

要素地震波の時刻歴波形の差異が 推定地震動の差異に及ぼす影響の検討

一井 康二¹・森 佑樹²・角田 光法³

¹正会員 広島大学大学院 工学研究院 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)
E-mail:ichiikoji@hiroshima-u.ac.jp

²非会員 元広島大学 工学部 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)
E-mail:hiroshimageotech@gmail.com

³学生会員 広島大学大学院 工学研究科 (〒739-8527 広島県東広島市鏡山1-4-1)
E-mail:m113195@hiroshima-u.ac.jp

経験的グリーン関数法では、想定する大地震と同じ震源域、同じメカニズムで生じた過去の中小地震記録を合成することによって、大地震の波形を推定する。この手法による強震動予測の精度は、予測に用いる中小地震記録(要素地震)の選択によって左右されると考えられるが、実際には、同じ震源域、同じメカニズムであっても個々の地震で地震動は微妙に異なる。そこで、ある観測点における複数の中小地震記録において、中小地震記録の波形類似度と合成波の波形類似度を評価した。そして、合成波における波形類似度を中小地震記録の波形類似度から評価する方法を提案した。

Key Words : earthquake motion , waveform, empirical green's function method

1. はじめに

地震時の揺れは、震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性に依存する¹⁾ことが知られており、合理的な強震動予測を行うには、地域ごとに違うそれらの特性を考慮しなければならない。これらの特性を考慮できる強震動予測手法の一つが、経験的グリーン関数法²⁾である。この手法では、想定する大地震と同じ震源域、同じメカニズムで生じた過去の中小地震記録の波形を、想定大地震の断層破壊過程を考慮して合成することによって、大地震の波形を推定する。よって、強震動予測の精度は、予測に用いる中小地震記録(要素地震)の選択によって左右されることになる。中小地震記録の違いによって大地震の予測結果が大きく異なるのであれば、その差異の程度を考慮して耐震設計に反映させることが合理的であると考えられる。

しかし、要素地震の違いが合成波形結果に及ぼす影響に関する研究は、これまであまり多くない。例えば、独立行政法人原子力安全基盤機構は、経験的グリーン関数法において異なる要素地震を選択した場合に、要素地震の違いが合成波形に与える影響を検討している³⁾。そして、要素地震の選択によって合成波の応答スペクトルの形状に違いが生じることが示された。しかし、定量的な

評価を行うには至っておらず、また、影響も応答スペクトルに着目した比較である。近年、動的解析を利用した耐震性能評価が設計に導入されつつある⁴⁾ことを考えると、時刻歴波形の際に着目した検討を行っていく必要がある。

そこで、本研究では図-1に示すように、要素地震の波形の差異がどの程度のときに、大地震の予測波形にどの程度の差異が生じるのかを明らかにすることを目的とする。この検証によって、強震動予測結果におけるばらつき程度の確認ができ、合理的な耐震設計に寄与することができると考えている。

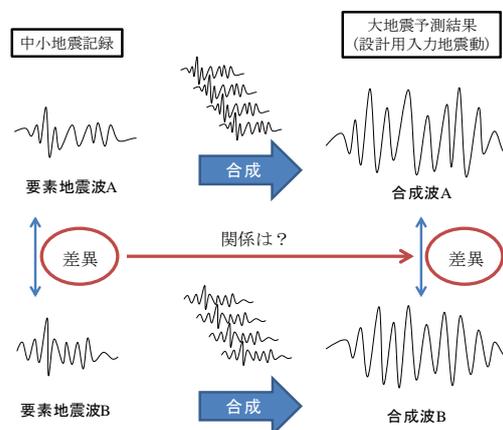


図-1 本研究における検討内容

具体的な検討方法としては、まず、特定の観測点における中小地震記録において、類似条件で生じた地震動のグループを作成し、グループ内の中小地震記録の波形類似度を評価する。次に、震源断層モデルを設定し、中小地震記録を要素地震として経験的グリーン関数法による合成波を作成し、グループ内の合成波の波形類似度を評価する。最後に、合成波における波形類似度と中小地震記録の波形類似度の関係性を評価する。

2. 中小地震記録の時刻歴波形の類似性評価

地震動の時刻歴波形の類似性を評価する指標として、本研究では相互相関係数⁵⁾を用いた。波形記録は、防災科学技術研究所の強震観測ネットワークK-NET⁶⁾の地震記録とし、内陸の活断層による中小地震記録を比較的多く含むK-NET新潟(NIG010)、K-NET飯田(NGN024)、K-NET福井(FKI003)の3つの観測点に着目した。そして、これらの観測点で得られた地震動について、震源位置が近く、かつ発震機構が似ている地震のグループを作成した。グループ作成の基準としては、地震の震源位置については10km四方に入るものとし、発震機構については、防災科学技術研究所の広帯域地震観測ネットワークF-net⁷⁾の発震機構解の画像を元に、似ているものを目視で判断して選択した。

