# 付録1 2003年十勝沖地震による長周期地震動の評価手法の検証

1.1 はじめに

本長周期地震動評価では、対象となる構造物の幅を広げるため、これまでの長周期地震動 予測地図試作版(地震調査委員会,2009,2012)でも評価周期の拡張を試みてきました。本検 討では、2012年試作版で3秒程度までに拡張できた評価周期下限を1~2秒程度まで拡張す ることを目指しています。そのためには、震源モデル、地下構造モデル、解析手法それぞれ に課題があります。震源モデルにおいては、現行の震源断層を特定した地震の地震動予測手 法(「レシピ」)(地震調査委員会,2016)に基づく特性化震源モデルを用いてマグニチュード 8クラス以上の巨大地震を差分法などの理論的手法で計算すると、アスペリティもしくは強 震動生成域の大きさによって決まる周期より短い周期の強震動成分が不足し、当該周期帯域 の地震動が過小評価されるという課題が挙げられます。この課題に対しては、アスペリティ の大きさ以下の破壊過程の不均質性を特性化震源モデルに対して導入する方法が提案され ています(例えば、関口・吉見,2006)。

ここでは、震源近傍で観測記録が得られている M8 クラスの地震である 2003 年十勝沖地 震を対象として、差分法計算の広帯域化を実現するうえでの震源モデルに関する課題解決の 手法として関ロ・吉見(2006)を検証しました。検証作業では、差分法計算結果と観測記録と を比較することで、長周期地震動ハザード評価を行う上で適切な不均質性を導入するパラメ ータや不均質さの度合いを確認し、相模トラフのハザード評価における震源モデル設定に利 用しました。なお、本検討は Iwaki *et al.* (2016) に基づきます。

付図 1.1 の右側に示しますように、波形インバージョンによるモデル(Model 0)を基に 設定した特性化震源モデル(Model C)と、特性化震源モデルに対して関ロ・吉見(2006) の手法で破壊過程に不均質性を付与した不均質モデル(Model H1~H3)を用いました。

# 1.2 震源モデル

【インバージョンモデル(Model 0)】

インバージョンモデルには、Aoi *et al.* (2008) によるすべり分布モデルを用います(付図 1.2)。ただし、このモデルの解析対象周期は 2.5 秒以上(0.4Hz 以下)であり、3.3 秒以上(0.3Hz 以下)の地震動(速度波形、フーリエスペクトル)を再現できているとしています。

【特性化震源モデル (Model C)】

この検討は強震動レシピ自体の検証ではなく短周期成分改善手法の検証であるため、ここ での特性化震源モデルはレシピを基本としながらも、それに縛られることなく、以下のパラ メータに関して幅を持たせて設定しました(付表 1.1)。なお、アスペリティの平均すべり量 は断層全体の平均の 2.2 倍(Murotani *et al.*, 2008)、すべり角はインバージョンモデルにおけ る平均的な値(127°)とし、震源時間関数は中村・宮武(2000)を用います。

・震源断層面積に対するアスペリティの総面積比:20%を基本として試行錯誤的に設定。

アスペリティの位置・個数:付図 1.3 の 3 パターンを試行。

・各アスペリティの実効応力:レシピを基本として、試行錯誤的に設定。

・破壊伝播速度:0.72Vsを基本として、試行錯誤的に設定。多重震源モデル。

特に振幅が卓越している 5-10 秒の周期帯域(0.1-0.2Hz)でより観測に近いモデルを試行錯 誤的に選択しました(付表 1.2)。また、以下の検討では、Model C8 を特性化震源モデルと して用いることとしました。

【不均質モデル (model H1~H3)】

特性化震源モデル Model C のすべり量、破壊伝播速度、すべり角に対して、関ロ・吉見(2006) の手法に従いマルチスケール不均質を与えます。スケールの数は7個とし (n = 1, 2, ..., 7)、 半径  $r_n$ のパッチを断層面上でランダムな位置に $m_n$  個配置します。最も大きいスケール (n = 1) でパッチ半径  $r_1$ は約 10 km に設定します。このn = 1におけるパッチ面積は、アスペ リティサイズとおおよそ同じ面積となります。n番目のスケールの半径はn-1番目のパッチ の半径の 1.5<sup>-1</sup> (=2/3) 倍とします。また、パッチの個数 $m_n$  は、パッチ面積の合計がアス ペリティ総面積にほぼ等しくなるように決めます。

