

$$x(t) = \sum_{k=1}^m \sqrt{4\pi \cdot G_x(t, 2\pi f_k)} \cdot \Delta f \cdot \cos(2\pi f_k t + \phi_k) \quad (1)$$

ここに、 $G_x(t, 2\pi f_k)$ は時刻 t 、周波数 f_k における非定常パワースペクトル⁴⁾ ($\text{gal}^2/(\text{rad/sec})$), Δf は振動数の刻み幅, ϕ_k は $t=0$ における初期位相角 ($0 \sim 2\pi$ の一様乱数) である.

Sugito et al.¹⁾ は、国内で観測された地震動記録、水平 118 成分を工学的基盤相当に変換した。これを基に、マグニチュード M と震源距離 R に対する、非定常パワースペクトルをモデル化した。さらに、断層の広がりや破壊伝播方向を考慮した、大規模断層による非定常パワースペクトルを、図-2 に示すように、小規模断層破壊の重ね合わせとして次式のように表現した。

$$\begin{aligned} & \sqrt{G_x(t, 2\pi f_k)} \\ &= \frac{\beta(f_k, M_0) \cdot N_G(M_0)}{N_x \cdot N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sqrt{G_{ij}(t, 2\pi f_k)} \quad (2) \end{aligned}$$

ここに、 $\sqrt{G_{ij}(t, 2\pi f_k)}$ は $M=6$ 相当の非定常パワースペクトル ($\text{gal}^2/(\text{rad/sec})$), N_x , N_y は断層の長さ方向、幅方向の小断層分割数、 $N_G(M_0)$ は地震モーメント M_0 に対する、EMPR が対象とする全周波数帯 ($0.13\text{Hz} \sim 10.03\text{Hz}$) の平均的な非定常パワースペクトルの重ね合わせ数 (以下、本文では、「平均的な重ね合わせ数」と表記する), $\beta(f_k, M_0)$ は、周波数ごとに非定常パワースペクトルを補正する係数である。

式(2)に示すように、EMPR では、モデル化された $M=6$ 相当の非定常パワースペクトルを、 $N_G(M_0)$, $\beta(f_k, M_0)$ を用いて補正することで、所定の地震規模に対する非定常パワースペクトルを算出する。なお、 $N_G(M_0)$ と M_0 (Nm) については、次式の関係がある¹⁾。

$$\log N_G(M_0) = -13.02 + 0.4088 \log M_0 \quad (3)$$

(2) 地域固有の地震動特性推定法の概要²⁾

前述の考えに基づき、ある地震の観測記録に対して、EMPR における $M=6$ 相当の非定常パワースペクトルに対する比率、すなわち、観測記録の持つ平均的な重ね合わせ数 $n_g(f_k)$ は、次式より算出できる。

$$n_g(f_k) = \frac{\int_0^T \sqrt{G_{\text{obs}}(t, 2\pi f_k)} df_k}{\int_0^T \sqrt{G_{x, M=6}(t, 2\pi f_k)} df_k} \quad (4)$$

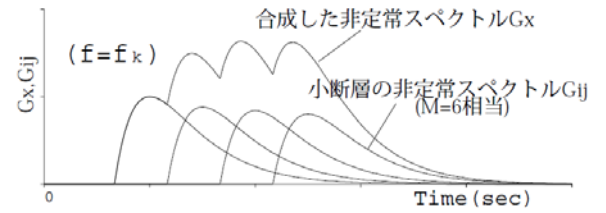
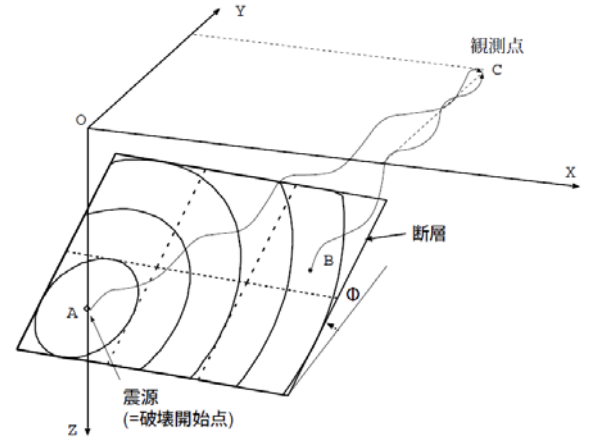


