

地震基盤までの地盤構造と地盤増幅度の地震規模依存性の関係

RELATIONSHIP BETWEEN GROUND STRUCTURE TO SEISMIC BEDROCK AND DEPENDENCY OF AMPLIFICATION FACTOR ON EARTHQUAKE MAGNITUDE

西川隼人*, 宮島昌克**

Hayato NISHIKAWA and Masakatsu MIYAJIMA

An effect of not only subsurface structure but also deep ground structure on an amplification factor depended on earthquake magnitude is investigated by using records of KiK-net observation sites where information of ground structure to seismic bedrock is already obtained. Relationship between moment magnitude (M_w) of an earthquake and an amplification factor is examined at each observation site. The relation is not clear at observation sites with low fundamental frequency in transfer function. Since the transfer function at observation sites of thick sedimentary layer is amplified in broadband frequency range regardless of an earthquake magnitude, it is conceivable that the amplification factors at their sites are little dependent on earthquake magnitude.

Keywords : *KiK-net, Amplification factor, Magnitude, Seismic bedrock, Transfer function*

KiK-net, 地盤増幅度, 地震規模, 地震基盤, 伝達関数

1. はじめに

地震動指標の地盤増幅度は地震動予測や地震ハザードマップにおいて重要な役割を果たすものであり、平均S波速度、表層地盤情報、入力地震動と地盤増幅度の関係が評価されている^{1)~9)}。また、これらの研究と比較すると数は多くないが、地盤増幅度と地震規模の関係を調べた研究がいくつか見られる^{10)~13)}。

紺野ら¹¹⁾や翠川ら¹²⁾は横浜市の強震観測網の地震記録を分析し、表層地盤の平均S波速度と最大地動加速度、最大地動速度などの地盤増幅度(S波速度600m/s程度の層を基準)の関係が地震規模によって変化することを示している。また、神田・武村¹³⁾は関東地方を対象に観測記録と距離減衰式による計測震度の差(相対震度)のM依存性の関係を調べており、M7.9相当地震の相対震度と表層地盤の関係を論じている。これらの研究では表層地盤と地盤増幅度の地震規模依存性の関係を調べているが、地震の規模が大きくなると長周期成分が卓越してくるので、強震動予測で対象となるような規模の大きな地震については表層地盤だけでなく地震基盤までのより深い地盤構造の地盤増幅度への影響を調べる必要があると考えられる。

著者ら¹⁴⁾は地震基盤相当の層(S波速度3km/s程度の層)までの地盤構造が明らかなKiK-net観測点の地震記録を用い、地震基盤を基準とした地盤増幅度の地震規模依存性を調べており、地震基盤から表層地盤のサイト増幅特性の違いによる増幅度の地震規模依存性の違いを明らかにしている。ただし、対象観測点で地震基盤までの深

度が1km以上の観測点は1地点しかなく、堆積層の厚い地点における地盤増幅度の地震規模依存性の評価が十分とは言い難い。

本論文では著者らの研究¹⁴⁾の対象観測点に地震基盤までの深度が1~3kmの地震観測点を複数加えることにより、地震基盤までの深度が様々な地点を対象に地盤構造が地盤増幅度の地震規模依存性に及ぼす影響を評価する。検討においては著者らの研究で対象としなかった実効加速度についても地盤増幅度の地震規模依存性を調べる。また、本論文では過去の研究で十分になされていない地震規模依存性の要因の定量的な分析を、著者らの提案する地震動スペクトルと地盤増幅度の関係式¹⁵⁾に基づいて行う。

2. 解析条件

2.1 対象観測点

本論文ではS波速度が3km/s前後の地震基盤相当の解放基盤面(以降、基盤)を基準として地盤増幅度を評価するので、基盤までの地盤定数が明らかな観測点を解析対象とする必要がある。そこでこれまでの研究報告^{16)~19)}で地震基盤相当の層までの地盤定数が求められているKiK-net観測点のうち、以下の条件を満たしている観測記録が20以上ある18地点を解析対象観測点とした。

- $M_w \geq 4.0$ の地震の記録
- 地盤の非線形化の影響を避けるために地表波の最大加速度(3成分合成値)が 200cm/s^2 未満の記録

* 舞鶴工業高等専門学校 技術職員・博士(工学)
** 金沢大学理工研究域 教授・工博

Technical Staff, Maizuru National College of Technology, Dr. Eng.
Prof., College of Science and Engineering, Kanazawa University, Dr. Eng.

