

### 3. 2 巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等

#### (1) 研究の内容

##### (a) 研究の題目

巨大地震の長周期・広帯域地震動予測のための震源モデル化手法の検討等

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人 防災科学技術研究所	研究領域長	藤原 広行
独立行政法人 防災科学技術研究所	主任研究員	森川 信之
独立行政法人 防災科学技術研究所	契約研究員	前田 宜浩

##### (c) 研究の目的

震源パラメータの複雑さが地震動予測結果に及ぼす影響について検討し、長周期・広帯域地震動予測の高精度化に効果的な震源パラメータが何であるか明らかにする。検討結果を踏まえ、海溝型巨大地震の長周期・広帯域地震動予測を高精度化するための特性化震源モデルの設定手法の改良案を提示する。

#### (2) 平成 23 年度の成果

##### (a) 研究の要約

2003 年十勝沖地震を対象として、広帯域地震動の観測記録に基づいた複数の震源モデルにおける震源時間関数について比較検討を実施した。結果として、マグニチュード 8 クラス以上の巨大地震における理論的な手法による計算を高度化するために、現状の特性化震源モデルにおいて設定されるアスペリティよりも小さいスケールの不均質性を与える必要があることを明らかにし、k-2 モデルを適用することを提示した。

##### (b) 研究の成果

###### 1) 2003 年十勝沖地震を対象とした震源モデル設定手法の考察

「3. 1 長周期地震動予測に資するデータ・資料の収集等」で収集した 2003 年十勝沖地震の震源モデルのうち、震源の破壊過程を時間軸でモデル化することが可能な情報が得られている 3 つのモデル

- ・ Morikawa et al. (2006)
- ・ 釜江・川辺 (2004)
- ・ 瀨瀬・他 (2006)、畑・他 (2006)

を参照して、指数関数型モーメント時間関数を用いて簡便な仮定を行った検討用モデル A, B, C を設定して、ほぼ同一なモデル化条件のもとで断層モデルの比較を実施した。さらに、Honda et. al. (2004) の断層モデルも加えて、すべり量分布と各種断層パラメータをまとめ

たものを表 3.2-1 及び図 3.2-1 から図 3.2-4 に示す。これにより、それぞれの断層モデルが表現しようとした震源像を震源時間関数（モーメント時間関数）によって表現することで相互比較を試みた。モデル A, B, C については指数関数型モーメント時間関数を用いて簡便に震源時間関数を算定した。指数関数型モーメント時間関数  $f(t)$

$$f(t) = \exp(-t/\tau) / \tau \quad (3.2-1)$$

を定義する際の立ち上がり時間  $\tau$ は

$$\tau = \mu D / 2\beta\sigma \quad (3.2-2)$$

の関係式を用いて求めた。ここで、 $\mu$ は剛性率、 $D$ はすべり量、 $\beta$ はS波速度、 $\sigma$ は応力降下量である。Honda et al. (2004) の断層モデルに対しては、各要素断層に対してモーメント時間関数のデータをそのまま用いて震源時間関数を求めた。

以上の手順によって算定された各断層モデルの震源時間関数を比較した結果を図 3.2-5 に示す。モデル A, B, C におけるアスペリティ関与分は網掛け処理を施してある。3つのモデルに共通する特徴を抽出するのが難しいことから、良好なシミュレーション結果を与える震源像に対するモデル化の自由度が大きいと言える。

各断層モデルの震源時間関数をフーリエ変換して周波数領域で比較した結果を図 3.2-6 に示す。どの震源モデルも 0.1~0.2 Hz（周期 5~10 秒）の範囲で似たような振幅値を与えており、最大速度や速度波形の特徴的な部分を表すような周波数帯域で同じような震源像を表現するようにモデル化されていると言える。また、0.2~0.5 Hz（周期 2~5 秒）の範囲では、モデル A と C が似たような振幅値となっている一方で、モデル B はやや大きめの振幅値となっている。これは図 3.2-5 に見られる要素断層の大きさに特徴付けられる震源時間関数のパルス形状の差異による影響であると考えられる。

以上のように、本検討では 2003 年十勝沖地震に対して複数の断層モデルのそれぞれが表現しようとした震源像を、震源時間関数（モーメント時間関数）およびそのフーリエ変換によって表現することで相互比較を試みた。結果として、レシピによって単純に「特性化震源」化しただけでは表されないような特徴の表現方法や海溝型巨大地震に対する震源モデル化手法の改良方法について、

- ・ 長周期域を対象に、10~数十 km スケールのすべり量分布に関する特徴を実地震の震源インバージョン結果等に基づいて適切にモデル化する。
- ・ 上記周期域よりも短い周期域を対象に、数 km スケールの応力降下量に関する特徴（震源時間関数のパルス形状の特徴）を適切にモデル化する。上記のすべり量分布とはスケールが異なるので一対一に対応はしない。

といった観点に立って、従来の特性化手法にとらわれずに手法を改良・拡張していく必要があると考えられる。

表 3.2-1 検討用モデルの震源パラメータ。

		モデル A	モデル B	モデル C
アスペリティ 1	面積 (km <sup>2</sup> )	672	200	1536
	すべり量 (m)	6.33	4.14	5.50
	応力降下量 (MPa)	25	37.4	32
アスペリティ 2	面積 (km <sup>2</sup> )	400	400	—
	すべり量 (m)	4.67	5.85	—
	応力降下量 (MPa)	25	37.4	—
アスペリティ 3	面積 (km <sup>2</sup> )	320	200	—
	すべり量 (m)	4.29	4.14	—
	応力降下量 (MPa)	25	37.4	—
背景領域	面積 (km <sup>2</sup> )	—	8200	10464
	すべり量 (m)	—	2.28	2.74
	応力降下量 (MPa)	—	4.10	18.8
破壊伝播速度 (km/s)		3.6※	2.8	

※アスペリティ 2 で 3 秒、アスペリティ 3 で 7 秒の遅れを別途考慮

剛性率 $\mu=4.68 \times 10^{10}$  (N/m<sup>2</sup>)、密度 $\rho=3.08$  (g/cm<sup>3</sup>) を仮定