最終的に、K-NET新潟で観測された地震動グループ・新潟(6地震波)、K-NET飯田で観測された地震動グループ・長野1(6地震波)及び地震動グループ・長野2(5地震波)、K-NET福井で観測された地震動グループ・福井(6地震波)の計4グループ23地震波について、波形の類似性を検討した。図-2に観測点と地震動グループの位置関係を、図-3に各グループの地震の詳細な震央位置を示す。また、表-1に各グループの地震のパラメータを示す。

なお、各グループの波形の類似度を示すに当たって、各グループで1つ、基準となる地震(以下、基準地震)を

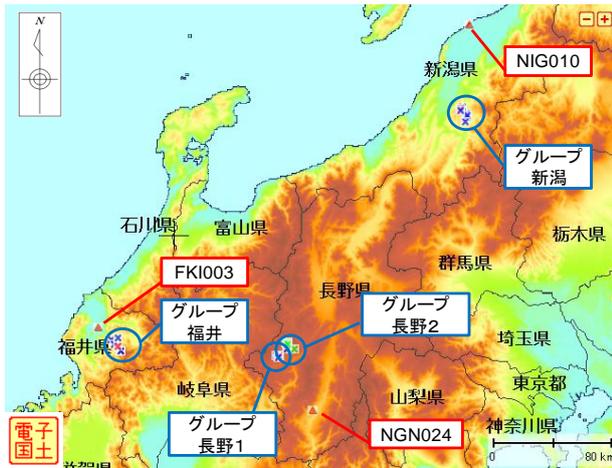


図-2 観測点と地震動グループの位置関係



(a) グループ新潟



(b) グループ長野1



(c) グループ長野2



(d) グループ福井

図-3 各グループの地震の詳細な震央位置

決めることとした。そこで、グループ新潟はNo.248、長野グループ1はNo.15、長野グループ2はNo.12、グループ福井はNo.11を基準地震とした。基準地震の選定方法については、類似性評価を行いやすくするため、グループ内の波形を見比べて、非常に波形が似ているペアの地震が多く存在するものを基準地震としている。

類似性評価では、加速度波形を、土構造物の被害に大きく影響を及ぼすとされる振動数領域⁸⁾(0.5~2Hz)の帯域通過フィルタに通した上で積分した速度波形を用いた。加速度波形を速度波形に変換した理由は、加速度波形では波の数が多すぎて波形の比較を行うのが困難なためである。

図-4に、例としてグループ新潟での波形の比較及び基準地震との相互相関係数Rを示す。ただし、比較する2つの地震波の振幅が大きく異なり、視覚的に波形比較が

行いにくいケースについては、振幅が小さい方の地震波の振幅に、必要に応じて倍率を乗じた上で比較している。なお、相互相関係数の計算範囲については、S波開始から20秒間とした。また、簡単のため、地震波の東西方向成分のみについて検討している。

グループ新潟における地震波No.248との比較を見ると、No.247では相互相関係数0.89と高い相関を示す(波形が似ている)のに対し、No.245では相互相関係数0.27と低い相関を示す(波形が似ていない)ことがわかる。

波形の類似度は、基準地震とのパラメータの差異の程度と関係がある可能性が高い。つまり、例えば基準地震との震源間距離が小さければ波形が似ており、震源間距離が大きければ波形が似ていないという傾向があると考えられる。そこで図-5に、各グループにおける基準地震との震源間距離と相互相関係数の関係を示す。

表-1 各グループの地震のパラメータ

(a) グループ新潟

波形No.	地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ	震源距離	マグニチュード	走向	傾斜	すべり角	発震機構
242	2005/01/18/21:50	37.37	138.99	8km	60km	M4.7	30°	49°	81°	
244	2004/11/09/04:16	37.35	139	0km	62km	M5.0	16°	44°	75°	
245	2004/11/06/02:53	37.36	139	0km	61km	M5.1	31°	65°	96°	
246	2004/12/28/18:30	37.32	138.98	8km	67km	M5.0	22°	43°	77°	
247	2004/12/25/10:23	37.41	138.96	11km	58km	M4.4	80°	50°	153°	
248	2004/12/23/21:03	37.4	138.95	11km	59km	M4.5	63°	48°	137°	

(b) グループ長野1

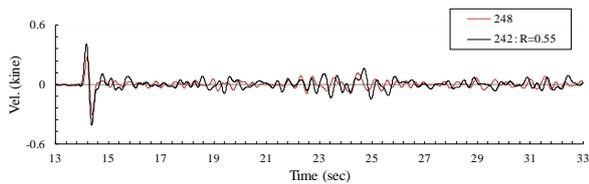
波形No.	地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ	震源距離	マグニチュード	走向	傾斜	滑り角	発震機構
9	2001/11/09/12:14	35.91	137.65	8km	47km	M3.9	177°	37°	80°	
15	2003/05/18/03:23	35.87	137.59	7km	45km	M4.5	240°	65°	129°	
16	2002/12/04/08:09	35.87	137.59	8km	45km	M4.2	228°	46°	129°	
17	2000/01/07/19:35	35.87	137.58	9km	46km	M3.6	205°	30°	100°	
18	2003/07/18/08:57	35.86	137.58	7km	45km	M3.9	195°	40°	115°	
19	2005/01/02/01:30	35.87	137.57	6km	45km	M4.2	196°	38°	87°	

