

JNES/SAE07-063
07 解部報-0063

断層モデルの高度化に関する検討

平成 19 年 4 月

独立行政法人 原子力安全基盤機構

平成 19 年 4 月

断層モデルの高度化に関する検討

要 旨

原子力安全委員会では「耐震指針検討分科会」において、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針（昭和 56 年 7 月 20 日決定）」（以下「新指針」という。）の高度化に向けての検討が行われ、平成 18 年 9 月に結審された。この新指針においては、基準地震動 S s の策定に際し、その算定方式に断層モデルが導入され、地震動の不確実さに対しても言及することが要求されたことより、当機構の断層モデルによる地震動評価手法をなお一層高度化することが必要となった。

そこで、断層モデルによって評価される地震動の精度向上に関して、当該学術分野の先端技術を導入し、基準地震動策定に対するクロスチェック解析及びその不確実さ評価に活用することとした。

本作業は、当断層モデルを用いた地震動評価に関して、当該学術分野の現状及び今後の進展の方向性について調査・分析し、地震発生様式毎の断層モデルによる強震動予測レシピを充実させ、予測パラメータの不確実さの要因分析とその大きさを評価するとともに、予測精度の向上と説明性の高さを備えた地震動評価手法を確立するための検討を行った。

以下に作業成果の主な概要を示す。

(1) スラブ内地震の強震動予測レシピに関しては、その実効応力が内陸地殻内地震よりも数倍大きいことに着目し、アスペリティの応力降下量をまず規定する予測レシピを提案した。

また、統計的グリーン関数法を用いた鉛直地震動の評価は、理論的なものに比べて過小評価となることを示した。その影響は、水平動よりも短周期帯域に及ぶため、ハイブリッド合成法のマッチングフィルタの工夫が必要であることを示した。

海溝型地震及びスラブ内地震の高周波数限界 f_{max} に関しては、少ないデータながら試験的な解析を実施し、 f_{max} と減衰のべき乗数 n の平均値、平均士対数標準偏差の暫定的な値を求

めた。

- (2) 強震動予測パラメータの不確実さの定量的取り扱いに関して、運動学的断層モデルによる強震動評価に必要な各種パラメータ間の相関の有無について整理・分析した結果、アスペリティ位置及び破壊開始点位置の相関が強く、それらの設定によるばらつきが大きいことを示した。

また、現状の予測レシピの不確実さに関する留意事項として、固有地震（地表地震）と非固有地震（地中地震）による地震動特性、短周期レベル、アスペリティの深さ方向分布の不確実さに留意する必要があることを示した。特に、固有地震と非固有地震を区別しない現状の予測レシピでは、短周期地震動のレベルは地震規模に応じて大きくなるが、固有地震と非固有地震を分けた場合には、固有地震となった際に短周期レベルが低下するため、両タイプの地震の遷移域では非固有地震の方が地表地震より短周期レベルが大きくなる可能性があることが分かった。

- (3) 断層モデルの適用に際しては、アスペリティ位置及び破壊開始点位置の設定により地震動のばらつきが非常に大きくなる。このため、通常は最悪ケースを想定して設定されがちなこれらの位置を、予めどの程度まで絞り込んで予測を行うことができるかが、断層モデル適用にあたってのポイントとなる。また、このような現象は経験的な地震動評価のばらつきには十分に反映されておらず、そのために経験的手法によるばらつきが小さく見えることに関しては注意が必要であることを示した。

- (4) 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式による地震動評価結果は、その平均特性においてほぼ整合することを示した。また、断層モデルによる地震動評価結果のばらつきについては、個々のパラメータに起因するばらつきの値が、周期によっては全体のばらつきを上回る場合があり、個々のパラメータの変動の影響が、結果に対して独立ではないことを示した。

最大加速度の距離減衰特性については、最近の観測事例を取り込むことにより、大地震による短周期の震源近傍地震動の飽和現象が、経験的モデルでも表現されることを示した。

- (5) 動力学的断層モデルの適用性に関しては、運動学的断層モデルと動力学的断層モデルの相違点について整理し、両者の長短をとりまとめた。また、動力学的モデルは計算資源と膨大なパラメータが必要とされるため、実用的な予測手法としては、動力学的知見を取り込んだ運動学的モデル(擬似動力学モデル)を目指すことが望ましいことを示した。

そして、動力学的シミュレーションの一つとして実施されている地震サイクル・シミュレーションの試算例を紹介し、断層面の強度のばらつきが、生成される地震規模のばらつきを支配することを示した。

断層モデルの高度化に関する検討

目 次

1. 序論	1- 1
1.1 目的	1- 1
1.2 実施内容	1- 1
2. 断層モデルの高度化	2- 1
2.1 地震発生様式・地震毎の強震動予測レシピの高度化	2- 1
2.2 対象断層モデルの合理的設定	2- 7
2.3 鉛直地震動に関わる解析モデルの高度化	2-14
2.4 高周波数限界 f_{max} の高度化	2-20
3. 不確実さの取り扱い	3- 1
3.1 強震動予測パラメータの不確実さの定量的取り扱い	3- 1
3.2 固有地震と非固有地震の取り扱い	3- 7
4. 断層モデルの適用範囲	4- 1
4.1 断層モデル適用にあたって必要な情報	4- 1
4.2 情報の多寡と適用範囲	4- 4
5. 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式との整合性	5- 1
5.1 ばらつきの種類	5- 1
5.2 応答スペクトル距離減衰式による強震動予測結果のばらつきの検討	5- 3
5.3 断層モデルによる予測結果のばらつきの検討	5- 6
5.4 震源近傍地震動の飽和を取り込んだ距離減衰式	5-13
5.5 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式の比較	5-29
6. 動力学的断層モデルの適用性	6- 1
6.1 運動学的断層モデルと動力学的断層モデル	6- 1
6.2 動力学的断層モデルの検討事例	6- 6
6.3 地震サイクル・シミュレーション例	6-29
7. 結論	7- 1
参考文献	参-1

表 一 覧

表2.1	Kagawa et al. (2004)による地震発生様式毎のアスペリティの特性.....	2- 4
表2.2	香川・他 (2003)が推定した内陸地殻内地震のフィルター・パラメターの一覧	2-21
表2.3	Kagawa et al. (2006)による海溝型地震のフィルター・パラメターの一覧.....	2-23
表2.4	Kagawa et al. (2006)によるスラブ内地震のフィルター・パラメターの一覧.....	2-24
表3.1	地表断層地震と地中斷層地震のスケーリング・パラメータ	3- 9
表4.1	各地域での情報量	4- 6
表5.1	シミュレーションに用いた断層パラメータ	5- 7

図一覧

図2.1	入倉・三宅(2001)のスケーリング	2- 1
図2.2	中村・宮武(2000)のすべり速度時間関数	2- 3
図2.3	中田・他(1998)による断層分布形状と破壊開始点候補	2- 3
図2.4	壇・他(2003)によるすべり方向毎のアスペリティの実効応力	2- 4
図2.5	壇・他(2003)によるアスペリティの実効応力の深さによる変化	2- 6
図2.6	ヘリコプターを用いた航空磁気探査のセンサー取り付け方法	2- 9
図2.7	カリフォルニア東部剪断帯 (ECSZ)	2-11
図2.8	高分解能磁気異常データを用いた水平変位量解析結果例	2-11
図2.9	高分解能磁気異常データを用いた水平ずれ解析結果例	2-12
図2.10	大西・堀家(2004)による弾性波グリーン関数各項の比較	2-15
図2.11	大西・堀家(2004)による弾性波速度グリーン関数遠地項 (F) と 合計波 (T) の距離減衰の比較	2-16
図2.12	大西・堀家(2004)によるグリーン関数合成波に対する遠地項のみのスペクトル比 ...	2-17
図2.13	低角逆断層による S 波の放射	2-18
図2.14	水平方向の構造不均質によるエッジ波	2-19
図2.15	兵庫県南部地震時の神戸市ポートアイランドにおける鉛直アレー記録	2-19
図2.16	香川・他(2003)による 2000 年鳥取県西部地震の震源近傍記録による解析例	2-21
図2.17	香川・他(2003)による高周波数遮断特性の平均及び平均土標準偏差の フィルター形状へのフィッティング例	2-22
図2.18	Kagawa et al. (2006)による海溝型地震の高周波数遮断特性の平均 及び平均土標準偏差のフィッティング例	2-23
図2.19	Kagawa et al. (2006)によるスラブ内地震の高周波数遮断特性の平均 及び平均土標準偏差のフィッティング例	2-25
図3.1	震源断層の形状を構成するパラメータ	3- 1
図3.2	アスペリティと破壊開始点の配置	3- 3
図3.3	大塚・他 (1998)によるばらつきの試算例	3- 4
図3.4	Motohasi et al. (2005)による断層モデルと経験的手法のばらつき	3- 6
図3.5	固有地震 (左) と非固有地震 (右)	3- 7

図3.6 地表断層地震(上2段)と地中断層地震(下段)による地震動と距離減衰式の比	3- 8
図3.7 地表断層地震(上)と地中断層地震(下)のスケーリング	3- 9
図3.8 各種スケーリングと実地震のインバージョン結果	3-10
図3.9 各種スケーリングによる短周期レベル	3-11
図3.10 深さ方向のアスペリティ位置の確率分布	3-13
図4.1 地震モーメントと断層面積の関係の例	4- 1
図4.2 Kagawa et al. (2004)による M6.5 の標準的な地表断層地震(左)と地中断層地震(右)	4- 3
図5.1 地震間誤差と地震内誤差の地震規模依存性	5- 4
図5.2 地震内誤差と震源距離依存性	5- 4
図5.3 地震内誤差と振幅依存性	5- 4
図5.4 距離減衰式の回帰誤差 (周期による地震間誤差と地震内誤差)	5- 5
図5.5 アスペリティと破壊開始点	5- 8
図5.6 変動させたパラメータの組合せと重み	5- 8
図5.7 地震動強さの中央値及びばらつきの空間分布	5- 9
図5.8 代表的な地点における個別パラメータによるばらつきと全体のばらつき	5-11
図5.9 NGA プロジェクトで用いられている地震	5-17
図 5.10a NGA モデルによる M6.0 横ずれ断層の周期 0.2 秒の加速度応答値	5-19
図 5.10b NGA モデルによる M6.0 横ずれ断層の周期 1.0 秒の加速度応答値	5-19
図 5.10c NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 0.2 秒の加速度応答値	5-20
図 5.10d NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 1.0 秒の加速度応答値	5-20
図 5.10e NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 3.0 秒の加速度応答値	5-21
図 5.10f NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 0.2 秒の加速度応答値	5-22
図 5.10g NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 1.0 秒の加速度応答値	5-22
図 5.10h NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 3.0 秒の加速度応答値	5-23
図 5.10i NGA モデルによる M7.0 伏在逆断層上盤側の周期 0.2 秒の加速度応答値	5-24
図 5.10j NGA モデルによる M7.0 伏在逆断層上盤側の周期 1.0 秒の加速度応答値	5-24
図 5.10k NGA モデルによる M7.0 地表正断層破壊進行側の周期 0.2 秒の加速度応答値	5-25
図 5.10l NGA モデルによる M7.0 地表正断層破壊進行側の周期 1.0 秒の加速度応答値	5-25

図 5.11a NGA モデルによる周期 0.2 秒の標準偏差	5-27
図 5.11b NGA モデルによる周期 1.0 秒の標準偏差	5-27
図 5.12 亂数で生成された MJ6.5 の断層群	5-30
図 5.13 計算された応答スペクトルとスペクトル距離減衰式の比較	5-31
図 6.1 San Andreas 断層の最南端のセグメントにおいて南から北への破壊の解析	6- 5
図 6.2 Dalguer et al. (2006)により計算された地表断層地震と伏在断層地震における 動力学破壊シミュレーションの速度応答スペクトル	6- 5
図 6.3 M8.6 の横ずれ断層地震に対する動力学モデル(上)と等価な運動学モデル(下)	6- 6
図 6.4 断層上で選択された(図 6.3) 3 点での滑り速度関数	6- 7
図 6.5 震源放射特性と指向性の異なる 3 観測点(左上)における断層近傍の地震動	6- 8
図 6.6 図 6.5 の 2 観測点における運動学モデル(赤線)と動力学モデル(黒線)による 地震動のフーリエ振幅スペクトル(左)と応答スペクトル(右)	6- 9
図 6.7 M=7.0 の横ずれ断層型シナリオ地震の動力学破壊モデル	6-10
図 6.8 Guatteri et al. (2003)により使用された観測点の位置	6-11
図 6.9 6 つの異なるシナリオ地震に対する図 6.8 に示す全観測点の加速度応答スペクトル ...	6-12
図 6.10a 観測点 2 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動 及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)	6-14
図 6.10b 観測点 5 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動 及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)	6-15
図 6.10c 観測点 47 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動 及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)	6-16
図 6.10d 観測点 50 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動 及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)	6-17
図 6.11 鳥取地域の地図	6-19
図 6.12 2000 年鳥取県西部地震で想定した動力学パラメータ	6-20
図 6.13 2000 年鳥取県西部地震の最終滑り分布	6-20
図 6.14 滑り変位の時刻歴(上)と滑り速度の時刻歴(下)	6-21
図 6.15 応力の時刻歴(上)と滑り変位-応力関係(下)	6-23
図 6.16 2000 年鳥取県西部地震における破壊フロントのセンター	6-23
図 6.17 1992 年 Landers 地震の観測点分布	6-24

