

強震動予測手法に関するベンチマークテスト：理論的手法の場合（その1）

BENCHMARK TESTS FOR STRONG GROUND MOTION PREDICTION METHODS: CASE FOR THEORETICAL METHODS (PART 1)

久田嘉章 — *1 永野正行 — *2
野津 厚 — *3 宮腰 研 — *4

Yoshiaki HISADA Masayuki NAGANO
Atsushi NOZU Ken MIYAKOSHI

キーワード：
強震動予測手法、ベンチマークテスト、理論的手法、波数積分法、離散化波数法、薄層法

Keywords:
Strong Ground Motion Prediction, Benchmark Test, Theoretical Methods
Wave-number Integration Method, Discrete Wave-number Method
Thin Layer method

We conducted a benchmark test for the strong motion simulation methods using various theoretical methods (the wavenumber integration method, the discrete wavenumber method, and the thin layer method). All the results generally show good agreements, but the results for damping media show large discrepancies, especially in the later phases at very far stations. This is because the most methods used the quality factors of the complex parts of the medium velocities, whereas one method used the factors not only in the complex parts, but also in the real parts, in order to satisfy the causality condition in the waveforms.

1. はじめに

近年、強震動予測手法はレシピ¹⁾や強震波形の作成法²⁾として体系化されつつあり、工学分野においても入力地震動の策定などに応用されている。一方、同じ震源と観測点を対象としても、用いた計算手法やモデルにより得られた結果には大きな差異が生じる場合が報告されている³⁾。このような背景より、著者らは強震動研究分野の第一線で活躍する研究者・実務者の参加を募り、2009年度より3年計画で同じ条件下で様々な手法・計算コードの結果の相互比較を行い、その適用範囲やばらつきを検討するベンチマークテストを実施している。本テストでは、強震動予測における代表的な手法である、理論的手法（平行成層地盤における広帯域のかつ高精度の強震動計算が可能）、統計的グリーン関数法（短周期強震動の計算に有効）、数値解析手法（不整形地盤を対象とした長周期地震動の計算に有効）の3手法を対象とし、2009年度では単純な一様地盤と2層の平行成層地盤を用いて実施した。本報告では、その中で理論的手法による実施結果で得られた知見を取りまとめたものである。

2. 理論的手法による強震動計算のベンチマークテスト

2.1 理論的手法による2009年度ベンチマークテスト

2009年度のテストで用いる震源・地盤モデルは、数値解析手法を対象とした先行研究^{4),5)}を踏襲したモデルとした。表1は地盤モデルの物性値を、表2と表3には点震源によるステップ1と面震源によるステップ2におけるモデルの一覧を示す。地盤モデルは、表層と基盤から成る2層の半無限成層地盤モデルを基本としたが、ステップ1では基盤層のみの半無限一様地盤モデルも用いた。地盤減衰（Q値）は振動数fに比例する値とした。表2のステップ1では、減衰の有無、震源深さが2kmと20km、の組み合わせでT11からT14

までの4種のモデルを設定した。対象振動数は0-20 Hz、観測点は震央距離を2 kmから100 kmの6点である。一方、表3のステップ2では、震源は横ずれ断層（T21）と逆断層（T22）を対象とし、対象振動数は0-5 Hz、観測点の震央距離を-100 kmから+100 kmの12点とした。

表1 地盤の物性値（半無限一様地盤の場合、基盤のみ使用）

地盤層	層厚 D(m)	P波速度	S波速度	密度 ρ (kg/m ³)	Q 値**	
		V _p (m/s)	V _s (m/s)		Q _s	Q _p
表層*	1,000	4,000	2,000	2,600	40f	40f
基盤	∞	6,000	3,464	2,700	70f	70f

注*：一様地盤の場合は基盤を半無限体、注**：fは振動数（Hz）

表2 ベンチマークテスト・ステップ1（締切:2009/9/30）

モデル名	T11	T12	T13	T14
地盤	一様地盤	2層地盤		
減衰(Q値)	なし		あり	なし
点震源	深さ2 km			深さ20 km
振動数	0~20 Hz			
出力点	+002, +006, +010, +030, +050, +100 km (計6点)			
参考モデル (震源・地盤)	UHS. 1 ⁴⁾ UHS. 2 ⁴⁾	LOH. 1 ⁴⁾	LOH. 3 ⁵⁾	LOH. 1 ⁴⁾ (地盤のみ)

表3 ベンチマークテスト・ステップ2（締切:2009/12/11）

モデル名	T21	T22
地盤	2層地盤	
減衰(Q値)	なし	
震源	横ずれ断層	逆断層
振動数	0~5 Hz	
出力点	±002, ±006, ±010, ±030, ±050, ±100 km (計12点)	
参考モデル	LOH. 2 ⁴⁾	LOH. 4 ⁵⁾

*1 工学院大学建築学科 教授
(163-8677 東京都新宿区西新宿 1-24-2)