(c) グループ長野2

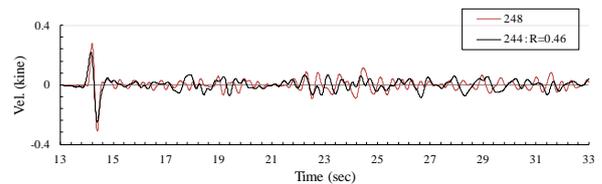
波形No.	地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ	震源距離	マグニチュード	走向	傾斜	滑り角	発震機構
7	2008/06/13/11:21	35.91	137.7	13km	47km	M4.7	355°	85°	0°	
8	2009/10/16/18:50	35.95	137.65	9km	51km	M3.5	338°	68°	23°	
12	2009/10/12/16:10	35.95	137.65	9km	51km	M3.7	334°	69°	8°	
13	2009/10/24/21:53	35.95	137.64	9km	51km	M3.9	328°	76°	1°	
33	2009/10/06/07:49	35.94	137.65	8km	50km	M3.9	335°	78°	0°	

(d) グループ福井

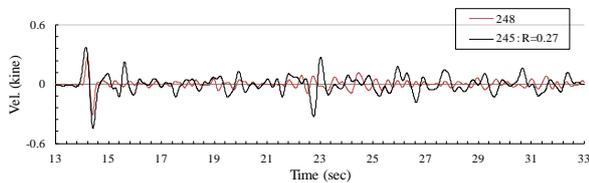
波形No.	地震発生時刻	震央北緯	震央東経	震源深さ	震源距離	マグニチュード	走向	傾斜	すべり角	発震機構
2	1998/04/12/00:18	35.97	136.33	10km	26km	M3.5	326°	30°	-23°	
11	2004/10/05/08:33	35.93	136.38	12km	22km	M4.8	327°	83°	3°	
17	2008/08/31/14:33	35.98	136.38	7km	17km	M3.8	327°	86°	-2°	
20	2011/11/17/19:09	35.9	136.4	10km	24km	M3.9	345°	47°	4°	
21	2011/11/18/03:58	35.9	136.4	10km	24km	M4.8	342°	82°	15°	
22	2007/12/21/16:01	35.94	136.35	7km	22km	M4.5	349°	88°	1°	



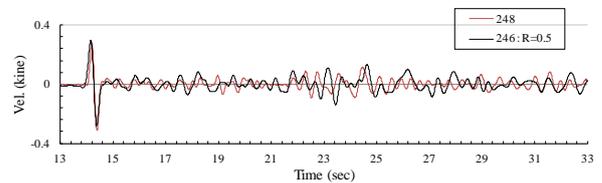
(a) 地震波 No.242



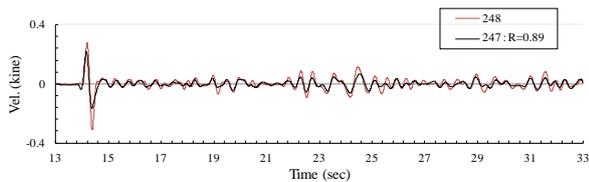
(b) 地震波 No.244



(c) 地震波 No.245



(d) 地震波 No.246



(e) 地震波 No.247

図-4 グループ新潟での波形の比較及び基準地震との相互相関係数R

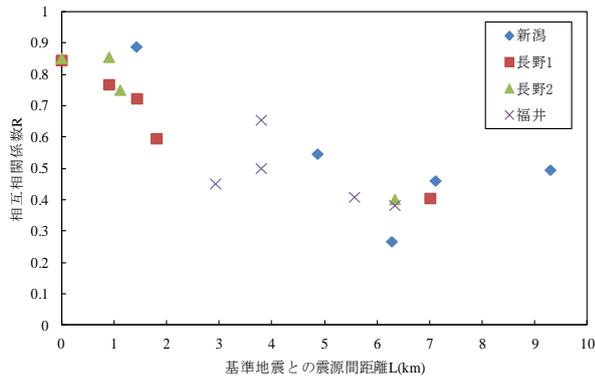


図-5 基準地震との震源間距離と相互相関係数の関係

ばらつきは見られるものの、全般的に、基準地震との震源間距離が大きくなるほど、相互相関係数が小さくなる傾向が見られた。なお、この原因の一つとして、基準地震との震源間距離が大きくなると、震源がほぼ同一地点であると見なせなくなる影響が考えられる。すなわち、震源から観測点に至るまでの地下構造の影響(伝播経路特性)も同じと見なせなくなり、それが波形の差異として表れたということが考えられる。

相互相関係数0.7以上の高い相関を示すものについては、すべて震源間距離が2km以内である。一方、震源間距離が6kmより長くなると、すべて相互相関係数が0.6を下回っている。このことから、波形の類似性評価において震源位置が同じと見なせる範囲はかなり限られることがわかる。なお、実際には震源と観測点の間の距離も考慮した議論を行うのが望ましいと考えられるが、それは今後の検討課題とする。