(1) すべり量: Model H1

各パッチの内部のすべり量に  $\pm 0.5D_{ave}/(1.5^{n-1})$  の揺らぎを与えます ( $D_{ave}$ は平均すべ り量)。ここで、すべり量の揺らぎの大きさはそのスケールでのパッチの半径に比例さ せます。さらに、不均質性を付与する前後で断層面全体の平均すべり量が不変となるよ うに全体のすべり量を調節します。なお、関ロ・吉見 (2006) では、Mai and Beroza (2002) で示された過去の地震の震源モデルの統計分析結果から抽出されたすべり量分布の波 数スペクトルの特徴に合うように、波数の増大に応じて $k^{-1.75}$  (k は波数) に比例して 減少するようにすべり量を調整していますが、本検討ではすべり量分布の波数スペクト ルの特性が $k^{-1.75} \sim k^{-2}$ に近いことを確認し、すべり量の調整までは行っていません。

(2) 破壞伝播速度: Model H2

すべり量と同じパッチを用いて、各パッチ内で破壊伝播速度 Vr に揺らぎを与えます。 揺らぎの大きさを±400m/s以下とします。不均質な破壊伝播速度の分布を決めたのち、 破壊開始点から順にその場の破壊伝播速度を用いて隣接する点の破壊時刻を計算して いき、破壊時刻分布を決めます。求められた最終すべり量や破壊伝播速度に基づき、中 村・宮武(2000)のすべり速度時間関数を再設定します。

(3) すべり角: Model H3

すべり量や破壊伝播速度に揺らぎを与えたパッチと同じサイズ・個数のパッチを配置し、 パッチ内のすべり角を127±45°の範囲で一様乱数を用いてランダムに決めます。



付図 1.1 検討の流れ。



付図 1.2 震源断層面上のすべり量分布(Aoi *et al.*, 2008 の Figure2 および Figure 6 より抜 粋)。

巨視的断層		微視的断層	アスペリティ面積比 20%			
パラメータ		パラメータ	A1	A2	A3	背景領域
震源断層面積 [km <sup>2</sup> ]	21038	面積 [km²]	1098	2561	549	16831
地震モーメント M <sub>0</sub>	3.98E+21	地震モーメント	3.56E+20	1.27E+21	1.26E+20	2.23E+21
[Nm]		M <sub>0</sub> [Nm]				
すべり量D [m]	2.92	すべり量D <sub>a</sub> , D <sub>b</sub>	5.01	7.65	3.54	2.04
		[m]				
応力降下量	3.18	実効応力	16.0	16.0	16.0	1.48
$\Delta\sigma$ [MPa]		$\Delta\sigma_a$ , $\Delta\sigma_b$ [MPa]				

付表 1.1 特性化震源モデル Model C の震源パラメータ(基本)。

※Model C は、Model 0 のすべり速度時間関数を規定する 2.5 秒幅時間窓ごとの地震モーメント解放量が保持されるように設定されています。そのため、地震モーメントは Model 0 の 地震モーメント(3.4×10<sup>21</sup> Nm)よりも大きくなっています。



付図 1.3 Model 0 の地震モーメント解放量分布と Model C のアスペリティ配置パターン (左から順に P1, P2, P3)。

各震源パラメータに対する不均質性の強さは、震源スペクトルのω<sup>-2</sup>モデルとすべり量波 数スペクトルの k<sup>-2</sup>モデル、および観測フーリエスペクトルとの整合性から決めました(付 表 1.3 参照)。