図 6.18 運動学震源インバージョンに基づいた	
1992 年 Landers 地震に対する準動力学震源モデル	6-25
図 6.19a 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値	
及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=0.5、0.7 秒)	6-26
図 6.19b 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値	
及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=1.0、1.5 秒)	6-26
図 6.19c 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値	
及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=2.0、3.0 秒)	6-27
図 6.19d 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値	
及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=5.0、7.0 秒)	6-27
図 6.20 地震サイクル・シミュレーションによって生じた地震のすべり分布	6-29
図 6.21 マグニチュード、平均応力降下量、断層長さ、最大すべり量の分布	6-30

1. 序論

原子力安全委員会では「耐震指針検討分科会」において、「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針（昭和 56 年 7 月 20 日決定）」（以下「新指針」という。）の高度化に向けての検討が行われ、本 2006 年 9 月に結審された。この新指針においては、基準地震動 S s の策定に際し、その算定方式に断層モデルが導入され、地震動の不確実さに対しても言及することが要求されたことより、当機構の断層モデルによる地震動評価手法をなお一層高度化することが必要となった。

断層モデルによる強震動予測に関する分野は、1995 年兵庫県南部地震以降、精力的に調査及び研究が進められてきた。また、これらの成果を踏まえて、内陸の大地震やプレート境界の巨大地震による広域の強震動評価が中央防災会議や地震調査研究推進本部などにより実施され、それらの成果も急速に蓄積されつつある。

本作業は、当該学術分野の現状及び今後の進展の方向性について調査・分析するとともに、高周波数限界 f_{\max} の平均特性、強震動予測パラメータの不確実さの定量化、簡易モデルを用いた動力学的断層モデルの適用性について具体的な検討を行った。

1.1 目的

地震発生様式毎の断層モデルによる強震動予測レシピを充実させ、予測パラメータの不確実さの要因分析とその幅を評価するとともに、当該学術分野の先端技術を反映して予測精度を向上させ、策定された基準地震動のクロスチェック解析及びその不確実さ評価に活用する。

1.2 実施内容

(1) 断層モデルの高度化

① 地震発生様式・地域毎の強震動予測レシピの高度化

内陸地殻内地震の断層様式（横ずれ断層／縦ずれ断層及び地表断層／地中断層）の違いを考慮したレシピ策定の可能性について検討を行うとともに、スラブ地震に関する予測レシピを新たに策定する。また、予測レシピに関わるパラメータの地域性に関して検討する。

② 対象断層モデルの合理的設定

地下の起震断層を抽出する手法について、新たな調査法に関する検討を行う。また、地形・地質学的情報から、強震動予測レシピに必要な情報を抽出する方法について検討する。

③ 鉛直地震動に係わる解析モデルの高度化

統計的グリーン関数法を用いて評価する鉛直地震動に関して、内外の研究成果を収集・

分析し、合理的な鉛直強震動評価法について検討する。

(4) 高周波数限界 f_{max} の高度化

海溝型地震およびスラブ内地震の高周波数限界 f_{max} に関して、地殻内地震に対する研究成果を参考として、その平均特性について検討する。

(2) 不確実さの取り扱い

① 強震動予測パラメータの不確実さの定量的取り扱い

強震動予測レシピで取り扱う各種パラメータの不確実さの範囲について、現状の知見から整理を行う。また、パラメータ相互の相関性についても整理する。

② 固有地震と非固有地震の取り扱い

固有地震および非固有地震に対する断層モデル設定の考え方及びパラメータの与え方について、既往研究成果を基に整理する。

(3) 断層モデルの適用範囲

地震動予測に必要なパラメータ毎に、経験的手法に対する断層モデルの優位性が損なわれるパラメータのばらつきの限界値を指標として、断層モデルを適用するにあたって準備しておく必要のある情報について整理する。

(4) 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式との整合性

断層モデルと各種応答スペクトル距離減衰式による強震動予測結果について、パラメータに関する情報量に応じたばらつきの比較を行う。

また、地震動の最大規模について米国で実施されている近傍地震動の飽和を含む新しい距離減衰式（NGA）の考え方について調査する。

(5) 動力学的断層モデルの適用性

動力学的断層モデルの適用事例についてとりまとめを行うとともに、従来の断層モデルによる結果との比較・検討を行う。また、地殻内地震に対し、想定する大きな断層帯の活動サイクルの中、個々のセグメントの運動状況に関する動力学的モデルの適用可能性について検討を行う。

2. 断層モデルの高度化

2.1 地震発生様式・地震毎の強震動予測レシピの高度化

(1) 強震動予測レシピとは

断層モデルによる強震動予測に際しては、想定する震源断層を設定し、その規模や破壊シナリオを構築する必要がある。しかしながら、その方法に関しては設定者に依存しばらつきの大きなものとなりがちであった。そこで、モデル化に際しての任意性を少しでも小さくするために、入倉孝次郎京都大学名誉教授らによって提案されたものが、「強震動予測のためのレシピ」と呼ばれる非一様断層破壊シナリオの設定マニュアルである。

以下に、通称「入倉のレシピ」について、地殻内地震を対象として簡単にまとめる。なお、表現は、Irikura et al. (2004)^(2.1) に準拠している。

Step 1: 断層破壊面積 ($S = LW$)

断層長さ L を決め、地震発生層厚と断層傾斜を考慮した最大幅 (W_{max}) との関係で断層幅 (W) を設定する。

$$W \text{ (km)} = L \text{ (km)} : L < W_{max}$$

$$W \text{ (km)} = W_{max} \text{ (km)} : L \geq W_{max}$$

Step 2: 地震モーメント (M_0)

断層破壊面積と地震モーメントの関係式から設定する（図 2.1 参照）。

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} : M_0 < 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm} : \text{Somerville et al. (1999)}^{(2.2)}$$

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 4.59 \times 10^{-11} \times M_0^{1/2} : M_0 \geq 7.5 \times 10^{25} \text{ dyne-cm} : \text{入倉・三宅 (2001)}^{(2.3)}$$

$$S \text{ (km}^2\text{)} = 5.30 \times 10^{-25} \times M_0 : M_0 \geq 7.5 \times 10^{27} \text{ dyne-cm} : \text{Scholtz (2002)}^{(2.4)}$$

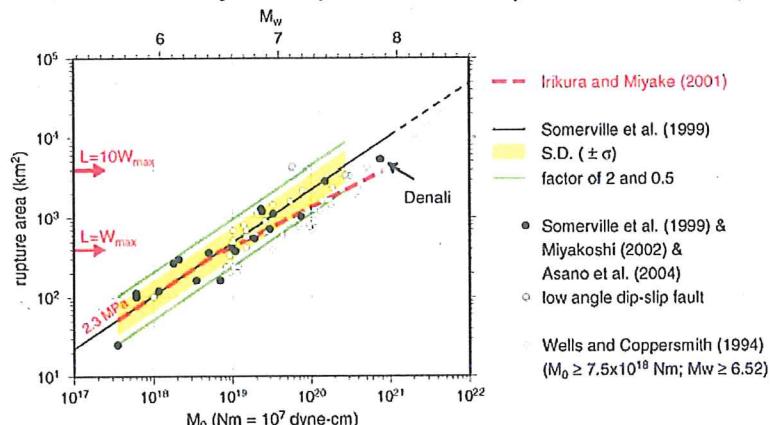


図 2.1 入倉・三宅(2001)のスケーリング

Step 3: 平均応力降下量 ($\Delta \bar{\sigma}_c$)

クラック理論 [Eshelby (1957)]^(2.5) に基づき設定する。

$$\Delta \bar{\sigma}_c = \frac{7\pi^{1.5}}{16} \cdot \frac{M_0}{S^{1.5}}$$

Step 4: アスペリティの総面積 (S_a)

断層破壊面積とアスペリティの総面積の経験則 [Somerville et al. (1999)、入倉・三宅 (2001)] から設定する。

$$\frac{S_a}{S} = 0.22$$

Step 5: アスペリティの応力降下量 ($\Delta \sigma_a$)

アスペリティ理論から、平均応力降下量に Step4 で設定した比の逆数を掛けて求める [入倉・三宅 (2001)]。

$$\Delta \sigma_a = \Delta \bar{\sigma}_c \cdot \frac{S}{S_a}$$

また、壇・他 (2001)^(2.6) による短周期レベル $A = 2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3}$ による拘束を導入し、アスペリティの応力降下量を規定した上でその面積を逆算する方法が用いられる場合もある。

Step 6: アスペリティの個数 (N) と配置

アスペリティの個数は対象断層帶のセグメンテーションに依存する。アスペリティの位置は地表変形量から推定して設定する。再来期間の短い地震であれば過去の地震時のアスペリティ位置が参照できる。近年では GPS 観測網が捉えたバックスリップ量が援用できる。

Step 7: アスペリティの平均すべり量比 (D_a)

動力学破壊シミュレーション（その手法は 6 章で紹介する）の結果を基に、STEP6 で設定したアスペリティ個数 (N) に応じて、断層面全体の平均すべり量 (D) に対するアスペリティ部の平均すべり量 (D_a) の比を設定する。

$N = 1$ の場合は $D_a/D = 2.3$

$N = 2$ の場合は $D_a/D = 2.0$

$N = 3$ の場合は $D_a/D = 1.8$

Step 8: アスペリティの実効応力(σ_a) と背景領域の実効応力 (σ_b)

アスペリティ部の実効応力(σ_a)は応力降下量($\Delta \sigma_a$)で近似できる。背景領域の実効応力(σ_b)は、動力学破壊シミュレーションの結果より、アスペリティ部の1/5程度に設定できる。

Step 9: すべり速度時間関数の設定

Kostrov型のすべり速度時間関数を想定する [中村・宮武(2000)]^(2.7)。その際、最大すべり速度は実効応力から、継続時間はアスペリティの大きさと破壊伝播速度から設定する。ここでも、動力学破壊シミュレーションの結果が参照されている(図2.2)。

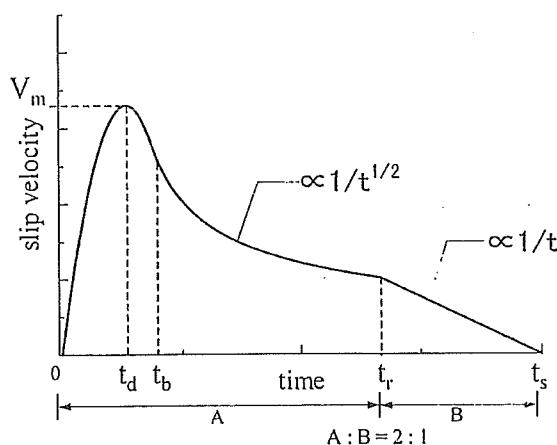


図2.2 中村・宮武(2000)のすべり速度時間関数

[その他のパラメータ] - 破壊開始点 -

内陸地殻内地震の破壊開始点及び終了点は、活断層の分布形状から想定される[中田・他(1998)]^(2.8)。

なお、海溝型地震については、断層面積よりも想定マグニチュードが規定される場合が多いため、Step1及びStep2を逆転し、地震規模から断層面積を与える方法が用いられる。

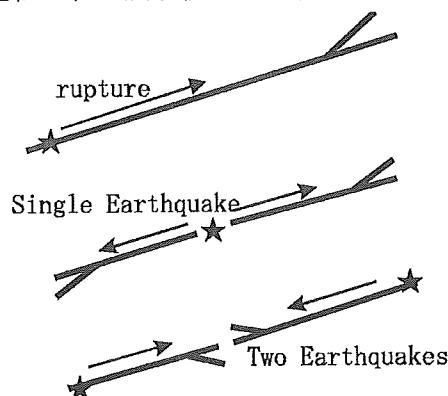


図2.3 中田・他(1998)による断層分布形状と破壊開始点候補

(2) 断層のすべり方向による違い

断層のすべり方向（横ずれ／縦ずれ／斜めずれ）による違いについては、壇・他 (2003)^(2,9)において検討が行われている。図 2.4 にその結果を示す。各地震のアスペリティ部の応力降下量 (K_{0m}) を、(5) に示す関係を用いて深さ 0 km での値に補正して比較を行っている。平均的には、横ずれ断層地震の応力が、縦ずれ断層（逆断層及び正断層）地震よりも有意に小さい傾向を示している。