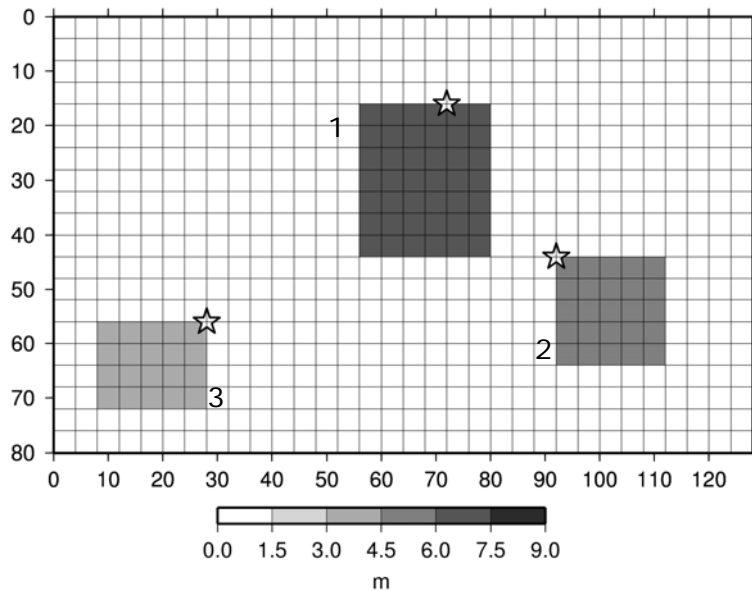


図 3.2-1 釜江・川辺 (2004) による特性化震源 (アスペリティ) モデルを参考に設定した断層モデル A のすべり量分布。

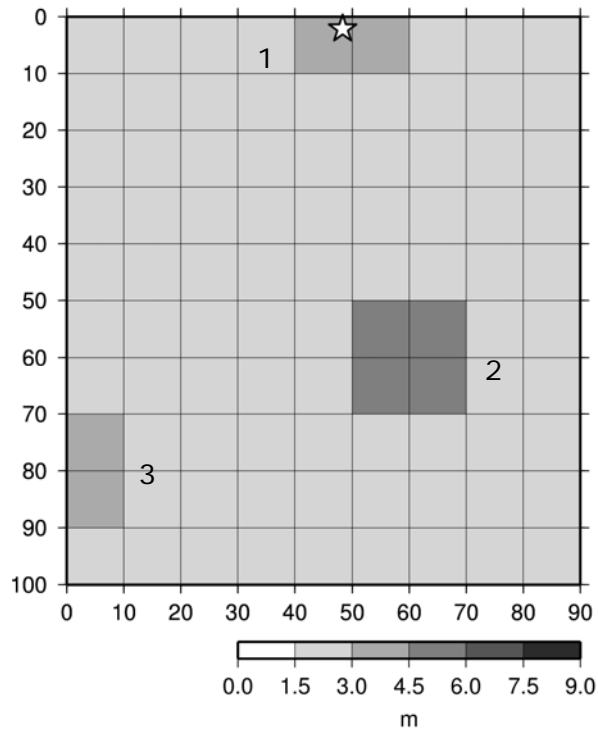


図 3.2-2 Morikawa et. al. (2006) による特性化震源（アスペリティ）モデルを参考に設定した断層モデル B のすべり量分布。

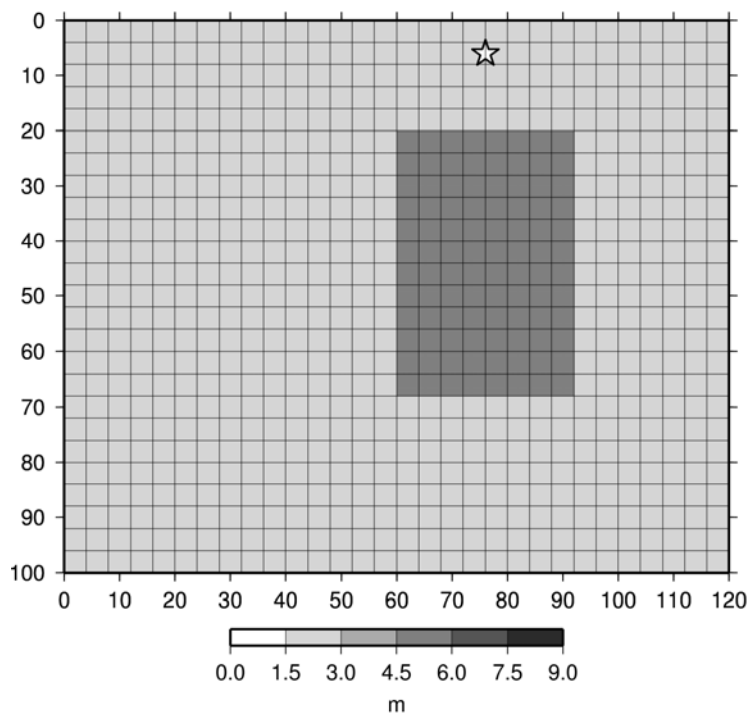


図 3.2-3 瀬戸・他 (2006) による特性化震源（アスペリティ）モデルを参考に断層モデル C のすべり量分布。

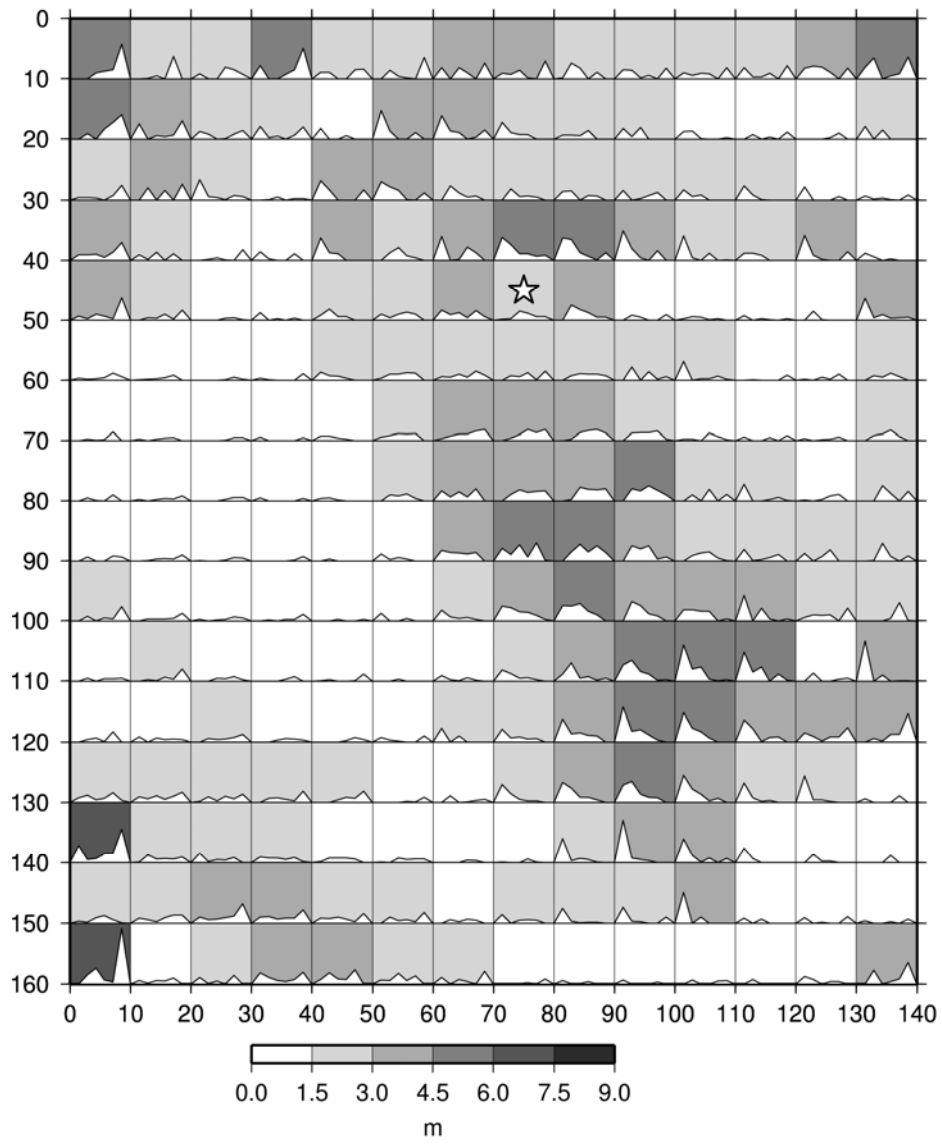


図 3.2-4 Honda et. al. (2004) による断層モデルのすべり量分布。

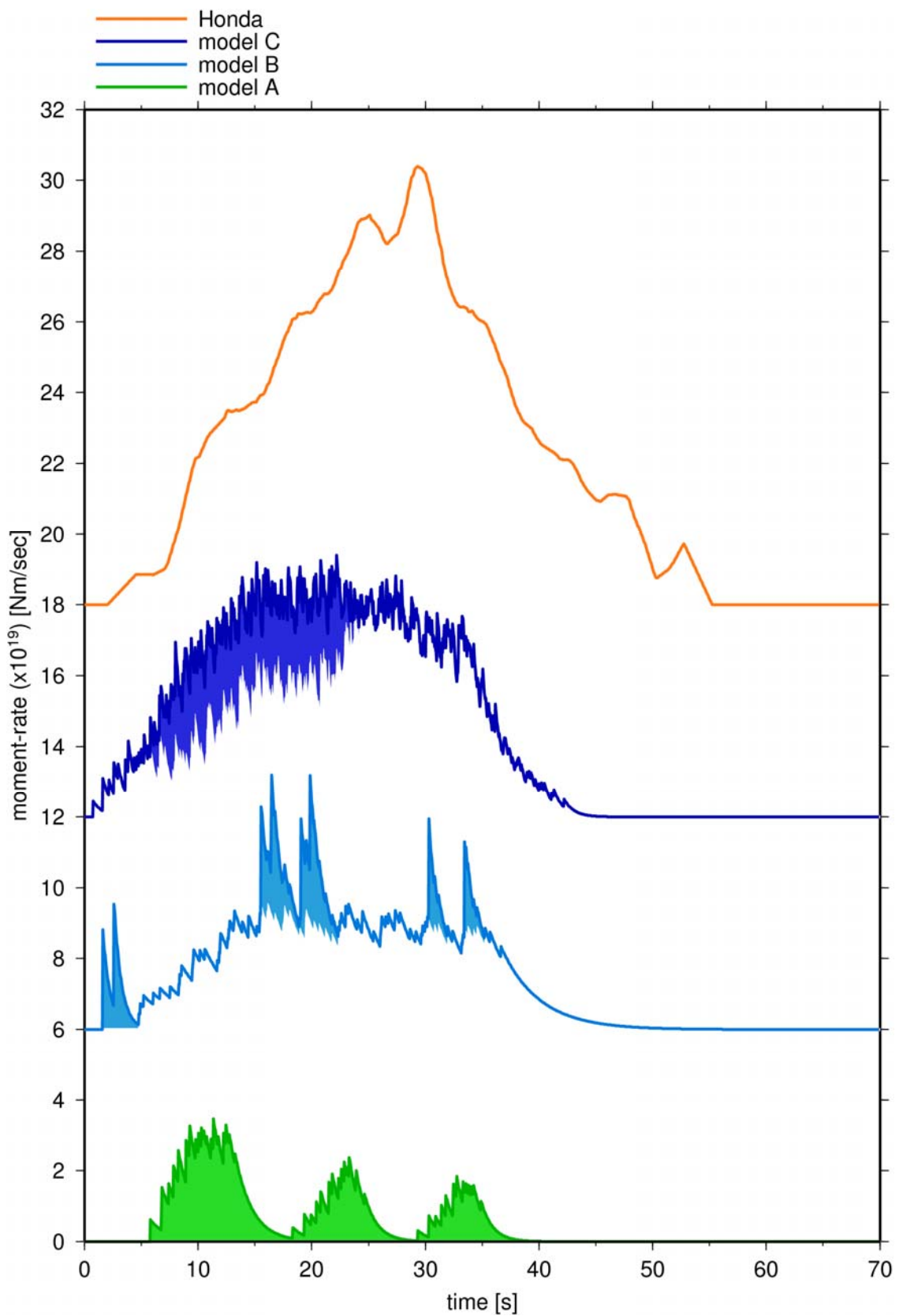


図 3.2-5 各断層モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）の比較。