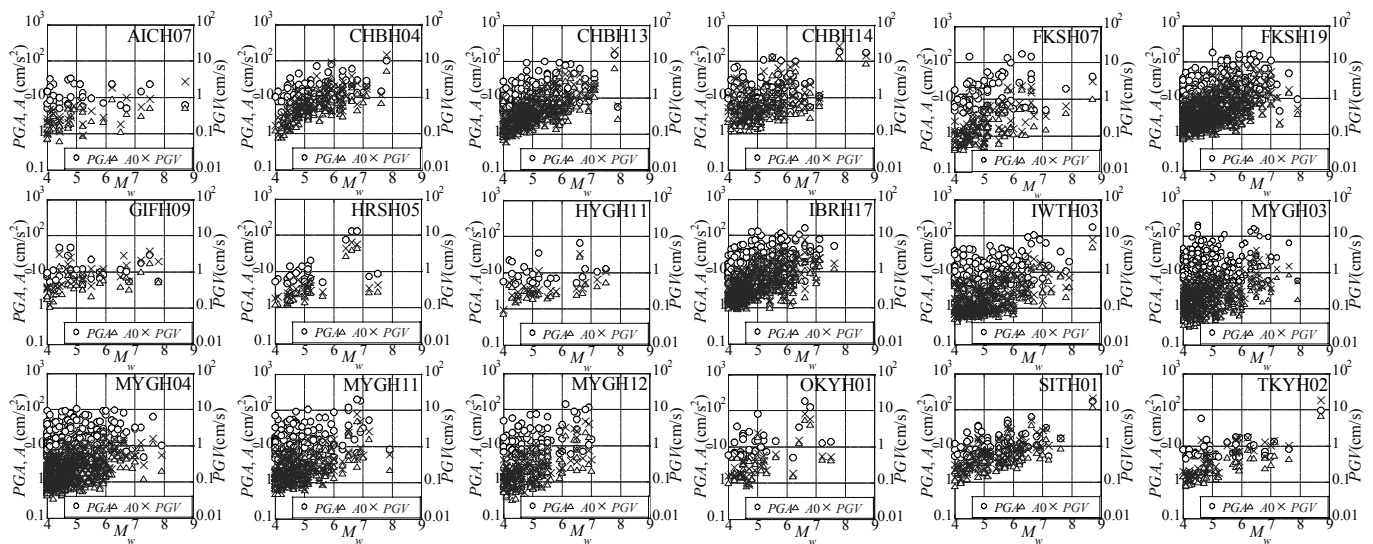


図1 各観測点の M_w と PGA 、 A_0 、 PGV の関係

表1 対象とした KiK-net 観測点の情報

観測点コード	観測点名	緯度 (°)	経度 (°)	M_w	期間	設置深度 (m)	データ数
AICH07	旭	35.2194	137.4039	4.0-8.7	1999/1/28-2011/3/15	201	33
CHBH04	下総	35.7966	140.0206	4.0-7.8	2003/4/8-2011/12/3	2300	101
CHBH13	成田	35.8307	140.2980	4.0-7.9	2003/1/9-2011/12/22	1300	275
CHBH14	銚子中	35.7342	140.8230	4.0-8.7	2003/7/17-2011/12/26	525	123
FKSH07	檜枝岐	37.0103	139.3755	4.0-8.7	2000/7/21-2011/11/28	200	78
FKSH19	都路	37.4703	140.7227	4.0-7.9	2000/8/19-2011/12/22	100	512
GIFH09	羽島	35.2768	136.7002	4.0-7.8	1999/11/7-2011/8/1	1508	31
HRSH05	神辺	34.5566	133.4179	4.0-7.5	1999/10/30-2011/11/25	200	26
HYGH11	山東	35.2925	134.9071	4.0-7.5	1999/3/16-2011/11/21	200	25
IBRH17	霞ヶ浦	36.0864	140.3140	4.0-7.6	2003/4/25-2011/12/31	510	327
IWTH03	岩泉	39.8020	141.6520	4.0-8.7	2000/7/30-2011/12/10	100	219
MYGH03	唐桑	38.9207	141.6377	4.0-8.7	2001/4/3-2011/12/30	117	272
MYGH04	東和	38.7860	141.3254	4.0-7.9	2000/9/17-2011/12/30	100	339
MYGH11	河北	38.5158	141.3421	4.0-7.9	2001/2/5-2011/3/10	207	189
MYGH12	志津川	38.6416	141.4428	4.0-7.0	2001/4/5-2011/3/10	103	119
OKYH01	志野	34.5070	133.8905	4.0-7.5	1999/7/16-2011/11/25	201	34
SITH01	岩槻	35.9290	139.7349	4.0-8.7	2008/4/4-2011/12/3	3510	92
TKYH02	府中	35.6539	139.4704	4.0-8.7	2008/4/4-2011/12/10	2753	48

・地表波の最大加速度(3成分合成値)が 5cm/s^2 以上の記録

M_w は F-net²⁰⁾ による値を用いた。図1に対象とした KiK-net 観測点の M_w と地震動指標の関係、表1に対象観測点の記録の諸元、図2に対象観測点の S 波速度構造を示す。地盤定数は羽島は日本原子力発電などの報告¹⁸⁾、下総、岩槻、府中は木下・大池の研究¹⁹⁾を元に設定し、その他の観測点は原子力安全基盤機構^{16),17)}による値を用いた。各観測点の減衰定数または Q_s 値は日本原子力発電などと原子力安全基盤機構では各層ごとに与えられているのに対し、木下・大池は層によらず一定の値を与えていて、 $f=0.5\sim 2\text{Hz}$ では Q_s が $50f$ 、 $2\sim 16\text{Hz}$ では 110 としている。なお、本論文では $Q_s=50f$ が 0.5Hz 以下、 $Q_s=110$ が 16Hz 以上でも成り立つと仮定し解析を行った。

2.2 フーリエスペクトルと S 波伝達関数

対象観測点の地表と地中の加速度フーリエスペクトルとそのスペクトル比の特徴を今回新たに追加した観測点を例に調べる。図3に M_w ごとの地表と地中の加速度フーリエスペクトル、図4に M_w ごとのフーリエスペクトル比を示す。図3、4に対象とした観測記録の最大加速度は $10\sim 35\text{cm/s}^2$ であり、 $M_w 6$ 未満の記録のフーリエスペクトルは波形の S 波到達から 5 秒間を切り出し、 $M_w 6$ 以上の場合は 10 秒間を切り出して求めた。また、バンド幅 0.1Hz の Parzen window

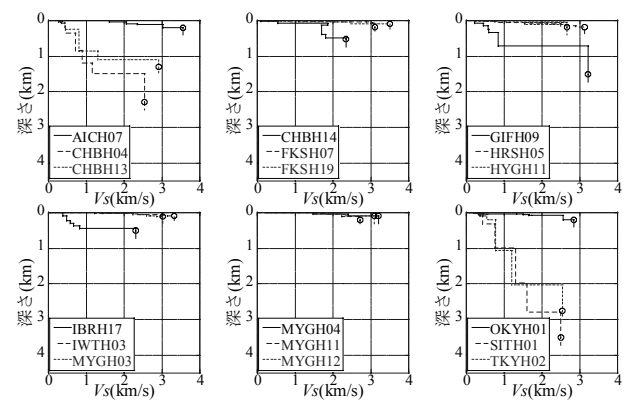


図2 S波速度構造(○は地中地震計位置)