この関係を積極的に用いれば、すべり方向による違いを反映した強震動予測が可能である。

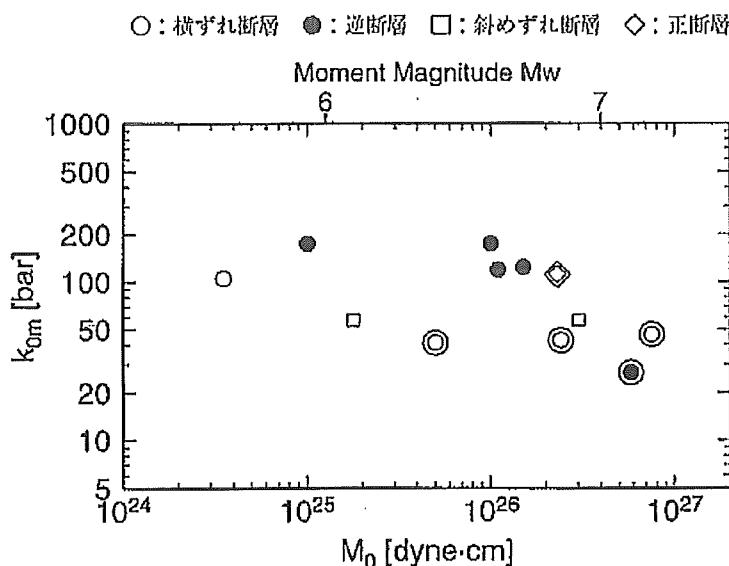


図 2.4 壇・他(2003)によるすべり方向毎のアスペリティの実効応力

(3) 地中断層と地表断層による違い

地中断層と地表断層による違いについては、kagawa et al (2004)^(2,10)において検討が行われている。表 2.1 にその結果を示すが、アスペリティ部に着目すると、地表断層地震によるものの方が、地中断層地震によるものよりも、実効応力が小さく、すべり速度が半分程度であることが示されている。この関係を積極的に用いれば、地中断層と地表断層による違いを反映した強震動予測が可能である。

表 2.1 Kagawa et al. (2004)による地震発生様式毎のアスペリティの特性

		Stress Drop	Asperity Slip Contrast	Effective Slip Velocity
Surface Break Fault	Shallow Asperities	6.5 ± 4.6 MPa	2.1 ± 0.4	133 ± 60 cm/s
	Deep Asperities	23.6 ± 15.2 MPa	2.0 ± 0.3	286 ± 164 cm/s
Buried Fault	Deep Asperities	23.7 ± 14.5 MPa	2.3 ± 0.7	

(4) 地域による違い

地域によって強震度予測レシピを大幅に変更するだけの積極的な根拠は、現在のところ得られていない。

ただし、レシピに用いられる個々のパラメータについては、今後の詳細な検討が望まれるもの、地域性を導入する必要がある。以下に、それらの項目について考察する。

① 地震発生層厚さ

地震発生層厚さは、地殻岩盤が強震動を生成するだけの破壊を起こす能力のある層として規定される。その鉛直端は微小地震の震源深さ分布や、たて波速度 $V_p > 6 \text{ km/s}$ 層、キュリ一点深度などから推定される。これらは地殻の状況やマントルの熱流量の差異によって地域性を持つと考えられるので、対象地域の現況を十分に調査して設定する必要がある。

② 平均応力降下量

平均応力降下量も、地域の地殻が耐えることのできる応力による違いがあると思われるため、対象地域で発生する微小地震の解析による平均的な応力降下量の検討を予め実施して、周辺領域と比較・検討しておく必要がある。

ただし、地震発生層厚さ及び平均応力降下量も、微小地震レベルと大地震ではその特性が変化することも考えられるので、既往大地震の発生領域における比較・検討を実施しておくことが望ましい。

(5) スラブ内地震のための強震動予測レシピの検討

壇・他 (2003)では、アスペリティの深さによる実効応力の変化についても検討している。

図 2.5 に示すように、深さとともに実効応力が増大し、特に、内陸地殻内地震とスラブ内地震を比較すると、スラブ内地震の実効応力は数倍となっていることが分かる。

そこで、この関係を用いてアスペリティの実効応力をまず規定し、(1)に示したレシピをステップ 5 から逆算することにより、スラブ内地震の強震動予測レシピが構築される。

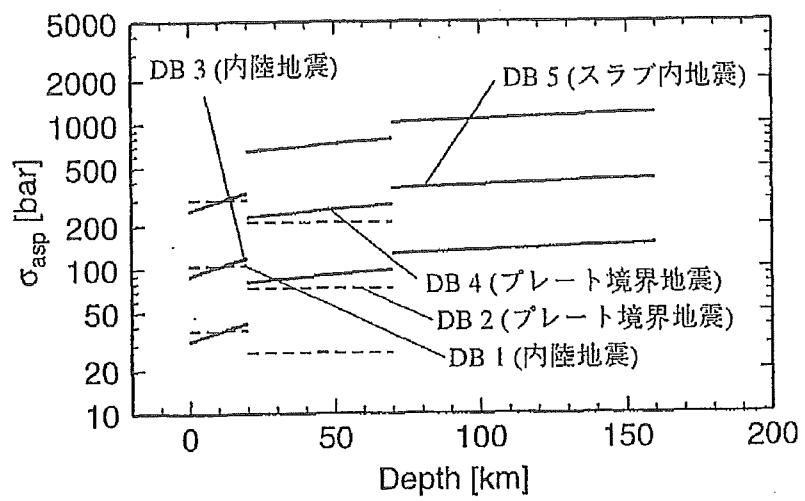


図 2.5 塙・他(2003)によるアスペリティの実効応力の深さによる変化

2.2 対象断層モデルの合理的設定

(1) 最近の断層調査の動向についての概観

我が国では1995年に発生した兵庫県南部地震を契機として、全国で重点的に調査すべき主要活断層が指定され、詳細な分布形状や活動時期を特定するために地形・地質調査、物理探査等が実施されてきた。このような調査と平行して、地震波形観測ネットワークも整備された。その結果、近年発生した地震の震源断層の運動像が波形インバージョンにより詳細に得られるようになってきた。このように地震波形観測網の高密度化、データの解析技術の向上といった背景の下、発生した地震波形の高精度な再現が可能となってきている。そこで国や地方自治体はより現実的な地震防災計画のために、強震動予測のための基礎データの蓄積や検討を積み重ねてきた。シナリオ地震想定のためには様々なパラメータを設定する必要がある。震源断層は活断層情報に基づき設定される。活断層分布情報としては、「新編 日本の活断層」などが存在するが、複雑に分布する活断層情報から震源断層を想定するのは非常に困難である。したがって、より高精度に活断層の性状を把握するために、様々な活断層調査が実施してきた。

活断層調査には大きく以下の2種類が挙げられる。

- ① 活断層の通過位置の確定と長さのトレースによる全体を把握するための調査
- ② 活断層の活動履歴と最終活動時期を特定し、その発生確率を推定するための調査

兵庫県南部地震以降に実施された各種活断層調査の多くは②を主眼に置いたものが多く、①の調査は②の調査で実施されるトレンチ調査の地点を決定するための調査の一つとして位置づけられることが多かった。しかしながら地震防災の観点から考えると、各活断層におけるシナリオ地震を想定し、それによる被害想定を行うことは重要である。そのためには、地震活動を起こす断層の長さ、規模、変位量、アスペリティ分布などの情報の収集と設定が非常に重要であり、①の調査資料に基づく検討が必要不可欠である。

活断層の分布等は、基本的に地形学的に特徴付けられる断層変位地形を写真判読や現地調査で確認し、地図上に投影することで「活断層図」が作成されており、長さの情報は地表地形から得られる。しかしながら、近年の鳥取県西部地震や新潟県中越地震等明確な地表活断層が出現しない地震が発生した事例を受けて、地表で明瞭に認められる「リニアメント」情報のみに注目して断層情報を抽出するのではなく、地質ブロック毎の造構造運動等による相対変形に着目する方法、すなわち、断層通過点の「リニアメント」情報から変位を捉えるの

ではなく、ブロック毎の「面」情報から運動変換部を特定する方法も近年行われるようになってきた。

また、地震の発生メカニズムや各種インバージョンによる震源断層と地表活断層との関係についての相関性の検討等も行われ、それらの関係から、如何に高精度のシナリオ地震を設定するかについての議論も行われている。ここでは強震動予測において重要な基礎情報の一つである断層情報に関して、地表で明瞭に認められるものだけではなく、伏在していても捉えることができる研究成果を中心に、最近の文献情報より検討を行った。

地表情報だけでは特定が困難な伏在断層構造に関して、特に鉛直方向の落差が顕著な断層については各種物理探査より解明されている。

絶対的な断層変位量の特定では精度的に劣るものも、重力異常や磁気異常といったポテンシャルデータを用いた研究成果には、伏在構造の面的な広がりが把握できる利点がある。

また、興味深い話題としては航空機を用いた調査や、高分解能のデータ解析に基づく水平変位成分の抽出がある。

これらの調査結果は、日本において明瞭な地表変位が見られない地震の検討に有効であると考えられる。したがって、文献調査の結果特に重要と思われる内容についてはとりまとめを行った。

(2) ポテンシャルデータを用いた地下構造の検討

ポテンシャルデータを用いた地下構造の検討の概略を述べる。ポテンシャルデータには重力・磁気異常が挙げられる。ともに探査手法が簡便で短期間に広域のポテンシャル分布が得られることが特徴である。

重力・磁気探査データは各種補正の後、地下の密度構造や磁化構造などソースに起因する重力異常や磁気異常データが得られる。重力異常では地下に花崗岩や玄武岩等の高密度な物体があれば正の重力異常を、未固結の堆積物など低密度な物体があれば負の重力異常を呈する。また、正の磁気異常は岩石の磁化が強いことを示し、火山地域に多くみられ、負の磁気異常は磁化の弱い堆積層地域に多くみられる。

一方、重力異常・磁気異常とも、地下深部から表層までの密度や磁化構造の積み重ねであるため、活断層などの浅部地下構造を得るために表層付近の深度情報を抽出しなければならない。このためのデータ処理には様々な手法・パラメータがある。さらに観測された重力異常・磁気異常を説明するモデルは無数に存在する。したがって、ポテンシャルデータを用

いて一義的に高精度に地下構造を求めることが困難であるため、既存調査資料が存在しない地域では、一次的な地下構造解析に用いられる。逆に大都市のように既存の地質構造や反射法地震探査結果など、高精度な地下構造情報を有する地域では、これらの情報を拘束条件とした解析を行うことで、既存資料で明らかな構造の面的な広がりの検討が行われてきた。

(3) 航空機を用いた重力・磁気探査について

広域探査に最適な重力・磁気探査をより短期間に広範囲に実施する方法として、飛行機やヘリコプターにセンサーを搭載して探査を行う航空重力・磁気探査がある。航空探査は古くから行われてきたが、近年のGPS測位技術の向上に伴い、航空機が移動中であってもリアルタイムに高精度な測位ができ、その結果、高品質かつ高密度なデータ取得が可能となってきた。航空機を利用することで、陸上からのアプローチが困難な山岳部や沿岸部における地域での探査が可能となった。

重力加速度を計測する重力探査では、加速度が作用する移動物体中で計測するため、センサーのマウント方法や計測中の姿勢制御が問題となる。これに対して、磁気探査ではセンサーを航空機に固定すればよく、機体の姿勢変化により生じる機体磁気補償問題はあるが、磁気センサーをできるだけ機体から離して取り付けることで対応でき、古くから世界中で探査が実施してきた。従来はバード式と呼ばれるセンサーを航空機にぶら下げる方法が用いられてきたが、最近では航空機の進行方向にポール状の先端にセンサーを取り付けるスティングガ方式も多くなってきた（図2.6）。また、センサーを下方に曳航するバード方式では航空機機体磁気補償の影響は少ない。

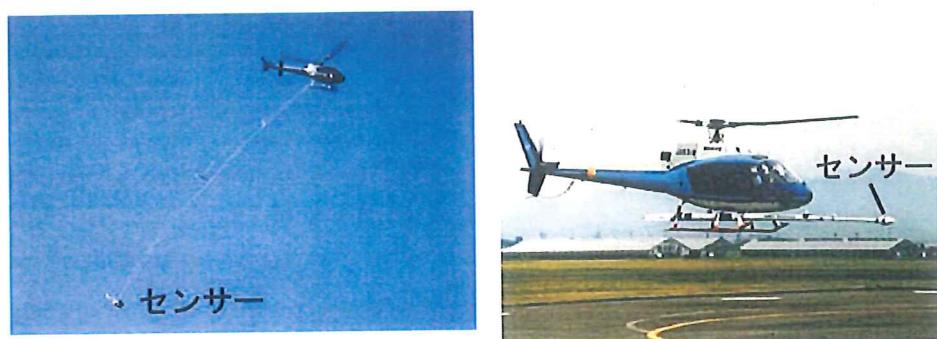


図2.6 ヘリコプターを用いた航空磁気探査のセンサー取り付け方法

（産業技術総合研究所HPより）
左：バード方式、右：スティングガ方式

これに対してスティング方式は、より低空で安全に探査できる利点がある。低空で取得したデータの方がよりソースに近く高分解能となる。近年ではより低空での航空磁気探査が多く報告されるようになってきた [文献(2.11)～(2.36)]。

都市域では送電線や工場などの電磁気的な人工ノイズが多いが、低い飛行高度で航空磁気探査を実施すると高分解能のデータを得ることができ、短周期の人工ノイズが除去できるという利点もある [文献 2.15]。データ取得の簡便性から、航空磁気探査の報告が大半を占めるが、航空重力探査も航空機に対するセンサー取り付け方法や移動中の加速度の補正方法、姿勢制御の改良や GPS 測位技術の向上により 1mgal 程度の精度のデータが取得可能になり、近年日本でもデータ取得が困難な地域での航空重力探査が実施されている [文献(2.25)、(2.36)]。

