日本のスラブ内地震とプレート境界地震の
水平・上下動の距離減衰式ATTENUATION RELATIONS OF HORIZONTAL AND VERTICAL GROUND MOTIONS
FOR INTRASLAB AND INTERPLATE EARTHQUAKES IN JAPAN

佐藤 智美*

Toshimi SATOH

Vertical motions have been required as input motions to important structures, such as nuclear power plants and base-isolation structures. However, empirical attenuation relations of vertical motions for big intraslab and interplate earthquakes in Japan had not been proposed yet. Therefore in this study we develop attenuation relations for estimating horizontal and vertical ground motions caused by these earthquakes. The relations are provided for peak ground acceleration (PGA), peak ground velocity, and 5 % damped acceleration response spectrum (SA) for radial, transverse, and vertical components. In order to use the relations as input motions we obtain site coefficients at bedrock with different S-wave velocities. The attenuations of horizontal motions in this study obtained from records observed at the fore-arc are smaller than those in the previous ones. The ground motions for big intraslab and interplate earthquakes occurring at the Pacific plate are larger than those at the Philippine Sea plate at most cases. We find that the PGA and the SA in a short period range for intraslab earthquake are larger than those for interplate earthquakes at the same focal depth D and are roughly proportional to $D^{2/3}$.

Keywords : Attenuation relation, Vertical ground motion, Intraslab earthquake, Interplate earthquake, Focal depth

距離減衰式, 上下動, スラブ内地震, プレート境界地震, 震源深さ

1. はじめに

地震動の応答スペクトルや最大加速度、最大速度の距離減衰式は、簡便に地震動を推定できる強震動予測手法として、多数の式が提案され、幅広く使用されている。例えば、最近、米国では、NGA プロジェクト^{例え 1), 2)}により、主に浅い地殻内地震の記録に基づき水平動の最大加速度、最大速度、応答スペクトルの距離減衰式が数多く作成された。しかし、データセットに海溝型地震(本研究では、プレート境界地震とスラブ内地震を含めて海溝型地震と呼ぶ)の記録がほとんど含まれていないため、プレート境界地震やスラブ内地震の強震動予測には適していない。他の既往の海溝型地震に適用可能な距離減衰式も、ほとんどが水平動に対する式である。上下動に対する高橋・他³⁾、西村・堀家⁴⁾、堀家・西村⁵⁾の式は気象庁マグニチュード M_J をパラメータとしているため、モーメントマグニチュード M_w が用いられる断層モデルに基づく強震動評価法による結果との直接の比較がしにくい。また、これらの式^{3), 4), 5)}の作成に用いられているデータセットの海溝型地震の最大 M_J は 7 以下であり、プレート境界地震とスラブ内地震の区別はない。高橋・他³⁾の式は、海外の大規模地震に対しても適用性が確認されているが、海溝型地震のデータは東北南部から関東付近に限られている。

一方、最近では、免震構造物の上下動に対する耐震安全性評価の観点から、構造評定でも適切な上下動評価が求められるようになっている。また、2006 年 9 月に、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」が改訂され、水平動のみならず上下動についても、断層モデルによる強震動評価が盛り込まれるようになった⁶⁾。応答ス

ペクトルによる評価も水平動と上下動に対して必要である⁶⁾。このような背景を踏まえ、筆者は先の論文⁷⁾で地殻内地震に対する水平動と上下動の距離減衰式を作成している。スラブ内地震は、地震の発生場所の特定が困難で、強震動予測レシピといわれる震源パラメータ設定手法も確立してないため、活断層により生じる地殻内地震やプレート境界地震と比較して、断層モデルによる強震動評価の不確定性が大きい。したがって、スラブ内地震に対する応答スペクトルの距離減衰式による水平動・上下動の評価は特に重要であると考えられる。2003 年 5 月 26 日に宮城県沖で発生したスラブ内地震 ($M_J 7.1$) では、震源近傍で水平動の大加速度記録が観測されたが、後述のように上下動も K-NET や KiK-net 観測点だけでも 4 地点で 600cm/s^2 を越え、そのうち 2 地点では 800cm/s^2 を越えている。このように、スラブ内地震の地震動には短周期が卓越する場合が多く^{例え 8)~14)}、スラブ内地震に対する水平動と上下動の距離減衰式は、構造物のみならず、機器の耐震安全性評価に有用と考えられる。

観測記録に基づく既往の研究では、スラブ内地震では震源での短周期の励起が大きいこと^{例え 8)~14)}の他、プレート境界地震やスラブ内地震の短周期の励起特性の深さ依存性^{10), 11), 14)}や太平洋プレートとフィリピン海プレートでの違い^{11), 12), 15)}が示されている。スラブ内地震に対するこれらの特徴は、経験的グリーン関数法に基づき推定された震源モデルの強震動生成領域の応力降下量などでも指摘されている^{16), 17)}。主に日本の地震の記録に基づく既往の水平動に対する距離減衰式の中では、司・翠川¹⁸⁾の最大加速度・最大速度の式や Zhao et al.¹⁹⁾の応答スペクトルと最大加速度・最大速度の式にスラブ内地

* 清水建設株式会社 主任研究員・博士(工学)

Senior Researcher, Institute of Technology, Shimizu Corp., Dr. Eng.

震とプレート境界地震の区別、震源深さ依存性が取り入れられている。本研究では、水平動と上下動の両方に対して、スラブ内地震とプレート境界地震の区別、震源深さ依存性の他、太平洋プレートとフィリピン海プレートの違いを考慮した式を作成する。この際、震源深さ D をパラメータとした既往の距離減衰式^{18),19)}では、回帰係数を h とすると、地震動レベルと 10^{hd} との比例関係が仮定されているが、本研究では後述の解釈に基づき D^h との比例関係を仮定した。

本研究の距離減衰式のもうひとつの特徴は、KiK-net 観測記録のはざとり解析に基づき S 波速度(V_s)3000m/s 程度の地震基盤に対するサイト係数を求めた点である。これにより、地震基盤からの増幅率という絶対量も得られる。また、告示スペクトルの設定位置である工学的基盤の条件のひとつが V_s 400m/s 以上の地盤であり、原子力発電所の基準地震動策定位置である解放基盤の条件のひとつが概ね V_s 700m/s 以上の硬質地盤となっている⁶⁾。そこで、 V_s 400~600m/s、600~800m/s、800~1000m/s の基盤に対するサイト係数も求めた。さらに、本研究の距離減衰式は、構造物の耐震安全性評価のための入力地震動として用いることを主目的としているため、振幅の大きい地点での地震動が重要と考え、火山フロント付近の高減衰領域の影響を受けない火山フロント前弧側に対する式とした。なお、佐藤⁷⁾の地殻内地震に対する距離減衰式では、Radial 成分と Transverse 成分に明らかな違いがみられたため、ここでも、水平動は Radial 成分と Transverse 成分に区別する。また、記録全体(全継続時間)の他、P 波部と S 波部の距離減衰式も佐藤⁷⁾と同様に作成した。

表 1 太平洋プレートの海溝型地震の諸元(気象庁)

発震時	深さ	M_f	地震名または	M_w	M_0	地震タ	M_0, M_w
年 月/日 時:分	km		震央地名		dyne-cm	イブ**	の根拠
1989 11/2 3:25	0.0	7.1	三陸はるか沖	7.4	1.36×10^{27}	sub	Har.
1993 1/15 20:06	109.1*	7.5	釧路沖地震	7.6	3.00×10^{27}	sla	文献23)
1994 10/4 22:22	60.5*	8.2	北海道東方沖地震	8.2	2.60×10^{28}	sla	文献24)
1994 12/28 21:19	32.3*	7.6	三陸沖地震	7.7	4.00×10^{27}	sub	文献25)
1995 1/7 7:37	47.8	7.2	岩手県北東沖	6.9	3.33×10^{26}	sub	Har.
1996 9/11 11:37	52.0	6.4	鉾子付近	6.1	1.97×10^{25}	sla	Har.
1999 5/13 2:59	106.0	6.3	釧路地方	6.1	1.72×10^{25}	sla	F-net
2000 1/28 23:21	58.5	7.0	根室半島沖	6.7	1.21×10^{26}	sla	F-net
2003 5/26 18:24	76.8*	7.1	宮城県沖	7.1	6.50×10^{26}	sla	文献26)
2003 9/26 4:50	40.4*	8.0	十勝沖地震	8.2	2.20×10^{28}	sub	文献27)
2003 9/26 6:08	21.0	7.1	十勝南東沖	7.3	1.15×10^{27}	sub	F-net
2003 9/27 5:38	34.0	6.0	十勝南東沖	6.0	1.16×10^{25}	sla	F-net
2003 10/8 18:06	51.4	6.4	十勝南東沖	6.6	9.83×10^{25}	sub	F-net
2003 10/31 10:06	33.3	6.8	宮城県南東沖	6.7	1.42×10^{26}	sub	F-net
2004 11/29 3:32	48.2	7.1	根室半島沖	7.0	3.36×10^{26}	sub	F-net
2004 12/6 23:15	45.8	6.9	根室半島沖	6.7	1.41×10^{26}	sub	F-net
2005 8/16 11:46	41.1*	7.2	宮城県沖	7.1	5.62×10^{26}	sub	文献28)
2005 9/21 11:25	102.9	6.0	国後島付近	6.0	1.23×10^{25}	sla	F-net
2001 12/2 22:01	121.5	6.4	岩手県南東	6.4	5.34×10^{25}	sla	F-net
2008 5/8 1:45	50.6	7.0	茨城県はるか沖	6.8	1.97×10^{26}	sub	F-net
2008 7/19 11:39	31.6	6.9	福島県はるか沖	6.9	2.39×10^{26}	sub	F-net
2008 7/24 0:26	106.9*	6.8	岩手県北部	6.9	2.89×10^{26}	sla	文献29)
2008 9/11 9:20	30.9	7.1	十勝南東沖	6.8	1.97×10^{26}	sub	F-net

表 2 フィリピン海プレートの海溝型地震の諸元(気象庁)