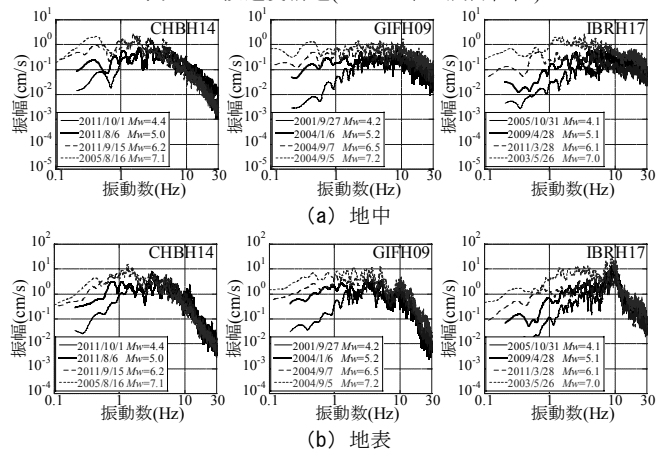


図3 加速度フーリエスペクトル

によってスペクトルを平滑化した。図3を見ると M_w が大きくなるほど低振動数側の振幅が大きくなっていることが分かる。一方、図4のフーリエスペクトル比を見ると M_w によって1次固有振動数やスペクトル形状に大きな違いはない。

図5に本論文で追加した6観測点を対象に文献^{16)~19)}の地盤定数を用いて重複反射理論によって求めた S 波理論伝達関数とフーリエスペクトル比平均値を示す。理論伝達関数は SH 波が鉛直入射した場合の値であり、基盤での入射波+反射波(E+F)に対する応答である。各観測点のスペクトル比平均値は常用対数値の算術平均値と平均値

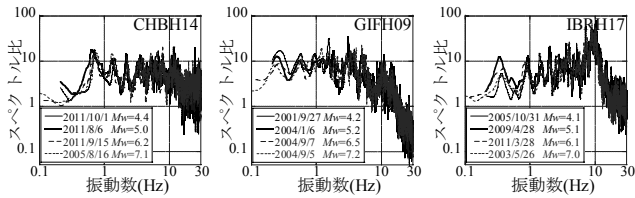


図4 フーリエスペクトル比

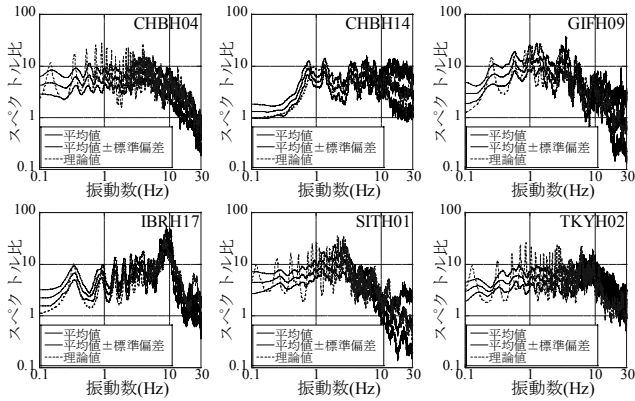


図5 S波理論伝達関数(E+F)とフーリエスペクトル比(平均値)

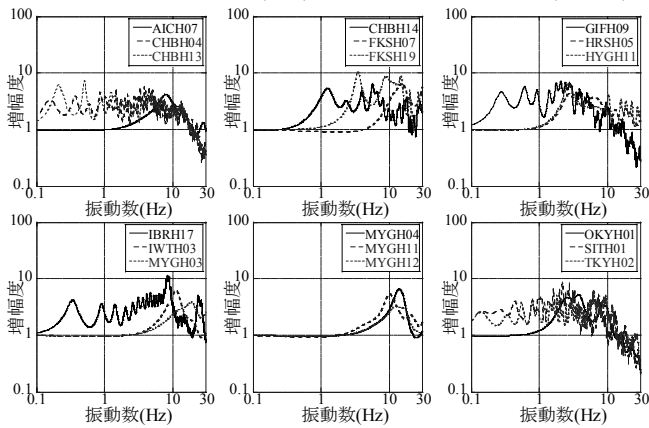


図6 S波理論伝達関数(2E)

に標準偏差を考慮した値である。フーリエスペクトル比は M_w 6 以上の地震で観測された地表と地中の地震波形記録において S 波到達から 10 秒間を切り出して求めた。図 5 から対象観測点の理論伝達関数がスペクトル比と概ね対応していることが分かる。

図 6 に基盤への入射波に対する S 波理論伝達関数(2E)を示す。図 6 を見ると地震計設置深度が 100~200m 程度の観測点の伝達関数の 1 次固有振動数が 1Hz 以上になっている。設置深度が 500m 以上の観測点の伝達関数を見ると、多くの観測点の 1 次固有振動数が 1Hz 以下であり、低振動数領域まで増幅されていることが分かる。

3. 地盤増幅度の評価と地震規模依存性との関係

3.1 地盤増幅度の評価

観測記録による最大地動加速度、速度の地盤増幅度はそれぞれ地表と基盤の加速度、あるいは速度時刻歴波形の水平 2 成分最大値の大きい方の値の比と定義した。ただし、加速度、速度波形の最大振幅が後続波の場合は S 波到達から破壊継続時間を加えた区間での最大値を最大振幅として用いた。破壊継続時間は川上らの論文²¹⁾の式を用いて計算した。速度時刻歴波形は加速度波形をフーリエ変換を利用して積分することによって求めた。なお、積分の際には 0.1~

20Hz でフラットであり、両端にコサインテーパーを施したバンドパスフィルターをかけている。基盤の地震波形は地表の地震波形と地盤定数を用い、重複反射理論に基づく剥ぎ取り解析によって計算した。実効加速度は水平 2 成分と上下動の 3 成分によって評価するものであるが、両者の計算値に大きな差がないことを確認した上で地表、基盤ともに水平 2 成分により評価した。

