

地震タイプを考慮した 加速度応答スペクトル推定式

安中正1・森田大2・相京泰仁3・原田光男4

 ¹東電設計株式会社技術開発本部地震・地震動解析専門職(〒110-0015東京都台東区東上野3-3-3)
 E-mail: annaka@tepsco.co.jp
 ²東京電力株式会社建設部土木・建築技術センター火力原子力土木技術グループ (〒100-8560東京都千代田区内幸町1-1-3)
 E-mail: morita.masaru@tepco.co.jp
 ³東京電力株式会社建設部土木・建築技術センター火力原子力土木技術グループ (〒100-8560東京都千代田区内幸町1-1-3)
 E-mail: aikyo.yasuhito@tepco.co.jp
 ⁴東京電力株式会社建設部土木・建築技術センター火力原子力土木技術グループ・マネージャー (〒100-8560東京都千代田区内幸町1-1-3)
 E-mail: aikyo.yasuhito@tepco.co.jp
 ⁴東京電力株式会社建設部土木・建築技術センター火力原子力土木技術グループ・マネージャー (〒100-8560東京都千代田区内幸町1-1-3)
 E-mail: m.harada@tepco.co.jp

日本全国の高密度強震観測網(K-Net, KiK-net, 気象庁95型震度計観測網)によるデータを用い,距離 減衰勾配の震源深さ依存性を考慮した式を用い,減衰5%の加速度応答スペクトル推定式の係数,震源補 正,地点補正を決定した.推定式は,最短距離を用いた式と等価震源距離を用いた式の2つを設定した. 地震タイプを,A-1(深さ60km未満のプレート間地震),A-2(深さ60km未満のプレート内地震),B (深さ60km~120kmの稍深い地震で主にプレート内地震,関東の下で一部プレート間地震),C(内陸地 殻内地震)の4タイプに分類し,震源補正の地域的特徴を検討した.その結果に基づき,地震タイプを考 慮した推定式を提案した.

Key Words : Earthquake type, response spectrum ,attenuation model, source effect, site effect

1. まえがき

加速度応答スペクトル推定式は、一般に、震源特性、伝播特性、地点特性の線形結合で表現される.

震源特性については、マグニチュードが支配的な パラメータであるが、震源深さの影響も無視できな いことがデータにより明確にされている^{1)など}.日本 で用いられている気象庁マグニチュードは周期数秒 程度の地震動の強さを反映しており、周期数秒程度 の地震動の強さは、マグニチュードが同じであれば、 震源深さによらずほぼ同じである.しかし、周期1 秒程度より短周期側の地震動の強さはマグニチュー ドが同じでも応力降下量が違うと変化し、応力降下 量が大きいほど強くなる傾向がある.応力降下量は 震源が深い方が大きい傾向があることから、マグニ チュードが同じでも、震源が深い方が短周期の地震 動が強くなる傾向となっている.

伝播特性については、断層面の大きさの影響をど のような距離で表現するかという問題と距離減衰を 幾何減衰項と内部減衰項のどのような組み合わせで 表現するかという問題がある.

断層面の大きさを反映した距離として広く用いられているのは最短距離と等価震源距離である^{2)など}. 最短距離は概念が非常に明確であるのに対し,等価 震源距離はやや複雑であり,有限な大きさの断層が 観測サイトに供給するのと同じエネルギーを供給す る仮想点震源からの距離で定義される³⁾.

距離減衰については、 $C_d \log D$ のように、幾何 減衰項のみで表現し、係数をデータから決める方法 と、 $\log D + C_d \cdot D$ のように、実体波の幾何減衰と内 部減衰で表現し、係数をデータから求める方法が一 般的である.距離減衰の傾きを決める係数について は地震によらず一定とするのが一般的であったが、 震源深さ 100km 程度までの範囲では震源深さとと もに距離減衰の傾きが大きくなる傾向があることが 示されている^{4/ACど}.

地点特性については、地震観測記録から回帰分析 により評価した地点特性と地形・地質等との関係が 検討されてきている^{5)など}.地震観測記録から回帰分 析により評価される地点特性には、表層の浅い地盤



構造の影響と地震基盤までの深い構造の影響が含ま れている.比較的周期の長い成分の地点特性は地形 と非常によい対応が見られ,平野で大きく(揺れや すく),山地で小さい(揺れにくい).また,一般 に,地震動が観測される地盤のS波速度が大きいほ ど地点特性が小さくなる(揺れにくくなる)傾向が ある^{1)など}.