発震時	深さ	M_f	地震名または	M_w	M_0	地震タ	M_0, M_w
年 月/日 時:分	km		震央地名		dyne-cm	イブ**	の根拠
1996 10/18 19:50	37.7	6.4	種子島付近	6.6	1.00×10^{26}	sub	Har.
1996 10/19 23:01	37.0	5.5	日向灘地方	5.7	4.16×10^{24}	sub	Har.
1996 10/19 23:44	34.0	6.9	日向灘地方	6.7	1.43×10^{26}	sub	Har.
1996 10/20 6:17	37.4	5.3	日向灘地方	5.5	2.39×10^{24}	sub	Har.
1996 12/3 7:17	38.0	6.7	日向灘地方	6.7	1.23×10^{26}	sub	Har.
1997 3/16 14:51	39.1	5.9	愛知県北東部	5.6	2.97×10^{24}	sla	F-net
1998 12/16 9:18	24.1	5.6	大隅半島南東沖	6.1	1.85×10^{25}	sla	F-net
1999 1/24 9:37	40.0	6.6	種子島付近	6.5	6.58×10^{25}	sla	F-net
1999 8/21 5:33	65.8	5.5	和歌山県中部	5.6	2.79×10^{24}	sla	F-net
2000 6/25 15:34	36.0	6.0	大隅半島南東沖	6.0	1.13×10^{25}	sub	F-net
2001 3/24 15:27	46.5	6.7	芸予地震	6.9	2.98×10^{26}	sla	文献30)
2001 4/25 23:40	39.3	5.7	日向灘地方	5.7	4.00×10^{24}	sla	F-net
2002 11/4 13:36	35.2	5.9	日向灘地方	5.6	3.64×10^{24}	sla	F-net
2004 9/5 19:07	19.2*	7.1	紀伊半島南東沖	7.3	9.80×10^{26}	sla	文献31)
2004 9/5 23:57	15.2*	7.4	紀伊半島南東沖	7.4	1.80×10^{27}	sla	文献31)
2004 9/6 5:30	36.9	5.9	紀伊半島南東沖	5.7	3.82×10^{24}	sla	F-net
2004 9/7 8:29	41.0	6.5	紀伊半島南東沖	6.5	6.00×10^{25}	sla	F-net
2005 5/31 11:04	28.6	5.8	大隅半島南東沖	5.7	4.38×10^{24}	sub	F-net
2006 3/27 11:50	34.8	5.5	日向灘地方	5.5	2.12×10^{24}	sla	F-net

* M_0, M_w の根拠となっている文献の断層中心深さ

** sub はプレート境界地震、sla はスラブ内地震

Har. は Harvard 大学の略

2. データ

1988 年~2008 年 7 月までに海溝型地震が観測されている気象庁 87 型観測点、K-NET 観測点、KiK-net 観測点(地表)の強震記録から、1)~5)の条件でデータを選択した。

- 1) 太平洋プレートのプレート境界地震: M_w 6.5 以上
太平洋プレートのスラブ内地震: M_w 6.0 以上
フィリピン海プレートの海溝型地震: M_w 5.5 以上
- 2) 断層最短距離 250km 以下
- 3) 震源深さ 130km 以下
- 4) M_w をパラメータとした福島・田中²⁰⁾の距離減衰式で、水平動の最大加速度が 15cm/s^2 以上となる距離以内の観測点
- 5) 東北地方から関東にかけて存在する火山フロントと九州の火山フロントの前弧側の観測点

5)の条件は、火山や火山フロント付近の浅い部分に高減衰(LowQ)領域が存在し^{例え14)}、深い地震でも火山フロント付近の高減衰領域の影響で地震動の振幅が減衰することが指摘されている²¹⁾ことを考慮したものである。この現象を表現するためには、火山フロントを境に不連続な距離減衰式が必要となるが、距離減衰式を入力地震動策定に用いるには地震動の大きい地点での予測が重要であるという考えに基づき、5)の条件を付けた。また、本研究で用いる回帰分析手法では、地震も観測点も孤立しているデータが含まれている場合解くことができないため、この条件を満たす公開観測記録を探し、建築研究所の広尾町役場の記録をデータセットに加えた。なお、本

図 1 太平洋プレート(a)とフィリピン海プレート(b)の海溝型地震の震央位置・メカニズム解及び観測点位置

図 2 M_w と断層最短距離 X 、震源深さとの関係

解析手法では、観測点毎のサイト係数が求められ、回帰誤差を算出する地盤分類毎のサイト係数には広尾町役場の記録を含めていないため建物の記録であっても問題ない。

表 1、表 2 に、それぞれ、本研究で用いる太平洋プレートとフィリピン海プレートの地震の諸元を示す。プレート境界地震とスラブ内地震の区別は、国土地理院発行の地震予知連絡会報に掲載されている情報やメカニズム解及び震源深さとプレートの深さ²²⁾の関係に基づいて行った。表中に示した既往の文献^{23)~31)}で巨視的断層面が設定されている地震については、その地震モーメント M_0 から M_w を算出し、その断層面を用いて断層最短距離を計算した。これ以外の地震については、F-net あるいは Harvard 大学の推定 M_0 を用い、気象庁の震源位置からの震源距離を断層最短距離とした。震源深さは、巨視的断層面が設定されている地震については、巨視的断層面の中心深さとし、その他は気象庁の震源深さとした。ただし、2001 年芸予地震の巨視的断層面の中心深さはアスペリティの深さ¹⁷⁾と対応がよくないため、気象庁の震源深さを用いた。なお、予測の際にアスペリティの情報まで必要となると利便性に欠けるため、本研究でアスペリティの深さはパラメータとして用いない。図 1 に、太平洋プレートとフィリピン海プレートの地震の震央位置及びメカニズム解(F-net あるいは Harvard 大学)と観測点位置を示す。フィリピン海プレートの地震は、プレート境界地震は日向灘の地震のみ、スラブ内地震は日向灘の地震と紀伊半島南東沖の地震がほとんどであるため、これらの地震の特徴が距離減衰式に反映されと考えられる。選択された KiK-net 観測点のうち、検層結果に S 波速度 3000m/s 以上の地震基盤が存在している地点では、地震基盤での露頭波(はざとり波)を求めている。図 2 には、データの M_w と断層最短距離、震源深さとの関係を示す。

選択した記録には、佐藤⁷⁾と同様に、0.2~15Hz の帯域フィルターをかけ、記録の全継続時間の他、P 波部、S 波部のデータセットを作成した。S 波部は、走時が震源距離[km]/4.2[km/s]+2[s]となる時間を S 波初動到達時間とし、その前に 0.2 秒のコサインテーパをつけて切り出した。P 波部は、S 波初動到達時間-0.2[s]を P 波終了時間とし、その後 0.2 秒のコサインテーパをつけて切り出した。また、気象庁の震央位置を用いて、水平 2 成分を Radial 成分と Transverse 成分に変換した。地震一観測点ペア数は太平洋プレートの地震では 847、フィリピン海プレートの地震では 421 である。ただし、太平洋プレートの地震では、P 波部から観測されていない記録も含まれているため、P 波部のデータ数は全継続時間、S 波部よりやや少ない。

図 3 観測最大加速度(Radial 成分)の距離減衰特性

3. 解析方法

(1) 回帰分析手法

本研究で用いる地震動強さの距離減衰式は、 M_w と断層最短距離 X [km]、震源深さ D [km] をパラメータとして次式で表現する。

$$\log_{10} Y = a M_w + h_{sub} \log_{10} D + h_{sla} \log_{10} D - b X - \log_{10} (X + d 10^{0.5 M_w}) + c_j \pm e \quad (1)$$

ただし、 $D < 10$ km では、 $D = 0$ km とする。(1)式で、 Y は P 波部、S 波部、全継続時間のそれぞれ 3 成分に対する最大加速度[cm/s²]、最大速度[cm/s]、減衰定数 5% の加速度応答スペクトル[cm/s²]である。加速度応答スペクトルを計算する固有周期 T は、S 波部と全継続時間の場合は 0.07~5.0 秒、近距離のデータの継続時間が短い P 波部の場合は 0.07~1.0 秒である。 a 、 h_{sub} 、 h_{sla} 、 b 、 d 、 c_j は回帰係数であり、 e は標準偏差(回帰誤差)である。(1)式では、スラブ内地震とプレート境界地震の距離減衰を同じと仮定したことになる。この仮定の妥当性を示すために、スラブ内地震である 2003 年宮城県沖地震($M_w 7.1$)とプレート境界地震である 2005 年宮城県沖地震($M_w 7.1$)の Radial 成分の最大加速度の距離減衰を図 3 に示す。火山フロント前弧側のデータをみると、距離減衰の傾きは両者ではほぼ同じであることがわかる。スペクトルインバージョンに基づく Q 値でも同様の傾向が得られている³²⁾。 $d 10^{0.5 M_w}$ は震源近傍で地震動の振幅が頭打ちする現象を表現する項である(例えば¹⁸⁾)。本研究で用いるデータセットには震源近傍の記録が少なく d の推定が困難であることから、地殻内地震から推定された⁷⁾ d を用いた。 h_{sub} はプレート境界地震に対する回帰係数であり、スラブ内地震に対しては 0 である。同様に、 h_{sla} はスラブ内地震に対する回帰係数であり、プレート境界地震に対しては 0 である。このモデル化により、プレート境界地震とスラブ内地震の地震動の深さ依存性の違いが考慮できる。震源深さ D をパラメータとした既往の距離減衰では、 $\log_{10} Y$ が D と線形関係となっているが、本研究では、以下のような解釈に基づき、 $\log_{10} Y$ が $\log_{10} D$ と線形関係の式としている。