3.2 M_w と地盤増幅度の関係

図 7 に対象観測点の M_w と地盤増幅度の関係の一例を示す。図 7(a) は S 波伝達関数(2E)の 1 次固有振動数が 10Hz 以上、図 7(b) は 1 次固有振動数が 1~10Hz、図 7(c) は 1Hz 以下の地点である。凡例の F_A 、 F_{A0} 、 F_V はそれぞれ最大地動加速度 PGA、実効加速度 A_0 、最大地動速度 PGV の地盤増幅度に対応する。

図 7(a)を見ると、いずれの観測点の F_A 、 F_{A0} 、 F_V も M_w の増大に伴って低下しており、 F_{A0} と F_V の低下が顕著である。図 7(b)を見ると、AICH07 は図 7(a)の観測点と同じ傾向を示すが、1 次固有振動数が 1~3Hz の HRSH05、HYGH11、CHBH14 では F_A 、 F_{A0} の M_w による変化が小さい。 F_V は M_w が大きくなるほど低下しているが、図 7(a)に示す観測点に比べると低下の割合は緩やかである。図 7(c)の 1 次固有振動数が 1Hz 以下の観測点を見ると、いずれの観測点も F_A が $M_w=4\sim6$ の範囲で大きくなる傾向にある。また、4 つの観測点とも F_{A0} と F_V は M_w によってあまり変化していない。

以上、いくつかの観測点を例に M_w と地盤増幅度の関係を見たが、同一の M_w でも地盤増幅度にばらつきがあり、両者の関係が不明瞭である。地盤増幅度の理論的な検討は次章で行うものとし、平均的な M_w と地盤増幅度の関係を調べるために、 M_w の 1 次式で表される以下の関係式を求めた。

$$\log_{10} F_i = C_1^i M_w + C_2^i \quad (1)$$

ここで F_i は地盤増幅度、 C_1^i 、 C_2^i は回帰係数、添え字 i は地震動指標に対応するものであり、PGA の場合は A 、 A_0 の場合は A_0 、PGV の場合は V である。式(1)は各観測点に対し回帰分析で求める。

図 8 に解析対象とした全観測点の M_w と式(1)によって求めた地盤増幅度 F_i の関係を示す。図 8 は S 波伝達関数(2E)の 1 次固有振動数が高い順に並べている。1 次固有振動数が 7.82~18.52Hz (AICH07~MYGH03) の観測点の地盤増幅度を見ると、いずれも M_w が大きくなるほど増幅度が低下しており、 F_{A0} 、 F_V の低下が顕著である。1 次固有振動数が 1.23~3.42Hz の観測点では AICH07~MYGH03 と比較すると増幅度の低下が緩やかになっているものが多く、中には F_A あるいは F_{A0} が M_w の増大に伴い大きくなっている観測点も見られる。続いて、1 次固有振動数が 1Hz 以下の観測点を見ると、 F_A はいずれの観測点も M_w が大きくなるほど、緩やかに増加している。 F_{A0} と F_V は IBRH17、TKYH02 では M_w の増大に伴い緩やかに低下しているが、その他の観測点は増幅度が M_w によってほとんど変化しないか、緩やかに大きくなる傾向にある。

以上の考察から F_A は M_w の増大に伴う低下が小さい、あるいは緩やかに増大する傾向が見られた。 F_{A0} と F_V は M_w が大きくなるほど低下する傾向にあるが、その状況は S 波伝達関数の 1 次固有振動数によって大きく異なる。伝達関数の 1 次固有振動数が 1Hz 以下の観測点では M_w による F_{A0} 、 F_V の顕著な低下は見られず、 M_w 依存性が不明瞭でない。