図-2 大規模断層破壊による非定常パワースペクトルの合成

ここに、 $G_{x, M=6}(t, 2\pi f_k)$ は EMPR における、 $M=6$ 相当の非定常パワースペクトル、 $G_{\text{obs}}(t, 2\pi f_k)$ は、観測記録より得られる非定常パワースペクトル、 T は観測記録長さ (sec) である。

地域固有の地震動特性推定は、規模の異なる複数の地震により観測された、複数地点の地震動観測記録を使用する。地震動観測記録より算出した、平均的な重ね合わせ数より、EMPR における、等価な地震モーメント M'_0 は、式(3)に基づき、次式で算出できる。

$$\log M'_0 = \frac{13.02 + \log \tilde{N}_G}{0.4088} \quad (5)$$

$$\tilde{N}_G = \frac{\sum_{i=1}^m n_{g,i}(f_k)}{m} \quad (6)$$

ここに、 m は用いた観測記録数である。 $\tilde{N}_G$ は式(6)に示すように、観測記録より得られる周波数軸上での平均値として、 $n_{g,i}(f_k)$ が算出される。すなわち、着目する地震における、地震の規模を考慮した補正パラメータ (式(2)の $N_G(M_0)$ に相当) である。

式(5), (6)に基づき、 M'_0 における、EMPR の重ね合わせ数に対する、観測記録の重ね合わせ数の比 $r_0(f_k)$ は、次式より得られる。

$$r_0(f_k) = \frac{n_g(f_k)}{\beta(f_k, M'_0) \cdot N_G(M'_0)} \quad (7)$$

地域固有の地震動特性の補正係数 $r(f_k)$ は、複数の地震、複数の観測記録より得られた $r_0(f_k)$ の平均 $\tilde{r}_0(f_k)$ を用いる。ただし、 $\tilde{r}_0(f_k)$ の高周波数領域では、ごく表層付近の地盤増幅の影響を受けていると考えられるため、 $r(f_k)$ は、式(8)、(9)により、高周波数領域を除外した係数として定義する。

$$r(f_k) = \tilde{r}_0(f_k)^{a(f_k)} \quad (8)$$

$$a(f_k) = \begin{cases} 1.0 & (f_k \leq 0.5\text{Hz}) \\ 1.33 - 0.67 f_k & (0.5\text{Hz} < f_k \leq 2.0\text{Hz}) \\ 0.0 & (f_k > 2.0\text{Hz}) \end{cases} \quad (9)$$

以上の補正係数 $r(f_k)$ を用いて、地域固有の地震動特性を考慮した地震動を算定する場合においては、 $r(f_k)$ を式(2)に加えた非定常パワースペクトルを用いて、式(1)により加速度時刻歴を算出する。

$$\sqrt{G_x(t, 2\pi f_k)} = \frac{r(f_k) \cdot \beta(f_k, M'_0) \cdot N_G(M'_0)}{N_x \cdot N_y} \sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \sqrt{G_{ij}(t, 2\pi f_k)} \quad (10)$$

3. 地震動特性の推定と考察

(1) 選定地点と地震動特性の考察

1章で前述したように、東京湾周辺地域を対象に、地域固有の地震動特性の推定と考察を行う。推定の第一段階として、図-3に示すように、比較的広い範囲を対象に、地震動観測記録より重ね合わせ数を算出して考察することとした。図-3に示す基盤深度分布は、J-SHIS⁹⁾で公開されている深部地