加速度応答スペクトルは、振幅の大きい周期範囲では、フーリエスペクトルと類似の形状をもつ。そこで、 ω^2 モデル³³⁾に基づいて考えると、震源に関連する応答スペクトルは本研究で対象とした周期の大部分の短周期領域で短周期レベルに比例する。また、短周期レベルは M_0 の 1/3 乗と Brune³³⁾ の応力降下量 $\Delta\sigma$ の 2/3 乗に比例する。一方、Coulomb-Mohr の式では、有効法線応力 σ_n^{eff} はせん断強度 τ と、

$$\tau = \tau_0 + \mu \times \sigma_n^{eff} = \tau_0 + \mu \times (\sigma_n - P) \quad (2)$$

の関係がある。ここで、 μ は摩擦係数、 σ_n は法線応力、 P は間隙水圧、 τ_0 は凝着力(粘着力)である。法線応力 σ_n が D に比例し、間隙水圧が静水圧的に作用し、摩擦係数が一定と仮定すると、 τ が D に比例すると考えることができる。そして、 $\Delta\sigma$ と τ の線形関係を仮定すると、 $\Delta\sigma$ [MPa] を D [km] を用いて以下の式で表わすことができる。

$$\Delta\sigma = p + q \times D \quad (3)$$

ここで、 p 、 q は定数である。McGarr³⁴⁾は、地殻内地震の震源近傍の観測最大速度に震源距離と密度をかけた量 A_M が(3)式でよく表現できることを示している。観測最大加速度のサイト増幅特性と Q 値の影響が小さい場合には、 ω^2 モデルに基づく短周期レベルと A_M は線形関係になるという解釈が可能である。ここで示した本研究の考え方には、海溝型地震の発生に関与すると考えられる温度や摩擦係数の違いや、流体の影響などが考慮されていないが、以上のような

観点に基づき、 $\log_{10} Y$ が $\log_{10} D$ と線形関係にある距離減衰式とした。

(1) 式の c_i はサイト係数であり、全観測点のサイト係数の平均値を c_0 と表し、 $V_s 400 \sim 600 \text{ m/s}$ の基盤、 $V_s 600 \sim 800 \text{ m/s}$ の基盤、 $V_s 800 \sim 1000 \text{ m/s}$ の基盤、 $V_s 3000 \text{ m/s}$ 程度の地震基盤、道路橋示方書³⁵⁾の定義に基づく I 種地盤、II 種地盤、III 種地盤の観測点のサイト係数の平均値をそれぞれ、 c_{500} 、 c_{700} 、 c_{900} 、 c_{3000} 、 c_I 、 c_{II} 、 c_{III} と表す。 $V_s 400 \sim 600 \text{ m/s}$ 、 $V_s 600 \sim 800 \text{ m/s}$ 、 $V_s 800 \sim 1000 \text{ m/s}$ の基盤の観測点は、PS 検層データにこの範囲の V_s の層があり、その最上面から地表までの地盤の特性値＝卓越周期(告示スペクトルおよび道路橋示方書³⁵⁾の定義による)が 0.05 秒以下となる観測点とした。 c_{700} は、片岡・他³⁶⁾、佐藤⁷⁾で定義した工学的基盤と同じ定義である。なお、同じ定義で V_s が 1000 m/s 以上となる観測点はほとんどなかったため、 $V_s 1000 \text{ m/s}$ 以上に対するサイト係数は求められなかった。

回帰分析手法は、二段階回帰分析手法であり、一段階目はスペクトルインバージョン手法^{例えば 10), 11), 15), 36)}と同じである⁷⁾。地盤の非線形性がある場合には、同じ観測点でもサイト係数が異なる可能性がある。そこで、全継続時間の 3 成分のいずれかの最大加速度が $200 \sim 400 \text{ cm/s}^2$ 、 400 cm/s^2 以上の場合には、上下成分に対する水平成分のスペクトル比 H/V を計算する。そして、最大加速度が 200 cm/s^2 以下の同一観測点の H/V に比べ、ピークの周期が明らかに長周期化している記録は地盤の非線形性の影響があると判断して、同一観測点でも異なる観測点として計算を行なう。そして、二段階目の各観測点のサイト係数を c_{700} 、 c_I 、 c_{II} 、 c_{III} 、 c_0 に置き換えたときの e が最小となるように回帰係数を求める⁷⁾。

(2) 地盤同定手法と c_{3000} の算出手法

$V_s 3000 \text{ m/s}$ 程度の地震基盤でのサイト係数 c_{3000} を算出するため、地震基盤での露頭波(はざとり波)を求める必要がある。そこで、ここでは、はざとりをするために用いる地盤定数を同定する手法について記述する。はじめに、図 1、図 2 に示した $V_s 3000 \text{ m/s}$ 以上の岩盤がある KiK-net 観測点(東日本で 4 地点、西日本で 7 地点)で観測された S 波部の地中に対する地表のスペクトル比を 3 成分それぞれに対して算出する。そして、Transverse 成分と Radial 成分に対しては S 波の鉛直下方入射、Vertical 成分に対しては P 波の鉛直下方入射を仮定して³⁷⁾、1 次元理論スペクトル比と観測スペクトル比が合うように、弾性波速度と周波数依存減衰定数を同定する。地震基盤では斜め入射を考慮の方がよいと考えられるが、SV 波の斜め入射を考慮した既往の研究³⁹⁾では、P 波の減衰定数 h_p の推定には課題があることが述べられている。また、この研究³⁹⁾で求められている斜め入射を考慮した場合としない場合の S 波の減衰定数 h_s の差は大きくない。そこで、本研究では鉛直下方入射を仮定した。同定手法は、焼きなまし法³⁸⁾に基づく方法³⁹⁾である。 h_s は Satoh³⁹⁾と同様に V_s に依存した(4)式とした。

$$h_s = h_{0s} f^{-\alpha_s} = 10^{\beta_s} / V_s f^{-\alpha_s} \quad (4)$$

Satoh³⁹⁾では、P 波入射の場合の同定がなされていないため、P 波の減衰定数 h_p も(4)式の S 波を意味する添え字 s を P 波を意味する p に置き換えた式で表現することとした。層厚は PS 検層結果とし、密度は Gardner et al.⁴⁰⁾の式で PS 検層の P 波速度 V_p から算出した値とした。 V_p 、 V_s は PS 検層結果の層区分毎に独立なパラメータとし、 α_p 、 α_s は全層同じとして同定する。 β_p 、 β_s は、はじめに全層同じとして解析を行い、軟弱層で h_p や h_s が非常に大きくなり理論スペク

トル比と観測スペクトル比のフィッティングが悪い場合は、軟弱層とそれ以外の層のそれぞれに対して β_p 、 β_s を同定した。探索範囲は、 V_p 、 V_s は PS 検層結果の 0.6 倍～1.4 倍とした。ただし、 V_s が 500 m/s 以下の場合には 0.4～1.6 倍に広げた。 α_p 、 α_s の探索範囲は 0～2、 β_p 、 β_s の探索範囲は、0～4 である³⁹⁾。フィッティングの範囲は、1 次のピークが十分にはいる低周波数(0.2～1Hz)から 15Hz ままである。はじめに、Transverse 成分と Radial 成分を用いて V_s と h_s の同定を行い、次に、Vertical 成分を用いて V_p と h_p の同定を行う。 V_p には、 $V_p/V_s > 2^{0.5}$ の条件をつけた。最小にする残差の定義は Satoh³⁹⁾と同じであり、S 波入斜の場合は、Transverse 成分と Radial 成分のスペクトル比の残差の和を用いる。3 つの異なる乱数を用いて同定を行い、残差が最少の場合の同定値を最適値とした。

水平成分は S 波速度構造、上下成分は P 波速度構造を用いて、S 波部、全継続時間の地表の観測波形からはざとり波を求める。次に、はざとり波の加速度応答スペクトル、最大加速度、最大速度を求め、地表での観測波のそれらの比の平均値を算出する。そして、この比で、地表での観測点固有のサイト係数を補正し、地震基盤でのサイト係数を求める。最後に、各観測点の地震基盤でのサイト係数を平均し、これを c_{3000} とする。

4. 検討結果

(1) 地盤同定結果

図 4 には、2004 年 9 月 4 日 19 時の紀伊半島南東沖地震の AICH04(安城)での地中 1055m に対する地表の観測スペクトル比とフィッティングされた理論スペクトル比を示す。AICH04 では、2 つの地震の記録がデータセットに含まれているため、地盤定数は 2 つの地震の観測スペクトル比にフィッティングするように推定されている。理論スペクトルは観測スペクトル比を良好に再現している。なお、観測、理論スペクトル比とも 0.3Hz の Partzen Window で平滑化されている³⁹⁾。理論スペクトル比は、地中の観測スペクトルを平滑化したスペクトルと地表の理論スペクトルを平滑化したスペクトルの比であるため³⁹⁾、水平 2 成分でも若干の差がある。

図 4 AICH04 での地中に対する地表の観測スペクトル比とフィッティングされた理論スペクトル比の比較

図 5 AICH04 で同定された地盤構造

図 5 には、同定された地盤定数及び PS 検層結果を示す。同定された V_p 、 V_s とも、深さ約 300~400m で PS 検層結果よりかなり小さいが、この近傍で実施されているアレー微動探査に基づき推定された S 波速度構造⁴¹⁾とよく合っている。減衰定数 h_{0p} 、 h_{0s} は、それぞれ、 V_p 、 V_s に反比例するため深いほど小さく、 $h_{0p} > h_{0s}$ の関係がある。同定された α_p 、 α_s は、それぞれ、0.33、0.61 である。したがって、全対象周波数 0.2~10Hz で $h_p > h_s$ となり、この関係は藤堂・他³⁷⁾と同じである。

(2) 回帰分析結果

表 3、表 4 には、太平洋プレートとフィリピン海プレートの海溝型地震の最大加速度、最大速度の回帰係数を示す。P 波部については、水平動のはぎとりが困難であるのと、後述のように振幅レベルが小さいため、回帰誤差 e の算定に用いない c_{3000} 、 c_{500} 、 c_{900} は算出していない。太平洋プレートの海溝型地震のデータセットには、 c_{900} が算出できる観測点がなかった。なお、S 波部の回帰係数は全継続時間とほぼ同じであったため、ページ数の制約上割愛する。