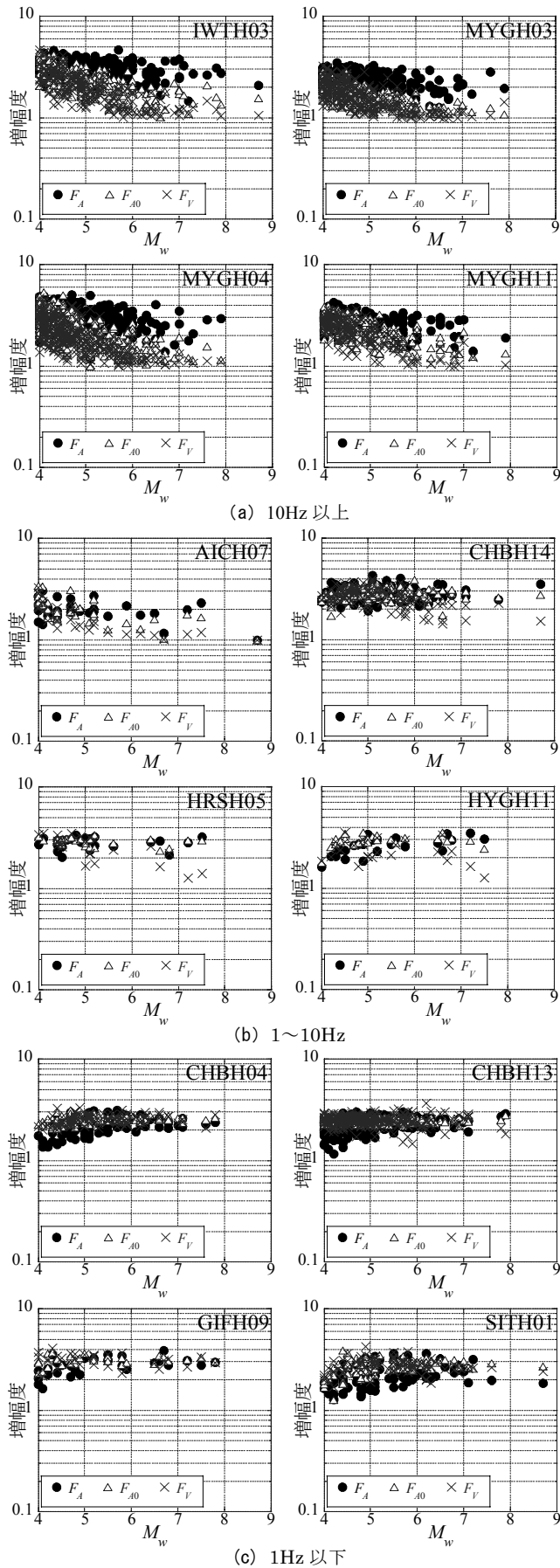


図7 M_w と地盤増幅度の関係

4. 地震動スペクトルと地盤増幅度の関係式に基づく増幅度の M_w 依存性の考察

4.1 地震動スペクトルと地盤増幅度の関係式

3章で示したようにS波伝達関数の1次固有振動数によって地盤増幅度の地震規模依存性が大きく異なり、依存の様相は地震動指標によって異なる。既往研究で指摘されているように、地震の規模による地震動スペクトルの変化が地盤増幅度の地震規模依存性の要因と考えられることから、S波伝達関数による地震規模依存性の違いを調べるためには1次固有振動数だけでなく、伝達関数全体の地盤増幅度への影響を評価する必要があると考えられる。そこで本章では著者ら¹⁵⁾の提案している地震動スペクトルと地盤増幅度の関係式に基づき、S波伝達関数による地震規模依存性の違いを考察する。著者ら¹⁵⁾はパーセバルの定理と極値理論を元に式(2)に示す地盤増幅度と地震動スペクトルの関係式を導いている。

$$F_i = \frac{A_{si}}{A_{bi}} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} F_{si}(f)^2 df}{\int_{-\infty}^{\infty} F_{bi}(f)^2 df} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} G(f)^2 F_{bi}(f)^2 df}{\int_{-\infty}^{\infty} F_{bi}(f)^2 df} \quad (2)$$

ここで F_i は地盤増幅度、 A_{si} は地表波の最大振幅、 A_{bi} は解放基盤の地震波の最大振幅、 $F_{si}(f)$ は地表波のフーリエスペクトルであり、S波伝達関数 $G(f)$ と基盤波のフーリエスペクトル $F_{bi}(f)$ の積である。著者らは先の研究¹⁴⁾で今回対象とする12地点に対して、地震観測記録を用いて式(2)の右辺と左辺を計算し、同式の適用性を確認している。図9に既往研究¹⁴⁾で求めた式(2)の右辺と左辺の関係を F_A 、 F_V について示す。図9の横軸計算値が式(2)の右辺、縦軸観測値が左辺に対応する。また、図右上の相関係数は計算値と観測値の常用対数値の相関係数である。図から分かるようにばらつきがあるものの、式(2)の右辺と左辺が対応していることから、本論文でも式(2)に基づき検討を進める。

4.2 M_w と地震動スペクトルの積分値、地盤増幅度の関係

本節では式(2)を用い M_w による地震動スペクトルと地盤増幅度の変化を考察する。その中で式(2)から明らかのように地盤増幅度は地震動スペクトルの積分値によって決まるので、 M_w とスペクトル積分値の関係を調べる。また、S波伝達関数による地盤増幅度の違いを調べるために特徴の異なる3観測点(MYGH11、HRSH05、SITH01)の伝達関数を用いるが、純粋に伝達関数の地盤増幅度への影響を評価するために、基盤スペクトルは同一のものを用いる。基盤は地震波発生層とし、3観測点の伝達関数には基盤と地中地震計設置地点のインピーダンスの違いを考慮するため $\sqrt{(\rho V_s)/(\rho_r V_{rs})}$ を乗じた。ここで ρ と V_s は地震発生層の密度とS波速度であり、それぞれ 2.7g/cm^3 、 3.4km/s とした。 ρ_r と V_{rs} は地中地震計設置地点の媒質の密度とS波速度である。

基盤波の加速度フーリエスペクトル $F_{bi}(f)$ は以下の式²²⁾で表されるものとする。

$$F_{bi}(f) = S(f)P(f) \quad (3)$$

$S(f)$ は震源特性、 $P(f)$ は伝播経路特性であり、式(4)、(5)で表される。

$$S(f) = M_0 \frac{R_{\theta\phi} F_S P_{RTTN}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+f^2/f_c^2} \frac{1}{\sqrt{1+f^2/f_{\max}^2}} \quad (4)$$

$$P(f) = \frac{1}{R} \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q_s V_s}\right) \quad (5)$$