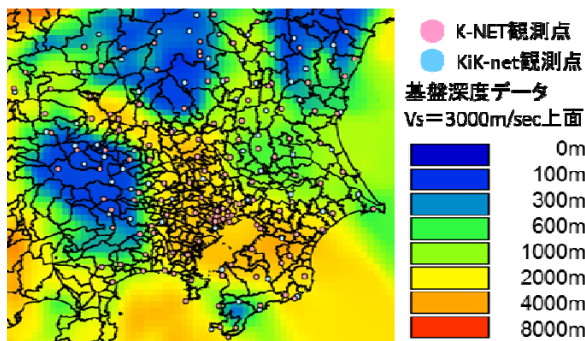


図-3 対象地点と基盤深度分布

盤構造モデルを用いて作成した、地震基盤($V_s = 3000$ m/sec)上面の深さ分布である。図-3においては、K-NET、KiK-net⁶⁾観測点(計196地点)を選定し、各観測点で得られた地震動記録を用いて考察した。対象地震の一覧を表-1に示す。表-1に示す地震と、図-3に示す地点で観測された地震動記録を用いて、式(4)を用いて重ね合わせ数を算出した。その一例として、2007年新潟県中越沖地震の観測記録を用いて重ね合わせ数を算出し、地点ごとの地震動特性を比較した結果を図-4に示す。図中の青線、黄線は図-5に後述する東京湾周辺地域の観測点で、青線は図中の赤丸で示した、比較的観測点が密集した地域(図-4では「地域A」と表記)の観測記録である。図中、赤線で示したEMPRモデルの重ね合わせ数、すなわち、工学的基盤レベルの平均的な地震動特性に対して、観測記録より算出した重ね合わせ数が全体的に上回る傾向が確認できる。なお、重ね合わせ数は地震ごと、地点ごとに卓越傾向が異なるが、東京湾周辺地域の観測点として選定した青線、黄線では、表-1に示した他の9地震も含めて、1Hz未満の長周期領域で共通して卓越する傾向が確認できた。一方で、図-4緑線で示した地点では、東京湾周辺地域として選定した青線、黄線と同じように卓越している地点も見られたが、地震によってはその傾向が顕著でない場合もあった。そこで比較的規模の大きな地震において、どの地震でも卓越する傾向が見られた地点から、特定の地域に限定した結果、図-5に示す東京湾周辺の観測点で卓越傾向が見られた。ところで、図-5赤枠で示した地域Aにおいては、前述したように比較的観測点が密集しており、全体的に長周期が卓越すると共に、重ね合わせ数のばらつきも小さいため、地域Aに限定した重ね合わせ数の算定も可能である。しかし、図-3の基盤深度分布より、深い地盤構造が概ね共通していると判断できる、図-4の黄線の地点も加え、図-5に示す、東京湾周辺地域を対象に地震動特性について考察することとした。

図-6に、地震ごとに各地の重ね合わせ数を算出し、その平均値を求め、式(7)により重ね合わせ数の比に変換した結果を示す。図に示すように、東京湾周辺で1Hz付近の卓越が共通して見られる。1Hz未満においては、卓越の傾向が異なるが、比較的規模の小さな地震では、長周期レベルの卓越傾向はあまり見られない。同図において、比較的規模の大きな地震においては、ばらつきは見

表-1 使用した地震の一覧

No	地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ	マグニチュード	地震名
①	2007/07/16-10:13	37.56N	138.61E	017km	M6.8	平成19年新潟県中越沖地震
②	2008/05/08-01:45	36.23N	141.61E	051km	M7.0	茨城県沖の地震
③	2009/08/11-05:07	34.78N	138.50E	023km	M6.5	駿河湾の地震
④	2011/03/12 03:59	36.98N	138.6E	008km	M6.7	長野県・新潟県境付近の地震
⑤	2011/03/14-10:02	36.46N	141.12E	032km	M6.2	茨城県沖の地震
⑥	2011/03/15-22:31	35.31N	138.71E	014km	M6.4	静岡県東部の地震
⑦	2011/04/16-11:19	36.34N	139.94E	079km	M5.9	茨城県南部の地震
⑧	2012/03/14-21:05	35.75N	140.93E	015km	M6.1	千葉県東方沖の地震
⑨	2013/02/25-16:23	36.87N	139.41E	003km	M6.3	栃木県北部の地震
⑩	2013/09/20-02:25	37.05N	140.69E	017km	M5.9	福島県浜通りの地震