波形の類似度を左右する地震のパラメータとしてもう一つ考えられるのが、発震機構(震源メカニズム)である。つまり、基準地震との発震機構の差異が小さければ波形が似ており、発震機構の差異が大きければ波形が似ていないという傾向があると考えられる。

それを検証するためには、発震機構の差異について定量的に評価する必要がある。そこで、地震がどのようなメカニズムで生じたか、つまり断層がどのように動いたかを示す値として、走向 ϕ (°)、傾斜 δ (°)、すべり角 λ (°)がある。そして、東西方向にx軸(東が正)、南北方向にy軸(北が正)、上下方向にz軸(下が正)をとると、すべりの方向を表す単位ベクトル(x, y, z)は式(1)~(3)で表すことができる。

$$x = \cos \lambda \cdot \sin \phi - \sin \lambda \cdot \cos \delta \cdot \cos \phi \quad (1)$$

$$y = \cos \lambda \cdot \cos \phi - \sin \lambda \cdot \cos \delta \cdot \sin \phi \quad (2)$$

$$z = \sin \lambda \cdot \sin \delta \quad (3)$$

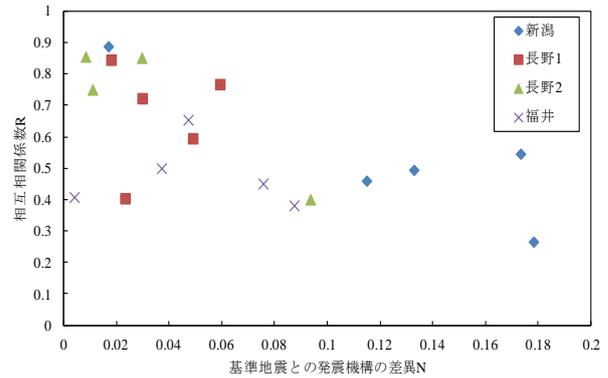


図-6 基準地震との発震機構の差異と相互相関係数の関係

そして、2つの地震記録における発震機構の差異は、2つのベクトル(Ax, Ay, Az)と(Bx, By, Bz)のなす角で評価することができると考えられる。すなわち、2つのベクトルのなす角が大きければ、2つのベクトルの方向の差異が大きいということを意味する。そこで、2つのベクトルの内積 $A \cdot B = Ax Bx + Ay By + Az Bz$ を求める。2つのベクトルのなす角が0°の場合に内積が1となり、なす角が90°の場合に内積は0となる。よって、内積が大きくなるほど発震機構の差異が小さいということになる。本研究では便宜上、2つの単位ベクトルにおける内積の最大値1から、2つのベクトルの内積を引いた値を発震機構の差異Nと定義する。つまり、2つのベクトルのなす角が0°の場合にN=0となり、なす角が90°の場合にN=1となる。よって、Nが大きくなるほど発震機構の差異が大きくなるということになる。

図-6に、各グループにおける基準地震との発震機構の差異Nと相互相関係数Rの関係を示す。ばらつきは大きいですが、全般的に、基準地震との発震機構の差異が大きくなるほど、相互相関係数が小さくなる傾向が見られた。なお、この原因の一つとして、基準地震との発震機構の差異が大きくなると、断層が地震波を放出する方向性などが変わるため、その分だけ波形の類似度が下がったと考えられる。また、ばらつきが大きいことから、発震機構の差異は波形類似度に対して支配的にはならず、波形類似度は震源間距離などの他の要因への依存度が大きいと考えられる。

本章の最後として、地震のパラメータの差異の程度から、波形の類似度、つまり相互相関係数を推定する手法を提案する。上記の通り、地震動の波形の類似度は、震源間距離と発震機構の差異の両方に依存している。そこで、その両方を考慮した、基準地震とのパラメータの差異の指標Mを、式(4)で定義する。また、図-7に、Mと相互相関係数Rの関係を示す。

$$M = 5 \frac{L}{L} + \frac{N}{N} \quad (4)$$

式(4)において、 L は基準地震との震源間距離、 N は前節で定義した基準地震との発震機構の差異を表す値である。また、 \bar{L} 、 \bar{N} は無次元化するための定数であり、それぞれ、相互相関係数が0.7となる時のおおよそ L 、 N の値として、本検討では、それぞれ2km、0.03と設定した。相互相関係数0.7という値の意味は、目視で波形が似ていると判断できるときの相互相関係数のおおよその下限値である。なお、 L の係数5に関しては、 R と M の相関が最も良くなるように設定した。

図-7においては、2つの値の関係を示す曲線をフリーハンドで引いたものを追記している。検証した地震記録の数が少ないため、暫定的な図表ではあるが、この図表によって、2つの地震記録に対して、震源間距離と発震機構の差異の値を求めれば、それらの波形の類似度を推定することができると考えられる。また、この図表を用いることで、例えば波形が類似した地震の検出を合理的に行うことなどが期待できる。つまり、波形が類似した地震を見つけたいとき、 M の値が3以下などの基準を設けて地震記録を集めれば、類似波形の地震ペアが見つかる可能性が高いと言える。今後、更に多様な観測点における多くの地震記録の検証を行うことによって、この提案図表の精度を向上させれば、より実用性が高くなると考えられる。