*2 東京理科大学 理工学部 建築学科 教授

*3 (独) 港湾空港技術研究所

*4 (財) 地域地盤環境研究所

*1 Kogakuin University, Department of Architecture

*2 Tokyo University of Science

*3 The Port and Airport Research Institute

*4 Geo-Research Institute

ステップ1の震源と観測点、および座標系を図1に示す。震源は座標原点の直下の深さ2 km (T11~T13) と20 km (T14) に位置し、モーメント・テンソル成分が M_{xy} ($=M_{yx}$) のダブルカップル震源である。断層パラメータは、strike=0°、dip=90°、rake=0°、地震モーメントは $M_0=10^{18}$ Nm とした。震源のモーメントレイト関数(モーメント関数の時間微分)は(1)式の指数関数とする。

$$\dot{M}(t) = M_0 \cdot \frac{t}{T^2} \cdot e^{-\frac{t}{T}}, \quad T=0.1(s) \quad \dots(1)$$

ここで、 t は時刻(s)、 e は自然対数の底である。 T は震源の継続時間を規定する定数で、文献⁴⁾と同じ $T=0.1(s)$ を用いる。ちなみに(1)式のフーリエ変換は次式となる。

$$\dot{M}(\omega) = \frac{M_0}{(1-i\omega T)^2} \quad \dots(2)$$

図2は、モーメントで基準化したモーメント関数とモーメントレイト関数(左図)、およびモーメント関数の2回微分(右図)である。 $T=0.1(s)$ では、すべりの継続時間は0.5秒程度と非常に短く、2回微分の波形(遠方での速度波形に対応)は、発震時(時刻0)で振幅0から開始していない。一方、図3にはモーメントレイト関数のフーリエスペクトルを示す。比較のために $T=0.1(s)$ の他、0.2(s)と0.5(s)の値も表示している。 $T=0.1$ の場合、1 Hz までほぼ平坦なスペクトルとなっている。

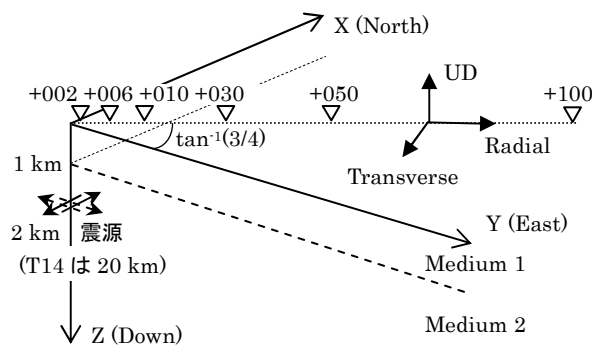


図1 ステップ1の点震源モデルと観測点

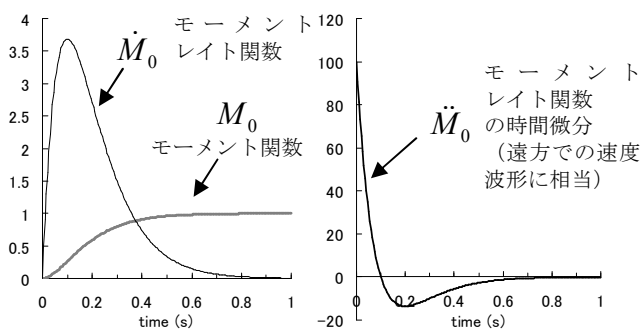


図2 M_0 で基準化した震源モーメントの諸関数 ($T=0.1$ s)

観測点は図1と表2に示すように、Y 軸から反時計回りに角度 $36.87^\circ = \tan^{-1}(3/4)$ の軸上に、原点から震央距離が2, 6, 10, 30, 50 100 km の計6点とする。一例として、10 km の点の座標値は(X, Y, Z)=

(6, 8, 0) (km) である(+010 と表記)。提出波形は、図1に示す Radial, Transverse, UD の3成分を0.01秒刻みとした。

一方、ステップ2の面震源と観測点を図4と図5に示す。鉛直横ずれ断層(T21)の断層パラメータは、上端深さ2 km、断層長さ8 km、断層幅4 km、strike=90°、dip=90°、rake=180°であり、震源(0, 1, 4) km から破壊伝播速度(V_r)=3 km/s で同心円状に伝播する。一方、逆断層(T22)は、断層長さ・断層幅ともに6 km、strike=115°、dip=40°、rake=70°とし、震源(0, 0, 6) km から V_r =3 km/s の一定速度で破壊が伝播する。すべり速度関数は2つのモデルで共通であり、(1)式の M_0 の代わりにすべりを1 m とした指数関数とする。また断層面上の面積分の評価は、連続する破壊伝播を再現できるように積分点になるべく密に置くこととする。一方、観測点は破壊伝播の影響を考慮するため、波形伝播の前方側(+)と後方側(-)に-100 km から+100 km まで計12点とした(表3参照)。提出波形の3成分とサンプリングはステップ1と共通とした(3成分の向きの定義は図4を参照)。