近年の高密度強震観測網(K-NET, KiK-net, 気 象庁 95 型震度計観測網)の全国的な展開により, 強震動データに基づき距離減衰式の適用性を従来よ りもかなり詳細に検討することが可能になってきた. 加速度応答スペクトル(減衰 5%)の距離減衰勾配 が震源深さに依存していることは,そうしたデータ により始めて明瞭になった.本研究では,距離減衰 勾配の震源深さ依存性を考慮した加速度応答スペク トル推定式を設定するとともに,推定式の回帰の際 に得られた震源特性を用い,加速度応答スペクトル に対する地震タイプの影響を検討し,地震タイプを 考慮した推定式を提案した.

2. データと回帰方法

(1) データ

K-NET, KiK-net, 気象庁95型震度計観測網による1996年6月から2003年12月までの気象庁マグニチュード(M_J)5.0以上,震源深さ200km以下の地震に対する記録と,2004年に発生した主な地震(紀伊半島沖地震や新潟県中越地震など)に対する記録を収集・整理した.合計455地震の中で、マグニチュードが比較的大きな28個の地震(M_J6.5程度以上を目安)に対して,遠地実体波による解析⁶⁾や余震分布,既往の研究結果等に基づき地震断層面を設定した.マグニチュードり間出方法改訂により見直された値を用いた.455個の地震の震央分布を図-1に、断層面の分布を図-2に示す.



図-2 断層面形状を設定した地震の分布

表-1 大分類(基本分類)				
分類	大分類の区分			
А	沈み込むプレートに関係した浅い地震			
	(深さ 60km 未満)			
В	沈み込むプレートに関係した深い地震			
	(深さ 60km 以上)			
С	陸域地殻内の浅い地震			

表-2 地域分類

分類	地域分類の区分
1	千島弧
2	東北日本弧
3	伊豆小笠原弧
4	西南日本弧
5	琉球弧
6	日本海東縁部

表-3 発震機構分類(1)

分類	発震機構分類の区分
а	逆断層
b	正断層
с	横ずれ断層
d	その他(垂直断層など)

表-4 発震機構分類(2)

分類	発震機構分類の区分
α	プレート間地震
β	Down-dip Tension型プレート内地震
γ	Down-dip Compression型プレート内地震
δ	その他のプレート内地震

地震タイプの分類方法を表-1から表-4に示す.

表-1 は大分類(基本分類)であり,基本的に発 生位置により3つに分けている.Aはプレート間地 震とプレート内地震の両方を含む.Bは主にプレー ト内地震であるが,関東地方下では太平洋プレート

表-5 地震のタイプ分け

大分類	地域 分類	プレート間 地震数	プレート内 地震数	不明 地震数
Α	1	58	26	8
	2	59	19	1
	3	0	2	0
	4	5	17	0
	5	14	22	1
	6	0	0	0
В	1	0	19	0
	2	4	18	0
	3	0	3	0
	4	1	2	0
	5	0	12	0
	6	0	0	0
C	1	0	0	0
	2	0	14	0
	3	0	87	0
	4	0	15	0
	5	0	21	0
	6	0	27	0

表-6 プレート内地震のタイプ分け

大 分 類	地域 分類	総数	逆 断層	正 断層	横ずれ 断層	その他
А	1	26	10	5	10	1
	2	19	9	3	3	4
	3	2	0	0	1	1
	4	17	7	5	4	1
	5	22	8	4	6	4
	6	0	0	0	0	0
В	1	19	2	4	4	8
	2	18	4	6	1	7
	3	3	0	1	1	1
	4	2	0	0	2	0
	5	12(-1)	5	4	0	2
	6	0	0	0	0	0
С	1	0	0	0	0	0
	2	14(-1)	10	0	3	0
	3	87	0	25	58	4
	4	15	4	0	10	1
	5	21	2	10	9	0
	6	27(-1)	26	0	0	0

(*) 総数の括弧の-の数字は発震機構解が得られていない地震数

とフィリピン海プレート(下面)のプレート間地震 が含まれている.日本海東縁部の地震,伊豆半島か ら三宅島付近の地震はタイプCに含めた.