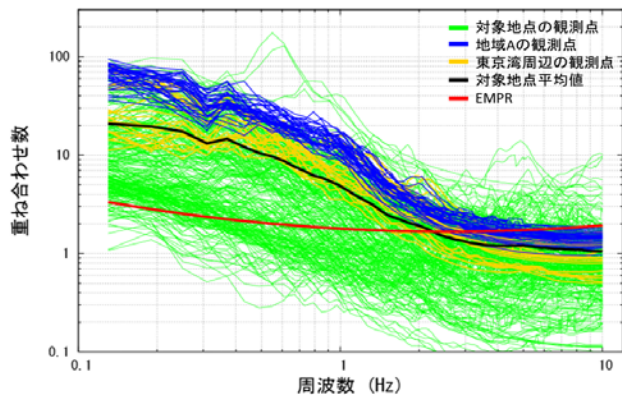


図-4 関東地方各地における地震動特性の比較
(2007年新潟県中越沖地震)

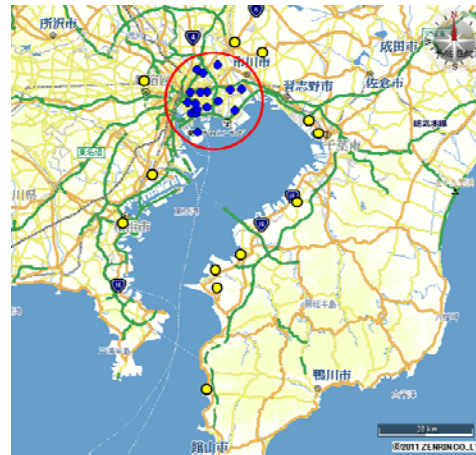


図-5 東京湾周辺の観測地点分布
(赤枠の地域は観測点が比較的に密集している地域)

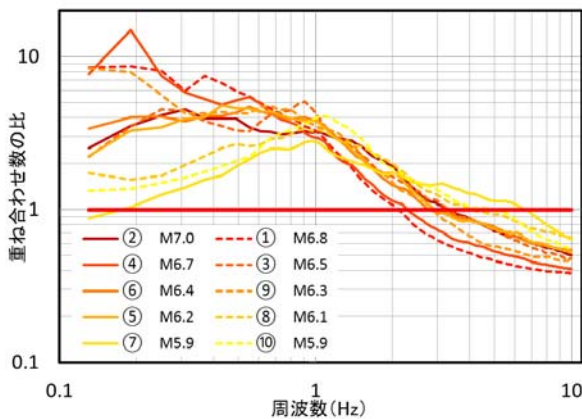


図-6 東京湾周辺地域の地震動特性の比較

られるが、1Hz未満でも共通して卓越していることが確認できる。

以上のように、東京湾周辺地域で地域固有と思われる

地震動特性の傾向を見ることができたが、前述したように、地震ごとに違いが見られると共に、図示は省略したが、図-4に前述したように、地点ごとの違いについても考察が必要である。地震ごと、地点ごとに異なる重ね合わせ数の違いについて比較・考察するため、観測記録より変位波形を算出して変位軌跡図を作成し、地震動の卓越方向について比較した。その一例を図-7に示す。比較では、伝播経路の影響の有無によって地震ごとに震動方向の卓越が見られるかどうか、地点特有の地盤特性による震動方向の卓越が見られるかどうかを、地震ごと、地点ごとに比較した。図-7を見ると、一部の地点では北東-南西方向の震動の卓越が見られた。しかし、他の地点ではこれとは異なる傾向が見られた。他の地震や地点別で比較したが、特定の地震、または特定の地点において顕著な震動卓越方向が見られなかったため、図-6の結果を基に、地震動補正係数を検討することとした。

