単に算出でき、これを用いて時刻歴波形が計算できる。

実際に、経験式を作成したデータセットに含まれる 2004 年紀伊半島沖地震の観測波形のシミュレーションを行い、経験式に基づく時刻歴波形の妥当性を確認した。さらに、想定南海地震(M_w 8.5)の OSKH02(大阪平野の此花)での周期 0.1～10 秒の時刻歴波形を作成し、長周期帯域が三次元有限差分法に基づき計算されている既往の予測波との比較を行った。その結果、本研究の経験式の平均値に回帰誤差(経験式の標準偏差)を考慮すると、本研究の予測波は既往の予測波とほぼ整合することがわかった。

これまで、全国の多数の記録を用いた位相スペクトルの経験式はなく、本研究により長周期を含む広帯域の時刻歴波形が経験的に作成できるようになった。本研究の経験的手法に基づく予測波は、理論的手法や半経験的手法に基づく予測波の比較対象として有用であると考えられる。しかし、サイト係数が強震観測点のみで得られているため、今後サイト係数をモデル化し一般化していく予定である。

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 強震記録及び F-net の地震モーメント、気象庁の 87 型強震記録及び震源情報、Harvard 大学の地震モーメントを用いました。一部の図の作成には、Wessel and Smith⁶⁸⁾を用いました。また、(財)日本建築防災協会に設置された長周期地震動の設定に関する検討委員会および片岡正次郎博士をはじめとする地震動 WG の委員の方々には、貴重なご意見を頂きました。査読者の方々にも、貴重なご意見を頂きました。なお、この研究は国土交通省による平成 20 年度建築基準整備促進補助金事業の技術開発の成果である。記して感謝致します。

参考文献

- 1) 日本建築学会：各種波形予測手法に基づいた海溝型巨大地震の予測強震動波形収集資料集、日本建築学会、pp.73-82, 2007.11
- 2) 土木学会：巨大地震災害への対応検討特別委員会 報告書 平成 18 年 3 月、(オンライン)、入手先<www.jsce.or.jp/committee/kyodai-jishin/1803files/1.pdf>、(参照 2008.5.25)
- 3) 佐藤俊明：各種の強震動予測手法による結果の相互比較の有用性—最近の長周期地震動予測結果の信頼性に関する話題を含めて—、シンポジウム「増大する地震動レベルと建物の終局耐震性の課題と展望—地震動と建築物の耐震性ととの関係を横断的に評価する指標の確立に向けて—」、日本建築学会 構造委員会 振動運営委員会 耐震設計小委員会、pp.61-64, 2008.12
- 4) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国を概観した地震動予測地図② 2008 年版、(オンライン)、入手先<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/index.htm>、(参照 2008.5.25)
- 5) 中央防災会議 東南海、南海地震等に関する専門調査会：第 7 回資料、(オンライン)、入手先 <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/7/index.html>、(参照 2009.5.25)
- 6) 鶴来雅人、趙伯明、Petukhin A., 香川敬生：東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例—広帯域強震動の予測—シンポジウム論文集、pp.73-82, 2005.2
- 7) 佐藤俊明、藤川智、渡辺基史、久保哲夫、福和伸夫：愛知県設計用入力地震動研究協議会による想定東南海地震に対する強震動予測、海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測 2—シンポジウム論文集、pp.101-107, 2006.2
- 8) 岡田成幸、鏡洋史：日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み、日本建築学会論文報告集、第 267 号、pp.29-38, 1978.5
- 9) 佐藤智美、佐藤俊明、渡辺孝英、植竹富一、田中英朗：多数の気象庁 87 型電磁式強震計記録を用いたやや長周期地震動の最大速度の距離減衰特性、第 9 回日本地震工学シンポジウム、pp.601-606, 1994.12
- 10) Mamula, L., Kudo, K. and Shima, E.: Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3-15 sec), in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.59, pp.467-500, 1984
- 11) 座間信作：石油タンクのスロッシングに係るやや長周期地震動の設計用スペクトル、第 12 回日本地震工学シンポジウム、0361, pp.1550-1553, 2004
- 12) 片岡正次郎、松本俊輔、日下部毅明、遠山信彦：やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正係数、土木学会論文集 A, Vol.64, No.4, pp.721-738, 2008
- 13) 井上涼介、篠原哲也、熊谷高、小林浩二：気象庁記録の統計解析による長周期揺れやすさの抽出、土木学会第 21 回地震工学研究発表会、pp.137-140, 1991
- 14) 佐藤俊明、宮腰淳一、佐藤智美、渡辺孝英、植竹富一、田中英朗：気象庁 87 型電磁式強震計記録の応答スペクトルの統計解析による各地気象台のやや長周期帯域(周期 1～10 秒)の揺れやすさ係数について、第 9 回日本地震工学シンポジウム、pp.607-612, 1994.12
- 15) Ohsaki, Y.: On the significance of phase content in earthquake ground motions, Earthquake Eng. Structural Dyn., Vol.7, pp.427-439, 1979
- 16) 和泉正哲、勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究、日本建築学会論文報告集、第 327 号、pp.20-26, 1983.5
- 17) 佐藤智美、植竹富一、菅原良次：群遅延時間を用いたやや長周期地震動の経験的経時特性モデルに関する研究、日本建築学会構造系論文集、第 493 号、pp.31-39, 1997.3
- 18) 佐藤忠信、室野剛隆、西村昭彦：観測波に基づく地震動の位相スペクトルのモデル化、土木学会論文集、No.640/1-50, pp.119-130, 2001
- 19) 関口春子、吉見雅行、吉田邦一、堀川晴央：海溝型巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール不均質モデルと南海地震への適用、海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測 2—シンポジウム論文集、pp.61-73, 2006.2