表-2 は地域分類であり、どの島弧に属しているかにより区分している.日本海東縁部はタイプ Cの場合のみ使用している.

表-3 と表-4 は発震機構に基づく分類であり、表-3 の分類は発震機構そのものの分類、表-4 の分類は プレート運動に基づいた発震機構の解釈による分類



図-3 観測データの分布(上:マグニチュードと最 大加速度の分布、下:断層中心深さとマグニチュー ドの分布)

である.発震機構解(F-net による CMT 解, Harvard による CMT 解,気象庁による CMT 解と初 動解)が得られている地震は 455 個中の 441 個であ り,発震機構解が1つも得られていない地震は 14 地震だけである.プレート間地震の判断基準は,節 面の1つがプレート境界面と整合していること,こ の節面を断層面とした場合のすべり方向がプレート 相対運動と整合していることの2つとした.関東地 方では,太平洋プレートと陸側プレートの境界,フ ィリピン海プレートと陸側プレートの境界,太平洋 プレートとフィリピン海プレート(下面)の境界で それぞれ発生する3種類のプレート間地震の存在が 知られている.検討対象とした 455 地震の分類結果 (地震数)を表-5 と表-6 に示す.

故障と判断した記録を除き,全部で 50,117 組の 記録を整理し,応答スペクトル(減衰 5%)と最大 地動(最大加速度,最大速度,最大変位)を求めた. 応答スペクトルは周期 0.02 秒から 10.0 秒の範囲の 101 周期に対して計算した.最大速度と最大変位を 求めるための積分は,0.1Hz以下をカットするフィ ルターを通した加速度記録を用いて行った.マグニ チュード及び断層中心深さと最大加速度(水平 2 成 分の幾何平均)の分布を図-3 に示す.回帰用デー タは,最短距離を用いる式に対するものと等価震源 距離を用いる式に対するものの2種類作成した.

(2) 回帰モデル

距離減衰勾配の震源深さ依存性を考慮した2つの タイプの推定式(最短距離を用いた式と等価震源距 離を用いた式)を用いた.なお,検討対象周期帯は, 観測機器の性能の向上と長周期地震動に対する関心 の高まりを考慮して,0.02秒から10秒とした.

最短距離を用いた加速度応答スペクトル推定式は 次の通りである.

$$\log SA(T) = C_m(T)M + C_h(T)H_C + S_C(T, EQTYPE) - (C_{d0}(T) + C_{dh}(T) \cdot H_C) \log D$$
(1)
+ C_O(T) + G_C(T, SITE)
$$D = R + C_1 \exp(C_2M)$$

ここで、SA(T)は周期 Tにおける減衰 5%の加速度 応答スペクトル(水平2成分の幾何平均),Mは気 象庁マグニチュード、 H_c は断層面中心の深さ、Rは断層面と対象地点の最短距離、 $C_1 \ge C_2$ は断層近 傍での応答スペクトルの頭打ちを表現するための係 数、 $C_m(T)$ 、 $C_h(T)$ 、 $C_{d0}(T)$ 、 $C_{dh}(T)$ 、 $C_o(T)$ は 各パラメータの影響を表す係数、 $S_c(T, EQTYPE)$ は 「平均的な震源特性」からの地震タイプによる偏り を補正する係数、 $G_c(T, SITE)$ は「標準的な地点特 性」からの対象地点における偏りを補正する係数で ある.

等価震源距離を用いた式は次の通りである. log SA(T) = $C_m(T)M + C_h(T)H_C + S_C(T, EQTYPE)$ $-\log X - (C_{d0}(T) + C_{dh}(T) \cdot H_C)X$ (2)

 $+C_{O}(T)+G_{C}(T,SITE)$ ここで,Xは断層面と対象地点の間の等価震源距離 であり、その他は最短距離を用いた式と同じである. マグニチュードの定義としては、これまでの地震 の規模が主に気象庁マグニチュードで整理されてき ていること,周期 0.02 秒から 10 秒の範囲と気象庁 マグニチュードを決める周期帯が重なっており,評 価の指標として直接的であることから,気象庁マグ ニチュードを用いた. 「平均的な震源特性」はマグ ニチュードと断層中心深さの2つのパラメータで表 現されている.2 つのパラメータだけでは表現され ない震源特性の違い(応力降下量の違いなど)を地 震タイプによる震源補正係数で表現している.「標 準的な地点特性」は定数項*Co*(T)で表現される. 何 を標準とするかは任意性があり、地表面や工学的基 盤面、地震基盤面などの平均的な特性を標準とする ことが考えられる.以下の検討では、地表面の平均 的な特性を標準とすることを基本としたが、既往の 推定式との比較のために工学的基盤面を標準とした 場合の結果も示した.