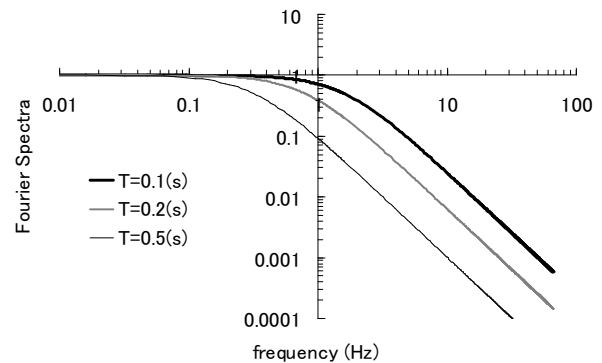


図3 モーメントレイト関数のフーリエ振幅スペクトル

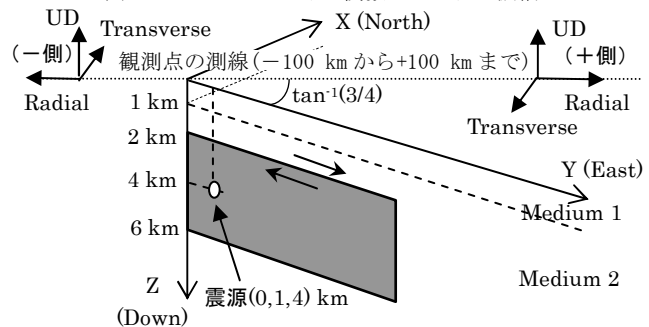


図4 ステップ2の鉛直横ずれ断層モデルと観測点(T21)

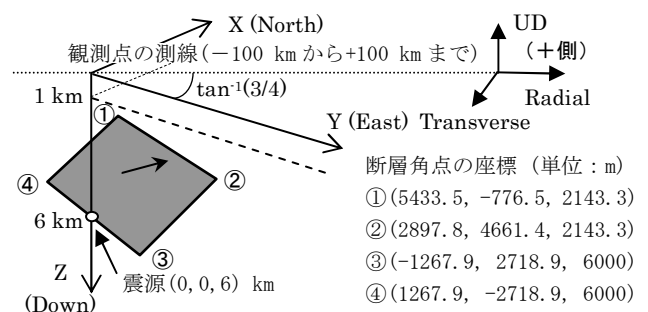


図5 ステップ2の逆断層モデルと観測点 (T22)

2.2 ベンチマークテストの参加者と用いた手法

ベンチマークテストの参加は、ホームページやメーリングリストによる公募を行い、ステップ1は2009年9月に、ステップ2は2009年12月に提出を締め切った。表4にベンチマークテストの参加者や手法の一覧を示す。参加は5チーム（うち2チームは全く同じ手法）であり、使用した手法は波数積分法^{6),7)}、離散化波数法^{8),9)}、薄層法¹⁰⁾であった。波数積分法（久田）と離散化波数法（野津・宮腰）は、地震動を波数積分により厳密に計算する手法であるが、前者では波数積分を通常の数値積分法を用いるのに対し、後者では波数に関するフーリエ変換を用いる⁹⁾。どの手法も地盤の層構造の波動伝播マトリックスとして、高振動数まで数値的に安定したR/Tマトリックス⁶⁾を用いている。一方、薄層法（永野）は水平方向には理論的な波動解を用いるが、鉛直方向にはGalerkin法によるモード解の重ね合わせで解を近似する。モード解を得るため、領域底面を剛とする必要があり、反射波を防ぐためS波20波長分程度のバフ層と粘性境界を置いている¹⁰⁾。

表4 参加者・手法等の一覧（振動数1・2はステップ番号に対応）

No	参加	手法	ソフト	振動数1	振動数2	Q値***
1	久田*	波数積分法	自作 ⁷⁾	0-25 Hz	0~5 Hz	虚数
2	永野	薄層法	自作 ¹⁰⁾	0-25 Hz***	0~5 Hz	虚数
3	野津	離散化波数法	自作 ⁸⁾	0-25 Hz	0~5 Hz	虚数
4	宮腰	離散化波数法	0. Coutant**	0-50 Hz***	0~5 Hz	一定

注*：波数積分法では中川太郎氏（フジタ）も参加したが、久田と同じ手法・ソフトを用いているため、ここでは同一の扱いとした

注**：文献⁹⁾の手法により0. Coutant氏がプログラム開発

注***：T14では、永野氏は0-7 Hz、宮腰氏は0-25 Hz

注****：虚数とは(3)式、一定とは(4)式によりQ値を導入。

減衰（Q値）の導入法は、宮腰以外は(3)式を用いて地盤速度の虚数部に用いている。

$$V^* = V \left(1 - \frac{i}{2Q} \right)^{-1} \approx V \left(1 + \frac{i}{2Q} \right) \quad \cdots (3)$$

ここで、Vは地盤速度（VsまたはVp）、QはQ値（QsまたはQp）である。一方、後で詳述するように(3)式では波形の因果性を満たさないため、Q値が振動数に依存しない一定値という条件下で、宮腰は次式によるQ値導入法を用いた¹¹⁾。

$$V^* = V \left(1 - \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{\omega_{REF}}{\omega} - \frac{i}{2Q} \right)^{-1} \approx V \left(1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{\omega}{\omega_{REF}} + \frac{i}{2Q} \right) \quad \cdots (4)$$

ここで、 ω_{REF} は参照振動数であり、宮腰は1（ $f_{ref} \approx 0.159$ Hz）を用いている。(3)式と比べて(4)式の実数部に指数関数があり、振動数によって地盤速度の値が変化することに注意されたい。