応答スペクトルの回帰係数は、全継続時間に対する結果を用いて考察する。太平洋プレートの海溝型地震の全継続時間の応答スペクトルに対する全ての回帰係数を表 5 に、主な回帰係数を図 6 に示す。フィリピン海プレートの海溝型地震に対する同様の結果を表 6、図 7 に示す。図中には、最大加速度に対する回帰係数を固有周期 0.05 秒のポイントに示している。両プレートとも、 a は約 0.2~1.0 秒の短周期領域で約 0.5、長周期領域で徐々に 0.5 より大きくなっており、福島・田中⁴²⁾で指摘されているように、 ω^2 モデルにより解釈できる。0.2 秒以下では f_{max} の影響もあるため、必ずしもこの解釈が成り立たないものと考えられる。 b については、長周期領域で、フィリピン海プレートの方が太平洋プレートより大きい。この原因として、フィリピン海プレートのデータセットに浅い地震が多いことや、紀伊半島南東沖の地震は付加体の影響で長周期地震動が卓越すること⁴³⁾が考えられる。回帰誤差 e は、周期 0.1 秒以下の短周期領域を除き 3 成分の中で Vertical 成分が最も小さい。これは、周期 0.1 秒以下の短周期領域を除き、Vertical 成分は水平成分より地盤の増幅率が小さく、

同じ地盤分類の観測点の増幅率のばらつきが小さくなっているためと考えられる。逆に、周期 0.1 秒以下の短周期領域では、Vertical 成分の方が増幅率のばらつきが大きい。地盤分類をしたサイト係数を用いた場合の回帰誤差 e は 0.23~0.34 であるのに対して、各観測点固有のサイト係数を用いた場合の回帰残差 $error$ は 0.15~0.24 と小さい。したがって、地震動強さを予測する際に、各観測点固有のサイト係数を用いれば、ばらつきの小さい予測が可能となる。

以下では、震源深さ依存性を表わす回帰係数 h_{sub} 、 h_{sla} について考察する。同じプレートの h_{sub} と h_{sla} は類似の特徴をもっている。大局的には、震源深さが深いほど短周期の地震動が大きくなる。 h_{sub} 、 h_{sla} は、短周期領域では 2/3 に近く、短周期レベルが $D^{2/3}$ に比例するという前述の解釈と整合する。短周期領域に比べて長周期領域で h_{sub} 、 h_{sla} が小さくなるのは、深くなると表面波の励起が小さくなるためと考えられる。図 8 には、 $D=30\text{km}$ の場合のプレート境界地震に対するスラブ内地震の応答スペクトルの比を示す。短周期領域では 3 成分とも、どちらのプレートでも、スラブ内地震の方がプレート境界地震より約 1.5 倍大きい。長周期領域では、フィリピン海プレートの地震では、ほぼ 1 であり、スラブ内地震とプレート境界地震の違いがない。これは、上述のように表面波の影響と考えられる。震源深さもパラメータとなっている水平動に対する司・翠川¹⁸⁾の式では、プレート境界地震に対するスラブ内地震の比は、最大加速度で 1.6 倍、最大速度で 1.4 倍である。本研究では、震源深さ 30km で、太平洋プレートでは 3 成分とも最大加速度、最大速度とも 1.5 倍程度、フィリピン海プレートでは最大加速度で 1.4 倍程度、最大速度で 1.1 倍程度である。司・翠川¹⁸⁾の式は日本全国の地震を対象としており、フィリピン海プレートのスラブ内地震が含まれていないことを考慮すると、プレート境界地震に対するスラブ内地震の比は本研究と司・翠川¹⁸⁾の式でほぼ整合しているといえる。

本研究の回帰分析で用いた太平洋プレートのスラブ内地震の震源深さの平均値は 82.8km、プレート境界地震では 37.3km である。この平均値を用いた場合のプレート境界地震に対するスラブ内地震の比は、最大加速度の水平成分で 2.9 倍、Vertical 成分で 2.8 倍となる。

表 3 太平洋プレートの海溝型地震の最大加速度と最大速度の回帰係数

最大加速度	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	e	$error$
P波部:Radial	0.531	0.417	0.572	-0.00307	0.0140	-0.657	-0.787	-0.628	-0.602	-0.749	-	-	0.318	0.210
P波部:Transverse	0.528	0.418	0.581	-0.00319	0.0145	-0.659	-0.804	-0.627	-0.608	-0.729	-	-	0.327	0.210
P波部:Vertical	0.467	0.547	0.703	-0.00451	0.0080	-0.306	-0.433	-0.299	-0.250	-0.328	-	-	0.324	0.222
全継続時間:Radial	0.522	0.690	0.808	-0.00305	0.0055	-0.452	-0.538	-0.465	-0.412	-0.424	-1.036	-0.620	0.307	0.217
全継続時間:Transverse	0.509	0.685	0.802	-0.00311	0.0055	-0.342	-0.421	-0.356	-0.298	-0.313	-0.904	-0.538	0.310	0.219
全継続時間:Vertical	0.472	0.493	0.639	-0.00321	0.0025	-0.152	-0.204	-0.153	-0.123	-0.173	-0.599	-0.252	0.302	0.209
最大速度	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	e	$error$
P波部:Radial	0.480	0.417	0.570	-0.00277	0.0085	-0.394	-0.523	-0.364	-0.340	-0.486	-	-	0.320	0.211
P波部:Transverse	0.474	0.299	0.416	-0.00262	0.0065	-1.599	-1.842	-1.608	-1.520	-1.508	-	-	0.344	0.239
P波部:Vertical	0.414	0.324	0.438	-0.00349	0.0065	-1.077	-1.188	-1.071	-1.034	-1.070	-	-	0.294	0.201
全継続時間:Radial	0.499	0.459	0.586	-0.00261	0.0020	-1.192	-1.429	-1.249	-1.119	-1.003	-1.831	-1.368	0.289	0.201
全継続時間:Transverse	0.481	0.553	0.651	-0.00252	0.0020	-1.208	-1.427	-1.274	-1.123	-1.019	-1.861	-1.454	0.294	0.208
全継続時間:Vertical	0.474	0.194	0.307	-0.00198	0.0025	-1.018	-1.148	-1.026	-0.988	-0.970	-1.387	-1.040	0.260	0.175

表 4 フィリピン海プレートの海溝型地震の最大加速度と最大速度の回帰係数

最大加速度	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	c_{900}	e	$error$
P波部:Radial	0.606	1.377	1.493	-0.003461	0.0140	-2.724	-3.016	-2.729	-2.662	-2.633	-	-	-	0.385	0.267
P波部:Transverse	0.632	1.479	1.603	-0.003539	0.0145	-3.094	-3.433	-3.097	-3.032	-2.995	-	-	-	0.390	0.265
P波部:Vertical	0.594	1.389	1.536	-0.004479	0.0080	-2.638	-2.828	-2.663	-2.536	-2.509	-	-	-	0.380	0.280
全継続時間:Radial	0.518	0.496	0.596	-0.003614	0.0055	-0.220	-0.556	-0.224	-0.162	-0.079	-0.935	-0.371	-0.543	0.287	0.154
全継続時間:Transverse	0.522	0.524	0.612	-0.003807	0.0055	-0.248	-0.588	-0.250	-0.194	-0.115	-0.980	-0.388	-0.635	0.294	0.154
全継続時間:Vertical	0.532	0.454	0.565	-0.003925	0.0025	-0.607	-0.858	-0.624	-0.530	-0.424	-0.978	-0.747	-0.995	0.277	0.151
最大速度	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	c_{900}	e	$error$
P波部:Radial	0.612	1.378	1.443	-0.00180	0.0085	-4.365	-4.549	-4.399	-4.260	-4.126	-	-	-	0.350	0.259
P波部:Transverse	0.620	1.645	1.708	-0.00179	0.0065	-4.948	-5.215	-4.983	-4.824	-4.691	-	-	-	0.381	0.267
P波部:Vertical	0.576	1.422	1.489	-0.00251	0.0065	-4.192	-4.246	-4.222	-4.113	-4.035	-	-	-	0.331	0.257
全継続時間:Radial	0.490	0.463	0.506	-0.00242	0.0020	-1.380	-1.638	-1.422	-1.245	-1.090	-1.994	-1.533	-1.788	0.278	0.158
全継続時間:Transverse	0.486	0.488	0.512	-0.00230	0.0020	-1.382	-1.601	-1.425	-1.253	-1.075	-2.015	-1.563	-1.788	0.284	0.167
全継続時間:Vertical	0.492	0.333	0.375	-0.00121	0.0025	-1.656	-1.780	-1.679	-1.592	-1.479	-2.016	-1.699	-1.925	0.238	0.149

表5 太平洋プレートの海溝型地震の加速度応答スペクトルの回帰係数
(上段:Radial、中段:Transverse、下段:Vertical)