(3) 回帰方法

モデルの係数は2段階回帰⁷⁾により決定した. 最短距離を用いた式の第1段階の回帰式は次の通りである.

$$\log SA(T)_{ij} = \alpha_i(T) - (C_{d0}(T) + C_{dh}(T) \cdot (H_C)_i)$$
$$\log(R_{ij} + C_1 \exp(C_2 M_i))$$
(3)

$$+\sum_{k=1}^{n}\delta_{kj}\beta_{k}(T)+\varepsilon_{r}(T)$$

ここで, i は i 番目の地震に対するパラメータであ ることを, j は j 番目の観測点に対するパラメータ であることを示し, $\alpha_i(T)$ は震源特性, δ_{kj} は Kronecker のデルタ, $\beta_k(T)$ は地点特性, $\varepsilon_r(T)$ は地 震内 (intra-event) の変動を示すランダム変数 (誤 差) である. $\alpha_i(T)$ は式(1)の 1 行目をまとめて表現 している. また, $\beta_k(T)$ は式(1)の 3 行目をまとめて 表現している. 第 1 段階の回帰では, $\alpha_i(T)$, $C_{d0}(T)$, $C_{dh}(T)$, $\beta_k(T)$ の値が決められる. また, $\varepsilon_r(T)$ の分散 (標準偏差) も決定される.

等価震源距離式を用いた式の第1段階の回帰式も 同様であり、次の通りである. $\log SA(T) = \alpha(T) \log Y$

$$\log SA(T)_{ij} = \alpha_i(T) - \log X_{ij}$$

-(C_{d0}(T)+C_{dh}(T)·(H_C)_i)X_{ij} (4)
+ $\sum_{k=1}^n \delta_{kj} \beta_k(T) + \varepsilon_r(T)$
筆 1 段階の回帰でけ電源特性け $\alpha(T)$ で表現 さ

第1段階の回帰では震源特性は $\alpha_i(T)$ で表現されているが、本来はマグニチュードと断層中心深さの関数であり、「平均的な震源特性」は次のように表現される.

 $\alpha_i(T) = C_m(T)M_i + C_h(T)(H_C)_i + C_{01}(T) + \varepsilon_e(T)$ (5) ここで、 $\varepsilon_e(T)$ は地震間(inter-event)の変動を示す ランダム変数(誤差)である.

第2段階の回帰では、第1段階の回帰で求められた震源特性を目的変数として、上の式に基づいて回帰を行う.ただし、厳密には目的変数は第1段階の回帰で求めた $\hat{a}_i(T)$ であることから

$$\hat{\alpha}_{i}(T) = C_{m}(T)M_{i} + C_{h}(T)(H_{C})_{i} + C_{01}(T) + (\hat{\alpha}_{i}(T) - \alpha_{i}(T)) + \varepsilon_{e}(T)$$
(6)

の形にする必要がある.この形にした場合,非対角 項を含む分散共分散行列が重みとして用いられ, σ_e^2 の値が,尤度が最大になるように繰り返し計算 により決定され,同時に係数も決定される.ここで, σ_r^2 は $\varepsilon_r(T)$ の分散, σ_e^2 は $\varepsilon_e(T)$ の分散である.

震源補正は、第1段階の回帰による $\hat{\alpha}_i(T)$ と式(5) によりマグニチュードと断層中心深さから計算される「平均的な震源特性」の差で与えられる.