(4) 高分解能の航空探査データに基づく水平変位量の検討

地表付近に高密度な岩体や高磁化した火山岩体が存在すれば、それが被覆層に覆われても正の重力異常や磁気異常として検出される。このような特性から、地表面では明瞭に認められない伏在断層の抽出や、その面的な広がりの検討に用いられてきた。鉛直変位の卓越した構造の検討が一般的であるが、水平変位が検討されている研究事例もある [文献(2.37)～(2.59)]。その事例は磁気異常データの解析結果で多く、基本的に高磁化した火山岩体が横ずれ断層により分断されている場合、火山岩体分布に依存した磁気異常パターンが認められ、これらのパターンより水平変位量が見てとれる。この手法の利点は堆積物等に火山岩体が覆われていても検討できることである。

ここでは高分解能の航空磁気探査データの解析によりアメリカのカリフォルニア州ヘクターマイン断層 (図 2.7) の水平変位量を研究した事例を紹介する [文献(2.54)]。解析に使用した航空磁気探査データは、飛行高度が平均地形面より 300m 上空、測線間隔を 1.6km 以下にした低飛行高度かつ高密度な測線によるデータセットである (図 2.8)。

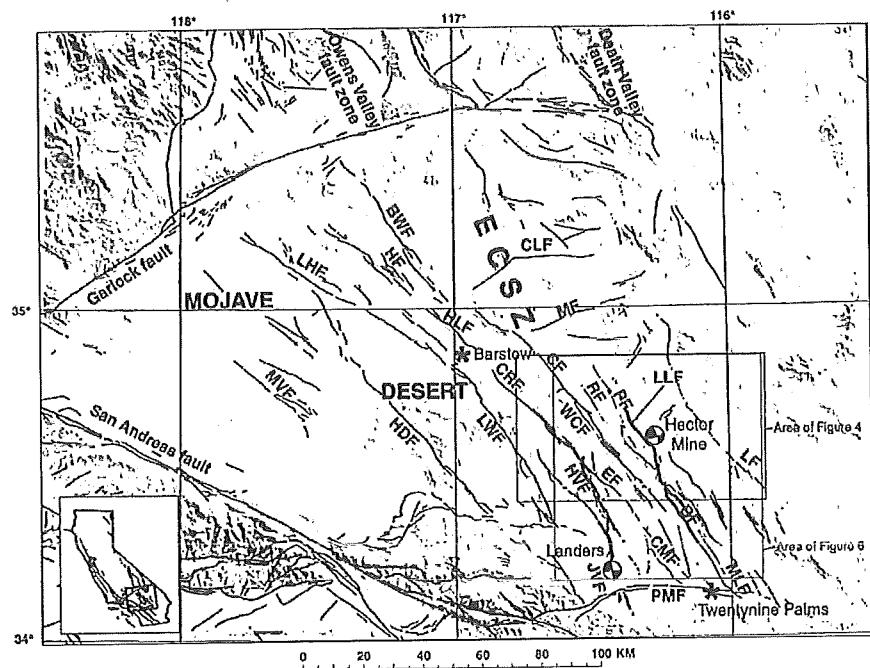


図 2.7 カリフォルニア東部剪断帯 (ECSZ)
(太い黒実線がヘクターマイン・ランダース断層の地表変状を示す [文献(2.54)])

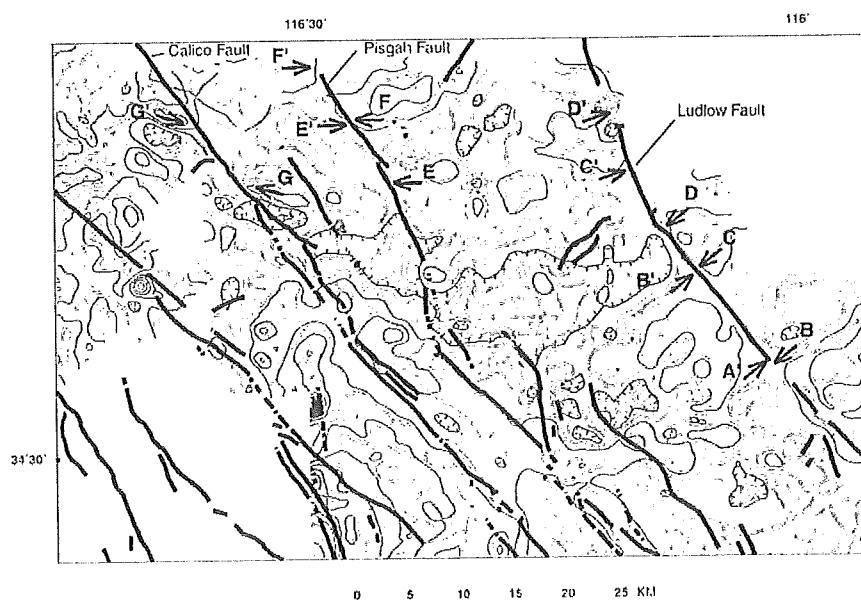


図 2.8 高分解能磁気異常データを用いた水平変位量解析結果例
(黒実線は断層線。コンター間隔は 50nT。-100nT 以下の地域を灰色で示す。
白丸は解析により求められた磁化体の端点を示す。
A-A'～G-G'の矢印はそれぞれ推定された水平変位を示す [文献(2.54)])

磁気異常に基づく水平変位量の認定方法としては、磁気異常分布が既存の表層地質と明瞭に対応しており、さらに断層を挟んで両側に類似した磁気異常パターンが認められるとしている。そして、高分解能で取得したデータをグリッド化し、浅部の磁化構造に対応する短波長成分を強調するフィルター処理をした磁気異常データに対して検討を行っている。また、水平変位量を定量的に見積もるため、磁化物体の形状をインバージョンにより求め、その地表側の端点を用いている。最終的には様々なフィルターで得られた磁気異常を総合して判断した結果、図 2.8 に示すように横ずれ断層に沿った水平変位が磁気異常データから認められている。さらに地質学的に明らかにされた変位量とも、オーダーとしては整合的な結果となっている。図 2.9 に示すように A-A' で Bullion-Mesquite Faults による 22km の水平変位、A'-A'' では Lavic Lake Fault による 3.4km の水平変位、さらに B-B' では A-A' と A'-A'' をあわせた 20km の水平変位が認められた。これら磁気異常を用いた水平変位量の検討は、大縮尺かつ短波長成分のデータでのみ可能と述べられている。

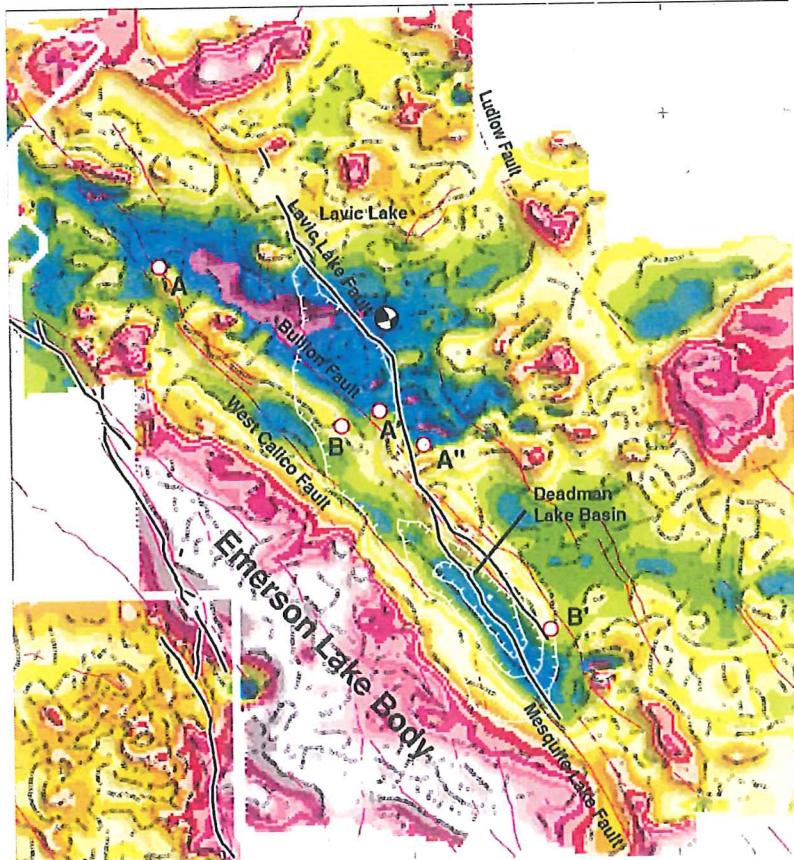


図 2.9 高分解能磁気異常データを用いた水平ずれ解析結果例
(黒実線は断層線、コンター間隔は 40nT. 小さな白丸は解析により求められた磁化体の端点を示す。A-A'、A'-A''、B-B'の赤丸はそれぞれ推定された水平変位〔文献(2.54)〕)

(5) その他の事例

これまで紹介してきた研究以外に、最近の学会発表における興味深い話題を数例紹介する。すでに述べてきたようなポテンシャルデータの解析結果に基づく地下構造推定の他に、重力異常分布と活断層との関係について、日本全体の重力異常図がコンパイルされた時期より検討されてきている〔文献(2.59)〕。これをさらに応用して、重力異常と震源断層との関係を検討した事例がみられる〔文献(2.60)、(2.62)、(2.64)、(2.66)〕。

震源断層パラメータに関しては、世界中で得られた震源断層と地震断層との幾何学的な関係を議論した事例〔文献(2.61)、(2.63)〕、活断層と地震断層との関連を検討した事例〔文献(2.67)〕、さらには活断層のセグメントや地震時の地表変状との関連を検討したものが最近学会で発表されている〔文献(2.65)〕。

実データセットを用いた相関性の検討とは別に、有限要素法や境界要素法、破壊現象を取り扱うことができる個別要素法などの数値シミュレーションも多数報告されるようになってきている。模擬地盤を用いたアナログ実験のシミュレーション結果の発表もある〔文献(2.68)〕。

(6) まとめ

重力異常や磁気異常のポテンシャルデータは、古典的な物理探査に分類され、世界中で早くから探査がなされ、データベースが構築されるまでになっている。このような陸上・海上のデータを中心としたデータベース以外に、今回の文献調査で明らかになった航空機を用いた航空探査は、短期間に広域な高分解能のデータを得ることができる。さらに全地域に適用できるわけではないが、地質学的な情報と組み合わせることにより鉛直方向の変位、場合によっては水平方向の変位が明らかになる場合もある。

今回の文献調査では取り上げなかつたが、重力異常データは人工衛星を用いても取得できる。空間分解能が100km程度と大構造しか検出できないが、一定の時間間隔でデータが蓄積される利点がある。スマトラ地震のように巨大な地震においては、地震前後の重力異常の変化が報告されている。

人工衛星や航空機を用いて得られるポテンシャルデータは、今後より高精度化・高分解能化が進むと予想され、地表活断層情報を中心とした震源断層設定に有益な付加情報を与えることが期待される。

2.3 鉛直地震動に関する解析モデルの高度化

(1) 鉛直地震動計算の現状

震源近傍における広帯域の強震動予測にあたって、現時点ではハイブリッド法がもっとも一般的に用いられている。その長周期帯域の計算に主に用いられる差分法では、3次元的な地下構造の影響だけではなく、断層近傍で影響の大きいグリーン関数の近地項、中間項、遠地項 [Aki and Richards (1980)]^(2.69) を自然に考慮できることが利点である。このため、鉛直動を含む3成分地震動を合理的に表現することができる。

一方、短周期帯域の計算に主に用いられる統計的グリーン関数法 [釜江・他 (1991)]^(2.70) では、グリーン関数の遠地項のみが利用されている。また、統計的グリーン関数法に用いられる統計的波形は、もともと点震源に対する加速度波形計算法として提案されており [Boore (1983)]^(2.71)、方向性を持たないS波水平成分を対象としたものであった。これらにP波を含む地震波放射特性の影響や、サイト近傍の層構造による影響を考慮して3成分の地震動を計算することが試みられている [大西・堀家 (2000)]^(2.72)、[香川 (2004)]^(2.73)。

しかし、グリーン関数の遠地項しか考慮しない統計的グリーン関数法では、特に震源近傍域において計算地震動に誤差を生じる。大西・堀家 (2004)^(2.74) では、このような問題について検討し、特に統計的グリーン関数法のみでは鉛直動を過小評価することを示した。

ここでは、大西・堀家 (2004)による検討をフォローすることにより、統計的グリーン関数法による鉛直地震動評価の問題点と、その克服法について検討する。

(2) 遠地項のみによるグリーン関数の誤差

大西・堀家(2004)では、従来の遠地項による統計的グリーン関数だけではなく、中間項及び近地項で表現したものを作成し、それらの影響を比較している。対象としたものは、全無限均質等方媒質 (P波速度 6.2km/s、S波速度 3.6km/s、密度 2.7g/cm³) における点震源 (地震モーメント 5×10^{23} dyne · cm、応力降下量 100bar、 $f_{max}=10$ Hz) の地震動である。

震源距離 5km における各項の速度波形を図 2.10 に示す。速度波形を用いているのは、長周期成分で影響の大きい各項の影響を強調するためである。なお、経度成分と緯度成分は同じ大きさであるので、緯度・経度成分として表示している。また、放射特性は成分が同じであれば弾性波グリーン関数各項で同じであるため考慮していない。