3. 要素地震の選択による合成波形の差異

経験的グリーン関数法による波形合成を行うにあたっては、震源断層モデルの設定が必要である。経験的グリーン関数法は、ほとんどの場合、特定の地域での大地震をシミュレーションするために用いられるため、震源断層モデルの設定についても、その特定の地域における活断層調査などの情報を頼りにパラメータを設定する。

しかし本研究の目的は、特定の地域での大地震をシミュレーションすることではなく、強震動予測における精

度を評価することである。よって、ある特定の地域に限った議論ではなく、より一般性を持った議論を行うことが好ましい。

そこで、設定する断層パラメータのうち、マグニチュードについては、あらかじめ震源断層を特定することが困難な地震、つまり全国のどの地点においても起こりうる地震の最大規模であるとされる $M6.5^9$ と設定する。

震源断層の位置については、各グループの基準地震の震央が、断層の上北端の地上投影点と重なるように設定した。図-8、図-9にそれぞれ震源断層の断面図、平面図を示す。また、表-2にこのマグニチュードを元に、入倉・三宅(2001)¹⁰や片岡他(2003)¹¹の資料を参考に設定した震源断層のパラメータを示す。

波形合成計算は、香川¹²のプログラムを用いて行った。例として、要素地震波として、グループ新潟の地震動波形を用いた場合の合成結果を図-10に示す。また、図-11に、例としてグループ新潟の合成波の波形の比較及び基準地震との相互相関係数 R を示す。ただし、第3章での検証と同様に、必要に応じて振幅が小さい方の地震波の振幅に倍率を乗じた上で比較している。また、相互相関係数の計算範囲については、S波開始から20秒間とした。

要素地震波における基準地震との波形類似度と、合成波における基準地震との波形類似度を比較した結果を図-12に示す。グループ新潟、グループ長野1及びグループ福井については、要素地震波よりも合成波の相互相関係数が大きくなっている。しかし、グループ長野2に関しては、逆にすべての地震記録において、要素地震波よりも、合成波の相互相関係数が小さくなっている。

そこで、図-13に、要素地震波におけるピーク振動数と、波形合成を行ったことによる相互相関係数の変化量(合成波の相互相関係数から要素地震波の相互相関係数を引いた値)の関係を示す。ピーク振動数2.3Hz付近を境に、合成波の相互相関係数の値が大きくなるか小さくなるかが異なっていることがわかる。

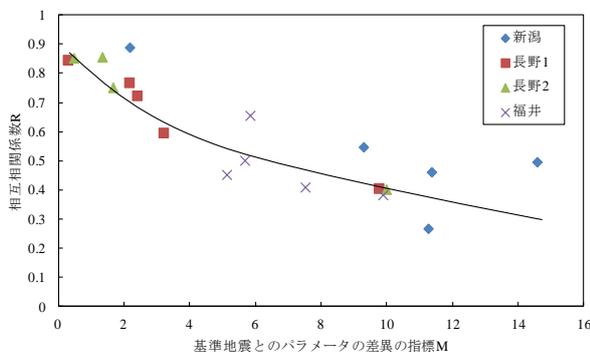


図-7 基準地震とのパラメータの差異と相互相関係数の関係

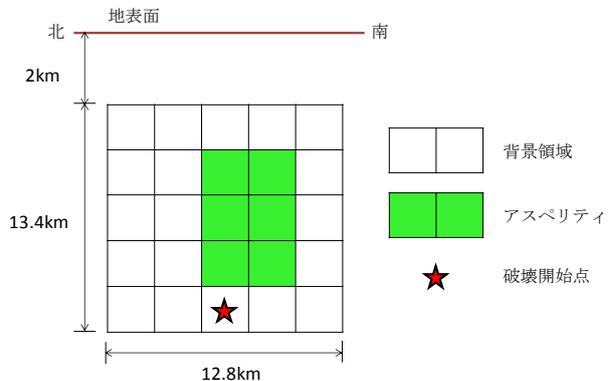
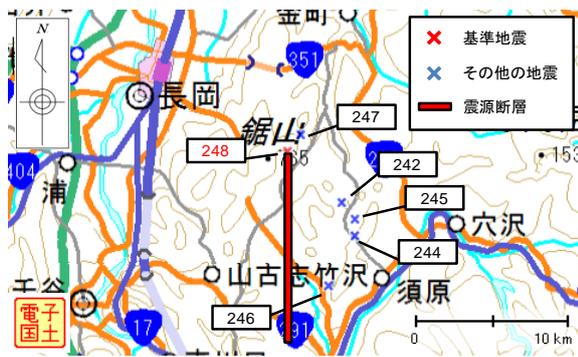