一方、無減衰の地盤を対象に波数積分を実行する際、極や分岐点での発散を避けるために工夫が必要になる。このため永野・宮腰は大きなQ値のよる近似解を用いている（永野はQ=5000、宮腰はQ=9999）。一方、野津はPhinneyの方法により振動数を複素数化している（例えば文献⁶⁾）。但し、離散化波数法と併用した場合、波形の後半に数値誤差（隣接する仮想領域からの回り込み波形）が生じることがある。この場合は非常に長い継続時間の波形を計算し、波形後半を捨てるなどの対応が必要になる。一方、久田は大きなQ値（Q=5000）とPhinneyの方法を併用して用いている。

最後に、ステップ2では断面を小断層に分割し、面積分を行う必要がある。ステップ2では最も高い振動数が5 Hz、破壊伝播速度が3000 m/sであるため、破壊フロントの連続性を確保するためには、波長に相当する600 m（=3000/5）より高密度で積分点（ソース点）を分布させる必要がある。このため、永野は小断層サイズを50×50 m²、野津と宮腰は250×250 m²として、その中心に積分点を配置した。一方、久田は小断層サイズを500×500 m²とし、各小断層に6×6=36点のガウス積分点を配置している。

3. ベンチマークテスト結果の比較検討

3.1 ステップ1（点震源）

波形の比較の際、使用したフィルターは、0~20 Hzは値が1、20~25 Hzは1から線形で0まで減少するローパスフィルターである。一方、各結果の誤差の評価は、最大・最小の振幅値の比較と、次式による波形にRMS(Root Mean Square)を用いた¹²⁾。

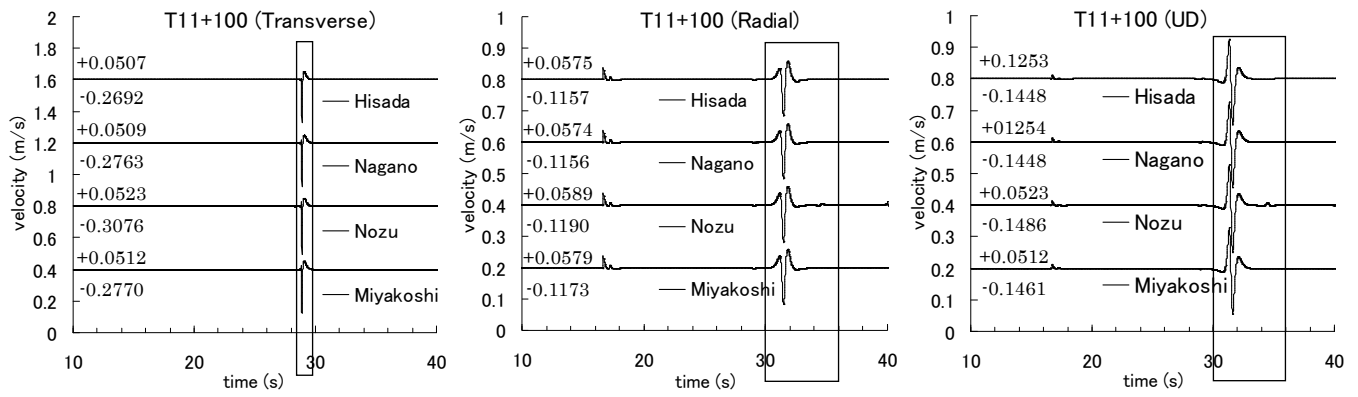
$$RMS = \sqrt{\frac{\sum |S(t) - S_{REF}|^2}{\sum |S_{REF}|^2}} \quad \cdots (4)$$

ここでS(t)は評価対象とする波形、S_{REF}(t)は参照波形である。本研究ではS_{REF}(t)として参加4チームの平均波形とした。

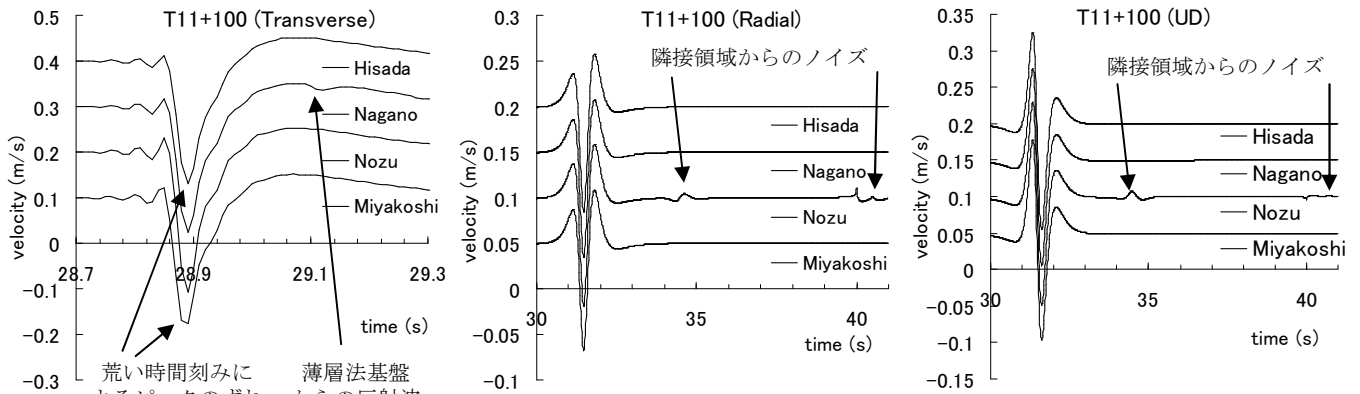
全ての結果は膨大であるため、代表例のみ示す。図6はT11（一様地盤・減衰なし）の震央距離100 kmにおける速度波形3成分の比較である。図6(a)は波形全体であり、図中に最大・最小の振幅値も示しているが、参加4チームの結果は非常に良く一致している。RMSはTransverse成分を除き0.016から0.057、最大・最小振幅の差異も2%以内である。一方、Transverse成分ではRSMが最大で0.111、最大・最小振幅の誤差も9%とやや大きい値となった。これは図2の震源特性により、図6(b)の拡大図に見られるように短時間に急峻なピーク値をもつ波形となり、0.01秒の時間刻みではピーク値やその発生時間にずれが生じてしまったためと考えられる。一方、図6(b)において、矢印で示した永野ではtransverse成分に薄層法の基盤からの反射と思われるノイズが、一方、野津のRadial・UD成分には隣接領域からの回り込み波と考えられるノイズが見られる。但し、ノイズレベルは小さく、現実には地盤に減衰が導入あるため、実用上は殆ど問題にはならないと考えられる。