式(4)の M_0 は地震モーメント (dyne · cm) であり、以下の M_w との関

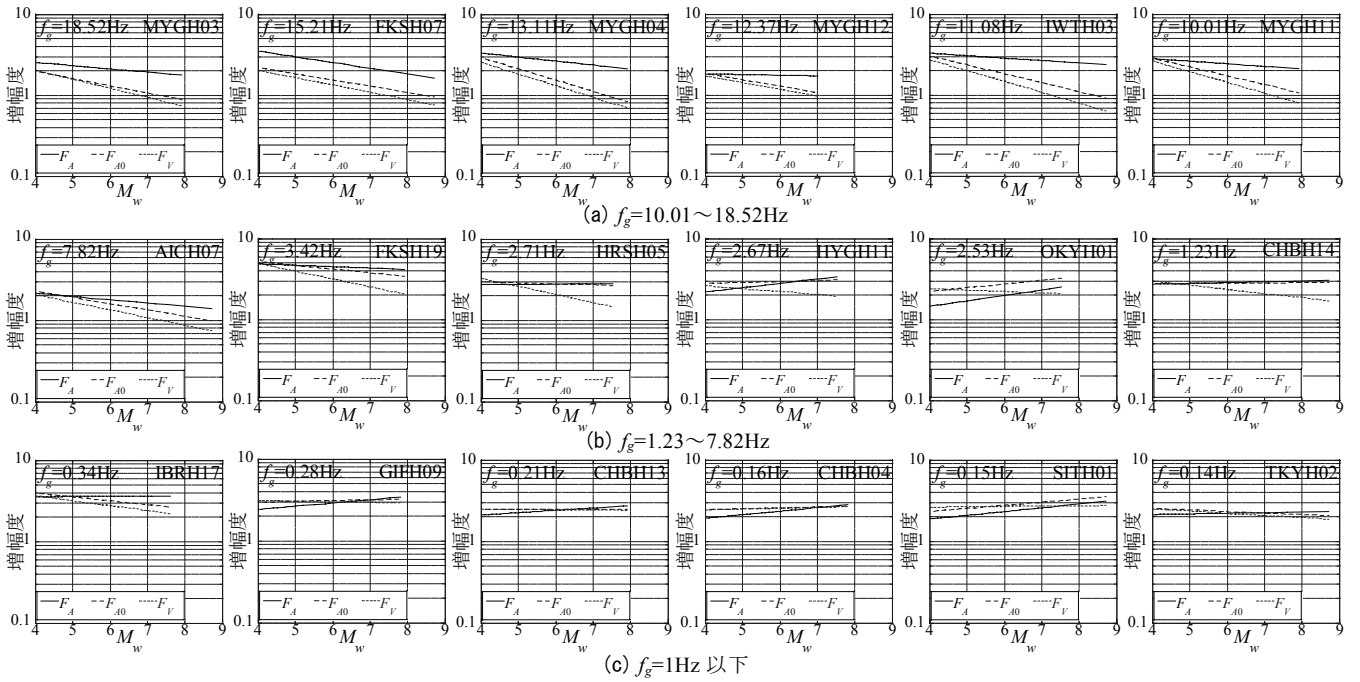


図8 M_w と式(1)により計算した地盤増幅度 F_i の関係

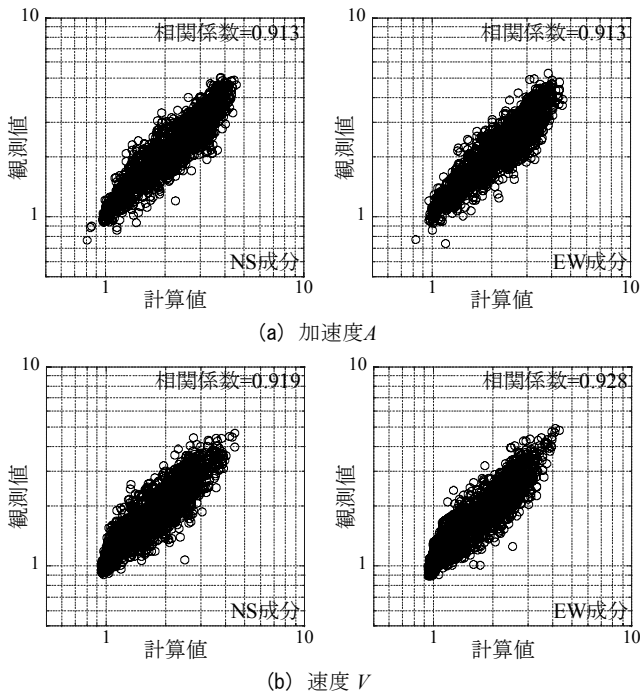


図9 式(2)の右辺(計算値)と左辺(観測値)の対応¹⁴⁾

係式²³⁾によって求める。

$$M_0 = 10^{(1.5M_w + 16.1)} \quad (6)$$

$R_{0\theta}$ はラディエーションパターン係数、 F_S は自由地表面の増幅効果を表す係数、 P_{RINT} はエネルギー分配係数である。 $R_{0\theta}$ は全方位の平均値である0.63²⁴⁾、 F_S は2、 P_{RINT} は0.71とした。 f_c はコーナー振動数 (Hz)、 f_{max} は高域遮断振動数 (Hz) であり、 M_0 をパラメータとする以下の経験式²⁵⁾、²⁶⁾から計算した。

$$f_c = 10^{(23.38 - \log M_0)/3} \quad (7)$$

$$f_{max} = 7.31 \times 10^3 \times M_0^{-0.12} \quad (8)$$

式(5)の R は震源距離、 Q_s はS波の減衰の程度を表すパラメータである。

以降の計算において式(5)の R は50kmとし、 Q_s は佐藤による $Q_s = 40f$ の関係式²⁷⁾を用いた。

基盤波の速度フーリエスペクトル $F_{bv}(f)$ は $F_{bd}(f)$ を角振動数 ($2\pi f$) で除することで得られる。また、実効加速度を対象とする場合の基盤波のフーリエスペクトル $F_{b40}(f)$ として $F_{bd}(f)$ に震度算出の際に用いるフィルター²⁸⁾ を乗じたものを用いた。

図10に $M_w = 4, 5.5, 7$ の場合の式(3)による $F_{bi}(f)$ と $F_{si}(f)$ 、図11に式(2)の $F_{bi}(f)^2$ と $F_{si}(f)^2$ の積分値、図12に M_w と式(2)~(8)によって求めた地盤増幅度の関係を示す。なお、 $F_{bi}(f)^2$ と $F_{si}(f)^2$ の積分値として0~50Hzを対象とした台形公式による積分値を用いた。

まず、 $F_{bd}(f)$ を見ると M_w の増大に伴い低振動数の振幅が大きくなっている。 $F_{b40}(f)$ は $M_w = 5.5, 7$ の場合、震度算出の際のフィルターのピーク振動数付近(0.5~1Hz)で $F_{bd}(f)$ にピークが見られる。 $F_{bv}(f)$ は $F_{bd}(f)$ 、 $F_{b40}(f)$ に比べて、 M_w の増大に伴うピーク振幅の移動が顕著である。 $F_{sv}(f)$ を見ると MYGH11 はS波伝達関数の1次固有振動数が10Hzにあるので、 M_w が大きくなるほど $F_{sv}(f)$ の10Hzでの振幅が相対的に小さくなっており、 $F_{sv}(f)$ でその傾向が顕著である。一方、SITH01のS波伝達関数では低振動数から高振動数まで増幅が見られることから、多くの振動数で $F_{sv}(f)$ が $F_{bd}(f)$ の振幅を上回っている。HRSH05は2つの観測点の中間的な特徴を示している。