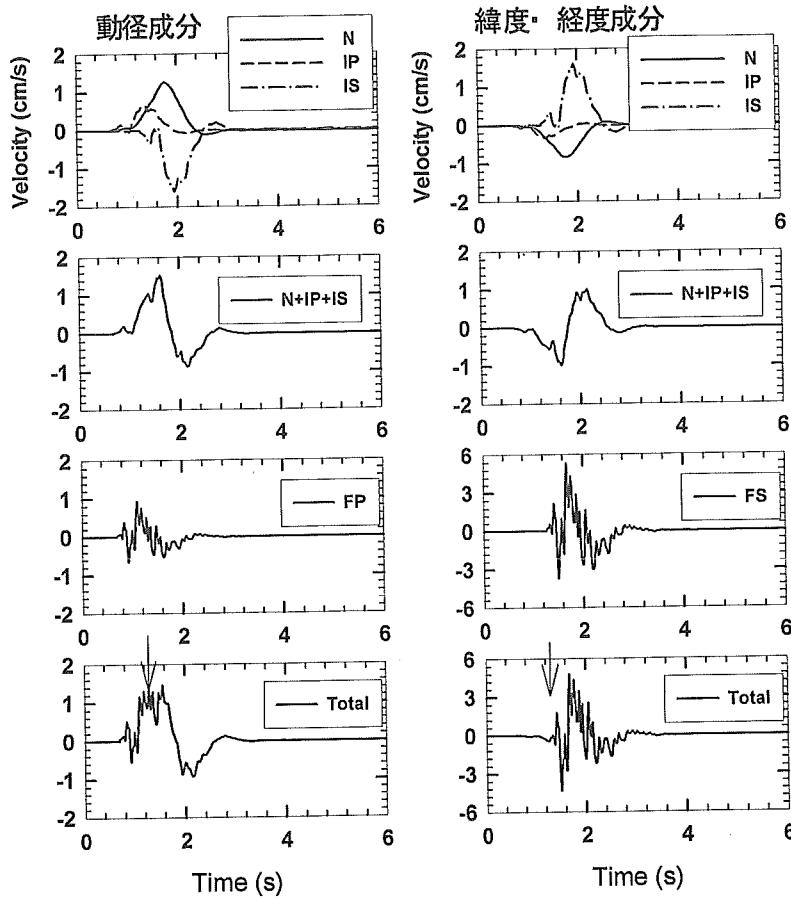


図 2.10 大西・堀家(2004)による弾性波グリーン関数各項の比較
(近地項(N)、P 波中間項(IP)、S 波中間項(IS)、P 波遠地項(FP)、S 波遠地項(FS))

緯度・経度成分では、合計波（全グリーン関数の和）と遠地項のみの波形は形状が良く似ているが、振幅については合計波の方がやや小さい。近地項と中間項の和の波形（二段目）と遠地項のみの波形（三段目）を比較すると、S 波部分（矢印以降）の符号が逆の傾向を示している。このため、遠地項の振幅を近地項と中間項が抑制することになる。緯度・経度成分は震源極近傍では水平成分となるため、震源極近傍では統計的グリーン関数法による水平成分はやや過大評価になることが示唆される。

動径成分（震源近傍では鉛直成分）では合計波に対する遠地項の影響は、近傍項や中間項に比較して小さく、S 波到着（矢印）以降では近地項と中間項の寄与が大きいことが分かる。このため、遠方項のみを考慮する統計的グリーン関数法で震源極近傍における S 波鉛直成分を評価すると、過小評価になることが示唆される。

次に、大西・堀家(2004)では、距離減衰特性の比較により、どの程度の震源距離の範囲で大きな差が生じるのかを検討している。その結果を図2.11に示す。震源距離が10km程度以下の場合、動径成分(震源近傍では鉛直成分)では遠地項PGV(破線)は合計波PGV(実線)よりかなり過小評価となっている。一方、緯度・経度成分(震源近傍では水平成分)では、ほぼ同様の距離範囲で逆に遠地項PGVが合計波PGVよりやや過大評価となっているが、動径成分ほどの差ではなく、震源距離7km~8km以上になると影響はほとんどないと言える。特に、統計的グリーン関数法単独で震源極近傍の地震動を計算する場合、鉛直動に誤差が大きく、しかも過少評価となる問題点が指摘される。

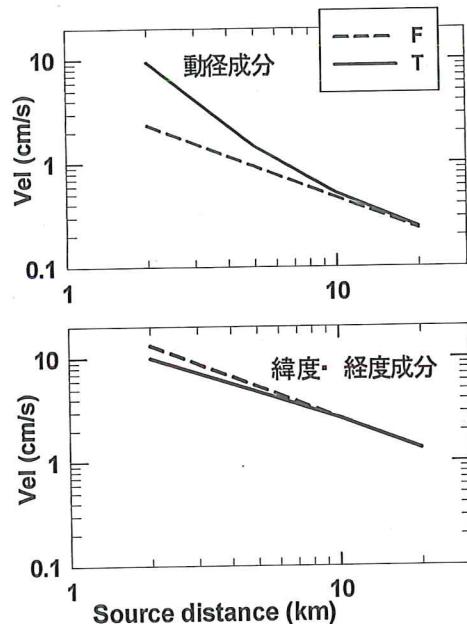


図2.11 大西・堀家(2004)による弾性波速度グリーン関数遠地項(F)と合計波(T)の距離減衰の比較

さらに、大西・堀家(2004)では、どの程度の周波数帯域で差が見られるかを検討し、ハイブリッド法によるマッチング周波数設定のための検討を行っている。震源距離2km、5km、10kmのスペクトル比の結果を図2.12に示す。動径成分、緯度・経度成分とともに震源距離が大きくなるとともに、比が1になる周波数帯が広くなり、遠地項のみによる計算が可能な領域となることが示唆される。一方、アスペリティごく近傍での地震動をハイブリッド法で予測する場合、特に鉛直動(動径成分)ではかなりの高周波まで理論的手法を適用せざるを得ないことが示唆される。

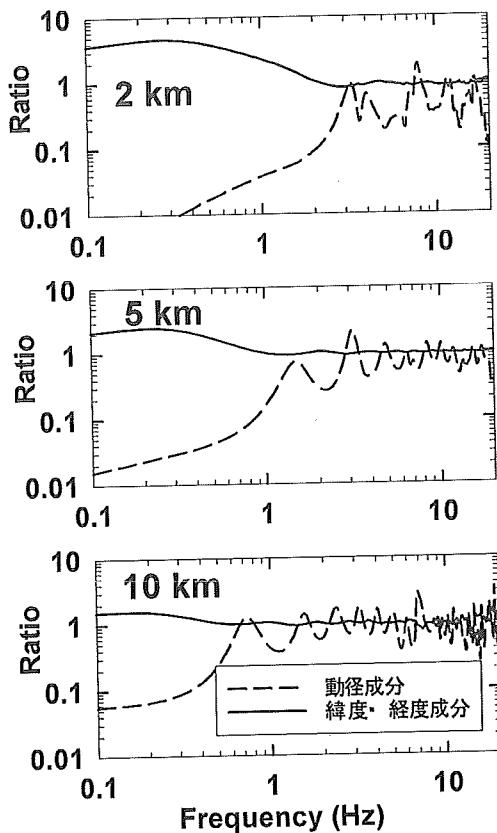


図 2.12 大西・堀家(2004)によるグリーン関数合成波に対する遠地項のみのスペクトル比

(3) 統計的グリーン関数法による合理的な鉛直地震動計算

大西・堀家 (2004)では、先に示したように、遠地項のみを用いた統計的グリーン関数法では、特に鉛直動を過小評価する問題点を指摘している。水平動についてはやや過大評価の傾向を示すがその影響は小さい。

したがって、鉛直動を評価するためには、大西・堀家 (2004)が指摘しているように、ハイブリッド合成法のマッチング周波数をできるだけ高周波数帯域まで拡張すること、あるいは、統計的グリーン関数法に近地項及び中間項を導入することが考えられる。

これらのうち、前者については大きな計算機資源を要する点に加えて、それだけの高周波数まで優位な構造モデルを設定することが困難であるという問題点が存在する。この点を克服しなければ、たとえ差分法の計算精度上は問題が無くとも、構造によって励起される短周期成分を十分に含まない波形しか計算できず、やはり地震動を過小評価することになる危惧がある。

一方、後者については大西・堀家 (2004)が既に実施しているように、遠地項に加えて近地

項及び中間項による統計的グリーン関数をそれぞれ生成し、それらを合成することで問題を回避することができる。しかしながら、計算時間を5倍程度要することになり、特に確率論的地震動評価に用いるような大量の地震動を計算する場合には不利となる。

最近、統計的グリーン関数法に近地項及び中間項を考慮した結果と同等になるように、近似的に補正する方法を、野津(2006)^(2.75)が提案しており、その適用による成果が期待されている。

また、ハイブリッド法の長周期帯域の計算にあたって、水平成層構造が仮定される場合に用いられる離散化波数法も、Hisada and Bierak(2003)^(2.76)によって、永久変位を含む3成分地震動検討ができるよう拡張されている。

(4) その他の問題点

ここでは、鉛直動が無視できない具体的なケースを例示し、その問題点について整理する。震源によって鉛直動が卓越する場合は、図2.13に示すように、低角逆断層の直上である。この場合、断層面に直交するS波による鉛直動が大きく影響することが分かる。

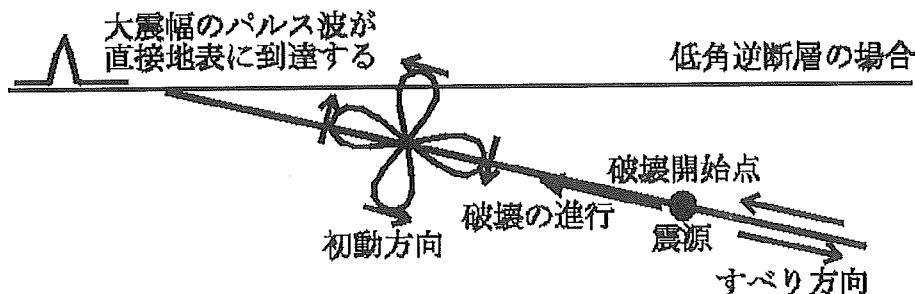


図2.13 低角逆断層によるS波の放射

一方、S波がほぼ鉛直に入射した場合（鉛直動は小さく水平成分が卓越）でも、図2.14に示すような構造の水平方向の不連続がある場合、速度の大きい媒質によって曲げられた波面によってS波の振動方向が変化し、結果として鉛直動が大きくなる現象が生じる。これは、平成7年兵庫県南部地震の「震災の帶」を生じたエッジ波に見られる現象であり、同地震の際にもエッジ波と下方からの直達波が增幅的に干渉した領域（すなわち「震災の帶」）よりも山側で、鉛直動が大きくなつたことが示唆される。このような現象は、崖地形においても生じる可能性がある。

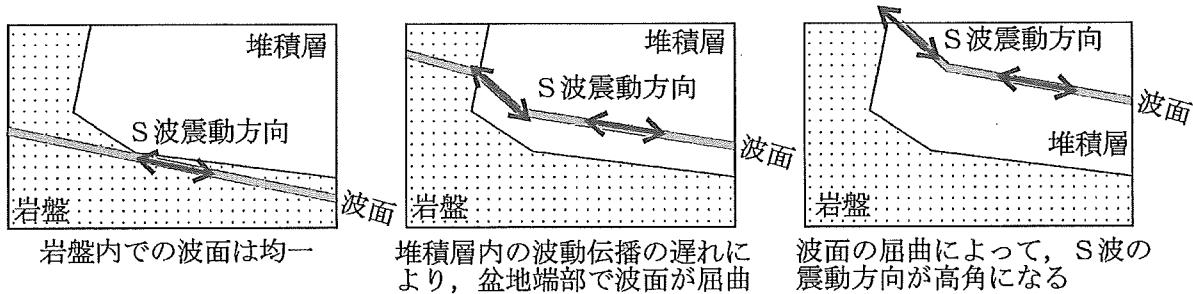


図 2.14 水平方向の構造不均質によるエッジ波

また、平成 7 年兵庫県南部地震時の神戸市ポートアイランドにおける鉛直アレー観測記録では、図 2.15 に示すように、S 波を主とする水平動は地盤の非線形特性によって地表面付近の地震動が減衰する一方で、P 波主体の鉛直動はそのような影響を受けず、結果として地表面では鉛直動の方が大きくなっている。ただし、このような現象は、硬質な原子力サイトでは起こらないと思われる。