次に、図7はT12（2層地盤・減衰なし）、図8はT13（2層地盤・減衰あり）による震央距離100 kmにおける速度波形の比較である。参加4チームの結果はT13の宮腰を除き、ほぼ一致している。T12ではRMSが0.021から0.046、振幅誤差が4%以下、T13ではRMSが0.057から0.152、振幅誤差が8%以下である。T13の宮腰は、(4)式の一定Q値を用いているため、他のチームとは異なる結果となる。Q値の導入法の違いにより振幅だけでなく、位相にも差が生じるなど、結果に大きな影響を与える。このため次章で詳細に検討する。

最後に図9はT14（2層地盤・減衰なし・震源深さ20 km）による震央距離100 kmにおける速度波形の比較である。永野は薄層法の制約から7 Hzまでの計算である（他は25 Hzまで計算）。永野以外の結果は非常に良く一致している。RSMは0.062から0.139、最大・最小振幅の誤差は最大で14%である。やや一致度が悪いのはT11と同様に波形が短時間で急峻な立ち上がりを持つ単純な形状をしているためである。



(a) 全体波形 (各波形の左側の数値は最大・最小の振幅値)



(b) 拡大図 (拡大部分は(a)図に示している)

図6 モデルT11による速度波形 (震央距離100 km、1層地盤・減衰無のモデル)

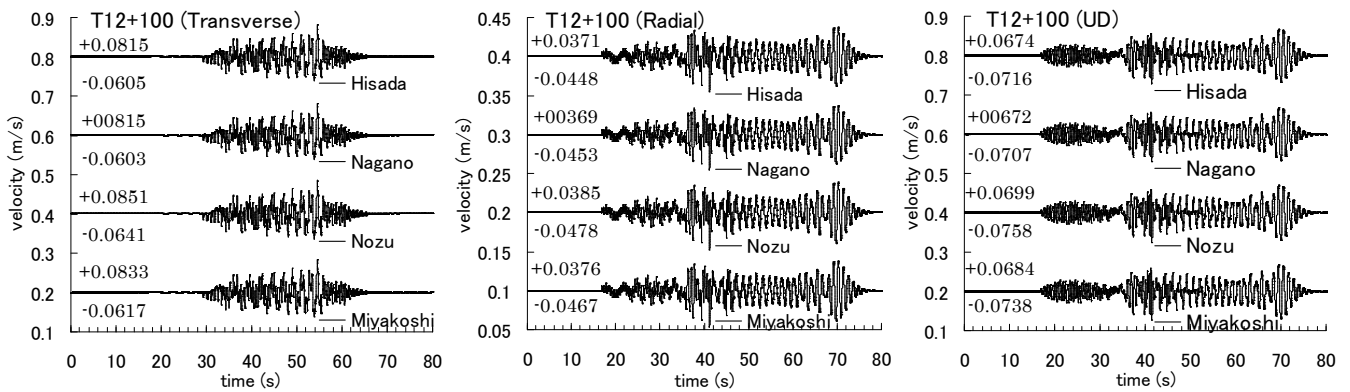


図7 モデルT12による速度波形 (震央距離100 km、2層地盤・減衰無のモデル、各波形の数値は最大・最小振幅値)