- 20) 釜江克宏, 川辺秀憲: 南海地震における近畿圏の強震動予測, 第 34 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.35-40, 2006.11
- 21) 福島美光, 田中貞二: 新しいデータベースを用いた最大加速度の距離減衰式の改訂, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, pp.116, 1992
- 22) Mendoza, C. and Fukuyama E.: The July 12, 1993, Hokkaido Nansei-Oki, Japan, earthquake: Coseismic slip pattern from strong-motion and teleseismic recordings, J. Geophys. Res., Vol.101, pp.791-801, 1996
- 23) 菊地正幸, 金森博雄: 広帯域地震記録による 1994 年北海道東方沖地震の震源メカニズム, 月刊地球, Vol. 17, No. 5, pp. 322-328, 1995
- 24) Nakamura, W. and Takeo, M.: Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 87, pp. 918-931, 1997
- 25) 関口春子, 岩田知孝: 2001 年芸予地震の破壊過程と強震動, 月刊地球号外, No.38, pp. 239-246, 2002
- 26) Koketsu, K., Hikima, K., Miyazaki, S., and Ide, S.: Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, Vol.56, pp.329-334, 2004
- 27) 山中佳子: 9 月 5 日の紀伊半島南東沖の地震 (Mj6.9, Mj7.4, Mj6.4+Mj6.2, EIC 地震学ノート No.152, (オンライン), 入手先 <http://www.weic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/EIC152.html>, (参照 2007.12.18)
- 28) 国土地理院: 2005 年 8 月 16 日宮城県沖の地震に伴う断層モデル(最終解), (オンライン), 入手先 <http://jishin.go.jp/main/chousa/05sep_miyagi/p09.htm>, (参照 2007.12.18)
- 29) Fukuyama, E. and Mikumo, T.: Dynamic rupture analysis: Inversion for the source process of the 1990 Izu-Oshima, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., Vol.98, pp.6529-6542, 1993
- 30) Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T.: Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault- introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, Geophys. J. Int., Vol.150, pp. 377-391, 2002
- 31) Horikawa, H.: Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: Rupture of asperities in a stress shadow, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.91, pp. 112-127, 2001
- 32) 岩田知孝, 関口春子: 2000 年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp.125-128, 2002.11
- 33) Hikima, K. and Koketsu, K.: Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, Earth Planets Space, Vol.56, No.2, pp.87-93, 2004
- 34) Hikima, K. and Koketsu, K.: Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, Geophys. Res. Lett., Vol.32, L18303, 2005
- 35) Asano, K. and Iwata, T.: Source process and near-source ground motions of the 2005 West off Fukuoka prefecture earthquake, Earth Planets Space, Vol.58, pp.93-98, 2006
- 36) 青井真, 関口春子: 近地地震動記録による能登半島地震の震源インバージョン(暫定版), (オンライン), 入手先 <<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/noto070325/>>, (参照 2007.12.17)
- 37) 国土地理院: 震源断層モデルの概念図, (オンライン), 入手先 <<http://cais.gsi.go.jp/Research/topics/topic080111/images/gsi5.pdf>>, (参照 2008.2.18)
- 38) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤特性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, 第 523 号, pp.63-70, 1999.9
- 39) 佐藤俊明, 佐藤智美, 宮腰淳一, 渡辺孝英, 植竹富一, 田中英朗: 表面波が卓越する周期約 2~20 秒のやや長周期地震動の距離減衰特性に関する基礎的研究, 距離減衰式の整理と理論地震動を用いた検討, 日本建築学会構造系論文集, 第 463 号, pp.39-49, 1994.9
- 40) 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹: 地震動の位相スペクトルにおける伝播経路特性とサイトの分離, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.915-920, 1998.12
- 41) Kanamori, H.: The energy release in great earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.82, pp.2981-2987, 1977
- 42) Houston, H.: Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions, J. Geophys. Res., Vol.106, pp.11137-11150, 2001
- 43) 佐藤智美: 震源時間関数の継続時間の断層タイプ及び震源深さ依存性, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.513-514, 2004.8