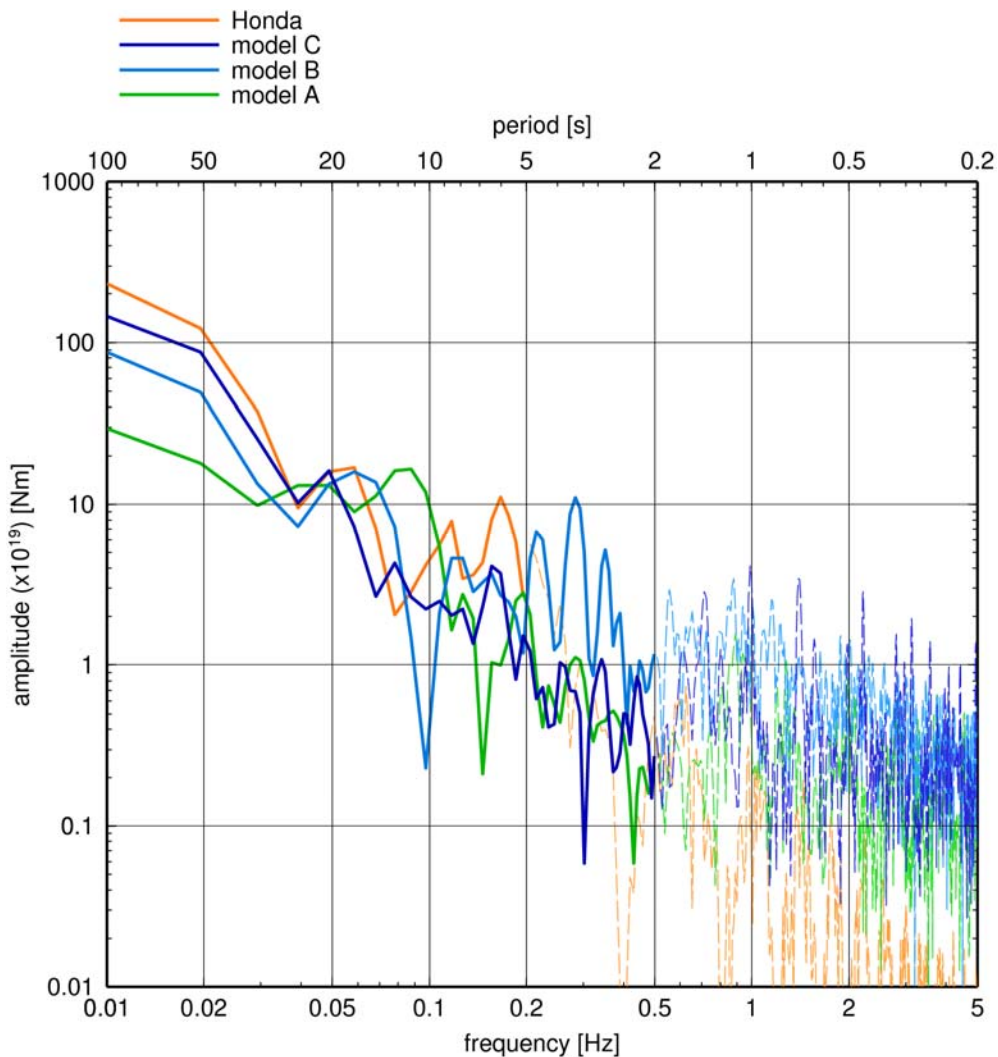


図 3.2-6 各断層モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）のフーリエ・スペクトルによる比較。

## 2) 特性化震源モデルを用いた地震動評価に関する検討

次に、2003年十勝沖地震の断層モデルのうち、Morikawa et al. (2006) の断層モデルを参考に設定したモデル B を対象に、特性化震源モデルを用いたハイブリッド合成法における接続周期（周期 2～5 秒）付近に生じる理論的方法による地震動評価結果の振幅低下問題について検討した。

検討に用いたモデル B に対して指数関数型モーメント時間関数を用いて簡便に震源時間関数を算定した結果が図 3.2-7 の黒線、震源時間関数をフーリエ変換して周波数領域でプロットした結果が図 3.2-8 の黒線となる。これは要素断層の大きさを 10km に設定し、要素分割を  $9 \times 10$ （断層面全体で 90 要素）にした場合の波形合成法による地震動評価（統計的グ