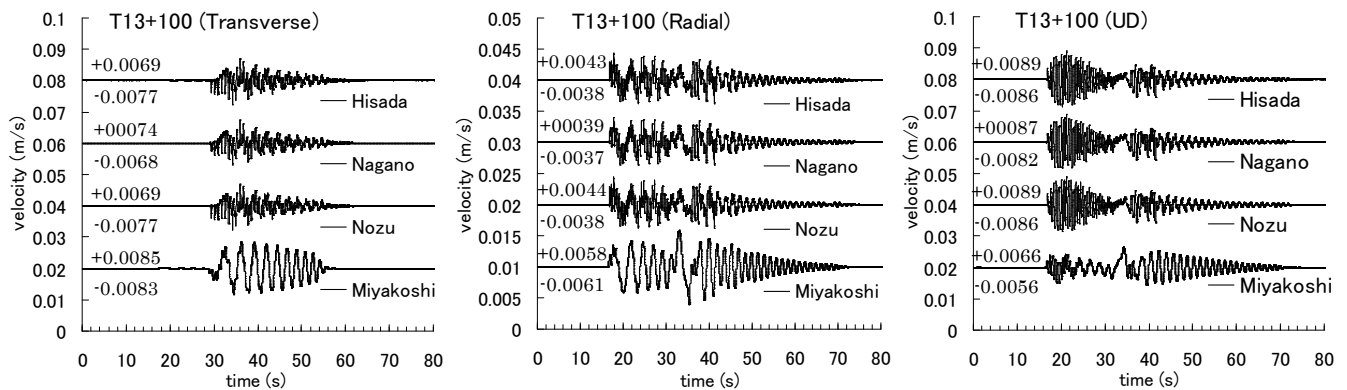


図8 モデルT13による速度波形 (震央距離100 km、2層地盤・減衰有、MiyakoshiのみQ値一定、他は全て振動数依存のQ値で計算)