特性化モデル ケース	アスペリティ パターン (付図 1.3)	アスペリティ 面積比	破壊伝播速度 Vr	Δσa レシピとの 比 A1, A2, A3	
C1	D1	20.9/	3240 m/s (0.72Vs)	1 倍	
C2	PI	20 %	3600 m/s (0.8Vs)	1 倍	
C3	D2	10 %	3240 m/s (0.72Vs)	1 倍	
C4	F2		3600 m/s (0.8Vs)	1 倍	
C5		20 %	3240 m/s (0.72Vs)	1 倍	
C6	P3			1, 2, 2.5 倍	
C7			3600  m/s (0.8)/s	1 倍	
C8			5000 m/s (0.6VS)	1, 2, 2.5 倍	

付表 1.2 検討した特性化震源モデルのケース。

付表 1.3 特性化震源モデル C8 に対し、検討したマルチスケール不均質モデル。

不均質	すべり量	Vr	すべり角	乱数	
モデル	ゆらぎ	ゆらぎ	ゆらぎ		
Model H1		なし	なし	すべり量と Vr	
Model H2		±400 m/s	なし	合わせて5通り	
Model H3	エ0.5D <sub>ave</sub>		127°±45°	5通り×すべり角	
				5 通り=25 通り	

# 1.3 地震動の計算

上記震源モデルと Aoi et al. (2008) による三次元地下構造モデルを用いて、三次元差分法 (GMS;青井・他,2004)により工学的基盤(Vs=500m/s)上の地震動を計算しました。計算 範囲と、比較に使用する観測点を付図 1.4 に示します。対象周期は周期 2 秒以上としました。



付図 1.4 計算範囲と比較を行う観測点(◆)と震源断層面積(四角枠)および破壊開始点 (★)の位置。

1.4 解析結果

**付**図 1.5 に観測記録(付図 1.4 の観測点のうち、KKWH08、TKCH04、TKCH08、TKCH07 の 4 点)と、それに対応する各震源モデルによる計算波形を示します。上から、観測記録、 インバージョンモデル (Model 0)、不均質モデル (Model H1, H2, H3)、特性化震源モデル

(Model C)のそれぞれについての速度波形です。Model 0 は観測波形を用いたインバージョンによる最適解であるため、観測波形との一致は良いです。この最適解から各震源パラメータを特性化して作成した Model C による計算波形は長周期成分(10 秒程度)の大振幅の再現性は良いが、短周期成分がほとんど見られず過小評価になっていることが分かります。 Model C に、すべり量の不均質を考慮(Model H1)し、さらに破壊伝播速度のゆらぎを加え

(Model H2)、すべり角のゆらぎも考慮(Model H3)した震源モデルに対する計算波形には 短周期成分が含まれており、観測波形との一致が良くなっていることがわかります。

付図 1.6 に不均質モデル (Model H3)、インバージョンモデル (Model 0)、特性化震源モ デル (Model C)のそれぞれについて、付図 1.4 に示した全観測点における観測記録に対す る計算波形の速度フーリエスペクトルの比(水平2成分合成)の平均と標準偏差を示します。 ここで、Model H3 については 25 通りの乱数を用いたモデルの平均と標準偏差をとったもの を示しています。

Model C では、周期 10 秒以下(0.1Hz 以上)でスペクトル比が 1 を下回り、過小評価の 傾向が見られ、特に周期 5 秒(0.2Hz)付近でスペクトル比の平均が 0.5 を下回るなど、か なり過小評価となっています。これは、渡辺・他(2008)でも指摘されている通り、特性化 によってインバージョンモデルの持つすべり量、すべり角、破壊伝播様式等の複雑さが単純 化された影響によるものと言えます。一方 Model H3 では、周期 2-20 秒(0.05-0.5 Hz)の 帯域で観測記録の倍半分の範囲にほぼ収まっており、過小評価が改善されています。Model H3 は、特性化震源モデルに不均質性を導入したことにより全体としてインバージョンモデ ルに近い地震動レベルが得られており、さらにインバージョンの対象範囲外である周期 2-3 秒(0.3-0.5 Hz)の帯域でも観測記録と同等に近い値をとっています。

特性化震源モデルに対する不均質性の導入の効果を直接比較するため、Model H2 および Model H3 による計算波形と Model C に対する計算波形とのフーリエスペクトル比を観測点 ごとに付図 1.7 に示します。周期 10 秒以上(0.1Hz 以下)はほぼ 1 となっているのに対して、 それよりも短周期側では観測点ごとに程度の違いはあるものの、不均質モデルの振幅が大き くなっていることが分かります。