以上が回帰の基本的な流れであるが、最短距離式 の場合には、断層近傍での応答スペクトルの頭打ち を表現するための係数 $C_1 \ge C_2$ の値を設定する必要 がある.本研究では、充分とはいえないが、断層近 傍のデータがある程度蓄積されてきたことを考慮し て、最短距離 10km 以内にデータがあるマグニチュ ード 6.5 以上の 5 個の地震(1997年鹿児島県北西部, 1997年山口県北部、2000年鳥取県西部、2004年新



図-4 最短距離を用いた式に対する回帰係数および誤差と周期の関係(C1=0.459, C2=0.597)

潟県中越地震の本震と最大余震)のデータに基づき, 次の手順で係数 $C_1 \ge C_2$ の値を設定した.

- 初期値を仮定(C1=0.334, C2=0.653)²⁾して第 1段階の回帰で地点特性を決定.
- ② 5 地震の最大加速度(周期 0.02 秒の応答スペクトル)の距離減衰を①による地点特性を考慮して決定.
- ①の地点特性を用いて1段階最尤法⁷により係 数を決定.
- ④ 全周期帯でMに対する逆転現象(Mが大きくなると応答スペクトルが小さくなる現象)が生じないように、下記の制約条件を満足する最大値を C₂とする.距離減衰の勾配はH_c = 10.5km(地 震発生層の範囲を 3km~18km とした場合の中央)で評価.

$$C_{2} \leq \frac{C_{m}(T)}{((C_{d0}(T) + C_{dh}(T) \cdot H_{C})\log e)}$$
(7)

- ⑤ ③で得られた最大加速度に対する距離減衰勾配を用いて②の結果により最適な D₀ = C₁ exp(C₂M)の値を評価.
- ⑥ 5個の地震の D_0 と M, ④の C_2 を用いて, C_1 を それぞれ評価し, その平均を C_1 とする.
- ⑦ 初期値を更新して③から⑥のプロセスを収束するまで繰り返す。

③で1段階最尤法を用いたのは計算が速いためで あり、同じ地点特性を用いれば、2段階回帰とほぼ 同じ結果を与える. また、地点特性は①で決めた ものを最後まで用いたが、その地点特性は収束結果 を用いた回帰による地点特性とほぼ一致している.

3. 回帰結果

(1) 回帰結果の概要

上記のデータと回帰方法を用いて、距離減衰勾配

の深さ依存性を考慮した2段階回帰により回帰分析 を行った.

回帰に用いたデータは、マグニチュード 5.0 以上、 震源深さ 120km 以下の地震に対して、距離 250km 以下で得られた記録である.そして、地震について は 10 点以上の観測点の記録がある地震を、観測地 点については 3 個以上の地震の記録がある地点を回 帰分析の対象とした.震源深さを 120km 以下とし たのは、後述する距離減衰勾配の震源深さ依存性 が震源深さ 120km までは成立すると判断したこと による.また、距離範囲を 250km 以下に限定した のは、それ以上の距離範囲では減衰構造(Q構造) の影響が無視できなくなり、同じ距離減衰勾配を適 用するのは難しいと考えられるからである.

最終的に回帰に用いたデータは,最短距離を用い た式の場合が359地震1810地点35,719組,等価震 源距離を用いた式の場合が359地震1787地点 35,311組である.

回帰係数および誤差と周期の関係を図-4(最短距離式)と図-5(等価震源距離式)に,等価震源距離式に対する震源補正の分布を図-6に,地点補正の分布を図-7に示す.

最短距離式で断層近傍での応答スペクトルの頭打ちを表現するための係数 $C_1 \ge C_2$ の収束値は $C_1 = 0.459$, $C_2 = 0.597$ である.定数項($C_o(T)$)は、 震源補正の全地震に対する平均と地点補正の全地点に対する平均がそれぞれゼロとなるように設定されており、定数項は、全地点の地表面における平均的な加速度応答スペクトルを推定する値となっている.

回帰係数の周期に対する変化の傾向は最短距離式 と等価震源距離式でほぼ一致しているが, *C_{dh}(T)* については周期1秒程度以下の変化が最短距離式よ りも等価震源距離式の方で大きくなっている.