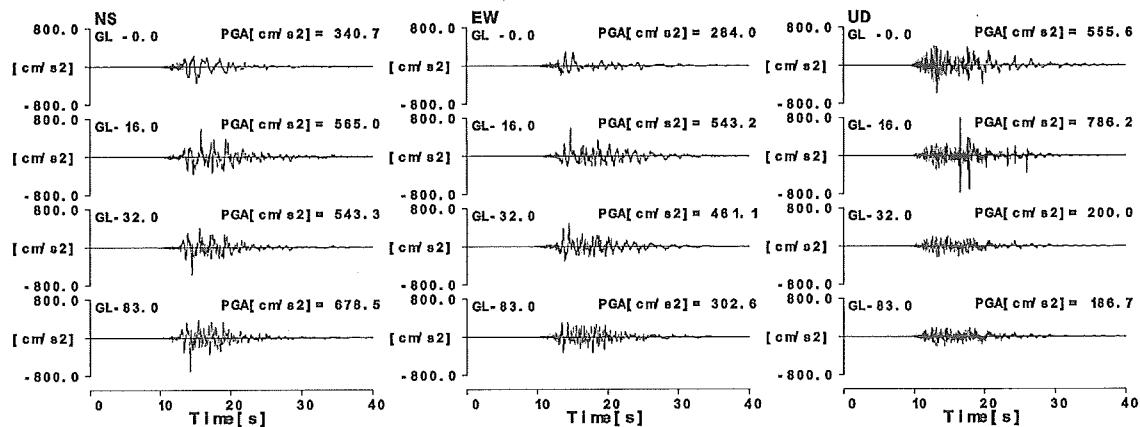


図 2.15 兵庫県南部地震時の神戸市ポートアイランドにおける鉛直アレー記録

2.4 高周波数限界 f_{max} の高度化

(1) 内陸地殻内地震の検討事例

地震動高周波成分の低減について、個々の地震については種々の検討が行われているが、例えば確率論的な地震動評価に用いるような平均的な特性が検討されているものは少ない。

香川・他 (2003)^(2.77) は、内陸地殻内地震について、高周波数低減特性を Butterworth 型のフィルターで表現する場合の、高周波数限界 f_{max} と減衰のべき乗数 n の平均及びプラスマイナス標準偏差の特性を導いている。ここでは、まずその検討成果を紹介する。

香川・他 (2003)では、地表面観測記録を用いることを前提に、ダムサイトをはじめとする硬質岩盤サイトを丁寧に抽出している。独立行政法人防災科学技術研究所による K-NET、KiK-net 観測記録を用いる場合であっても、表層が軟弱地盤ではなく S 波速度が 700m/s を越える層が深さ 5m 程度以浅に現れる硬質サイトに厳選している。解析にあたっては、高周波数減衰特性 $F(f)$ を、以下の定義式を用いて表現している。ここで、 f_{max} は限界周波数、 n はべき乗係数である。

$$F(f) = \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_{max}} \right)^n}$$

次に、スペクトル形状が ω^{-2} 則に近い良好な記録が得られているサイトについて、既往の震源解析から得られている地震モーメントを想定し、低周波数を含む広い帯域でコーナー周波数 (f_c)、 f_{max} 、及び n を未知数として推定している。次に、何らかのサイト增幅が反映されていると考えられる記録について、地震モーメント及びコーナー周波数を上の解析結果から既知として与え、主に 10Hz より高周波数域を対象に f_{max} 及び n を未知数として推定した。その一例として 2000 年鳥取県西部地震による賀祥ダム観測記録の解析例を図 2.16 に示す。図の左は変位スペクトル、右は加速度スペクトルへの適合例である。なお、ベクトル合成しない 2 成分のフーリエスペクトルで同様の解析を行った。このように推定したパラメータの一覧を表 2.2 に示す。このうち、各 2 成分とベクトル和の差がかけ離れているものは以下の解析からは除外した。用いた記録を表 2.2 に丸印で示す。また、一部値の求められていない記録は、 ω^{-2} 則に従ったフィッティングができなかったものを示している。

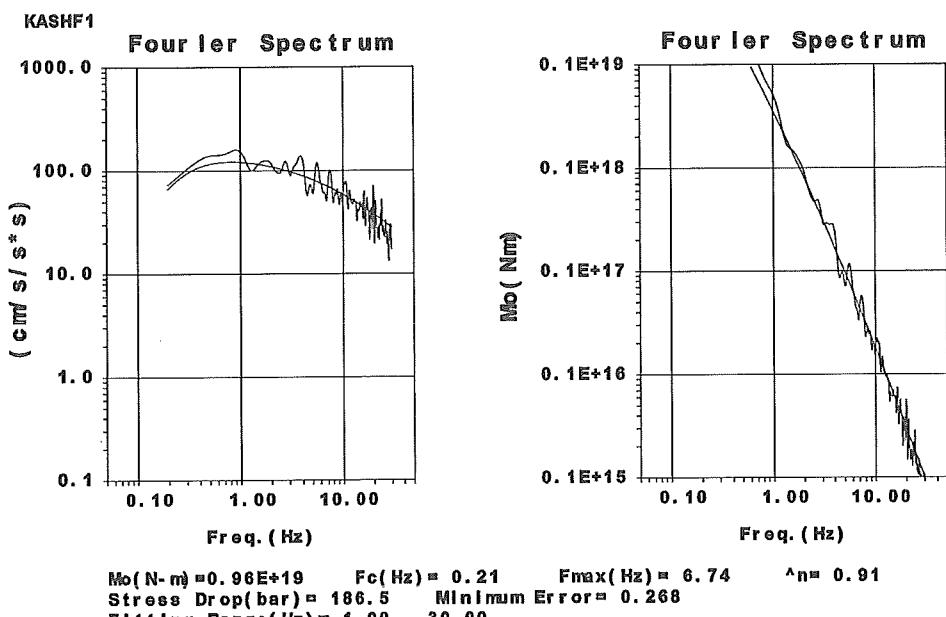


図 2.16 香川・他 (2003)による 2000 年鳥取県西部地震の震源近傍記録による解析例

表 2.2 香川・他 (2003)が推定した内陸地殻内地震のフィルター・パラメターの一覧

地震	ダム名／サブ記号	合成		成分 1 (HS/ダム軸)		成分 2 (EW/ダム軸直交)		採用
		f _{max} (Hz)	n	f _{max} (Hz)	n	f _{max} (Hz)	n	
兵庫県南部	一庫	4.82	2.48	9.58	3.88	3.15	2.35	
	箕面川	4.40	2.21	2.99	2.21	9.71	3.89	
鹿児島県北西部	鶴田	6.50	2.14	7.09	2.52	5.05	1.87	○
	MYZ004	11.97	2.32	14.92	3.60	10.81	2.40	○
	MYZ005	11.53	1.84	10.01	1.80	12.54	1.98	○
	鶴田	4.15	1.64	4.61	1.99	3.75	1.45	○
	MYZ004	12.11	2.40	14.38	3.35	13.20	3.16	○
鳥取県西部	賀祥	6.74	0.91	7.94	1.28	5.32	0.78	○
	菅沢	2.38	0.98	7.24	1.23	7.88	1.99	
	千屋	2.87	0.86	19.43	3.73	1.31	1.01	
	河本	7.27	1.31	10.19	1.58	9.08	1.75	○
	山佐	9.51	2.19	6.15	1.87	9.12	2.10	○
	高瀬川	7.56	1.98	6.26	1.65	8.47	2.24	○
	布部	4.84	0.82	X	X	10.39	2.23	
	湯原	10.72	1.75	7.91	1.88	2.60	0.85	
	SMNH10	10.20	3.24	10.29	3.29	9.26	2.92	○
	OKYH07	X	X	X	X	X	X	

表 2.2 で選択した 10 記録の高周波遮断特性（ベクトル合成）すべてについて、図 2.17 の左に破線でそのフィルター形状を示す。これらの平均値と対数標準偏差を周波数毎に求めたものが、同図の実線である。また、得られた平均と平均土標準偏差による形状を図 2.17 の右に破線で示し、それを Butterworth 型のフィルター形状で近似したものと同図の実線で示

す。得られた結果は以下の通りである。

- ・平均 : $f_{max} = 8.3\text{Hz}$, $n = 1.92$
- ・平均 + 1 σ : $f_{max} = 11.9\text{Hz}$, $n = 1.88$
- ・平均 - 1 σ : $f_{max} = 6.3\text{Hz}$, $n = 2.02$

高周波遮断特性の震源規模依存性や地盤の非線形性による考察も行われているが、現状の観測記録及び観測体制で早急に結論付けることは困難である。香川・他(2003)では、あくまで工学的に利用できる平均的な特性を導くことを目的として、上記の値を得ている。

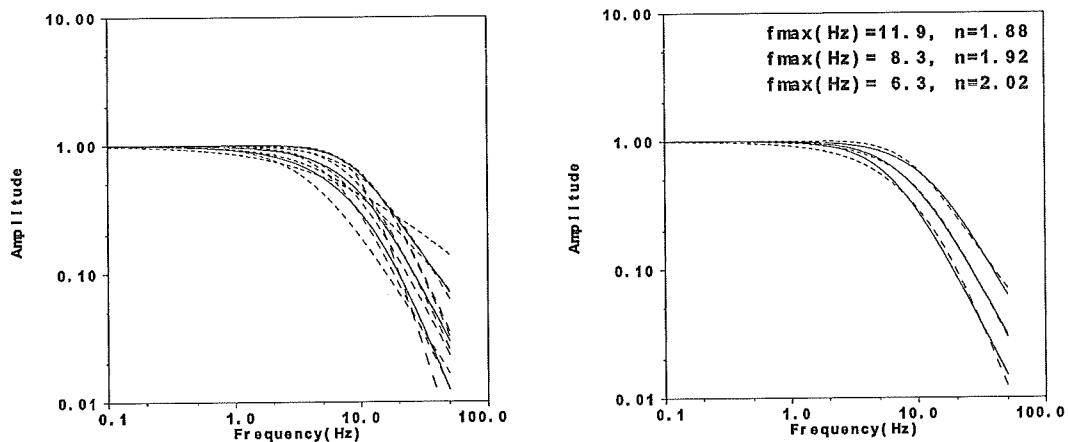


図 2.17 香川・他(2003)による高周波数遮断特性の平均及び平均土標準偏差の
フィルター形状へのフィッティング例

(2) 海溝型地震の試算

Kagawa et al. (2006)^(2.78) では、香川・他(2003)による内陸地殻内地震の検討事例を、海溝型地震に応用している。検討方法は先に示した事例とほぼ同様であるため、ここでは結果のみを示す。なお、対象としたものは、2003 年十勝沖地震の本震及び余震、2005 年宮城県沖地震の本震観測記録である。

推定したパラメータの一覧を表 2.3 に示す。これらの内、以下の解析に用いたものを丸印で示している。

表 2.3 Kagawa et al. (2006)による海溝型地震のフィルター・パラメターの一覧

Earthquake	Site	NS		EW		Vector		OK?
		f_{max} (Hz)	n	f_{max} (Hz)	n	f_{max} (Hz)	n	
2003/09/26 04:50:07.4 M8.0 H=45km Off Tokachi Eq.	KKWH02	9.41	2.93	8.77	2.70	9.20	2.72	○
	KKWH06	9.03	3.77	1.45	0.75	4.37	1.27	
	SBSH01	9.61	3.88	9.66	3.32	10.37	4.02	○
	SBSH09	8.64	3.28	9.88	4.70	9.12	2.72	○
	SRCH10	7.84	3.96	10.89	7.25	10.02	5.65	
2003/09/26 06:08:01.8 M7.1 H=21km Aft. of Off Tokachi Eq.	KKWH02	6.90	3.12	6.26	3.05	6.85	3.19	○
	KKWH06	5.61	3.05	1.96	1.33	2.40	1.54	
	SBSH09	—	—	21.94	11.16	—	—	
	SRCH10	10.63	4.73	14.34	15.35	14.50	13.23	
2005/08/16 11:46:25.7 M7.2 H=42km Off Miyagi Pref. Eq.	IWT008	16.52	3.83	18.03	5.42	18.06	5.02	○
	MYG011	—	—	—	—	—	—	
	MYGH12	—	—	—	—	—	—	

表 2.3 で選択した記録の高周波遮断特性（ベクトル合成）について、図 2.18 で平均と平均土標準偏差となるフィルター特性を検討した結果、以下のものが得られた。

- ・平均 : $f_{max} = 9.9\text{Hz}$, $n = 3.27$
- ・平均 + 1 σ : $f_{max} = 13.9\text{Hz}$, $n = 3.63$
- ・平均 - 1 σ : $f_{max} = 7.7\text{Hz}$, $n = 3.25$

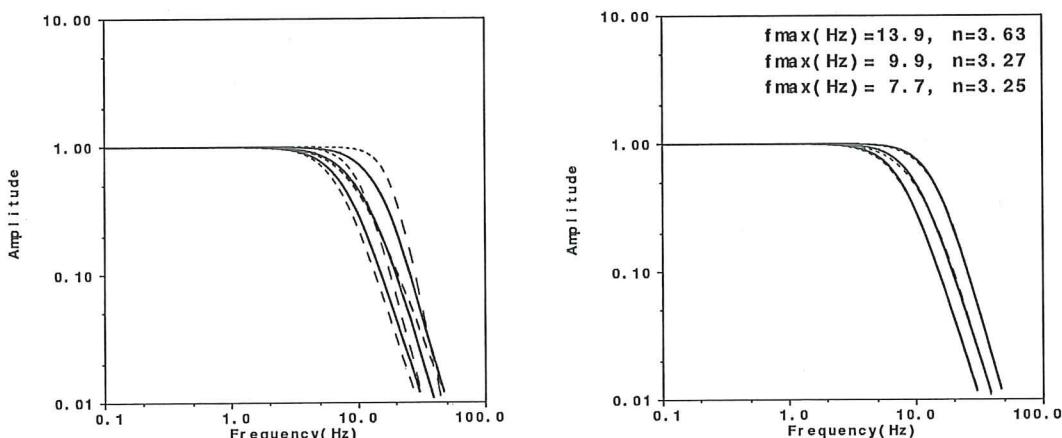


図 2.18 Kagawa et al. (2006)による海溝型地震の高周波数遮断特性の平均
及び平均土標準偏差のフィッティング例

宮城県沖地震については一つしか解析事例が無いが、十勝沖によるものよりも遮断周波数が明らかに高い。今後の記録蓄積に応じて、地域性も踏まえた再検討が必要であろう。

(3) スラブ内地震の試算

Kagawa et al. (2006)では、香川・他 (2003)による内陸地殻内地震の検討事例をスラブ内地震に応用している。検討方法は先に示した事例とほぼ同様であるため、ここでは結果のみを示す。なお、対象としたものは、2001年芸予地震の本震、2003年三陸南部の地震の本震観測記録である。