図-8 震源断層の断面図



(a) グループ新潟



(b) グループ長野 1



(c) グループ長野 2

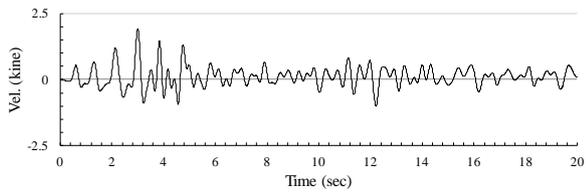


(d) グループ福井

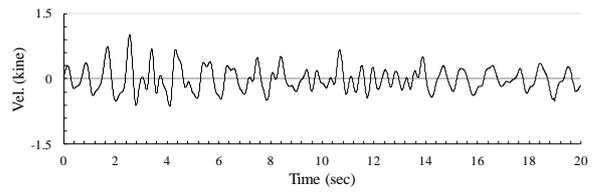
図-9 各グループの震源断層の平面図

表-2 設定した震源断層パラメータ

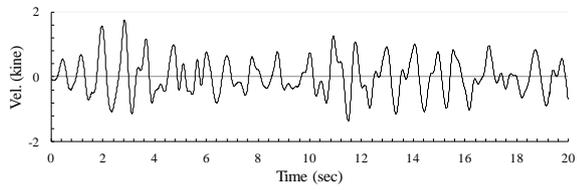
震源断層パラメータ		入力値	設定方法	
巨視的断層パラメータ	気象庁マグニチュード	6.5	前提条件	
	地震モーメント	2.1×10^{25} dyne-cm	$\log Mo = 1.17Mj + 17.72$ (入倉・三宅2001)	
	断層面積	170.5 km^2	$S = 2.23 \times 10^{-15} \times Mo^{2/3}$ (入倉・三宅2001)	
	断層長さ(走向方向)	13.4km	$S = WL, W = 0.955L$ (入倉・三宅2001)	
	断層幅(傾斜方向)	12.8km	$S = WL, W = 0.955L$ (入倉・三宅2001)	
	走向	0°	簡単のため	
	傾斜	90°	簡単のため	
	断層上端深さ	2km	(入倉・三宅2001)	
微視的断層パラメータ	分割数(長さ×幅×滑り量)	$5 \times 5 \times 5$	小地震と大地震の地震モーメントの比に基づいて設定 (入倉・三宅2001) (M4.8の小地震の場合)	
	アスペリティの個数	1	(入倉・三宅2001)	
	アスペリティ	地震モーメント	9.3×10^{24} dyne-cm	$Moa = 0.44Mo$ (入倉・三宅2001)
		面積	41.2 km^2	$Sa = 5 \times 10^{-16} \times Mo^{2/3}$ (入倉・三宅2001) に近い値を小断層寸法に合わせて設定
		長さ	5.4km	小断層長さ×2
		幅	7.7km	小断層幅×3
領域背景	地震モーメント	1.2×10^{25} dyne-cm	$Mo - Moa$	
	面積	129.3 km^2	幾何学的計算	
その他の断層パラメータ	破壊開始点位置	断層下端中央	(入倉・三宅2001)	
	破壊伝播方向	開始点から放射状	(入倉・三宅2001)	
	せん断波速度	3.4km/sec	(片岡、他2003)	
	破壊伝播速度	2.7km/sec	(片岡、他2003)	
	ライズタイム	0.7sec	$\tau = Wa/4Vr$ (片岡、他2003)	