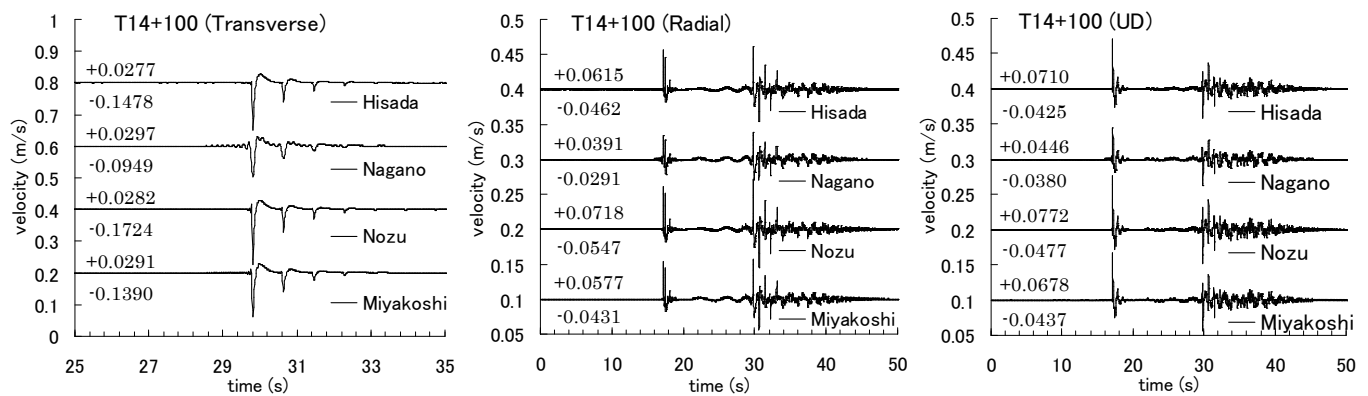


図9 モデルT14による速度波形（震央距離100 km、2層地盤・震源深さ20 km、Naganoのみ7 Hzまで、他は25 Hzまで計算）

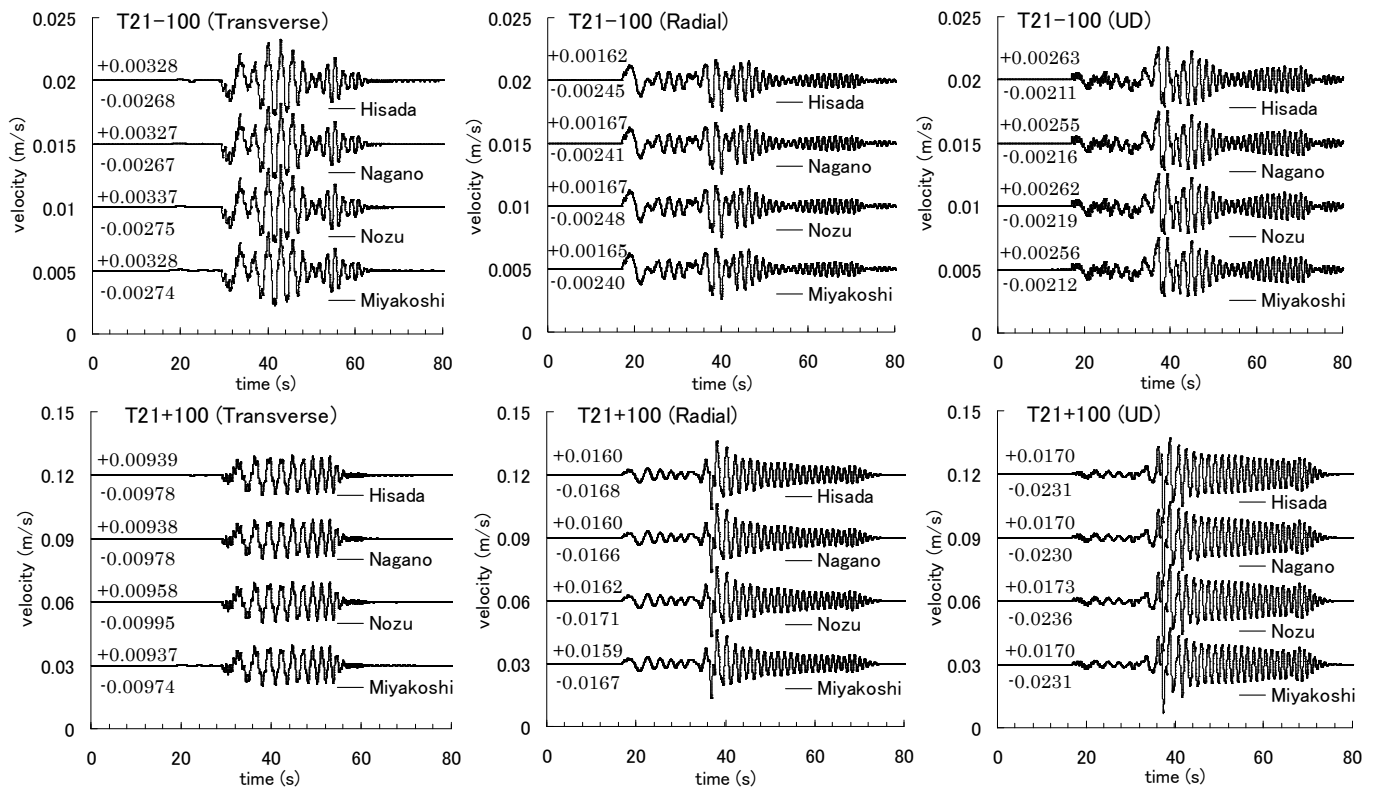


図10 モデルT21による速度波形（震央距離-100 km（上）と+100 km（下））

3.2 ステップ2（面震源）

用いたフィルターは、0～5 Hzは値が1、5～7 Hzは1から0まで減少するローパスフィルターである。T21（横ずれ断層）とT22（同・逆断層）で同様な結果が得られているため、ここではT21の代表的な結果のみ示す。図10は震央距離が-100 km（波形伝播が離れる観測点）と+100 km（波形伝播が近づく観測点）における速度波形の比較である。破壊伝播の指向性により、-100 kmでは継続時間が長く、振幅が小さいのに対し、+100 kmでは継続時間が短く、振幅が非常に大きくなっている。点震源に比べ波形が滑らかになるため、一致度は良好で、RMSは+100 kmで0.008から0.033、振幅誤差は2%以下、-100 kmで0.015から0.035、振幅誤差は2%以下である。-100 kmでやや悪化しているのは、断層破壊が離れる観測点では振幅が小さいため、S/N比も悪くなるためである。

4. 地盤減衰の導入法の違いによる影響

結果に最も影響があった地盤減衰の影響について検討する。減衰に(4)式を用いる場合、地盤速度の実数部に指数関数があるため、振動数によって地盤速度が変化し、表面波だけでなく実体波にも分散性を生じる。図11に参照振動数 f_{REF} を0.1から100 Hzに変化させたときの分散曲線を示す。縦軸は地盤速度を1で基準化した地盤速度である。振動数による速度変化は±5%程度以下であるため、震源近傍での影響は大きくはないが、遠方では無視できないと考えられる。一方、対象とする振動数によって f_{REF} を適切に選択する必要があることが分かる。例えば約0.1 Hzで基準化速度を1にするときは $f_{\text{REF}}=1$ Hz程度に、約1 Hzでは $f_{\text{REF}}=10$ Hz程度、約10 Hzでは $f_{\text{REF}}=100$ Hz程度、などである。

モデルT13を用い、震央距離100 km、Q値一定としたときの久田

と宮腰による速度波形の Radial 成分を図 1 2 に示す(上の 3 波は久田)。図で「虚数のみ」とは(3)式を用いた結果であり、その他は(4)式を用い f_{REF} を 1 と 0.16 Hz としている。0.16 Hz ($\omega=1$) とした場合、久田と宮腰の結果は一致しているが確認できる。一方、図 1 2 には P 波初動と後続波の拡大図を示すが、虚数のみの場合は P 形の初動以前に波形が現れており、因果性を満足していない。一方、(4)式を用いた場合、P 波初動はシャープな立ち上がりを示し、因果性を満たしていることが分かる。一方、後続波形では、虚数のみの場合と $f_{REF}=0.16$ Hz の波形では、顕著な位相ずれを生じている。一方、 $f_{REF}=1$ Hz の波形と虚数のみの場合はほぼ一致している。従って、本ケースでは、P 波初動の立ち上がりと、虚数のみの後続位相とを同時に満足させるには、 $f_{REF}=1$ Hz 程度の値が良いことが分かる。

5. まとめ

強震動予測手法のうち、平行成層地盤を対象とした様々な理論的手法(波数積分法、離散化波数法、薄層法)を用いてベンチマークテストを実施した。その結果、どの手法も実用上はほぼ同等の結果を得るが、使用する際には手法の特性に応じた様々な注意点が必要であることを確認した。特に Q 値の導入法には注意が必要であり、遠方場では振幅だけでなく、位相にも大きな影響を与えることを確認した。なお全ての結果は下記ホームページに公開されている。