T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	e	$error$
0.07	0.569	0.801	0.929	-0.00346	0.0085	-0.693	-0.593	-0.660	-0.711	-0.757	-1.194	-0.739	0.327	0.221
0.10	0.596	0.790	0.919	-0.00359	0.0110	-0.704	-0.688	-0.668	-0.712	-0.769	-1.306	-0.801	0.343	0.233
0.15	0.555	0.688	0.807	-0.00348	0.0070	-0.229	-0.370	-0.228	-0.180	-0.257	-0.844	-0.390	0.341	0.226
0.20	0.512	0.614	0.727	-0.00308	0.0050	0.121	-0.097	0.092	0.213	0.129	-0.455	-0.048	0.339	0.220
0.25	0.516	0.561	0.677	-0.00274	0.0040	0.083	-0.172	0.035	0.191	0.126	-0.531	-0.096	0.336	0.221
0.30	0.503	0.477	0.604	-0.00263	0.0035	0.248	-0.011	0.188	0.368	0.312	-0.407	0.082	0.337	0.221
0.40	0.492	0.588	0.698	-0.00186	0.0025	-0.053	-0.339	-0.134	0.085	0.070	-0.771	-0.174	0.332	0.221
0.50	0.487	0.524	0.634	-0.00157	0.0025	-0.042	-0.336	-0.136	0.091	0.162	-0.713	-0.144	0.326	0.212
0.60	0.463	0.441	0.544	-0.00180	0.0020	0.209	-0.069	0.116	0.330	0.442	-0.531	0.103	0.325	0.207
0.70	0.471	0.414	0.516	-0.00174	0.0020	0.111	-0.183	0.020	0.219	0.382	-0.605	0.002	0.330	0.204
0.80	0.473	0.316	0.431	-0.00171	0.0020	0.194	-0.109	0.104	0.293	0.491	-0.555	0.090	0.334	0.203
0.90	0.475	0.325	0.444	-0.00160	0.0015	0.080	-0.207	-0.009	0.164	0.411	-0.659	-0.007	0.339	0.200
1.00	0.483	0.314	0.435	-0.00204	0.0015	0.039	-0.218	-0.046	0.112	0.374	-0.714	-0.029	0.342	0.200
1.50	0.500	0.273	0.396	-0.00229	0.0020	-0.195	-0.474	-0.263	-0.139	0.112	-0.986	-0.266	0.358	0.207
2.00	0.535	0.325	0.438	-0.00258	0.0020	-0.666	-0.979	-0.735	-0.605	-0.372	-1.355	-0.760	0.368	0.208
2.50	0.553	0.293	0.401	-0.00279	0.0015	-0.855	-1.159	-0.927	-0.787	-0.601	-1.462	-0.963	0.365	0.207
3.00	0.595	0.274	0.377	-0.00282	0.0025	-1.211	-1.501	-1.274	-1.142	-0.989	-1.810	-1.291	0.360	0.204
4.00	0.569	0.114	0.207	-0.00248	0.0030	-0.997	-1.220	-1.058	-0.925	-0.782	-1.635	-1.080	0.349	0.192
5.00	0.613	0.028	0.134	-0.00203	0.0030	-1.417	-1.626	-1.474	-1.339	-1.205	-1.982	-1.503	0.331	0.179
T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	e	$error$
0.07	0.560	0.754	0.888	-0.00348	0.0090	-0.547	-0.480	-0.511	-0.565	-0.615	-1.017	-0.592	0.329	0.220
0.10	0.565	0.751	0.876	-0.00365	0.0095	-0.426	-0.395	-0.393	-0.431	-0.486	-1.008	-0.551	0.343	0.223
0.15	0.534	0.706	0.822	-0.00372	0.0070	-0.067	-0.179	-0.063	-0.021	-0.101	-0.650	-0.252	0.350	0.229
0.20	0.521	0.631	0.734	-0.00334	0.0050	0.074	-0.111	0.055	0.147	0.078	-0.452	-0.108	0.346	0.226
0.25	0.503	0.537	0.657	-0.00288	0.0035	0.239	0.011	0.199	0.341	0.267	-0.367	0.050	0.339	0.217
0.30	0.502	0.500	0.611	-0.00249	0.0035	0.211	-0.009	0.155	0.319	0.287	-0.438	0.043	0.336	0.219
0.40	0.488	0.515	0.629	-0.00194	0.0020	0.098	-0.140	0.014	0.237	0.224	-0.645	-0.049	0.324	0.218
0.50	0.479	0.508	0.606	-0.00211	0.0025	0.120	-0.137	0.021	0.258	0.316	-0.567	-0.032	0.322	0.215
0.60	0.468	0.458	0.557	-0.00210	0.0020	0.196	-0.032	0.099	0.329	0.406	-0.579	0.054	0.323	0.209
0.70	0.477	0.489	0.580	-0.00179	0.0020	-0.030	-0.288	-0.130	0.090	0.223	-0.861	-0.212	0.329	0.206
0.80	0.493	0.487	0.582	-0.00116	0.0020	-0.289	-0.534	-0.387	-0.178	-0.003	-1.053	-0.457	0.329	0.207
0.90	0.465	0.440	0.531	-0.00119	0.0015	-0.072	-0.310	-0.170	0.022	0.243	-0.851	-0.235	0.337	0.212
1.00	0.468	0.444	0.532	-0.00112	0.0020	-0.147	-0.337	-0.240	-0.064	0.173	-0.914	-0.305	0.338	0.213
1.50	0.470	0.413	0.494	-0.00180	0.0015	-0.248	-0.436	-0.328	-0.177	0.053	-1.023	-0.362	0.345	0.213
2.00	0.484	0.553	0.617	-0.00169	0.0015	-0.753	-0.945	-0.835	-0.686	-0.486	-1.528	-0.853	0.358	0.217
2.50	0.490	0.496	0.553	-0.00222	0.0010	-0.782	-1.004	-0.858	-0.713	-0.534	-1.576	-0.893	0.350	0.210
3.00	0.479	0.378	0.436	-0.00247	0.0010	-0.590	-0.830	-0.655	-0.515	-0.388	-1.363	-0.676	0.355	0.213
4.00	0.498	0.200	0.272	-0.00275	0.0015	-0.589	-0.799	-0.657	-0.510	-0.403	-1.339	-0.691	0.340	0.203
5.00	0.569	0.087	0.181	-0.00279	0.0015	-1.094	-1.281	-1.157	-1.016	-0.902	-1.810	-1.179	0.324	0.194
T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	e	$error$
0.07	0.516	0.624	0.800	-0.00432	0.0025	-0.216	-0.264	-0.188	-0.200	-0.273	-0.677	-0.262	0.358	0.237
0.10	0.497	0.611	0.761	-0.00393	0.0025	-0.060	-0.122	-0.056	-0.013	-0.117	-0.396	-0.172	0.349	0.226
0.15	0.472	0.488	0.628	-0.00318	0.0020	0.198	0.079	0.175	0.274	0.178	-0.262	0.077	0.321	0.212
0.20	0.484	0.496	0.606	-0.00280	0.0035	0.040	-0.057	0.009	0.106	0.052	-0.386	-0.050	0.304	0.203
0.25	0.483	0.424	0.534	-0.00236	0.0035	0.062	-0.023	0.030	0.125	0.074	-0.370	-0.068	0.290	0.197
0.30	0.483	0.458	0.557	-0.00196	0.0040	-0.080	-0.177	-0.111	-0.036	-0.025	-0.500	-0.188	0.276	0.192
0.40	0.509	0.458	0.564	-0.00113	0.0040	-0.451	-0.540	-0.484	-0.409	-0.376	-0.943	-0.547	0.272	0.182
0.50	0.509	0.403	0.499	-0.00131	0.0045	-0.385	-0.486	-0.421	-0.348	-0.279	-0.781	-0.468	0.268	0.176
0.60	0.484	0.329	0.412	-0.00141	0.0045	-0.148	-0.243	-0.177	-0.114	-0.060	-0.682	-0.222	0.270	0.174
0.70	0.476	0.325	0.404	-0.00112	0.0045	-0.182	-0.280	-0.203	-0.156	-0.107	-0.757	-0.241	0.277	0.172
0.80	0.474	0.215	0.313	-0.00083	0.0040	-0.088	-0.210	-0.104	-0.065	-0.007	-0.685	-0.133	0.281	0.173
0.90	0.470	0.187	0.277	-0.00086	0.0040	-0.055	-0.179	-0.070	-0.037	0.027	-0.662	-0.093	0.282	0.170
1.00	0.461	0.171	0.253	-0.00101	0.0030	0.003	-0.124	-0.008	0.021	0.076	-0.598	-0.022	0.287	0.174
1.50	0.466	0.043	0.144	-0.00128	0.0025	-0.006	-0.155	-0.019	0.028	0.083	-0.540	0.012	0.312	0.186
2.00	0.499	0.171	0.259	-0.00117	0.0020	-0.629	-0.743	-0.654	-0.578	-0.529	-1.074	-0.599	0.322	0.186
2.50	0.546	0.061	0.152	-0.00152	0.0020	-0.848	-1.046	-0.877	-0.787	-0.765	-1.200	-0.851	0.329	0.192
3.00	0.545	-0.053	0.026	-0.00174	0.0020	-0.713	-0.927	-0.739	-0.655	-0.639	-1.045	-0.716	0.324	0.200
4.00	0.560	-0.167	-0.092	-0.00173	0.0025	-0.807	-1.002	-0.825	-0.762	-0.730	-1.186	-0.798	0.316	0.198
5.00	0.648	-0.278	-0.191	-0.00161	0.0040	-1.406	-1.592	-1.419	-1.374	-1.315	-1.762	-1.368	0.291	0.180

図6 太平洋プレートの海溝型地震の加速度応答スペクトルと最大加速度の回帰係数

フィリピン海プレートのスラブ内地震の震源深さの平均値は40.3km、プレート境界地震では35.3kmである。この平均値を用いた場合のプレート境界地震に対するスラブ内地震の比は、最大加速度の水平成分で1.5倍、Vertical成分で1.6倍程度である。応答スペクトルの短周期領域でもほぼ同様の倍率である。佐藤⁴⁴⁾は、宮城県沖と福島県沖では、スラブ内地震の短周期レベルがプレート境界地震より平均的に2.7倍大きいことを指摘しており、本研究の太平洋プレートに対する式とほぼ整合している。震源深さをパラメータとしないKanno et al.⁴⁵⁾の水平動の距離減衰式に森川・他⁴⁶⁾の東日本の異常震域を考慮した場合、太平洋プレートのプレート境界地震に対するスラブ内地震の比は、最大加速度で2.1倍、最大速度で2.4倍である。本研究の比の方が大きい原因として、森川・他⁴⁶⁾ではK-NETとKiK-net観測点の記録のみを用いているため、1996年以前に発生した北海道東方沖地震や釧路沖地震などの短周期レベルが大きい^{13),36)}スラブ内地震が含まれていないことが考えられる。

図9には、地震基盤に対するサイト増幅率 $C_s/C_{3000}=10^{(c_s-c_{3000})}$ を示す。 C_{700} の水平成分の短周期領域を除くと、基盤のS波速度が大きいほど増幅率が小さい。