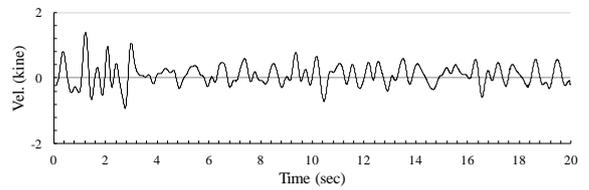
(a) 地震波 No.242



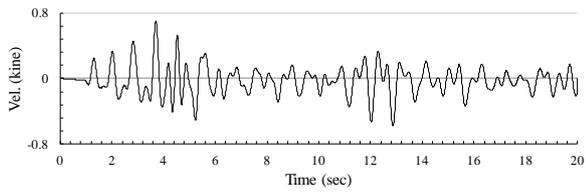
(b) 地震波 No.244



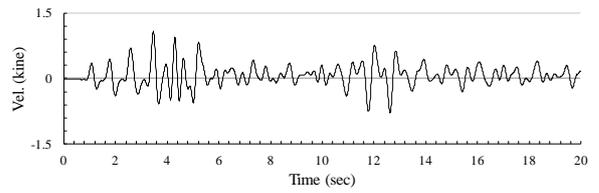
(c) 地震波 No.245



(d) 地震波 No.246

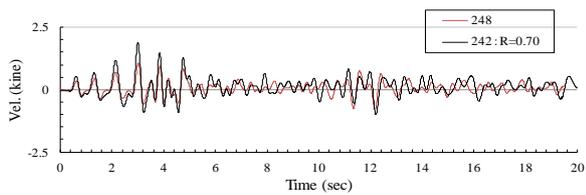


(e) 地震波 No.247

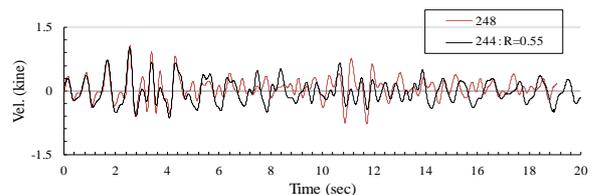


(f) 地震波 No.248

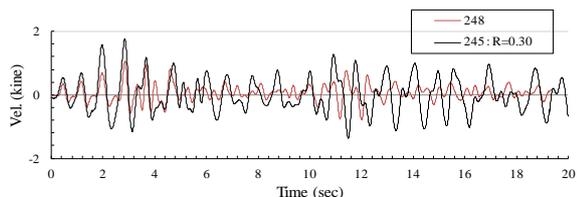
図-10 グループ新潟の中小地震記録を用いた地震波の合成結果



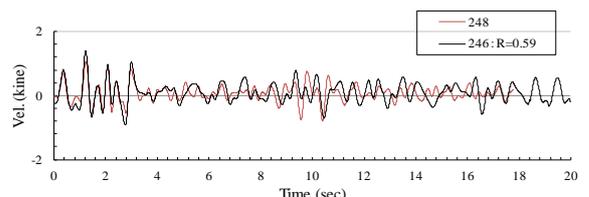
(a) 地震波 No.242



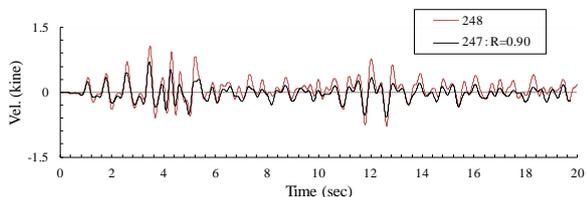
(b) 地震波 No.244



(c) 地震波 No.245

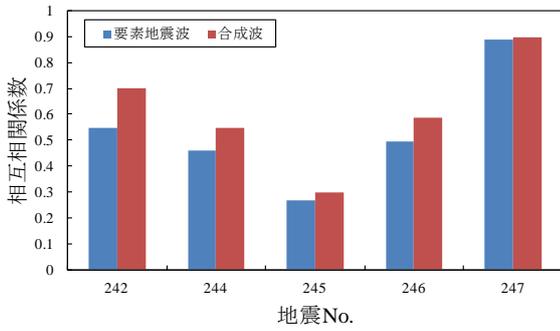


(d) 地震波 No.246

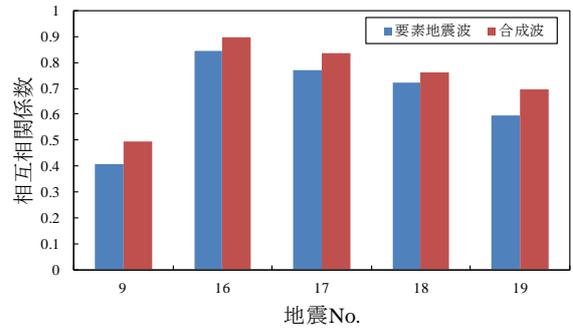


(e) 地震波 No.247

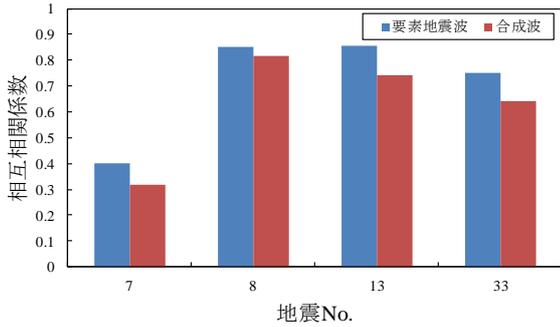
図-11 グループ新潟における合成波の波形比較及び基準地震との相互相関係数



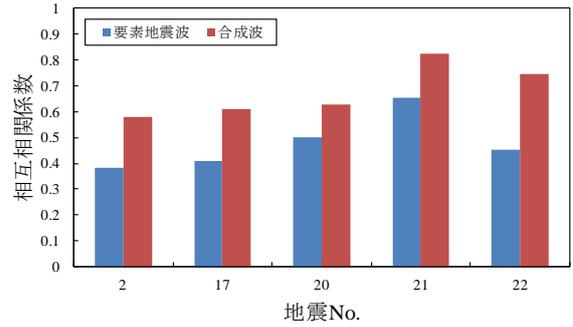
(a) グループ新潟



(b) グループ長野 1



(c) グループ長野 2



(d) グループ福井

図-12 要素地震波と合成波における相互相関係数の比較

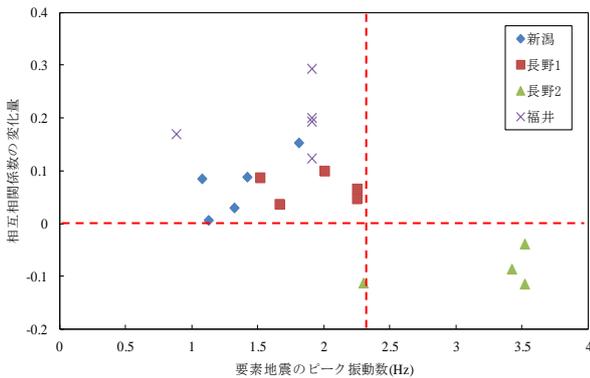


図-13 要素地震のピーク振動数と相互相関係数の変化量の関係

つまり、要素地震が低周波の場合には、波形合成によって基準地震との波形類似度が上がるが、高周波の場合には、波形合成によって基準地震との波形類似度が下がるという傾向が見られている。