グリーン関数法もしくは経験的グリーン関数法)によって表現しようとした特性化震源モデルの震源像であるともいえる。図 3.2-8 の震源時間関数のフーリエ振幅表示においては、0.5Hz までの低周波数領域(周期 2 秒までの長周期域)では要素断層から放出されるモーメントがコヒーレントに重ね合わされることが想定されるため、波形合成法による地震動評価によって表現しようとした特性化震源モデルの震源像として適切であると判断して実線で表示している。0.5Hz よりも高周波数の領域(周期 2 秒よりも短周期域)では破線で表示しているが、これは、実際の波形合成法においては 0.5Hz よりも高周波数の領域は要素断層から放出されるモーメントがランダムに重ね合わされるので、波形合成法によって表現しようとしたフーリエ振幅レベルよりも指数関数型モーメント時間関数を用いた震源時間関数の方が大きくなっていると予想されるからである。

ここで、図 3.2-2 に示されたような特性化震源モデルに対して理論的方法による地震動評価を実施することを想定する。広帯域な強震動評価を行うため(理論的方法を短周期域まで拡張するため)には、破壊フロントの連続性を保持できるように十分な加震点を与えるという手順を経るのが自然な流れとなると考えられる。つまり、波形合成法による地震動評価で設定した要素断層をさらに細分することになるはずである。要素断層ごとの加震点数(N)を 256 点とした場合の震源時間関数を図 3.2-7 の赤線に、震源時間関数をフーリエ変換して周波数領域でプロットした結果を図 3.2-8 の赤線に示す。もし、加震点数(N)が 1 とした場合の特性化震源モデルの震源像(黒線)が、波形合成法による地震動評価から実観測記録との比較の結果として適切であると判断された震源像であったとするならば、図 3.2-8 に示した黒線と赤線とあいだの差異がハイブリッド合成法における接続周期(周期 2~5 秒)付近に生じる理論的方法による地震動評価結果の振幅低下問題を示しているものと考えられる。

さらに比較対象として Honda et al. (2004) のインバージョン結果に対する震源時間関数をフーリエ変換して周波数領域でプロットした結果を図 3.2-8 の橙線として示す。黒線・赤線との比較から、2003 年十勝沖地震のようなマグニチュード 8 クラス大地震に対するハイブリッド合成法による地震動評価における接続周期(周期 2~5 秒)付近では、以下のような評価が行われていることが予想される。

1. 複雑なすべり分布やすべり速度時間関数を有する実際にモデル化すべき詳細な震源モデル(橙線)を「レシピ」に従って特性化することで高周波数域(短周期域)における理論的方法による地震動評価結果の振幅は低下する(赤線)。
2. しかし、波形合成法による地震動評価においては破壊フロントの連続性が崩れているため、高周波数(短周期)成分が励起されて(黒線)、実際にモデル化すべき詳細な震源モデル(橙線)の振幅レベルへと近づく。
3. 結果として、波形合成法による地震動評価では特性化震源モデルが実観測記録をよく説明できる適切な震源モデルと見なされ、その特性化震源モデルを用いた理論的方法による地震動評価においては「振幅低下問題」と称される過小評価問題が顕在化する。



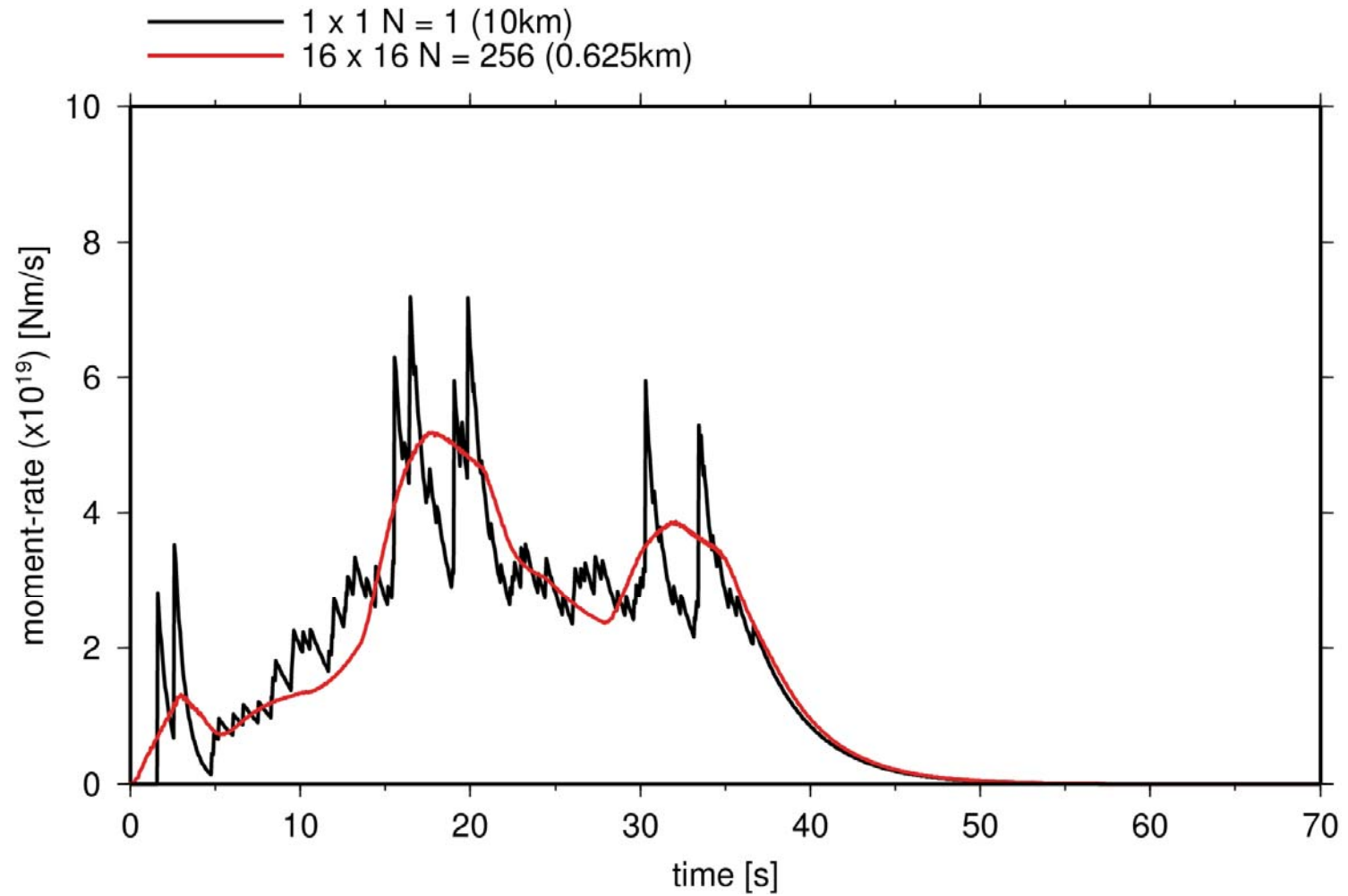


図 3.2-7 断層モデル B に対する震源時間関数 (モーメント時間関数)。  
 < 黒：経験的な地震動評価を想定した場合、赤：理論的な地震動評価を想定した場合 >