続いて、図11の $F_{bi}(f)^2$ 、 $F_{si}(f)^2$ の積分値を見ると、加速度はいずれの観測点も $F_{bi}(f)^2$ 、 $F_{si}(f)^2$ の積分値の相対的な関係が M_w によってあまり変化しない。実効加速度の場合は加速度に比べて観測点による違いが大きく、MYGH11は M_w が大きくなると両積分値の差が小さくなっているが、HRSH05とSITH01は積分値の差にあまり違いは見られない。速度では観測点による違いがさらに顕著になり、SITH01は M_w によって積分値の相対関係があまり変化しないのに対し、MYGH11とHRSH05は M_w が大きくなるにつれて積分値の差が小さくなっている。

図12の M_w と地盤増幅度の関係は図11の積分値の相対関係に対応しており、 F_A 、 F_{A0} 、 F_V の順に M_w による地盤増幅度の変化が大き

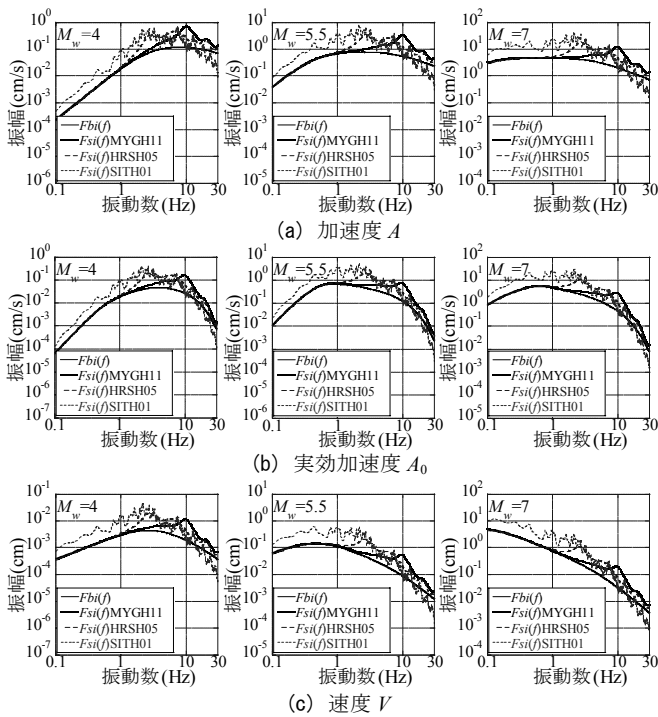


図10 $F_{bi}(f)$ と $F_{si}(f)$

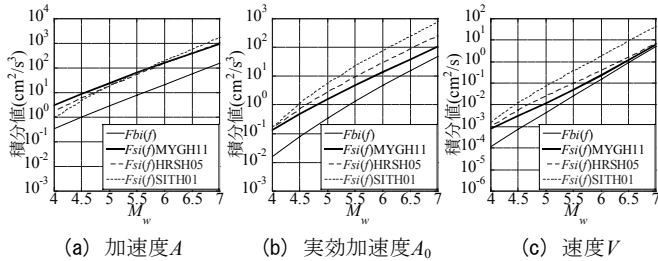


図11 式(2)の $F_{bi}(f)^2$ と $F_{si}(f)^2$ の積分値

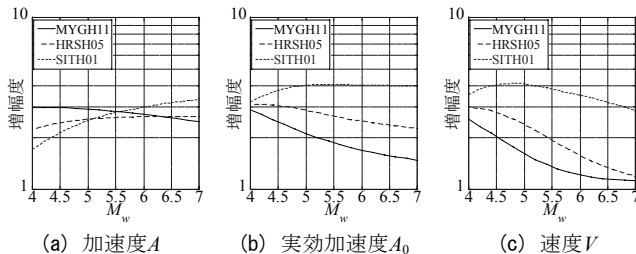


図12 式(2)による地盤増幅度

くなり、 F_r が最も地震規模依存性が強い。また、観測点による違いも F_r が最も大きく、S波伝達関数によって M_w と F_r の関係が大きく異なる。 F_r の強い地震規模依存性は M_w による $F_{bi}(f)$ のピーク振幅の移動に起因しており、S波伝達関数と $F_{bi}(f)$ のピーク振動数が近い場合、 F_r が大きくなりやすい。しかし、MYGH11、HRSH05のように伝達関数において増幅度が大きい振動数領域に限られる場合は伝達関数と $F_{bi}(f)$ のピーク振動数が離れると増幅度が急激に低下する。一方、SITH01のS波伝達関数は1次固有振動数の0.15Hz付近まで増幅が見られるため、 M_w の大小によらず広い振動数領域で $F_{bi}(f)$ が増幅される。その結果、SITH01は $F_{bi}(f)^2$ と $F_{si}(f)^2$ の積分値の相対関係が M_w に依存せず、MYGH11、HRSH05と比較して、 M_w の増大による F_r の低下が小さい。

SITH01のように堆積層の厚い地点では伝達関数において0.1~

0.3Hz付近でも増幅が見られるため、 M_w が大きくなっても F_r があまり低下せず、また F_A 、 F_{A0} も大きな値になる可能性がある。強震動予測においては M_w が大きな地震での地盤増幅度の評価が必要となることから、表層地盤のみならず地震基盤相当の層までの地盤構造が地盤増幅度に及ぼす影響を考慮することが必要不可欠であると考えられる。

5. まとめ

本論文では地震基盤相当の層までの地盤構造が明らかなKiK-net観測点18地点の地震観測記録を用い、表層地盤のみならず地震基盤までの地盤構造が地盤増幅度の地震規模依存性に及ぼす影響を調べた。以下に本論文で得られた知見をまとめる。