参考として、観測点ごとのフーリエスペクトル比(シミュレーション/観測)を付図 1.8 に示します。Model C では周期 3-5 秒 (0.2-0.3Hz)の帯域においてシミュレーション結果 の振幅が大幅に過小評価となっている観測点(例えば、HKD100、HDKH02、TKCH08)も 見られますが、Model H3 ではそれらの点における計算精度が改善されていることが分かり ます。

以上より、不均質性の付与により、地震動振幅に改善効果が見られたと言えます。



付図 1.5 観測記録と計算による速度波形の比較。上から観測波形(黒)、Model 0(水色)、
Model H1, H2, H3(緑)、Model C(赤)に対する計算波形(Iwaki et al. (2016)より)。



付図 1.6 観測記録に対する速度フーリエスペクトルの比(水平 2 成分合成)の対象観測点の平均(実線)と標準偏差(破線)。



付図 1.7 観測点ごとの Model H2(赤:5モデル)および Model H3(緑:25モデル)の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均(実線)と標準偏差(破線)(Iwaki et al. (2016)に一部追加)。



付図 1.7 観測点ごとの Model H2 (赤:5モデル)および Model H3 (緑:25モデル)の Model C に対する速度フーリエスペクトル比の平均(実線)と標準偏差(破線)(つ づき)。



付図 1.8 観測点ごとの Model H3(黒実線:25 モデルの平均、点線:標準偏差)、Model 0
(青)、Model C(赤)の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比(Iwaki et al.
(2016)に一部追加)。



付図 1.8 観測点ごとの Model H3(黒実線:25 モデルの平均、点線:標準偏差)、Model 0
(青)、Model C(赤)の観測記録に対する速度フーリエスペクトル比(つづき)。

# 1.5 震源モデルの単純化によるシミュレーション波形への影響

不均質性パラメータのシミュレーション波形に対する影響を見るため、付図 1.1 の左側の 手順に従って単純化した以下の震源モデルについても検討を行いました。

(1) すべり角: Model S1

インバージョンモデルの平均的なすべり角 127°に固定したモデル。

(2) 震源時間関数: Model S2

Model S1 の中ですべりの大きい要素断層に対するすべり時間関数の中から、その立ち 上がりが急峻で Kostrov 関数に近いものを一つ選び、すべての要素断層のすべり速度関 数をその形に統一したモデル。その際、各要素断層のすべり量と最大すべり速度に達す る時間は保持します。

(3) 破壊伝播形状: Model S3

Model S2のすべり時間関数の形を保ったまま Vr=3600 m/s で同心円状に破壊させたモデル。

(4) 特性化: Model C

前節参照。

速度波形の比較を付図 1.9 に示します。Model S2 から Model S3 になるところで、観測波 形に見られる比較的短周期(10 秒以下)のパルス的な波の再現性が著しく低下しているこ とが分かります。また、Model 0 から Model S1 において同様な波の再現性が著しく低下する 場合も多く見られます(例えば、TKCH07 や HKD108 の NS 成分)。すなわち、すべり角お よび破壊伝播形状(破壊伝播速度)の不均質性が地震動の特性に大きく影響しています。従 って、長周期地震動評価においてこれらの不均質性を考慮することが望ましいと考えられま す。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(Iwaki et al. (2016)に一部追加)。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(つづき)。



付図 1.9 震源モデルの単純化による速度波形の比較(つづき)。

# 1.6 まとめ

2003年十勝沖地震を対象に、特性化震源モデル(Model C)に、すべり量・破壊伝播速度・ すべり角についてマルチスケール不均質性を導入した不均質モデル(Model H1-H3)を作成 し、長周期地震動シミュレーション(周期 2-20 秒)を行い、観測記録と比較しました。そ の結果として、以下のことが確かめられました。