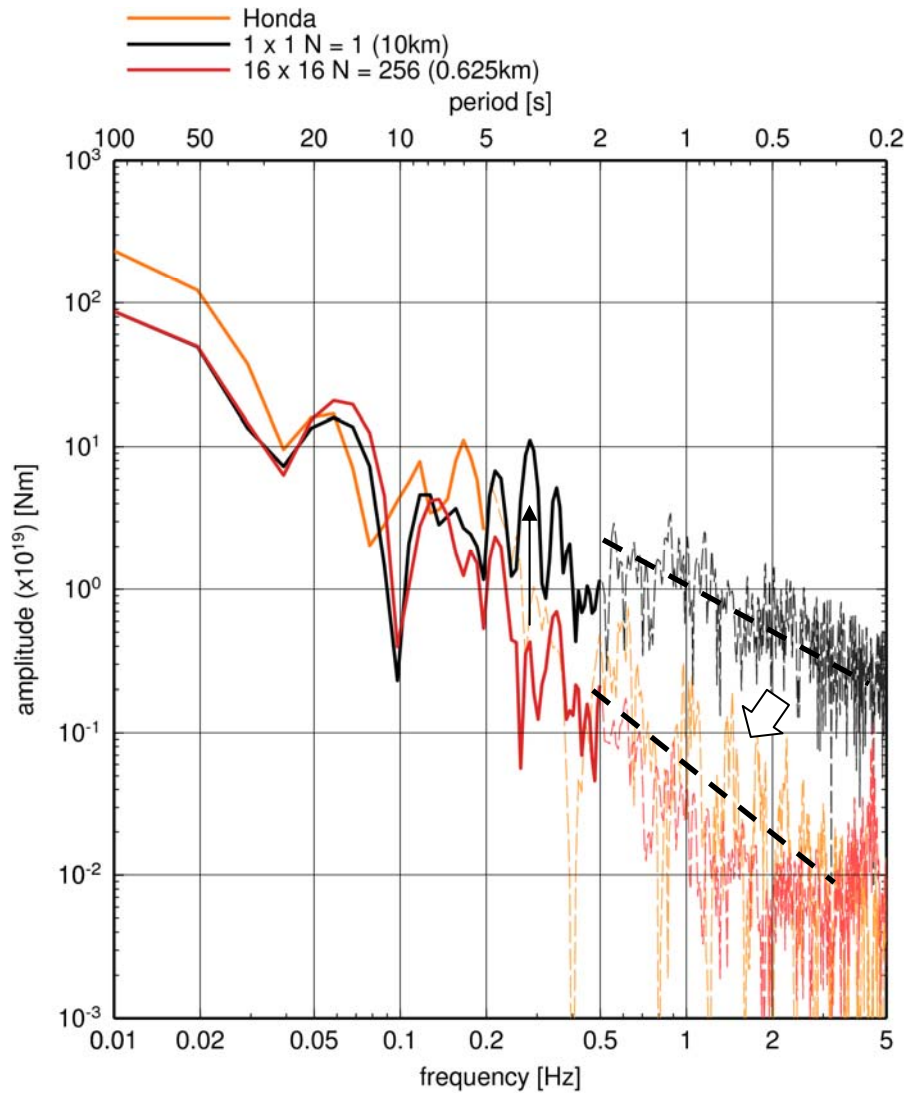


図 3.2-8 断層モデル B に対する震源時間関数（モーメント時間関数）のフーリエスペクトルによる比較。

< 黒：経験的な地震動評価を想定した場合、赤：理論的な地震動評価を想定した場合、  
 橙：Honda et al. (2004) によるインバージョン結果 >

### 3) 特性化震源モデルを用いた震源時間関数のスケーリングに関する検討

最後に、ここまでの検討内容を発展させて「レシピ」によって定義される特性化震源モデルを用いた震源時間関数のスケーリングに関する検討を実施した。

震源時間関数のスケーリングに関する検討で用いた特性化震源（アスペリティ）モデルの断層モデルを図 3.2-9 に示す。巨視的・微視的断層パラメータを算定する際の基本条件としては、以下の 2 条件

- ・平均応力降下量が地震の規模によらず一定
- ・断層面積に対するアスペリティの面積比、およびその逆数である平均応力降下量に対するアスペリティの応力降下量の比が地震の規模によらず一定

を保持するようにパラメータ設定している。平均応力降下量は 2.0MPa、アスペリティ面積比は 0.2 を仮定して、マグニチュード 6、7、8、9 をターゲットに 4 つの断層モデルを設定した。

これら 4 つの断層モデルに対して指数関数型モーメント時間関数を用いて震源時間関数を算定した。算定された震源時間関数を図 3.2-10 に示す。図中の太線は理論的方法による地震動評価を想定して破壊フロントの連続性を保持できるように十分な加震点を与えた場合の震源時間関数、図中の細線は波形合成法による地震動評価を想定して断層面分割数が 16×8（断層面全体で 100 要素程度）となるように要素断層を設定した場合の震源時間関数となっている。

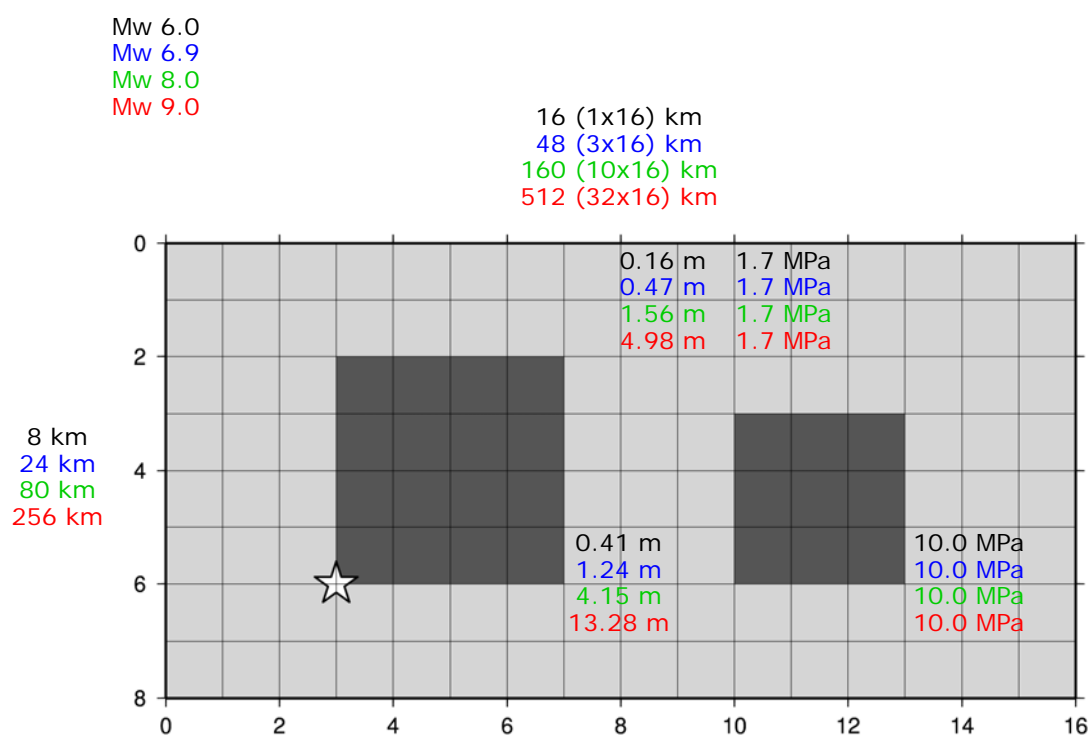
震源時間関数をフーリエ変換して周波数領域でプロットした結果を図 3.2-11 に示す。破壊フロントの連続性を保つことで理論的方法による地震動評価を想定した場合のスペクトルを太線で、波形合成法（統計的グリーン関数法もしくは経験的グリーン関数法）による地震動評価を想定した場合のスペクトルを細線で示している。

図 3.2-11 を参考に考察すると、特性化震源モデルを用いた地震動評価において波形合成法と理論的方法とのあいだで差異が現れてくるのは

- ・マグニチュード 9 クラスで 0.05Hz 以上（周期 20 秒以下）
- ・マグニチュード 8 クラスで 0.125Hz 以上（周期 8 秒以下）
- ・マグニチュード 7 クラスで 0.5Hz 以上（周期 2 秒以下）
- ・マグニチュード 6 クラスで 1.25Hz 以上（周期 0.8 秒以下）

付近であることを読み取ることができる。計算機的能力等を考慮して見積もられるハイブリッド合成法における接続周期（周期 1～2 秒）と図 3.2-11 のスペクトルを比較すると、マグニチュード 7 クラスを対象にした地震動評価においては波形合成法と理論的方法とのあいだでは差異が生じない。このことは、従来のマグニチュード 7 クラスの活断層で発生す