- (1) 各観測点の M_w と地盤増幅度の関係を調べた結果、 F_A は M_w に対する依存性が明瞭でないが、 F_{A0} 、 F_r の M_w 依存性はS波伝達関数(2E)の1次固有振動数によって大きく異なり、1次固有振動数が1Hz以下の観測点では F_{A0} と F_r が M_w によってあまり変化しなかった。
- (2) 地震動スペクトルの積分値による地盤増幅度評価式に基づき、S波伝達関数が地盤増幅度の地震規模依存性に及ぼす影響を考察した。その結果、地震規模依存性は V 、 A_0 、 A の順に大きく、伝達関数による違いも V が最も大きくなった。これは V の基盤波のスペクトルが M_w によって大きく変化することに起因する。
- (3) 堆積層が厚い地点では低振動数まで地震動が増幅されるため、地表波スペクトルと基盤波スペクトルの相対関係が M_w によってあまり変化しない。そのため、地盤増幅度の M_w 依存性が小さく、 M_w の大小によらず地盤増幅度が大きくなる可能性がある。

謝辞

本論文では独立行政法人防災科学技術研究所のKiK-netの観測記録を使用させて頂きました。また、査読者の方々から貴重なご意見を頂きました。記して御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 翠川三郎, 松岡昌志, 作川孝一: 1987年千葉県東方沖地震の最大加速度・最大速度にみられる地盤特性の評価, 日本建築学会構造系論文報告集, No.442, pp.71-78, 1992.12
- 2) 大西淳一, 山崎文雄, 若松加寿江: 気象庁地震記録の距離減衰式に基づく地点増幅特性と地形分類との関係, 土木学会論文集, No.626, pp.79-91, 1999.7
- 3) 大野晋, 高橋克也, 源栄正人: カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, No.544, pp.39-46, 2001.6
- 4) 内山泰生, 翠川三郎: 地震記録および非線形応答解析を用いた地盤分類別の地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, No.571, pp. 87-93, 2003.9
- 5) 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, Vol. 4, No. 1, pp.33-52, 2004.2
- 6) 藤本一雄, 翠川三郎: 近接観測点ペアの強震記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均S波速度の関係, 日本地震工学会論文集, Vol.6, No.1, pp.11-22, 2006.2
- 7) 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, 2006.6
- 8) 藤川智, 杉戸真太: 振幅依存型の地盤増幅度の評価法, 土木学会論文集 A1, Vol. 67, No. 2, pp.272-282, 2011.6

- 9) 佐藤智美, 大川 出, 西川孝夫, 佐藤俊明: 長周期応答スペクトルの地盤増幅率の経験的予測式とその理論的解釈, 日本建築学会構造系論文集, No.669, pp.1905-1914, 2011.11
- 10) 片岡俊一, 山本博昭: 地震動記録に基づく青森県内の強震観測点のサイト増幅度, 日本地震工学会論文集, Vol. 7, No. 2 (特集号), pp.110-129, 2007.3
- 11) 紺野克昭, 鈴木貴博, 鎌田泰広, 長尾 毅: 横浜市高密度強震ネットワーク観測点における微動を用いた地盤の平均 S 波速度の推定, 土木学会論文集 A, Vol. 63, No. 4, pp.639-654, 2007.10
- 12) 翠川三郎, 駒澤真人, 三浦弘之: 横浜市高密度強震計ネットワークの記録に基づく地盤増幅度と地盤の平均 S 波速度との関係, 日本地震工学会論文集, Vol. 8, No. 3, pp.19-30, 2008.8
- 13) 神田克久, 武村雅之: 震度データから推察される相模トラフ沿いの巨大地震の震源過程, 日本地震工学会論文集, Vol. 7, No. 2 (特集号), pp.68-79, 2007.3
- 14) 西川隼人, 宮島昌克: 地震規模依存性を考慮した地盤増幅度評価式の改良と観測増幅度との比較, 日本地震工学会論文集, Vol. 12, No. 3, pp.34-48, 2012.8
- 15) 西川隼人, 宮島昌克: 地震動スペクトルのパラメータによる地盤増幅度の表現と地震規模依存性の評価, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), Vol. 66, No.1, pp.20-29, 2010.7
- 16) 独立行政法人 原子力安全基盤機構: 平成 16 年度原子力発電立地調査に関する報告書(地震波伝ば特性評価法調査), 2005.9
- 17) 独立行政法人 原子力安全基盤機構: 平成 18 年度原子力施設等の耐震性評価技術に関する試験及び調査 活断層及び地震動特性に関する調査・解析に係る報告書, 2007.7
- 18) 日本原子力発電株式会社, 独立行政法人日本原子力研究開発機構, 関西電力株式会社: 若狭地域の地震動評価に用いる地盤モデル再評価について【補足検討】, 総合資源エネルギー調査会原子力安全・保安部会耐震・構造設計小委員会, 地震・津波、地質・地盤合同 WG (第 42 回), 2010.1
- 19) 木下繁夫, 大池美保: 関東地域の堆積層・基盤系における S 波の減衰特性 -0.5~16Hz-, 地震第 2 輯, Vol.55, pp.19-31, 2002.7
- 20) 独立行政法人 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net, <http://www.fnet.bosai.go.jp/>, 2013.1.25 参照
- 21) 川上洋介, 額綱一起, 久田嘉章: 地震観測記録より推定した関東平野におけるサイト特性と地形分類との関係, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.687-688, 2004.8
- 22) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, pp.1865-1894, 1983.12
- 23) Hanks, T., and Kanamori, H.: A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, No. B5, pp.2348-2350, 1979.5
- 24) Boore, D. M. and J. Boatwright: Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol.74, pp.1615-1621, 1984.10
- 25) Takemura, M., T. Ikeura, and T. Uetake: Characteristics of source spectra of moderate earthquakes in a subduction zone along the pacific coast of the southern Tohoku district, Japan, *J. Phys. Earth*, Vol.41, pp.1-19, 1993
- 26) Faccioli, E.: A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties, *Geophysical Monograph*, 37, Maurice Ewing, AGU, Vol.6, pp.297-309, 1986.1
- 27) 佐藤智美: 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学会論文集, Vol. 7, No.6, pp.1-16, 2007.8
- 28) 気象庁: 震度を知る 基礎知識とその活用, 53p, ぎょうせい, 1996

(2013年7月7日原稿受理, 2014年1月8日採用決定)