5. 本研究の距離減衰式の考察

図10には、回帰分析に用いたデータのうち、スラブ内地震である2003年宮城県沖地震($M_w7.1$)と2001年芸予地震($M_w6.9$)の全継続時間の観測最大加速度(Radial成分とVertical成分)と、本研究の距離減衰式の比較を示す。距離減衰式は、全観測点のサイト係数の平均値 c_0 を用いたものである。観測最大加速度は、回帰分析に用いた火山フロント前弧側と回帰分析に用いていない背弧側の観測点の両方を示した。距離減衰式は、火山フロント前弧側の観測点の観測最大加速度を大局的に説明している。2003年宮城県沖地震では、水平動の記録に指摘されている^{32),21)}ように、上下動でも火山フロント前弧側と背弧側の距離減衰特性に顕著な差があることがわかる。これに対して、2001年芸予地震の背弧側の観測点の半数は、火山フロントを通過していない観測点であるが、火山フロントを通過していると考えられる観測点でも、火山フロント前弧側と背弧側の距離減衰特性に差がみられなかった。今回用いた他のフィリピン海プレートの地震でも同様であった。スラブ内地震の距離減衰特性に火山フロント直下付近の浅い領域の Q 値が効くことが指摘されているが²¹⁾、中村¹⁴⁾の三次元 Q 値構造は、深さ0~30kmでは、九州では北海道や東北

表 6 フィリピン海プレートの海溝型地震の加速度応答スペクトルの回帰係数
(上段:Radial、中段:Transverse、下段:Vertical)

T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	c_{900}	e	$error$
0.07	0.564	0.558	0.691	-0.00420	0.0085	-0.312	-0.639	-0.293	-0.320	-0.241	-0.880	-0.353	-0.583	0.324	0.156
0.10	0.606	0.504	0.665	-0.00480	0.0110	-0.354	-0.706	-0.332	-0.297	-1.053	-0.425	-0.668	0.330	0.157	
0.15	0.538	0.475	0.599	-0.00375	0.0070	0.057	-0.275	0.058	0.106	0.154	-0.674	-0.075	-0.224	0.319	0.158
0.20	0.615	0.396	0.505	-0.00368	0.0050	0.289	-0.035	0.269	0.410	0.404	-0.406	0.119	-0.023	0.306	0.152
0.25	0.504	0.388	0.472	-0.00336	0.0040	0.315	0.030	0.281	0.460	0.483	-0.474	0.156	0.009	0.312	0.150
0.30	0.490	0.323	0.389	-0.00331	0.0035	0.464	0.191	0.420	0.639	0.655	-0.248	0.319	0.162	0.318	0.146
0.40	0.469	0.373	0.375	-0.00290	0.0025	0.447	0.180	0.393	0.635	0.705	-0.291	0.324	0.163	0.324	0.157
0.50	0.512	0.383	0.396	-0.00314	0.0025	0.057	-0.193	-0.007	0.246	0.447	-0.743	-0.099	-0.240	0.338	0.160
0.60	0.496	0.382	0.388	-0.00249	0.0020	-0.012	-0.253	-0.075	0.155	0.452	-0.819	-0.139	-0.292	0.335	0.182
0.70	0.518	0.434	0.434	-0.00229	0.0020	-0.336	-0.555	-0.404	-0.168	0.179	-1.105	-0.458	-0.628	0.336	0.185
0.80	0.511	0.548	0.533	-0.00179	0.0020	-0.581	-0.800	-0.647	-0.417	-0.090	-1.304	-0.705	-0.841	0.335	0.188
0.90	0.514	0.630	0.596	-0.00152	0.0015	-0.801	-1.024	-0.863	-0.642	-0.345	-1.453	-0.929	-1.044	0.333	0.187
1.00	0.531	0.634	0.612	-0.00151	0.0015	-0.990	-1.222	-1.049	-0.834	-0.564	-1.622	-1.112	-1.211	0.331	0.183
1.50	0.553	0.541	0.627	-0.00110	0.0020	-1.330	-1.486	-1.385	-1.168	-1.059	-2.071	-1.447	-1.514	0.323	0.175
2.00	0.590	0.308	0.329	-0.00104	0.0020	-1.475	-1.639	-1.524	-1.325	-1.255	-2.125	-1.566	-1.706	0.320	0.180
2.50	0.632	0.352	0.371	-0.00085	0.0015	-2.022	-2.168	-2.067	-1.888	-1.793	-2.536	-2.103	-2.276	0.316	0.173
3.00	0.676	0.434	0.432	-0.00119	0.0025	-2.513	-2.637	-2.557	-2.389	-2.277	-3.025	-2.596	-2.770	0.316	0.168
4.00	0.693	0.335	0.325	-0.00128	0.0030	-2.677	-2.802	-2.716	-2.568	-2.461	-3.278	-2.741	-2.905	0.288	0.166
5.00	0.721	0.309	0.303	-0.00159	0.0030	-2.957	-3.053	-2.995	-2.860	-2.717	-3.433	-3.024	-3.150	0.272	0.163
T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	c_{900}	e	$error$
0.07	0.578	0.542	0.669	-0.00462	0.0090	-0.314	-0.651	-0.294	-0.323	-0.241	-0.882	-0.331	-0.582	0.335	0.160
0.10	0.591	0.516	0.653	-0.00486	0.0095	-0.246	-0.620	-0.223	-0.258	-0.186	-0.914	-0.311	-0.566	0.333	0.155
0.15	0.531	0.443	0.550	-0.00400	0.0070	0.203	0.158	0.208	0.245	0.287	-0.601	0.091	-0.125	0.321	0.156
0.20	0.519	0.435	0.537	-0.00381	0.0050	0.228	-0.077	0.212	0.332	0.328	-0.535	0.086	-0.104	0.312	0.158
0.25	0.519	0.378	0.452	-0.00397	0.0035	0.309	-0.008	0.278	0.450	0.468	-0.545	0.171	0.022	0.311	0.154
0.30	0.511	0.421	0.475	-0.00374	0.0035	0.242	-0.077	0.197	0.424	0.446	-0.520	0.096	-0.089	0.321	0.153
0.40	0.467	0.376	0.399	-0.00266	0.0020	0.394	0.099	0.338	0.594	0.651	-0.385	0.265	0.093	0.332	0.161
0.50	0.484	0.395	0.395	-0.00247	0.0025	0.153	-0.116	0.094	0.331	0.528	-0.636	-0.001	-0.162	0.334	0.170
0.60	0.480	0.433	0.443	-0.00180	0.0020	-0.082	-0.300	-0.148	0.092	0.379	-0.913	-0.225	-0.334	0.334	0.178
0.70	0.498	0.529	0.545	-0.00141	0.0020	-0.480	-0.714	-0.553	-0.299	0.054	-1.261	-0.641	-0.763	0.341	0.188
0.80	0.483	0.650	0.655	-0.00078	0.0020	-0.702	-0.946	-0.771	-0.527	-0.192	-1.452	-0.850	-0.993	0.335	0.191
0.90	0.449	0.645	0.646	-0.00025	0.0015	-0.608	-0.835	-0.674	-0.442	-0.123	-1.343	-0.729	-0.887	0.337	0.197
1.00	0.461	0.676	0.653	-0.00022	0.0020	-0.768	-0.978	-0.834	-0.603	-0.303	-1.476	-0.873	-1.032	0.335	0.196
1.50	0.505	0.657	0.625	-0.00008	0.0015	-1.306	-1.460	-1.361	-1.158	-0.981	-2.137	-1.406	-1.594	0.322	0.188
2.00	0.531	0.486	0.479	0.00056	0.0015	-1.516	-1.651	-1.569	-1.368	-1.230	-2.303	-1.597	-1.749	0.314	0.194
2.50	0.572	0.428	0.396	0.00019	0.0010	-1.781	-1.880	-1.829	-1.653	-1.527	-2.475	-1.853	-2.046	0.308	0.182
3.00	0.611	0.456	0.422	0.00003	0.0010	-2.200	-2.267	-2.246	-2.082	-1.953	-2.852	-2.267	-2.461	0.314	0.184
4.00	0.612	0.268	0.235	0.00063	0.0015	-2.207	-2.237	-2.241	-2.131	-2.018	-2.892	-2.242	-2.385	0.288	0.185
5.00	0.605	0.077	0.066	0.00093	0.0015	-2.093	-2.142	-2.122	-2.022	-1.917	-2.796	-2.143	-2.283	0.270	0.185
T	a	h_{sub}	h_{sla}	b	d	c_0	c_{700}	c_1	c_{11}	c_{111}	c_{3000}	c_{500}	c_{900}	e	$error$
0.07	0.592	0.387	0.558	-0.00531	0.0025	-0.402	-0.683	-0.403	-0.355	-0.320	-0.768	-0.506	-0.707	0.323	0.177
0.10	0.584	0.420	0.579	-0.00488	0.0025	-0.442	-0.702	-0.456	-0.366	-0.318	-0.804	-0.561	-0.738	0.307	0.164
0.15	0.529	0.418	0.551	-0.00362	0.0020	-0.230	-0.454	-0.263	-0.100	-0.066	-0.595	-0.359	-0.527	0.294	0.157
0.20	0.512	0.308	0.432	-0.00347	0.0035	0.004	-0.228	-0.031	0.129	0.215	-0.391	-0.109	-0.267	0.285	0.150
0.25	0.501	0.315	0.408	-0.00317	0.0035	0.032	-0.175	-0.004	0.140	0.306	-0.425	-0.070	-0.197	0.288	0.150
0.30	0.482	0.253	0.316	-0.00284	0.0040	0.197	0.024	0.161	0.294	0.507	-0.337	0.104	-0.049	0.281	0.145
0.40	0.474	0.330	0.353	-0.00212	0.0040	-0.002	-0.127	-0.037	0.072	0.332	-0.483	-0.083	-0.231	0.261	0.142
0.50	0.494	0.323	0.317	-0.00209	0.0045	-0.175	-0.294	-0.209	-0.111	0.174	-0.604	-0.243	-0.423	0.265	0.151
0.60	0.496	0.335	0.337	-0.00160	0.0045	-0.364	-0.457	-0.395	-0.303	-0.067	-0.834	-0.411	-0.556	0.276	0.171
0.70	0.514	0.385	0.382	-0.00111	0.0045	-0.675	-0.805	-0.702	-0.612	-0.400	-1.149	-0.703	-0.824	0.282	0.180
0.80	0.520	0.459	0.439	-0.00091	0.0040	-0.898	-1.039	-0.920	-0.838	-0.684	-1.388	-0.920	-1.054	0.289	0.184
0.90	0.515	0.462	0.420	-0.00054	0.0040	-0.935	-1.059	-0.953	-0.880	-0.767	-1.418	-0.951	-1.077	0.291	0.187
1.00	0.515	0.462	0.433	-0.00018	0.0030	-1.051	-1.166	-1.069	-0.992	-0.925	-1.503	-1.076	-1.180	0.290	0.184
1.50	0.496	0.271	0.260	0.00083	0.0025	-0.996	-1.113	-1.012	-0.926	-0.969	-1.558	-0.998	-1.076	0.288	0.175
2.00	0.533	0.127	0.146	0.00146	0.0020	-1.299	-1.397	-1.315	-1.233	-1.263	-1.793	-1.293	-1.425	0.283	0.179
2.50	0.584	0.176	0.183	0.00127	0.0020	-1.833	-1.887	-1.852	-1.770	-1.774	-2.274	-1.816	-1.988	0.275	0.174
3.00	0.610	0.251	0.233	0.00103	0.0020	-2.200	-2.234	-2.226	-2.135	-2.072	-2.675	-2.191	-2.369	0.269	0.172
4.00	0.662	0.101	0.067	0.00022	0.0025	-2.416	-2.438	-2.430	-2.381	-2.340	-2.932	-2.400	-2.538	0.242	0.160
5.00	0.702	0.092	0.070	0.00020	0.0040	-2.834	-2.835	-2.843	-2.820	-2.754	-3.307	-2.810	-2.918	0.229	0.158