推定したパラメータの一覧を表 2.4 に示す。これらのうち、以下の解析に用いたものを丸印で示している。

表 2.4 Kagawa et al. (2006)によるスラブ内地震のフィルター・パラメターの一覧

Earthquake	Site	NS		EW		Vector		OK?
		f_{\max} (Hz)	n	f_{\max} (Hz)	n	f_{\max} (Hz)	n	
2001/03/24 15:27:54.1 M6.4 H=51km Geijo Eq.	OKYH02	14.88	0.38	—	—	16.58	1.09	
	OITH05	11.21	1.85	8.10	1.23	10.39	1.78	○
	OITH09	4.81	1.56	4.61	1.49	5.12	1.57	○
	KOCH03	—	—	—	—	16.17	11.3	
	YMGH01	10.07	0.96	11.22	1.60	12.25	1.65	○
	YMGH06	3.55	2.06	4.81	2.81	4.74	2.66	○
	YMGH12	2.92	0.55	6.89	0.80	10.40	1.97	○
2003/05/26 18:24:33.4 M7.0 H=72km South of Sanriku Eq.	IWT008	—	—	15.40	5.16	17.56	5.95	
	MYGH12	—	—	—	—	—	—	

表 2.4 で選択した記録の高周波遮断特性（ベクトル合成）について、図 2.19 で平均と平均土標準偏差となるフィルター特性を検討した結果、以下のものが得られた。

- ・平均 : $f_{\max} = 7.1\text{Hz}$, n=1.85
- ・平均 + 1 σ : $f_{\max} = 13.6\text{Hz}$, n=1.69
- ・平均 - 1 σ : $f_{\max} = 5.1\text{Hz}$, n=2.18

三陸南部の地震についてはうまくフィッティングできておらず、芸予地震のみによる平均特性となっているにもかかわらず、ばらつきが大きい結果となっている。海溝型による検討と同じく、今後の記録の蓄積に応じて、地域性も踏まえた再検討が必要であろう。

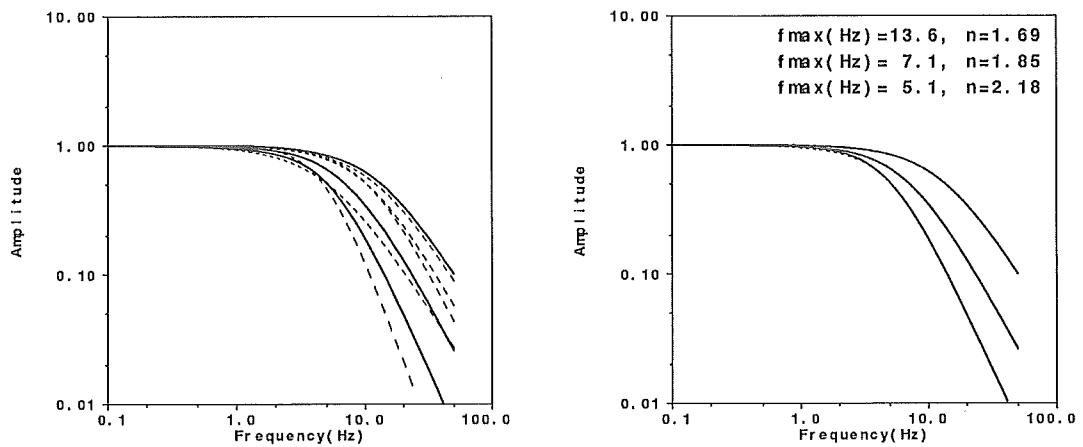


図 2.19 Kagawa et al. (2006)によるスラブ内地震の高周波数遮断特性の平均
及び平均士標準偏差のフィッティング例

3. 不確実さの取り扱い

3.1 強震動予測パラメータの不確実さの定量的取り扱い

(1) 強震動予測レシピの各パラメータで想定される不確実さ

まず、内陸地殻内地震を対象とした強震動予測レシピにおいて、想定される不確実さについて検討を行う。なお、不確実さについては、

U：現状の知識不足によって、十分にモデル化できていないために生じる不確実さ

R：現象の不確定性として存在するランダムな不確実さ

の面からの分類を試みる。

(a) 断層長さとすべり方向

これらは、地形・地質学的検討より与えられる。実際には両者ともUの不確実さを有しているが、これらの不確実さは設定の不確実さとして別途検討することとし、ここでは対象断層が明確に設定された後の、非一様断層破壊シナリオ構築の際の不確実さについて議論する。

(b) 断層面積

断層面積は、断層長さと断層幅の積で与えられる。このうち断層幅は、図3.1に示すように地震発生層の上下端及び断層の傾斜によって与えられる。これらのパラメータにはいずれもUの不確実さが内在するが、既往の知見及び調査検討により、その範囲は規定可能と考えられる。

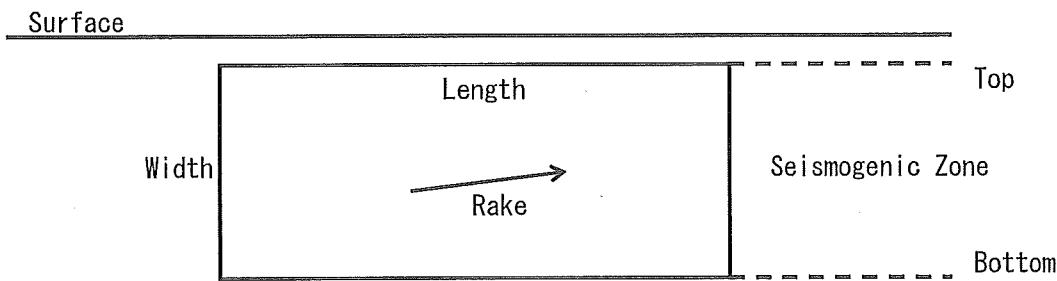


図3.1 震源断層の形状を構成するパラメータ

(c) 地震モーメント

入倉・三宅(2001)^(3.1)では、2.1節の(1)に示したように、3ステージのスケーリングで断層面積と地震モーメントの関係を与えており、このスケーリングを真と仮定した場合、

現状ではRの不確実さが残ると考えられるが、それについての定量的な検討はなされていない。同スケーリングを地震規模の小さい領域で準拠している Somerville et al. (1999)^(3.2) ではそのばらつきを評価しており、 $\ln(\sigma)=0.58$ 程度が想定されている。

(d) 断層面の平均応力降下量

断層面の平均応力降下量は、下式のように円形クラックを仮定して、断層面積と地震モーメントから評価される。

$$\Delta\sigma \cong 2.436 \times \frac{M_0}{S^{\frac{3}{2}}}$$

したがって、これら両パラメータに連動したRの不確実さを有することになる。

(e) アスペリティ総面積

アスペリティの総面積は、Somerville et al. (1999)^(3.2) による断層面積の 0.22 倍

$$S_{asp} \cong 0.22 \times S$$

あるいは壇・他(2001)^(3.3) による短周期レベルを満足するように決められる。

このばらつきは、いずれの場合もUの不確実さによるものと考えられる。面積比の不確実さは評価されていないが、Kagawa et al. (2004)^(3.4) が Somerville et al. (1999) にいくつかの地震を加えた解析から、 $\ln(\sigma)=0.28$ 程度と評価している。

(f) アスペリティの応力降下量

アスペリティの応力降下量は、断層面の平均応力降下量にアスペリティ面積比の逆数を掛けて評価される。

$$\Delta\sigma_{asp} = \Delta\sigma \times \frac{S}{S_{asp}}$$

したがって、このばらつきもUの不確実さを持つと考えられ、断層面の平均応力降下量とアスペリティ面積比に対応したばらつき量を有すると考えられる。

(g) アスペリティの配置

Somerville et al. (1999)によれば、アスペリティの個数は平均 2.6 個、アスペリティのすべり量比（アスペリティの平均すべり量／断層面全体の平均すべり量）は 2.01 と評価されている。これらはいずれもUの不確実さを有すると考えられ、その値は Kagawa et al. (2004) で、それぞれ $\ln(\sigma)=0.43$ 、 $\ln(\sigma)=0.18$ と評価されている。

また、アスペリティ位置の設定（図 3.2）については、地形・地質学的知見によってどれだけ拘束されるかに依存するが、走向方向・深さ方向のいずれも、自然現象としてのR

の不確実さを有するものと考えられる。

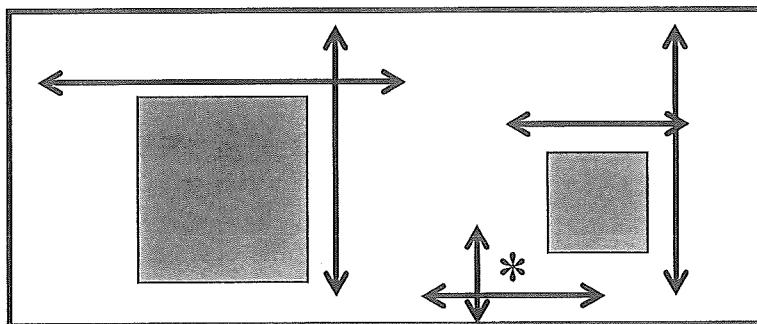


図 3.2 アスペリティと破壊開始点の配置

(h) 破壊開始点

破壊開始点についても、自然現象としてのRの不確実さを有するものと考えざるを得ない。ただし、近年発生している地震ではアスペリティの下端付近となることが多いため、少なくともアスペリティの配置と運動して、ある程度その範囲を規定できることが期待される。

(i) その他のパラメータ

その他、断層モデルによる強震動評価に必要で、かつ予測結果に影響するパラメータとして、以下のものが挙げられる。

① 地震発生層の物性

構造探査に基づいて決められるものであるため、探査情報の精度にその不確実さ (U の不確実さ) は依存する。

② 破壊伝播速度

地震発生層における S 波速度の平均的には 0.72 倍程度 [Geller (1976)^(3,5)] が用いられる。その不確実さについては、各推定式の係数 (S 波速度に対する比) から想定される。これについては U の不確実さと考えられる。

③ 立ち上がり時間

Somerville el al. (1999)では、

$$\tau(s) = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm})$$

と、地震モーメントとの関係が提案されている。これは U の不確実さと考えられ、そのばらつきの程度は Somerville el al. (1999)で $\ln(\sigma)=0.4$ と評価されている。

(2) 断層モデルによるばらつきの試算例

先に示したようなパラメータのばらつきが、強震動評価結果にどの程度影響するかを定量的に評価した例として、大塚・他 (1998)^(3,6) による検討結果を紹介する。

大塚らは、立ち上がり時間、破壊伝播速度、震源（破壊開始点）位置、すべり分布モデル（アスペリティ位置、面積比、すべり量比など）を複数設定した場合の強震動を計算し、そのばらつきを応答スペクトルで評価している。その結果を図 3.3 に示す。

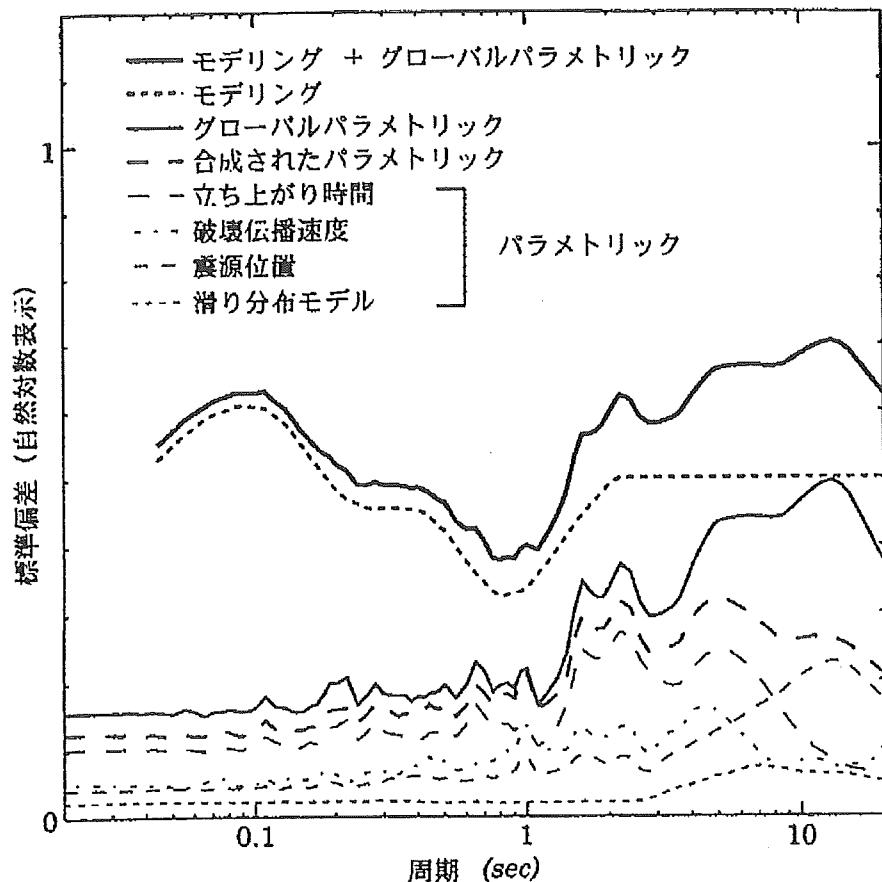


図 3.3 大塚・他 (1998)によるばらつきの試算例

個々のパラメータでは、立ち上がり時間による影響が広い周期範囲で大きく、震源（破壊開始点）位置の影響が長周期で大きいことがわかる。これらの影響を合成したグローバルパラメトリックなばらつきは、周期 1 秒以上で大きいことが分かる。断層モデルによる地震動評価では、断層破壊シナリオを適切に設定することにより、特に周期 1 秒以上でサイトと想定断層の位置関係による合理的な地震動が評価されることが知られている。大塚・他 (1998)