4. 合成波の波形類似度の評価手法

図-14に、要素地震波における波形の差異と合成波における波形の差異の関係をまとめて示す。また、図-14には、今回の検討結果をふまえてフリーハンドで提案する線を引いている。ただし、ばらつきが大きいので、幅のある線であり、上端は今回のケースにおいて要素地震

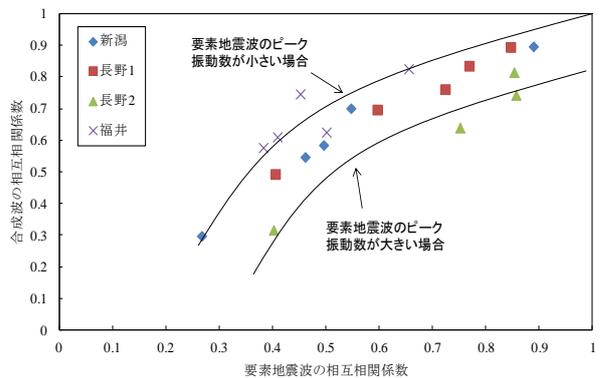


図-14 要素地震波の相互相関係数と合成波の相互相関係数の関係

波のピーク振動数が0.23Hz以下の場合、下端は要素地震波のピーク振動数が0.23Hz以上の場合に相当する。ただし、想定した断層パラメータ等が少ないため、0.23Hzという数値に一般性があるかどうかは定かではない。今後、より多くのケーススタディを行うと同時に、相互相関係数が変動するメカニズムについて検討を行っていく必要がある。

図-14は、次のように用いることができる。例えば、ある地点に対して設計用の入力地震動を設定する場合、それまでに観測された中小地震記録を要素地震波として選択する。ここで、地震動設定後に特性が異なる中小地震記録が観測された場合、設計用入力地震動を見直す必要があるかどうかの判断材料となる。

また、特性の異なる中小地震記録が複数ある場合、設計用入力地震動も複数考慮する必要があることも考えられる。この様な時に、中小地震記録の波形の相互相関係数を求めることで、合成結果における相互相関係数、つまり波形の差異の程度をおおよそ見積もることができ、設計用入力地震動を合理的に設定することができる。

なお、本研究の結果より、経験的グリーン関数法による波形合成を行う際に、用いる要素地震波の候補において高振動数成分が卓越する場合には、例えそれらの波形の差異が小さくても、合成波においては波形の差異が大きくなる恐れがあるといえる。従って、要素地震の選択はより慎重に行う必要があると言える。

参考文献

- 1) 例え、野津厚：シナリオ地震に対する強振動予測、港湾空港技術研究所講演会講演集，pp.41-62，2003.
- 2) 例え、Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, 151-156, 1986.
- 3) 独立行政法人原子力安全基盤機構：原子力施設等の耐震性評価技術に関する試験及び調査・地震動に関する支配要因調査に係る報告書，平成 19 年 7 月。
- 4) 日本港湾協会：港湾の施設の技術上の基準・同解説，2007.
- 5) 例え、日野幹雄：スペクトル解析，pp.52-53，朝倉書店，1977 年 10 月。
- 6) 防災科学技術研究所 強震観測網 K-NET (<http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/>)
- 7) 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/top.php?LANG=ja>)
- 8) 野津厚・井合進・一井康二・沼田淳紀：ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の振動数成分，レベル 2 地震に対する土構造物の耐震設計シンポジウム発表論文集，地盤工学会，pp.311-318，2000.
- 9) 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博：日本列島と周辺海域の地震体構造区分，地震，第 2 輯，第 55 巻，pp.389-406，2003.
- 10) 入倉孝次郎・三宅弘恵：シナリオ地震の強震動予測，地学雑誌，Vol.110，No.6，pp.894-875，2001.
- 11) 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一：想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究，国土技術政策総合研究所研究報告 No.15，2003.
- 12) 香川敬生：web 講座 断層破壊を考慮した強震動予測の基礎とその方法，(http://www.engineering-eye.com/rpt/w013_kagawa/download.html)

(2012.?.? 受付)

THE DIFFERENCES IN THE ESTIMATED STRONG MOTION WAVEFORMS DUE TO THE DIFFERENCES IN THE WAVEFORMS OF SMALL MOTIONS

Koji ICHII, Yuki MORI and Mitsunori KADOTA

The empirical green's function method is one of the methods of estimation of strong ground motion. This method is often used to estimate the waveform of anticipated strong earthquake using a weak earthquake motion observed at the site. However, when there are two or more candidates of observed weak motions, there is no method to evaluate the possible difference which appears in the estimated waveforms by the selection of the weak motions.

In this study, earthquakes which occurred in a similar condition are chosen. And with the simulation of the strong motions by the empirical green's function method using the weak motions, it is investigated that relationship between weak motion and strong motion of the similarity in the waveforms.

As a result, it turned out that variation of the simulated waveforms of strong motion is related to the peak frequencies of the weak motion used in the simulation.