誤差 ($\sigma(T)$) は、地震内 (intra-event) のばらつ







1.0

図-6 震源補正係数の分布(等価震源距離式)



図-7 地点補正係数の分布 (等価震源距離式)

表-7(2) 最大地動推定式の回帰係数と誤差

式	最短距離式	(C1=0.459,	C2=0.597)	式	等	価震源距離五	弋
七百	最大加速度	最大速度	最大変位	地插	最大加速度	最大速度	最大変位
1日1示	cm/s^2	cm/s	cm	1日1示	cm/s^2	cm/s	cm
Cm	0.602	0.700	0.902	Cm	0.563	0.663	0.868
Ch	0.0323	0.0350	0.0306	Ch	0.0118	0.0119	0.00822
Cd0	1.950	1.501	1.186	$10^2 \times Cd0$	0.280	0.101	-0.0110
Cdh	0.0107	0.0130	0.0129	$10^4 \times Cdh$	0.217	0.366	0.406
Со	1.238	-1.443	-3.886	Со	-0.213	-2.208	-4.154
σr	0.205	0.198	0.176	σr	0.206	0.199	0.176
σe	0.222	0.156	0.128	σe	0.229	0.160	0.132

きと地震間(inter-event)のばらつきに分けて評価 されており、最短距離式と等価震源距離式でほぼ同 程度となっている.地震内のばらつきに比べ地震間 のばらつきの方が周期による変化が大きく、地震間 のばらつきは短周期側で大きく、長周期側で小さい. このことは、図-6の震源補正係数のばらつきが短周 期側で大きく、長周期側側で小さいことと対応して いる.なお、震源補正と地点特性の分布は最短距離 式と等価震源距離式でほぼ一致している.また、地 点補正の地域的分布の傾向は以前の検討結果⁸と大きな違いはない.

参考として,最大地動(最大加速度,最大速度, 最大変位)に対する回帰係数と誤差を**表-7**に示す.

(2) 距離減衰の震源深さ依存性

回帰式で仮定している距離減衰勾配の震源深さ依 存性の妥当性を地震毎に最適な距離減衰勾配を決定 することにより検討した.検討した地震は距離



図-0 距離 (最短距離式)

250km 以内のデータ数が 50 個以上の 223 地震である.

最短距離を用いた式に対する結果を図-8に,等価 震源距離を用いた式に対する結果を図-9に示す.こ れらの結果では回帰により得られた地点特性を考慮 している.深さ120km程度までは明瞭な深さ依存性 が見られ,深さに対してほぼ線形的に増加しており, 回帰モデルの前提はほぼ妥当なものと考えられる. なお,地点特性を考慮しないデータを用いた場合で も距離減衰勾配の震源深さ依存性はほぼ同様に見ら れ,地点特性の評価にあまり依存していない.

(3) 震源補正と地震タイプの関係

最短距離式と等価震源距離式の震源補正係数がほ ぼ一致していることから.以下では最短距離式の場 合についての検討結果を示す.

- 地震タイプを基本的に次の4タイプに分類した.
- ① A-1: 深さ 60km 未満のプレート間地震
- ② A-2: 深さ 60km 未満のプレート内地震
- ③ B: 深さ 60km~120km の稍深い地震(主に プレート内地震,関東の下で一部プレート 間地震)



図-9 距離減衰勾配と断層中心深さの関係 (等価震源距離式)

④ C:内陸地殼内地震

これは, 表-1 の大分類の A をプレート間地震とプレート内地震に細分化したものである.

4 つの基本タイプに分類した場合の震源補正係数 の重ねがきを図-10 に示す.全般に短周期側のばら つきが大きく、単純に 4 つのタイプに分類しただけ では、推定精度はあまり改善されない.

各タイプを地域別に分類した検討結果の中で特徴 的な傾向を示す地域の震源補正の分布を図-11 に示 す.図-11(a) (タイプ A-1) は琉球弧のプレート間 地震(すべて日向灘付近で発生した地震) であり, 短周期側がやや小さく長周期側がやや大きくなって いる.図-11(b) (タイプ A-2) は関東沖 (34.0° N ~36.0° N, 140.5° E~141.5° E) のプレート内地 震であり,短周期側がかなり小さくなっている. 図-11(c) (タイプ B) は関東下 (34.0° N~365° N, 139.0° E~141.0° E, 深さ 60~100km) の地震であ り,短周期側がやや小さくなっている.図-11(d) (タイプ C) は伊豆小笠原弧の地震(伊豆半島沖か ら三宅島近海の地震) であり,短周期側が全般に小 さくなっている.伊豆諸島付近のこれらの地震は火 山に関係した地震と考えられる.