図 7 フィリピン海プレートの海溝型地震の加速度応答スペクトルと最大加速度の回帰係数

図 8 回帰係数 h_{sla} 、 h_{sub} に基づく震源深さ 30km の場合のプレート境界地震に対するスラブ内地震の加速度応答スペクトルの比

と比較して火山フロント直下及び背弧側の Q 値が大きく、これが影響しているものと考えられる。Vertical 成分では、図中に観測点名を示した地点などでの観測最大加速度が大きいが、これらの観測点では他の地震でも最大加速度が大きくなっている。例として、2005 年宮城県沖地震($M_w7.1$)と 2000 年鳥取県西部地震($M_w6.7$)の Vertical 成分の観測最大加速度と、本研究及び地殻内地震に対する佐藤⁷⁾の距離減衰式との比較を図 11 に示す。図 10 に観測点名を示した地点のうち、2003 年宮城県沖地震の際に非常に大きな最大加速度となった MYG011 は、2004 年 1 月に移設された。また、2005 年宮城県沖地

図 9 $M \geq 3.0$ の地震震源に対する地盤増幅率

震の際には、IWTH21 では記録が得られていない。IWTH02、IWTH04 では、2003 年と 2005 年の宮城県沖地震とともに大きく、HRSH01 と HRSH03 では、2001 年芸予地震と 2000 年鳥取県西部地震とともに大きい。

図 12 には、これら 4 観測点での加速度応答スペクトルと最大加速度の地震震源からの地盤増幅率(全継続時間の Vertical 成分)を示す。いずれの観測点でも最大加速度の増幅率は 10 倍以上であり、短周期

図 10 2003 年 5 月 26 日宮城県沖地震と 2001 年 3 月 24 日茨予地震の観測最大加速度と本研究の距離減衰式の比較

図 11 2005 年 8 月 16 日宮城県沖地震と 2000 年 10 月 6 日茨予地震の観測最大加速度と本研究及び佐藤⁷⁾の距離減衰式の比較

図 13 $M_w 7.4$ 、震源深さ 60km のスラブ内地震に対する $V_s 600 \sim 800 \text{ m/s}$ の基盤(c_{700} を用いた場合)での本研究の最大加速度の距離減衰式

図 12 IWTH02, IWTH04, HRSH01, HRSH03 での地震基盤からの地盤増幅率(全継続時間の Vertical 成分)

で増幅率が高い。2003 年宮城県沖地震の震源近傍の水平動の最大加速度が大きい原因として、震源での短周期の励起が大きかったことと、震源近傍の三陸海岸付近の観測点では硬い層の上に薄い軟弱層が堆積しているため、短周期領域での地盤増幅が大きかったことが指摘されている³²⁾が、上下動についても同じ解釈ができる。Sato⁴⁷⁾は、1978 年から 2005 年までの $M_w 5.5$ 以上の日本のプレート境界地震の中で、2005 年宮城県沖地震の Brune³³⁾の応力降下量が最大、1978 年宮城県沖が 2 番目に大きいことを指摘している。2005 年宮城県沖地震の上下動の観測最大加速度が距離減衰式の平均値より大きいという結果はこの研究と整合する。より精度よい予測のためには、地域性を考慮することが必要であると考えられる。

図 13 には、両プレートのデータセットの範囲内の $M_w 7.4$ 、震源深さ 60km のスラブ内地震に対する $V_s 600 \sim 800 \text{ m/s}$ の基盤(c_{700} を用いた場合)での P 波部と全継続時間に対する最大加速度の距離減衰式を示す。水平 2 成分の違いは小さい。P 波部では、遠方で 3 成分が近づく傾向があるのに対して、全継続時間では 3 成分がほぼ平行で

ある。これは、地殻内地震に対する距離減衰式⁷⁾と同じ特徴である。P 波部ではプレートによる違いが小さいが、全継続時間では太平洋プレートの方の最大加速度が大きい。

図 14 には、同じ条件での本研究と既往の研究の最大加速度の距離減衰式の比較を水平成分(本研究では Radial 成分)と Vertical 成分について示す。ここで用いた片岡・他³⁶⁾の式は、震源深さをパラメータとした場合であり、Kanno et al.⁴⁵⁾の式は火山フロントの影響を考慮しない場合である。司・翠川¹⁸⁾は水平 2 成分のうち大きい方、Kanno et al.⁴⁵⁾と片岡・他³⁶⁾は水平 2 成分のベクトル合成値であるため、水平 2 成分独立や平均の場合より大きくなる。地盤条件も、Kanno et al.⁴⁵⁾では地下 30m までの平均 S 波速度 $A_{vs30}=700 \text{ m/s}$ に補正、Zhao et al.¹⁹⁾は岩盤($600 \text{ m/s} < A_{vs30} < 1100 \text{ m/s}$)、片岡・他³⁶⁾と本研究は $V_s 600 \sim 800 \text{ m/s}$ の基盤という違いがある。司・翠川¹⁸⁾の距離減衰式は、岩盤上の記録は 1.4 倍して地盤上に補正して作成されているため、1.4 で割って岩盤相当に補正した。本研究の距離減衰式は太平洋プレートの方がフィリピン海プレートより 2.5 倍程度大きく、既往の距離減衰式はこの間にある。また、火山フロントの前弧側の記録のみを用いた本研究の距離減衰の傾きは、Kanno et al.⁴⁵⁾、Zhao et al.¹⁹⁾より小さい。Kanno et al.⁴⁵⁾の式に、火山フロントの影響を考慮する^{45), 46)}と、さらに距離減衰は大きくなる。司・翠川¹⁸⁾の式の距離減衰の傾きは本研究と同程度に小さいが、これは、司・翠川¹⁸⁾では既往の距離減衰式に基づき地殻内地震、プレート境界地震、スラブ内地震に共通の距離減衰の傾きを与えているためと考えられる。同じ条件での本研究と既往の研究の最大速度の距離減衰式(水平成分)を比較した場合も、近距離では太平洋プレートの方がフィリピン海プレートよ

図 14 $M_w7.4$ 、震源深さ 60km のスラブ内地震に対する本研究と既往の研究の最大加速度の距離減衰式の比較($V_s600\sim800\text{m/s}$ の基盤相当に補正)

り 2.5 倍程度大きく、既往の距離減衰式^{18),19),36)}はこの間にあった。この比較の際、司・翠川¹⁸⁾の最大速度の距離減衰式は、松岡・翠川⁴⁸⁾の式に基づき $A_{vs30}=700\text{m/s}$ に補正した。

図 15 には、本研究と既往の研究の距離減衰式に基づく加速度応答スペクトルの比較を示す。 $M_w7.4$ で、(a)は震源深さ 60km、断層最短距離 60km のスラブ内地震、(b)は、震源深さ 35km、断層最短距離 35km のプレート境界地震の例である。 $M_w7.4$ は、フィリピン海プレートのプレート境界地震の最大 M_w より大きい、回帰式ではスラブ内地震とプレート境界地震のマグニチュード係数 a は同じと考えているため適用範囲内である。 $V_s600\sim800\text{m/s}$ の基盤相当に補正している。水平 2 成分のベクトル合成値は、水平 2 成分独立な場合に比べて 1.2~1.5 倍程度大きくなること⁴⁹⁾を考慮すると、本研究のスラブ内地震に対する太平洋プレートとフィリピン海プレートに対する式の間に既往の式があるといえる。規模の大きなスラブ内地震では、太平洋プレートの地震の方がフィリピン海プレートの地震より地震動が大きいという結果は、Asano et al.¹⁷⁾や池田・他¹²⁾とも定性的に整合する。プレート境界地震でも、太平洋プレートの地震の方がフィリピン海プレートの地震より大きい、その違いはスラブ内地震と比較して小さい。スラブ内地震とプレート境界地震の違いと震源深さ依存性が考慮されている Zhao et al.¹⁹⁾の式は、本研究の太平洋プレートの距離減衰式に近い。本研究の距離減衰式に基づく最大加速度、最大速度、ごく一部の周期を除く加速度応答スペクトルは、両データセットに共通な $M_w7\sim7.4$ の近距離では、プレート境界地震、スラブ内地震の水平動・上下動とも、フィリピン海プレートより太平洋プレートの地震の方が大きかった。