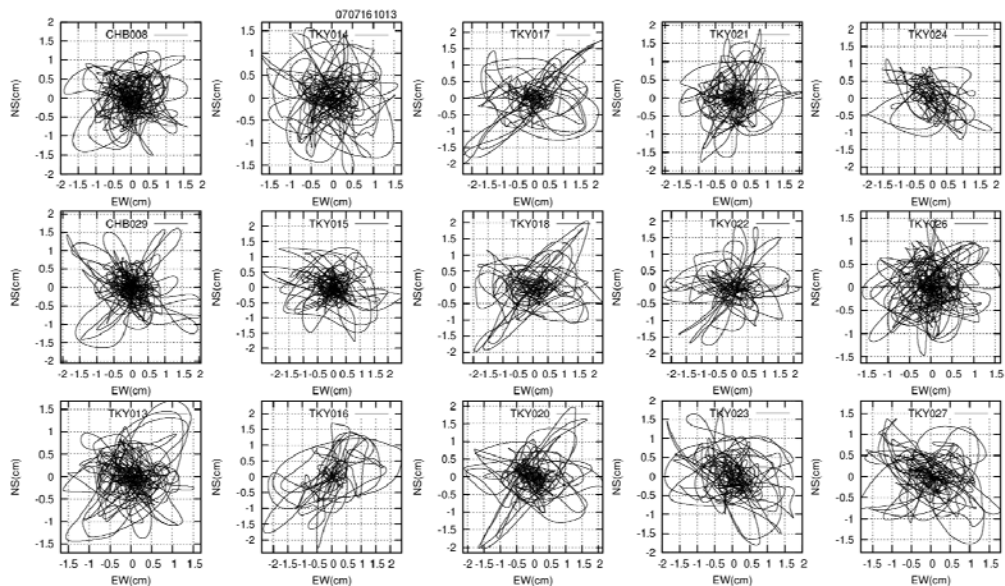


図-7 各地の変位軌跡の比較(2007年新潟県中越沖地震)

(2) 地震動特性の評価と地震動の算定

以上の考察結果を基に、東京湾周辺に置ける地震動特性を算出した結果を図-8に示す。同図に示す地震動補正係数は、図-6の考察を踏まえ、比較的規模の大きな、M6以上の8地震を選定し、これらの観測記録を用いて算出した。なお、2章で前述したように、高周波数領域においては、地点ごとの表層地盤の影響が現れるため、式(9)により2Hz以上の高周波数帯は除外することとした。さらに図-8では、比較のため、著者らのこれまでの検討結果である、濃尾平野と大阪平野の補正係数も示したが、東京湾周辺地域が、他の2地域よりも卓越する傾向が確認できた。

次に、図-8の地震動補正係数をEMPRに導入し、東京湾の地点を対象に基盤地震動を算定した結果を図-9に示す。本文では断層パラメータなどの詳細は省略するが、想定地震は南海トラフ巨大地震(基本ケース)を想定し、内閣府で公開されている断層モデル⁷⁾を参考に断層パラメータを設定した。図-9(b)では、比較のため、補正係数を導入していない結果と、道路橋示方書の設計スペクトル(レベル2タイプI地震動)⁸⁾も示した。図に示すように、東京湾周辺の長周期地震動特性により、周期1.5秒以上