4 つの地震タイプについて,特徴的な傾向を見せる地震を別に区分して,区分別に平均と平均±標準 偏差を求めた結果を図-12 に示す.図-11 に示した 地域以外では,タイプ B の深さ 100km~120kmの 地震を別にしている.深さ 100km 以上の地震の震 源補正が共通の傾向を示していることは,震源深さ に比例する項($Ch(T)H_c$)を震源深さ 120km まで そのまま適用できると仮定していることあるいは距 離減衰勾配が震源深さ 120km まで線形的に増加し ていると仮定していることが影響している可能性が ある.なお,以前の検討²⁾では,震源深さに比例す る項が震源深さ 100km 以上で一定になることを考



図-13 震源補正係数に対する発震機構の影響の検討例(タイプの後の括弧内の数字は地域分類)

慮している.

発震機構による違いが見られる例を図-13 に示す. 千島弧の浅いプレート内地震については、逆断層> 横ずれ断層≧正断層の傾向がみられる(図-13(a)). 同様の傾向は東北日本弧の浅いプレート内地震につ いても見られる(図-13(b))が、西南日本弧の浅い プレート内地震については正断層が比較的大きい (図-13(c)).内陸地殻内地震については,逆断層 による地震が横ずれ断層による地震よりもやや大き く(図-13(d),図-13(f)),横ずれ断層による地震 が正断層による地震よりもやや大きい(図-13(e)) 傾向が見られる.



(4) 地震タイプを考慮した推定式

上記の震源補正と地震タイプの関係の検討結果に 基づき地震タイプを考慮した加速度応答スペクトル 推定式を提案した.

地震タイプの分類を表-8 に、各地震タイプに対 する最短距離式と等価震源距離式の震源補正係数を 図-14 に示す.4 つの基本タイプ毎に特有の傾向を 示す地域の震源補正係数とその他の標準的な震源補 正係数を別々に示している.最短距離式と等価震源 距離式の傾向はほぼ一致している.地震タイプによ る違いは短周期側で大きく、長周期側では小さい. 短周期側で、タイプ A-1 (標準)の震源補正係数は 平均的なレベルにあるが、その他の3つのタイプの 標準ケースは全般に大きめとなっている.そして、 特有の傾向を示す地域として別に取り出した地域は 全般に小さめとなっている.発震機構の考慮は今後 の課題としたが、影響の一部は地域区分(タイプ 21)の中に含まれている.

地震タイプを考慮した推定式による計算値と観測 値の距離減衰の比較を図-15 に示す.4 つの基本タ イプの代表的な地震(2003年十勝沖,2001年芸予, 2003年宮城県沖,2004年新潟県中越)の周期0.02 秒の応答スペクトル加速度の距離減衰を比較してお り、左側が最短距離式,右側が等価震源距離式に対 する結果である.4つの地震とも表-8の各タイプの 標準に含まれる.2003年十勝沖地震の距離減衰の 傾向は充分再現できていないが,その他の3つの地 震の傾向は再現できている.振幅レベルは2001年

表8	抽雲タイ	プの分類
1X U	10/10/10/11	ノーマノ ノー 大豆

地震タイプ番号	地震タイプ
10	A-1 (標準)
11	A-1 (日向灘)
20	A-2 (標準)
21	A-2 (関東沖)
30	B (標準)
31	B(関東下)
32	B (深さ 100km 以上)
40	C (標準)
41	C (伊豆諸島付近)

芸予地震の計算がやや小さめになっている.

既往の推定式²⁾⁹による推定結果との比較を図-16 に示す.ただし,既往の推定式²⁾⁹が工学的基盤を 標準としているため,前述した回帰による定数項の 値を補正して,本研究による地点補正の平均が安 中・他²⁾による式を用いた場合の地点補正の平均 (本研究で用いたデータにより評価)と等しくなる ようにした.最短距離式および等価震源距離式に対 する補正値を図-17 に示す.ただし,周期4秒以上 は安中・他²⁾による式の範囲外なので,周期1秒か ら4秒の範囲で安中・他²⁾による式による補正値が ±0.05 の範囲におさまっている観測点を抽出し,そ れらの観測点の地点補正が周期4秒から10秒の範 囲でも平均的にゼロになっていると仮定して設定し た.工学的基盤を標準とするための補正は定数項か ら補正値を引くことにより行った.