る地震を対象とした地震動評価においては問題がないことも示している。一方、2003年十勝沖地震のようなマグニチュード8クラスの海溝型巨大地震を対象とした地震動評価において差異を認識することになったと言える。また、マグニチュード9クラスを対象に地震動評価を実施すれば、波形合成法と理論的方法とのあいだの差異はさらに大きくなることが予想される。



アスペリティ面積比 $S_{asp}/S$	:	0.2
平均応力降下量 $\sigma$	:	2.0 MPa
剛性率 $\mu$	:	$4.48 \times 10^{10}$ (N/m <sup>2</sup> )
S波速度 $V_s$	:	3.8 (km/s)
密度 $\rho$	:	3.1 (g/cm <sup>3</sup> )
破壊伝播速度 $V_r$	:	2.74 (km/s)

図 3.2-9 震源時間関数のスケーリングに関する検討に用いた特性化震源（アスペリティ）モデル。

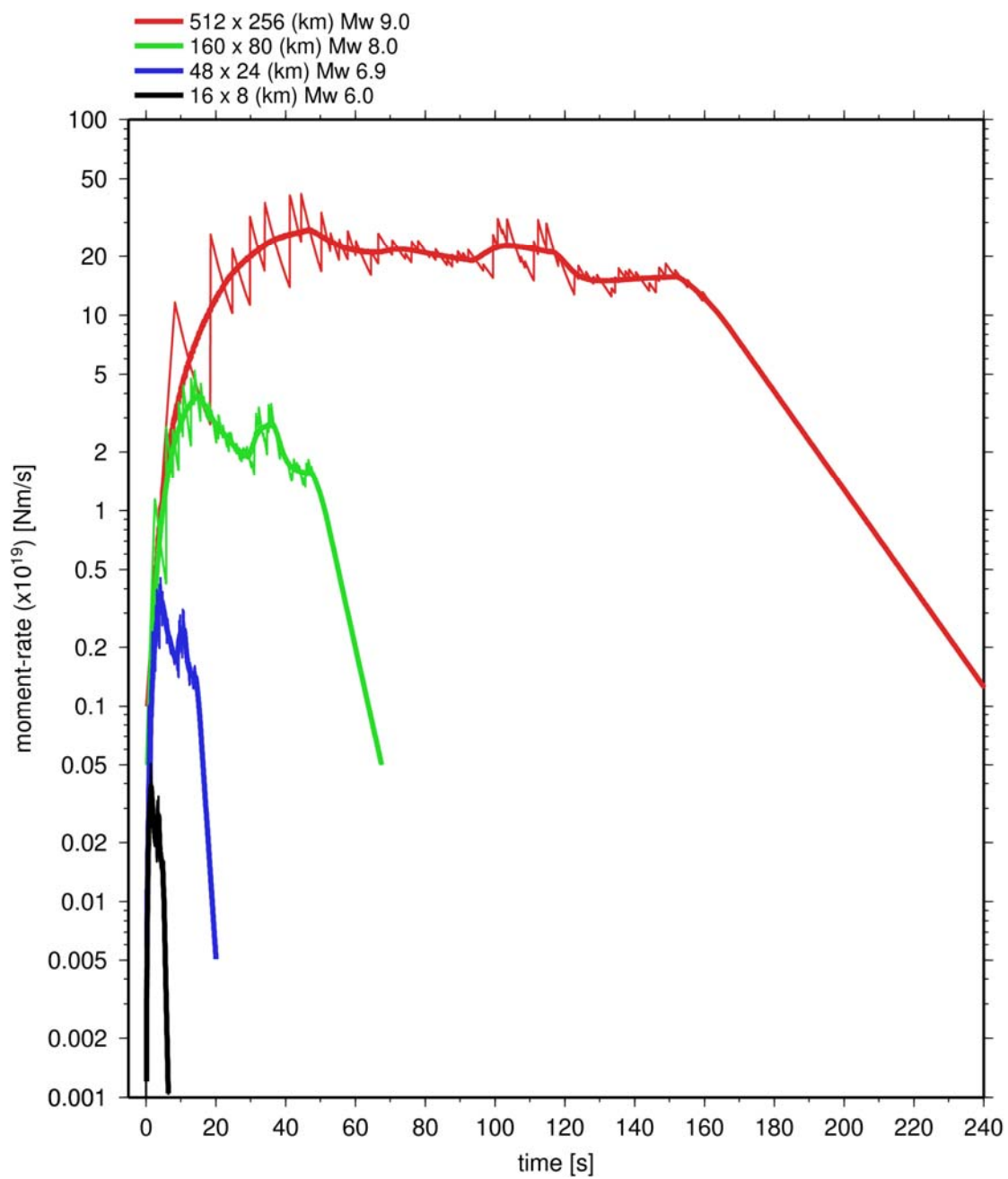


図 3.2-10a 特性化震源モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）。

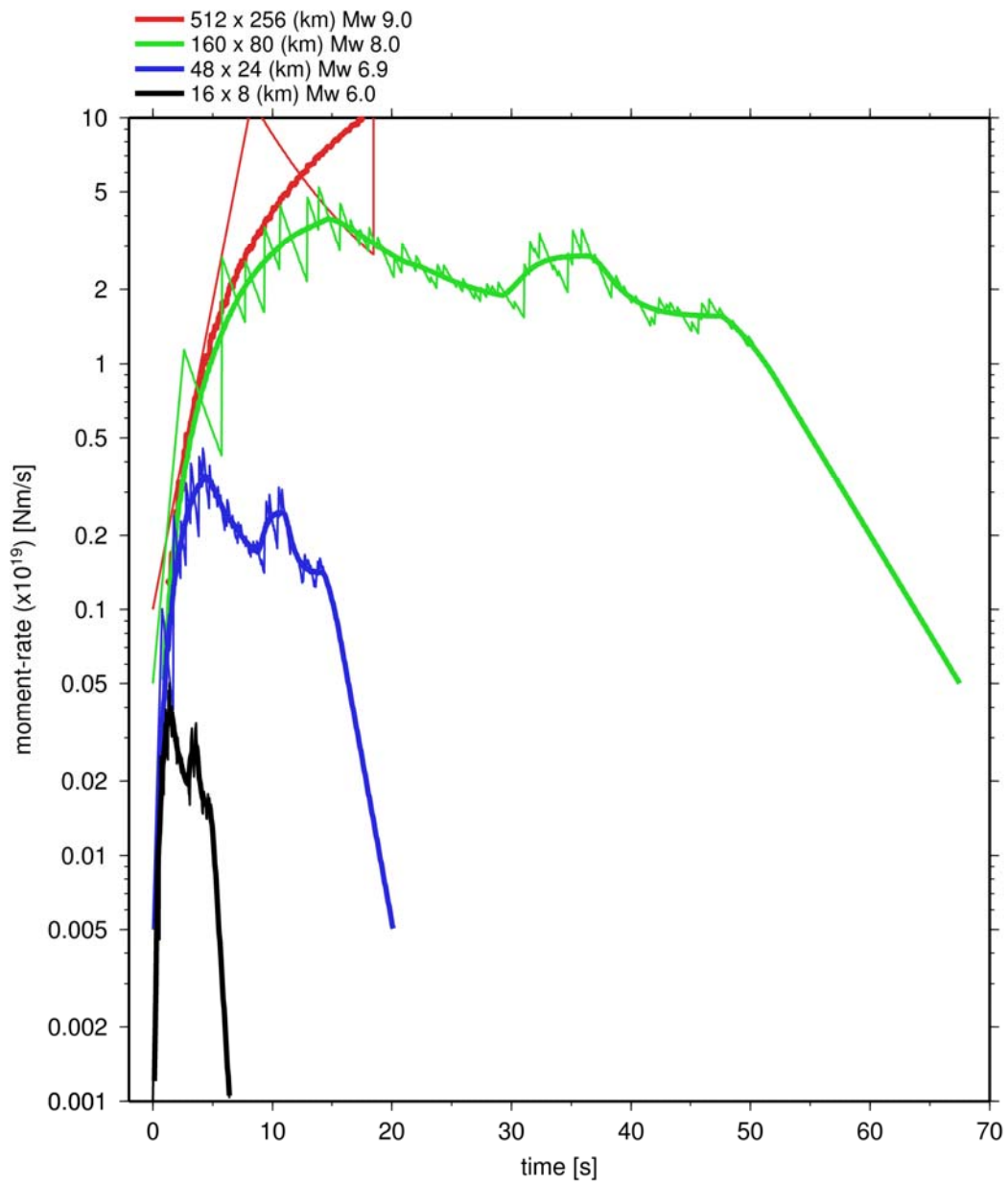


図 3.2-10b 特性化震源モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）。図 3.2-10a を拡大したもの。