- 44) Nishimura, I., Noda, S., Takahashi, K., Takemura, M., Ohno, S., Todo, M., and Watanabe, T.: Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, Trans. 16th Inter. Conf. Structural Mechanics in Reactor Technology, Div.K, No.1133, 2001.8
- 45) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明: 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集, 第 461 号, pp.19-28, 1994.7
- 46) 佐藤智美, 片岡正次郎, 奥村俊彦: K-Net 強震記録に基づく工学的基盤における加速度応答スペクトルと経時特性の推定式の検討, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp.615-620, 2002.11
- 47) Lawson, C.L. and Hanson, D.J.: Solving Least squares problems, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1974
- 48) 佐藤智美: 群遅延時間のインバージョンと散乱理論に基づく地震動の経時特性モデルに関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第 586 号, pp.71-78, 2004.12
- 49) 福島美光, 田中貞二: 気象庁マグニチュードによる震源スペクトルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 425 号, pp.19-25, 1991.7
- 50) 佐藤智美, 巽蒼樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 556 号, pp.15-24, 2002.6
- 51) 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 第 1 号, pp.33-52, 2004
- 52) 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明: 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集 A, Vol.62, No.4, pp.740-757, 2006
- 53) 佐藤智美: 地殻内地震に対する P 波部・S 波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 632 号, pp.1745-1754, 2008.10
- 54) 吉田治雄, 小林喜久二: 堆積層による長周期地震動の励起特性と入射角の関係, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, pp.1450-1453, 2008
- 55) 増井大輔, 翠川三郎: 地震観測記録から抽出した地盤増幅率とみかけ入射角との関係, 土木学会論文集 A, Vol.63, No.3, pp.552-560, 2007
- 56) Miyake, H., Iwata, T. and Irikura, K.: Estimation of rupture propagation direction and strong motion generation area from azimuth and distance dependence of source amplitude spectra, Geophys. Res. Lett., Vol.28, pp.2727-2730, 2001
- 57) 干場充之: 地震波散乱理論を背景とした統計的グリーン関数のエンベロープ表現, 京大大学防災研究所一般共同研究 13G-11 研究成果報告, pp.1-58, 2003
- 58) Ishii, T.: A study of response duration time spectra of earthquake motions in Tokyo, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, Beijing, China, Paper ID 02-0020, 2008.10
- 59) 中央防災会議 東南海, 南海地震等に関する専門調査会: 第 36 回 参考資料 長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期, (オンライン), 入手先 <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/index_chukin.html> (参照 2009.5.25)
- 60) Sato, T., Graves, R.W., and Somerville, P.G.: Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (Mj 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms 8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.579-607, 1999
- 61) 岩田知孝, 岩城麻子, 関口春子, 吉見雅行: 地域特性を反映した長周期地震動、長周期地震動対策に関する公開研究集会, 日本建築学会, pp.1-52, 2008.3
- 62) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善孝, 野崎京三: 濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, No. 37, pp.108-118, 2002
- 63) 防災科学技術研究所: 地震ハザードステーション, (オンライン), 入手先 <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>, (参照 2008.5.25)
- 64) 大川出, 佐藤智美, 西川孝夫, 佐藤俊明, 関松太郎: 長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成, その 1: 応答スペクトルの距離減衰式・増幅率マップ, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.97-98, 2009.8
- 65) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, pp.1-299, 2004
- 66) Yamada, N. and Iwata, T.: Long-period ground motion simulation in Kinki area during the Mj6.9 foreshock of the 2004 off Kii Peninsula earthquake, Earth Planets Space, Vol.57, pp.197-202, 2005
- 67) 西川孝夫, 佐藤智美, 大川出, 佐藤俊明, 関松太郎: 長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成, その 3: 想定巨大海溝型地震に対する時刻歴波形, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.101-102, 2009.8
- 68) Wessel, P. and Smith W.H.F.: New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998

(2009 年 7 月 8 日原稿受理, 2009 年 12 月 2 日採用決定)