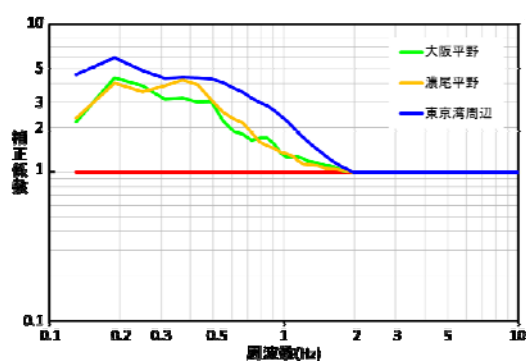
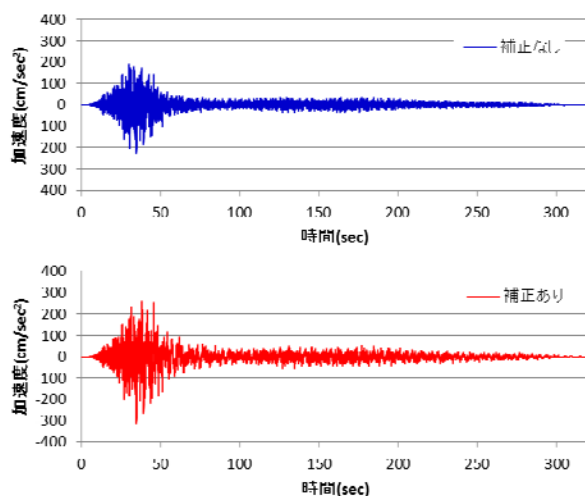
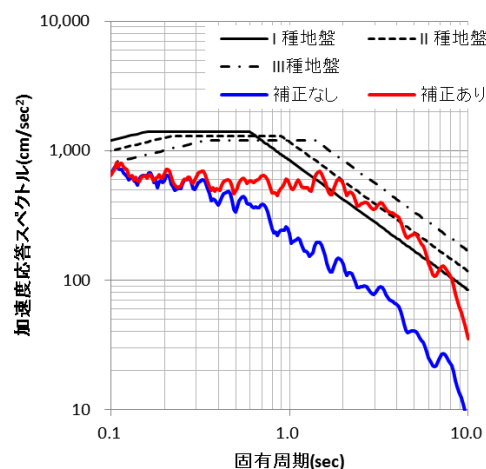


図-8 地震動補正係数の比較



(a) 加速度時刻歴



(b) 加速度応答スペクトル

図-9 地震動算定結果の比較

で設計スペクトルを上回っており、固有周期の長い構造物の耐震性検討においては、地域固有の地震動特性を考慮する必要があることがわかる。

3. まとめ

本研究では、著者らの手法²⁾による、周期数秒レベルの地震動特性推定法を東京湾周辺地域に適用し、地震動特性の考察と地震動算定を行った。観測地点ごとの違いや、伝播経路や震動卓越方向の違いについては引き続き比較・考察が必要と思われるため、本報で対象とした地震以外の、比較的規模の大きな地震を検討に加え、考察を行う必要があると思われる。

謝辞：本研究では、防災科学技術研究所K-NET、KiK-net観測記録を使用した。また、元岐阜大学学生、中野克哉氏には、波形データの処理などで協力をいただいた。記して謝意を表する。

参考文献

- 1) Sugito, M., Furumoto, Y., and Sugiyama, T.: Strong Motion Prediction on Rock Surface by Superposed Evolutionary Spectra. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.2111 (CD-ROM), 2000.
- 2) 久世益充・杉戸真太：地域固有の長周期地震動特性を考慮した地震動算定法の検討，土木学会論文集A1(構造・地震工学) Vol69, No4 地震工学論文集第32巻，2013.
- 3) 久世益充・杉戸真太・奥村正樹：大阪湾周辺における周期数秒レベルの地震動特性評価と地震動予測，土木学会第69回年次学術講演会，I-431，2014.
- 4) 亀田弘行：強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察，土木学会論文報告集，第235号，pp.55-62，1977.

- 5) 防災科学技術研究所：地震ハザードステーション J-SHIS, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/> (2015 年 9 月 10 日閲覧)
- 6) 防災科学技術研究所，強震観測網(K-NET, KiK-net), <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/> (2015 年 9 月 10 日閲覧)
- 7) 中央防災会議，南海トラフの巨大地震モデル検討会, <http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/> (2015 年 9 月 10 日閲覧)
- 8) 日本道路協会，道路橋示方書・同解説 V耐震設計編, pp.19-22, 2012.

EARTHQUAKE MOTION PREDICTION BASED ON THE LONG PERIOD-SPECTRAL CHARACTERISTICS AROUND TOKYO BAY

Masumitsu KUSE and Masata SUGITO

Using a strong motion prediction technique developed by authors, the long period-spectral characteristics was estimated around the Tokyo bay. This study was focused on the long period-spectral characteristic derived from deep ground configuration of region, which is generally verified in strong ground motion records. The technique was applied to the Tokyo bay area. As the result, the strong motion based on the long period-spectral characteristic was able to estimate.