6. まとめ

本研究では、太平洋プレートとフィリピン海プレートのスラブ内地震・プレート境界地震の 3 成分(Radial 成分、Transverse 成分、Vertical 成分)の地震動強さ(最大加速度、最大速度、減衰定数 5%の加速度応答スペクトル)の距離減衰式を構築した。 M_w と断層最短距離と震源深さ D をパラメータとし、種々のサイト特性が考慮されている。本研究で得られた距離減衰式(全継続時間)と、距離減衰式を通して導かれた日本の海溝型地震の地震動の性質について以下にまとめる。

① はぎとり解析に基づき $V_s3000\text{m/s}$ 程度の地震基盤でのサイト係

図 15 本研究と既往の研究の加速度応答スペクトルの距離減衰式の比較($V_s600\sim800\text{m/s}$ の基盤相当に補正)

- ② 本研究では、既往の研究とは異なり、地震動レベルが D^h に比例するという回帰モデルを用いた。最大加速度や加速度応答スペクトルの短周期領域での回帰係数 h は 2/3 前後の値となり、これは、Coulomb-Mohr の式と ω^2 モデルから解釈できる。
- ③ 同じプレートのスラブ内地震とプレート境界地震の回帰係数 h は類似の傾向をもつが、同じ震源深さではスラブ内地震の方がプレート境界地震より地震動レベルが大きい距離減衰式が得られた。プレート境界地震に対するスラブ内地震の比は、データセットの震源深さの平均値を用いた場合には、最大加速度や加速度応答スペクトルの短周期領域において、太平洋プレートでは 2.8~2.9 倍、フィリピン海プレートでは 1.5~1.6 倍となった。
- ④ $M_w7\sim7.4$ の近距離では、スラブ内地震とプレート境界地震とも、ごく一部の周期を除き、太平洋プレートの方がフィリピン海プレートより、水平動、上下動とも大きい。既往の水平動に対する距離減衰式の地震動強さは、本研究の太平洋プレートとフィリピン海プレートの距離減衰式のほぼ中間に位置している。
- ⑤ 断層最短距離 250km 以下の火山フロント前弧側のデータのみを用いたため、既往の距離減衰式と比較して距離減衰の傾きが小さい(減衰が小さい)。

はじめにでも述べたように、これまで、 M_7 以上の規模の大きい海溝型地震を含むデータセットで、日本のスラブ内地震とプレート境界地震を区別した上下動の距離減衰式が作成された例がなかった。したがって、本研究の距離減衰式は、上下動も考慮した重要構造物の耐震安全性評価のための入力地震動や、半経験的手法や理論的手法に基づく強震動予測波形の検証用として有用であると考えられる。ただし、フィリピン海プレートのプレート境界地震は日向灘の地震のみ、スラブ内地震は日向灘の地震と紀伊半島南東沖の地震がほとんどであるため、これらの地震の特徴が強く出ている可能性があることに注意が必要である。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金(基盤研究(c)課題番号 20560544)による成果である。本研究では、建築研究所の広尾町役場の強震記録、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 強震記録・地盤構造の情報・

F-net のメカニズム解、気象庁の 87 型強震記録・震源情報、Harvard 大学のメカニズム解、図の作成には GMT⁵⁰⁾を用いました。また、査読者のご意見は非常に有益でした。記して感謝致します。

参考文献

- 1) Chiou, B., Darragh, R., Gregor, N. and Silva, W. : NGA Project strong-motion database, Earthquake Spectra, Vol.24, No.1, pp.23-44, 2008
- 2) Abrahamson, N., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss, I.M., Silva, W. and Youngs, R. : Comparisons of the NGA ground-motion, Earthquake Spectra, Vol.24, No.1, pp.45-66, 2008
- 3) 高橋克也, 武村雅之, 藤堂正喜, 渡辺孝英, 野田静男 : 様々な岩盤上での強震動応答スペクトルの予測式, 第 10 回日本地震工学シンポジウム, pp.547-552, 1998
- 4) 西村利光, 堀家正則 : 強震ネットワーク(K-NET)データから推定した水平・上下最大加速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 571 号, pp.63-70, 2003.9
- 5) 堀家正則, 西村利光 : 強震ネットワーク(K-NET)データから推定した水平動と上下動の最大速度距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 575 号, pp.73-79, 2004.1
- 6) 原子力安全委員会 : 発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針, (オンライン), 入手先<<http://www.nsc.go.jp/anzen/sonota/kettei/20060919-31.pdf>>, (参照 2007.10.3)
- 7) 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
- 8) 武村雅之 : 1993 年鉋路沖地震の発生メカニズムと地震動-やや深発地震による強震動の特徴-, 第 21 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.3-14, 1993.11
- 9) 加藤研一, 武村雅之, 八代和彦 : 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震 第 2 輯, 第 51 巻, pp.123-138, 1998
- 10) 佐藤智美 : 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集, CD-ROM, p.048.pdf, 2003
- 11) 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
- 12) 池田孝, 武村雅之, 加藤研一 : 強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性-北海道・東北地方のスラブ内地震との比較-, 日本建築学会構造系論文集, 第 586 号, pp.53-61, 2004.12
- 13) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩 : スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol.69, pp.123-134, 2006
- 14) 中村亮一 : 短周期地震動記録に基づく日本列島下の三次元減衰構造 Qs・震源スペクトル・地盤増幅の同時インバージョンとその応用, 博士論文 東京大学大学院理学系研究科, 2009.3
- 15) 佐藤智美, 巽誉樹 : 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
- 16) Asano, K., Iwata, T. and Irikura, K. : Source characteristics of shallow intraslab earthquakes derived from strong motion simulations, Earth Planets Space, Vol.55, e5-e8, 2003
- 17) Asano, K., Iwata, T. and Irikura, K. : Characterization of source models of shallow intraslab earthquakes using strong motion data, Proc. 13th World Conf. Earthq. Eng., Vancouver, Canada, Paper No. 835, 2004
- 18) 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
- 19) Zhao, X.G., Zhang, J., Asano, A., Ohno, Y., Oouchi, T., Takahashi, T., Ogawa, H., Irikura, K., Thio, K.H., Somerville, P., Fukushima, Y. and Fukushima, Y. : Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.96, pp.898-913, 2006
- 20) 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
- 21) 筧楽蔵, 西條裕介 : 2003 年宮城県沖スラブ内地震による強震動と東北日本弧の減衰構造, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 0025, 2006
- 22) 地震調査研究推進本部 : 海溝型地震の長期評価, (オンライン), 入手先<http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka02_kaiko.htm>, (参照 2007.12.27)
- 23) 中西一郎, 森谷武男, 笠原稔 : 1993 年鉋路沖地震による被害の調査研究, pp.11-18, 1993
- 24) 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
- 25) 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
- 26) 青井真, 関口春子, 功刀卓, 本多亮, 藤原広行 : 近地強震動記録による宮城県沖の地震(2003/05/26, 18:24)の震源インバージョン, (オンライン), 入手先<<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/news/miyagi/>>, (参照 2003.8.27)
- 27) 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
- 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) 鈴木亘, 青井真, 関口春子 : 近地強震記録による 2008 年 7 月 24 日岩手県沿岸北部の地震の震源インバージョン, (オンライン), 入手先<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/iwate_20080724/inversion/>, (参照 2008.10.3)
- 30) 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
- 31) 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.eic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/EIC152.html>, (参照 2007.12.18)
- 32) 佐藤智美 : 強震記録に基づく 2003 年宮城県沖の地震の大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第 581 号, pp.31-38, 2004.7
- 33) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, J. Geophys. Res., Vol.75, pp.4997-5009, 1970
- 34) McGarr, A. : Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, J. Geophys. Res., Vol.89, pp.6969-6979, 1984
- 35) 日本道路協会 : 道路橋示方書・同解説 V 耐震設計編, 丸善, 2002
- 36) 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, pp.740-757, 2006.10
- 37) 藤堂正喜, 羽島敏明, 千葉脩, 高橋克也, 武村雅之, 田中英朗 : 堆積地盤における上下地震動の特性と Qp 構造, 日本建築学会構造系論文集, 第 475 号, pp.45-54, 1995.9
- 38) Ingber, L. : Very fast simulated reannealing, Math. Comp. Modeling, Vol.2, pp.967-973, 1989
- 39) Satoh, T. : Inversion of Qs value of deep sediments from surface-to-borehole spectral ratios considering obliquely incident SH and SV-waves, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.96, pp.943-956, 2006
- 40) Gardner, G.H., Gardner, W.H., and Gregory, A.R. : Formation velocity and density—the diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, Vol.29, pp.770-780, 1974
- 41) 地震調査研究推進本部 : 6-2-1 O-3 地点の地下構造 H13 愛知県:三河地域堆積平野地下構造調査, (オンライン), 入手先<<http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi6B/6-2-1.htm>>, (参照 2009.8.18)
- 42) 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ルング則, 日本建築学会構造系論文報告集, 第 425 号, pp.19-25, 1991.7
- 43) 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
- 44) 佐藤智美 : 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, 4 巻, 第 1 号, pp.1-4, 2004
- 45) Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H. and Fukushima, Y. : A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.96, pp.879-897, 2006
- 46) 森川信之, 神野達夫, 成田章, 藤原広行, 福島美光 : 東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数, 日本地震工学会論文集, 第 6 巻, 第 1 号, pp.23-41, 2006
- 47) Satoh, T. : High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture, Japan, Proc. 3rd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, pp.689-698, 2006.8
- 48) 松岡昌志, 翠川三郎 : 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第 22 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.23-34, 1994
- 49) 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
- 50) Wessel, P. and Smith W.H.F. : New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998

(2009 年 5 月 24 日原稿受理, 2009 年 10 月 15 日採用決定)