図-15 周期 0.02 秒の応答スペクトル加速度の観測(青)と計算(赤)の距離減衰の比較



図-16 既往の推定式²⁾⁹と本研究による加速度応答スペクトルの比較



(本研究の式-安中・他²⁾による式)

図-16 の比較条件は実際の観測記録の条件に基づいて設定した.既往の式との違いが比較的大きいのは図-16(c)(e)のケースであり、本研究の式の方が短周期側でかなり大きくなっている.図-16(g)のケースは最短距離式と等価震源距離式の違いが比較的大きくなっている.

4. あとがき

日本全国の高密度強震観測網(K-Net, KiK-net, 気象庁 95 型震度計観測網)によるデータを用い, 距離減衰勾配の震源深さ依存性を考慮した式を用い, 減衰 5%の加速度応答スペクトル推定式の係数,震 源補正,地点補正を決定した.推定式は,全観測点 の地表面における平均的な加速度応答スペクトルを 推定する式であり,最短距離を用いた式と等価震源 距離を用いた式の2つを設定した.

地震タイプを, A-1 (深さ 60km 未満のプレート 間地震), A-2 (深さ 60km 未満のプレート内地 震), B (深さ 60km~120km の稍深い地震で主に プレート内地震, 関東の下で一部プレート間地震), C (内陸地殻内地震)の4タイプに分類し, 震源補 正の地域的特徴を検討した.地域的特徴の検討に基 づき,特有の傾向を示す地域とその他の標準的な地 域を区分し,それぞれの平均的な震源補正を決定し た.これらの震源補正を用いることにより,特に短 周期領域の推定精度が改善される.

謝辞:防災科学技術研究所のK-NETとKiK-netの記録,気象庁のJMA95型震度計の記録を使用させていただきました.記して感謝いたします.

参考文献

- 安中正、山谷敦、桃林治彦、野沢是幸:関東および周辺地域の地震観測記録を用いた基盤における最大加速 度推定式の検討、第19回地震工学研究発表会講演概要 集、129~132、1987年7月.
- 2) 安中正、山崎文雄、片平冬樹:気象庁87型強震計記録 を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案,第 24回地震工学研究発表会講演論文集,161-164,1997.
- Ohno, S., Ohta, T., Ikeura, T. & Takemura, M., Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, *Tectonophys.*, 218, pp. 69-81, 1993.
- 4)安中正・川島正史・原田光男:加速度応答スペクトルの距離減衰勾配の震源深さ依存性に関する検討,土木学会第59回年次学術講演会,I-779,1555-1556,2004年9月.
- Annaka, T.: Characteristics of the source and site effects on acceleration spectra in Japan, Proceedings of 12th European Conference on Earthquake Engineering, London, Paper no.187, 2002.
- 6) 東大地震研情報センター: EIC地震学ノート, http:// www.ic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC News/index.html.
- Joyner, W. B. and D. M. Boore: Methods for regression analysis of strong-motion data, Bull. Seis. Soc. Am., 83, 469-487, 1993.
- 8) 安中正・大金義明:地震観測記録に基づく地点特性を 考慮した日本列島の地表面地震ハザードマップ,土木学 会地震工学論文集(第27回地震工学研究発表会),p-042,1-8,2003年12月.
- Annaka, T. and Y. Nozawa: A probabilistic model for seismic hazard estimation in The Kanto district, Proceedings of 9th World Conference on Earthquake Engineering, II, 107-112, 1988.

(2005.6.16 受付)

AN ATTENUATION MODEL FOR 5 % DAMPED ACCERELATION RESPONSE SPECTRA CONSIDERING THE EFFECT OF EARTHQUAKE TYPE

Tadashi ANNAKA, Masaru MORITA, Yasuhito AIKYO, and Mitsuo HARADA

An attenuation model incorporating the dependence of attenuation slope on earthquake focal depth for 5 % damped acceleration response spectra was determined by two-step regression analysis. The relations between source effects and earthquake types were investigated. Earthquakes were classified into four types (Type A-1: shallow interplate earthquakes, Type A-2: shallow intra-plate earthquakes, Type B: intermediate-depth earthquakes, and Type C: inland crustal earthquakes). Variation in source effects according to earthquake types is large in shorter-period rang and incorporated into the attenuation model.