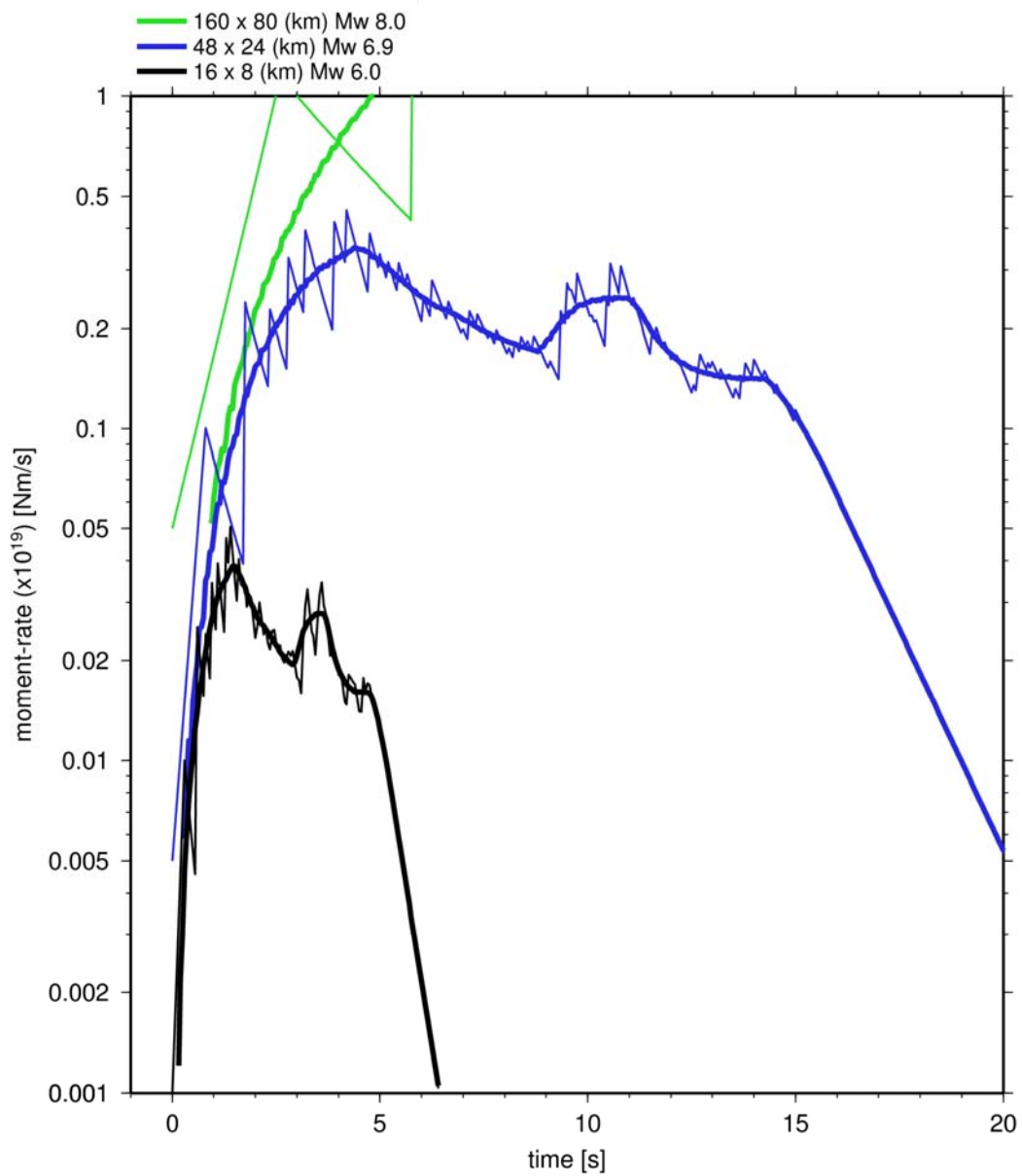


図 3.2-10c 特性化震源モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）。図 3.2-10b を拡大したもの。

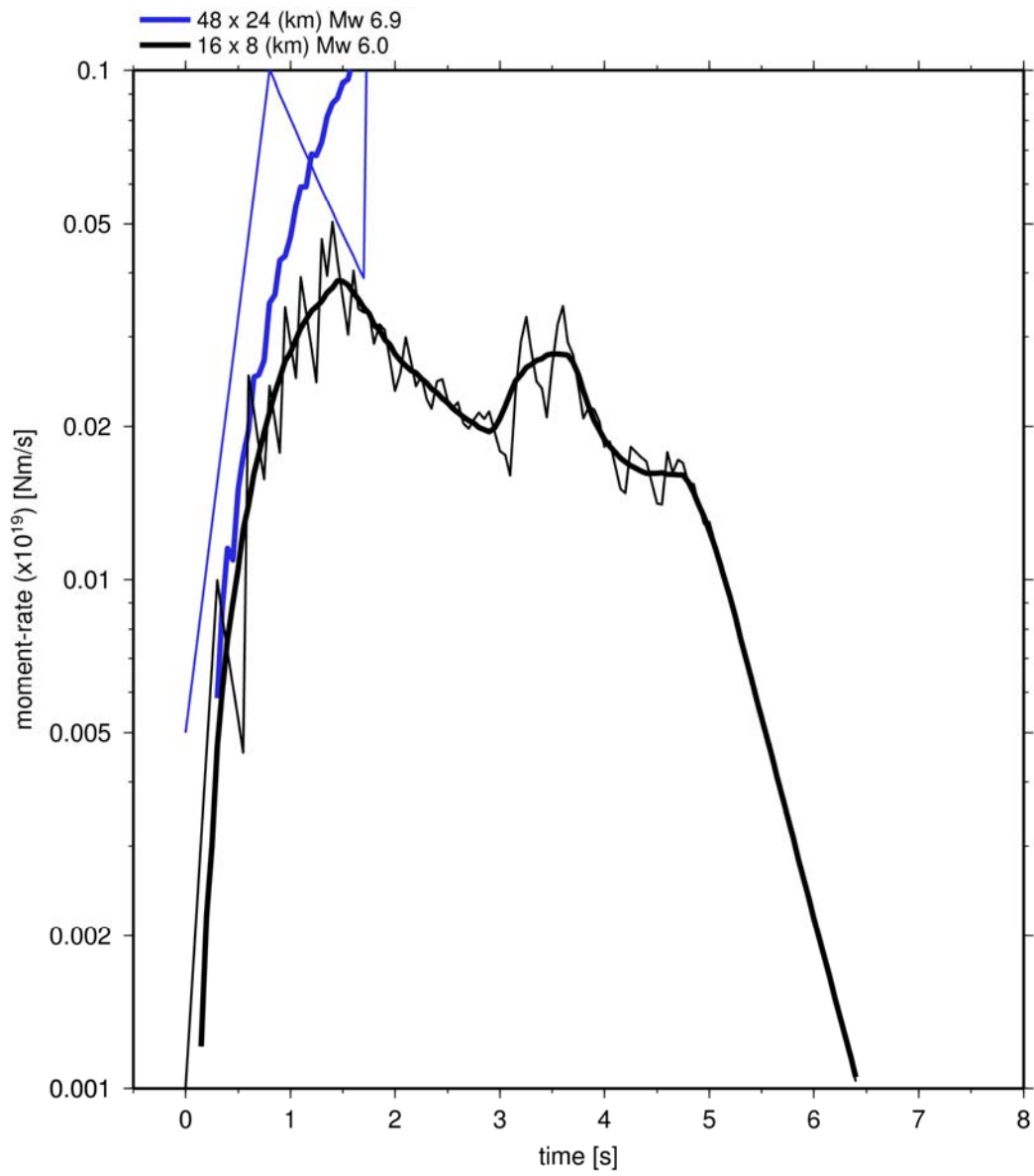


図 3.2-10d 特性化震源モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）。図 3.2-10c を拡大したもの。