- ① Model C において、アスペリティ配置、アスペリティの実効応力、破壊伝播速度を試行錯誤的に変えました結果、破壊伝播速度を「レシピ」よりもやや速く(Vr=0.8Vs)、アスペリティの実効応力を大きく(「レシピ」の2倍程度)することで、観測記録(周期 5-10 秒)をより良く説明できました。
- ② しかしながら、Model C では、依然として周期 2-10 秒で過小評価となりました。
- ③ Model H3 では、Model C での過小評価が大幅に改善しました。

また、インバージョンモデル(Model 0)から特性化モデルまで単純化したモデル(Model S1-S3)による検討結果から、

 ④ 破壊伝播様式(速度)の不均質性が地震動の特性に最も大きな影響を及ぼしており、 次いで、すべり角の不均質性も大きく影響していることが確かめられました。

④については、渡辺・他(2008)と同様の結論となりました。

このことから、周期2秒程度以上を対象とした長周期地震動評価において震源破壊過程の 不均質性を導入することが有効であることを確認しました。また、設定した不均質性のパラ メータとその強さ(揺らぎの範囲)がおおむね妥当であることが確かめられました。

一方で、観測記録をよく説明するアスペリティの実効応力としては、「レシピ」による設 定値の2倍程度の大きな値が得られました(上記①)。このことは、2003年十勝沖地震の観 測記録から推定されている加速度震源スペクトルの短周期レベルが、壇(2001)によるプレ ート間地震の関係によって求まる値の2倍程度となっており、宮城県沖地震の短周期レベル と同等であること(森川・他,2007)と整合しています。ただし、十勝沖地震や宮城県沖地 震のアスペリティが比較的深い(40-50km)ことが原因である可能性もあり、震源域が比 較的浅いフィリピン海プレートの地震に対してもこの知見をそのまま取り込むことの妥当 性については更なる検討が必要です。

#### 参考文献

青井真・早川俊彦・藤原広行, 2004, 地震動シミュレータ: GMS, 物理探査, 57, 651-666.

- Aoi, S., T. Kunugi, H. Fujiwara, Trampoline effect in extreme ground motion, Science, 322, 727-730, doi:10.1126/science. 1163113, 2008.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透, 2001, 断層の非一様すべり破壊モデルから算定され る短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, 51-62.

- Iwaki, A, T. Maeda, N. Morikawa, S. Aoi, H. Fujiwara, 2016, Kinematic source models for long-period ground motion simulations of megathrust earthquakes: validation against ground motion data for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Earth Planets Space, 68:95.
- 地震調查委員会, 2009, 「長周期地震動予測地図」 2009 年試作版, <<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09\_choshuki/choshuki2009.pdf</u>>, 66pp.
- 地震調査委員会, 2012, 「長周期地震動予測地図」2012年試作版— 南海地震(昭和型)の検討 —,<<u>http://www.jishin.go.jp/main/chousa/12\_choshuki/choshuki2012.pdf</u>>, 59pp.
- 地震調査委員会,2016,全国地震動予測地図2016年版 別冊 震源断層を特定した地震の強 震動予測手法(「レシピ」), <http://www.jishin.go.jp/main/chousa/16\_yosokuchizu/recipe.pdf>, 46pp.
- Murotani, S., H.Miyake, K.Koketsu, 2008, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, Earth Planets Space, 60, 987–991.
- Mai, P.M., G.C.Beroza, 2002, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, J. Geophys. Res., 107, 2308.
- 森川信之・藤原広行・河合伸一・青井真・切刀卓・石井透・早川譲・本多亮・小林京子・ 大井昌弘・先名重樹・奥村直子, 2007, 2003 年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測 手法の検証, 防災科学技術研究所研究資料, 第 303 号.
- 中村洋光・宮武隆, 2000, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近 似式,「地震」第53巻, 第1号, 1-9.
- 関ロ春子・吉見雅行, 2006, 広帯域地震動予測のための海溝型巨大地震アスペリティモデルのマルチスケール不均質化,月刊地球/号外 No. 55, 103-109.
- 渡辺基史・藤原広行・佐藤俊明・石井透・早川崇,2008, 断層破壊過程の複雑さが強震動予 測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出-2003年十勝沖地震に対する検討-, 地震 第2輯,60,253-265.