<http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/benchmark/index.htm>

本結果をもとに、2010 年度はより複雑な地盤モデルを対象にベンチマークテストを実施する予定である

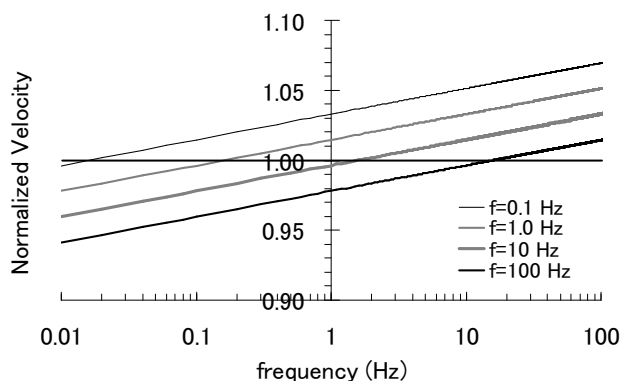


図 1 1 (4)式による地盤速度の分散性

謝辞

Q 値導入法やその影響に関して竹中博士氏(九州大学)、浅野公之氏(京都大学防災研究所)より貴重な意見を頂きました。また本研究は文部科学省科学研究費、および工学院大学・都市減災研究センターによる助成を頂いています。

参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシビ」)，2008、(http://www.jishin.go.jp/main/p_hyoka.htm)
- 2) 日本建築学会、最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法、2009
- 3) 日本建築学会、4 章 提供波とその特徴、およびばらつき評価、長周期地震動と建築物の耐震性、pp.14-24、2009
- 4) Day, S. M., J. Bielak, D. Dreger, S. Larsen, R. Graves, A. Pitarka, K. B. Olsen, Tests of 3D Elastodynamic Codes, Final Report to Pacific Earthquake Engineering Research Center, Lifelines Program TASK 1A01, pp.1-24, 2000
- 5) Day, S. M., J. Bielak, D. Dreger, S. Larsen, R. Graves, A. Pitarka, K. B. Olsen, Tests of 3D Elastodynamic Codes, Final Report to Pacific Earthquake Engineering Research Center, Lifelines Program TASK 1A02, pp.1-32, 2003
- 6) 久田嘉章、成層地盤の解析手法、地盤震動 一現象と理論一(分担)、日本建築学会、pp.84-102, 2005
- 7) 久田嘉章、成層地盤における正規モード解及びグリーン関数の効率的な計算法、日本建築学会構造系論文集 第 501 号、pp.49-56、1997
- 8) 野津厚、水平成層構造の地震波動場を計算するプログラムの開発一周波数に虚部を含む離散化波数法の計算精度一、港湾空港技術研究所資料、No.1037, 2002
- 9) Bouchon, M., A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 959-971, 1981
- 10) 永野正行、渡辺哲史：薄層法を用いた理論地震動の計算精度向上とその検証、日本建築学会技術報告集、第 13 巻第 26 号、pp.451-456, 2007
- 11) Aki, K., and Richards, P. G., Quantitative seismology: Theory and methods: W.H. Freeman & Co., 1980
- 12) Geller, R. J., and N. Takeuchi, A new method for computing highly accurate DSM synthetic seismograms, Geophys. J. Int. 123, 449-470, 1995

[2010 年*月**日原稿受理 2010 年*月**日採用決定]

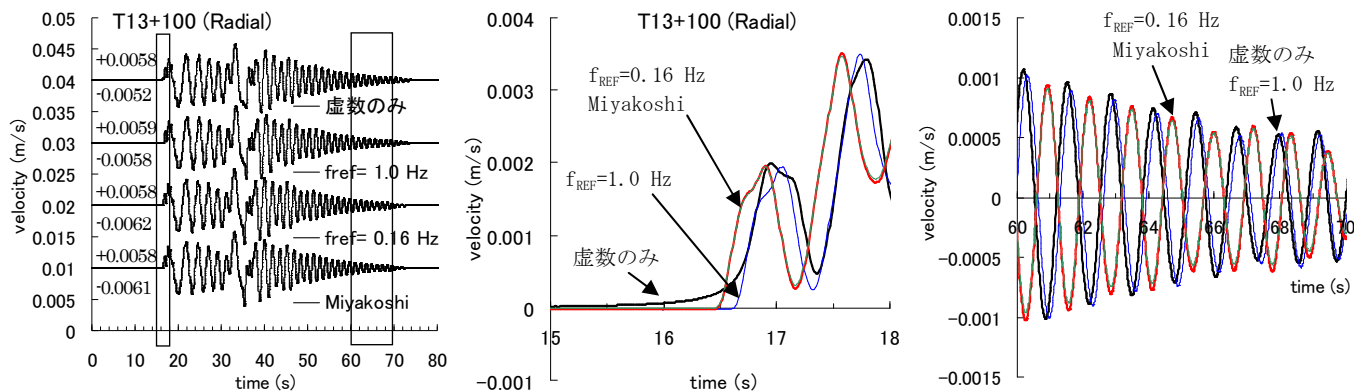


図 1 2 モデル T13 による速度波形の Radial 成分(震央距離-100 km、Q 値一定を仮定；左は全体図、中・右は拡大図)