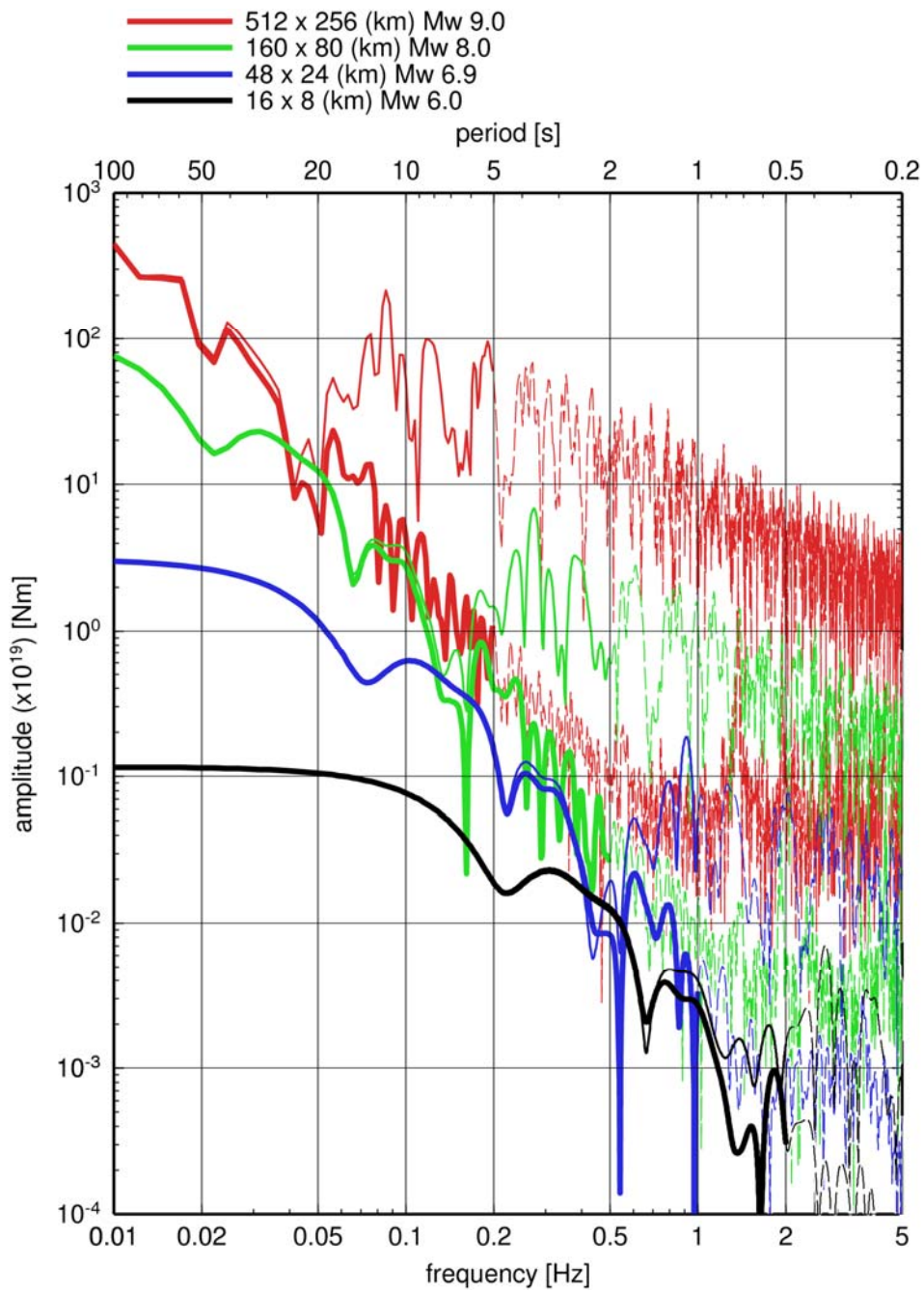


図 3.2-11 特性化震源モデルに対する震源時間関数（モーメント時間関数）のフーリエスペクトル。

(c) 結論ならびに今後の課題

マグニチュード 8 クラス大地震に対するハイブリッド合成法による地震動評価の接続周期（周期 2～5 秒）付近において、現状の「レシピ」によって定義される特性化震源モデルを用いた場合に留意すべき問題点を以下に示す。

短周期側に適用されている波形合成法による地震動評価においては、現状の特性化震源モデルを用いることで適切な地震動評価が実施されていると言え、震源モデルの高度化として必要以上に細かく要素断層を分割する手法や震源モデルに複雑な不均質性を導入する手法は適切であるとはいえないと考えられる。一方、理論的方法による地震動評価結果においては、波形合成法と全く同じ特性化震源モデルを用いると振幅低下問題が発生するので、要素断層ごとの加震点数（N）を十分な数に増やす場合には、波形合成法によって表現しようとした（加震点数  $N = 1$  のときの）震源時間関数に似たような震源像となるような何らかの不均質性導入が必須となる。例えば、断層面全体を対象にしたすべり量や破壊開始時間の自己相似分布（Hisada (2001) による  $k=2$  モデル）を導入することが挙げられる。

一方で、マグニチュード 9 クラスの超巨大地震に対しては、波形合成法における妥当性の検証もなされていない状況であることから、今後、2011 年東北地方太平洋沖地震を対象とした検討・分析が必要である。

(d) 引用文献

- 1) 畑奈緒未・三宅弘恵・瀨藤一起, 海溝型地震の強震動生成域とアスペリティ, 地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S204-008, 2006.
- 2) Hisada, Y., A theoretical omega-square model considering spatial variation in slip and rupture velocity. Part 2: Case for a two-dimensional source model, Bull. Seismol. Soc. Am., 91, 651-666, 2001.
- 3) Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, Earth Planets Space, 56, 317-322, 2004.
- 4) 釜江克宏・川辺秀憲, 2003 年十勝沖地震 (M8.0) の震源のモデル化と強震動予測レシピの検証, 日本建築学会大会学術講演梗概集 B-2, 519-520, 2004.
- 5) 瀨藤一起・三宅弘恵・小林励司・田中康久・池上靖史, 1923 年関東地震の広帯域強震動評価: 震度分布再現に向けたモデル化の現状、首都圏大震災軽減のための実践的都市地震工学研究の展開平成 17 年度成果報告シンポジウム予稿集, <http://www.cuee.titech.ac.jp/syutoken/activities/h17pdf/4.pdf>, 2006.
- 6) Morikawa, N., S. Aoi, R. Honda, S. Senna, Y. Hayakawa and H. Fujiwara, Application of the "Recipe for strong ground motion evaluation" to the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, ESG2006, Paper No. 48., 2006.