の検討によると、断層破壊シナリオの設定によっては、ばらつきの幅の広い地震動が想定されることが示唆される。

なお、大塚・他 (1998)では、シミュレーションと観測結果との差（モデリングのばらつき）を別途評価しており、これは3.1節(1)において検討したUの不確実さに相当するものと考えられる。上記のパラメトリックなばらつきと合わせると、そのばらつきは最大で $\ln(\sigma)=0.7$ 程度となっている。ただし、大塚・他 (1998)による各パラメータのばらつきは、3.1節(1)で示した不確実さの範囲と対応しておらず、再検討を行うことが望まれる。

(3) 各パラメータの不確実さ設定にあたって

確率論的地震動予測の実施にあたっては、各パラメータにそれぞればらつきを与えて地震動を計算することが行われる。その際、パラメータの独立性について慎重に評価する必要がある。

例えば、(1)の(d)に示した断层面の平均応力降下量は、地震モーメントと断層面積から導かれている。このとき、地震モーメントは断層面積から導かれた従属パラメータであるので、断層面積と地震モーメントの両方のばらつきを数学的に反映すると、そのばらつきを過大評価することになる。

また、アスペリティの応力降下量とアスペリティの面積比は連動するため、大きなアスペリティに大きな応力降下量、小さなアスペリティに小さな応力降下量、とその関係を崩した設定は、バラツキを過大に評価することになりかねない。

そのような点に配慮しつつ、各パラメータに平均土 1σ のばらつきを与えて震源近傍域の強震動を評価（ハイブリッド法）した事例として、Motohashi et al. (2005)^(3,7) の結果を紹介する。この検討は、硬質地盤における横ずれ断層による地震動を対象としている。Motohashi et al. (2005)が、確率論的な地震動評価においてばらつきを与えたパラメータは以下の通りである。

- ① 断層とサイトの位置関係
- ② アスペリティ位置（深さ方向のみ、水平方向は①で考慮される）
- ③ 破壊開始点位置（固定して検討するが、①によってばらつきが考慮される）
- ④ アスペリティの応力降下量
- ⑤ アスペリティの面積（④に連動して設定）
- ⑥ 高周波低減特性

M6.5 及び M6.8 の地震について、計算された地震動の平均及び平均土標準偏差のスペクトルを、図 3.4 に示す（赤線）。同図には、経験的なスペクトル距離減衰特性から得られる平均と平均土標準偏差のスペクトル（青線）も併記している。短周期領域では、平均、平均土標準偏差とともに、両者は非常に良く一致している。周期 0.5 秒よりも長周期帯域では、断層モデルによる平均と経験的手法の平均には差が見られるが、大きく異なることはない。また、この帯域では断層モデルによるばらつきが大きくなっている。先に示した大塚・他 (1998) の結果とも整合している。このことは、長周期帯域では、断層破壊シナリオに忠実な地震動がそれぞれ評価されていることを示唆している。このため、ばらつきを小さくするためには、単に平均と平均土標準偏差の設定ではなく、その断層にとって蓋然性の高い破壊シナリオの設定が重要となる。

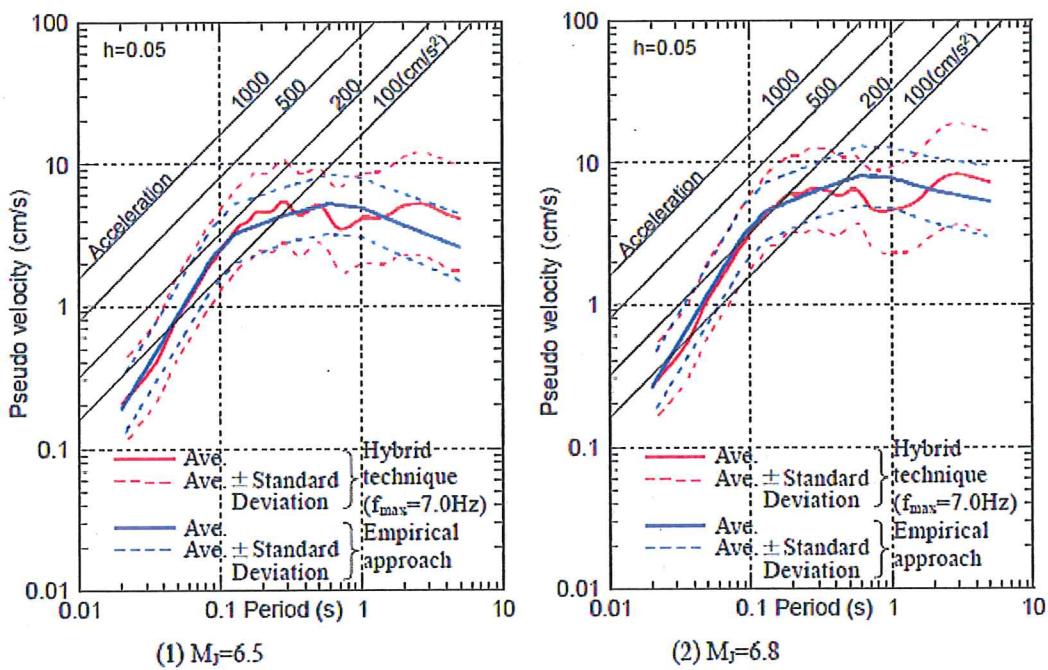


図 3.4 Motohashi et al. (2005)による断層モデルと経験的手法のばらつき

また、地形・地質学的検討による、同時に活動する断層長さ設定のばらつきについては、別途検討して合理的な設定を行う必要がある。確率論的な評価の枠組みでは、ロジックツリーの利用が適していると思われる。

この他、3.2 節に述べる固有地震と非固有地震に対応した断層破壊シナリオとそのパラメータのばらつきを合理的に与えることで、予測地震動の不確実さを低減させることが期待される。

3.2 固有地震と非固有地震の取り扱い

(1) 固有地震と非固有地震

現状の強震動予測レシピでは、対象とする断層全体が活動（固有地震）することを想定しており、その一部のみの活動（非固有地震）を想定していない（図3.5）。活断層情報から想定される固有地震は、地表断層をともなう地震に相当し、非固有地震は地表断層を伴わない場合が多い。平成7年兵庫県南部地震、2000年鳥取県西部地震、2003年新潟県中越地震、2005年福岡県西方沖地震など、近年国内で発生した地震は、非固有地震に分類されるものが多い。

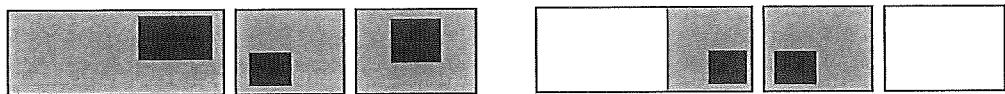


図3.5 固有地震（左）と非固有地震（右）

これら両タイプの地震による地震動の特徴と、その要因となる断層破壊の違いについて、Kagawa et al. (2004)で検討が行われている。ここでは、その内容を紹介する。

固有地震である地表断層と非固有地震となることの多い地中斷層地震による観測地震動の平均を、スペクトル距離減衰式 [Abrahamson and Silva (1997)^(3,8)] と比較した場合、周期1秒付近を中心として、地表断層の場合は平均よりも小さく、地中斷層の場合は大きくなる（図3.6）。

検討に用いたスペクトル距離減衰式の概要を以下に示す。下式の第1項はマグニチュードと距離による通常の距離減衰を、第2項はすべり方向による補正項を、第3項は縦ずれ断層の上盤側の補正係数を、第4項は地盤の補正係数を表現している。

$$\ln S_a(f) = f_1(M, r_{rup}) + F \cdot f_2(M) + HW \cdot f_3(M, r_{rup}) + S \cdot f_4(pga_{rock})$$

このような差異を生じる要因を検討するため、Kagawa et al. (2004)では、Somerville et al. (1999)で検討された地震にその後解析された幾つかの地震を加えて、地表断層地震と地中斷層地震のそれぞれに対するスケーリングの検討を行っている。図3.7には、地表断層地震（浅いアスペリティを持ち地表断層を伴う）と地中斷層地震（深いアスペリティのみで地表断層を伴わない）に分けた、断層面積と地震モーメントのスケーリングを示す。

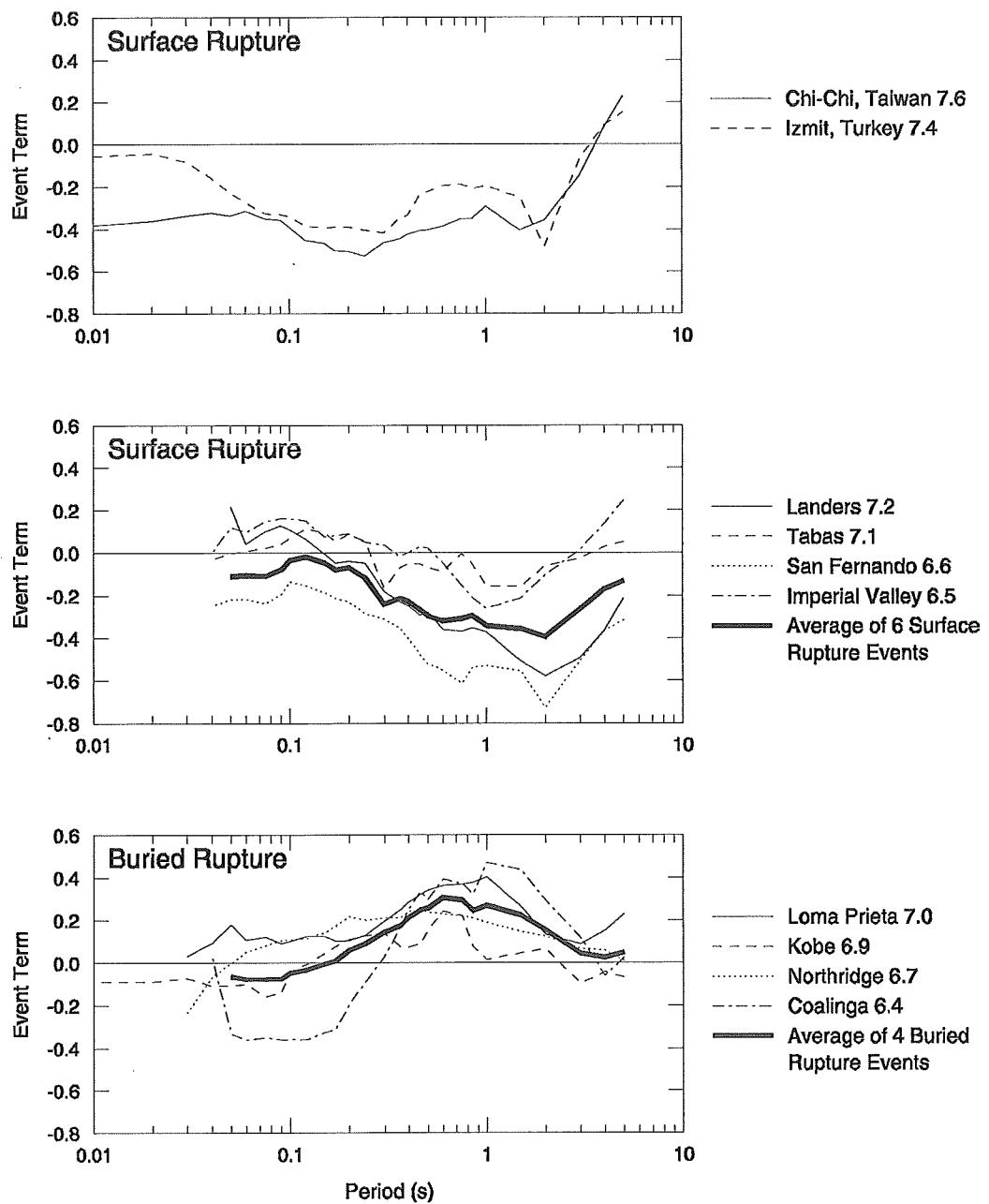


図 3.6 地表断層地震（上 2 段）と地中斷層地震（下段）による地震動と距離減衰式の比

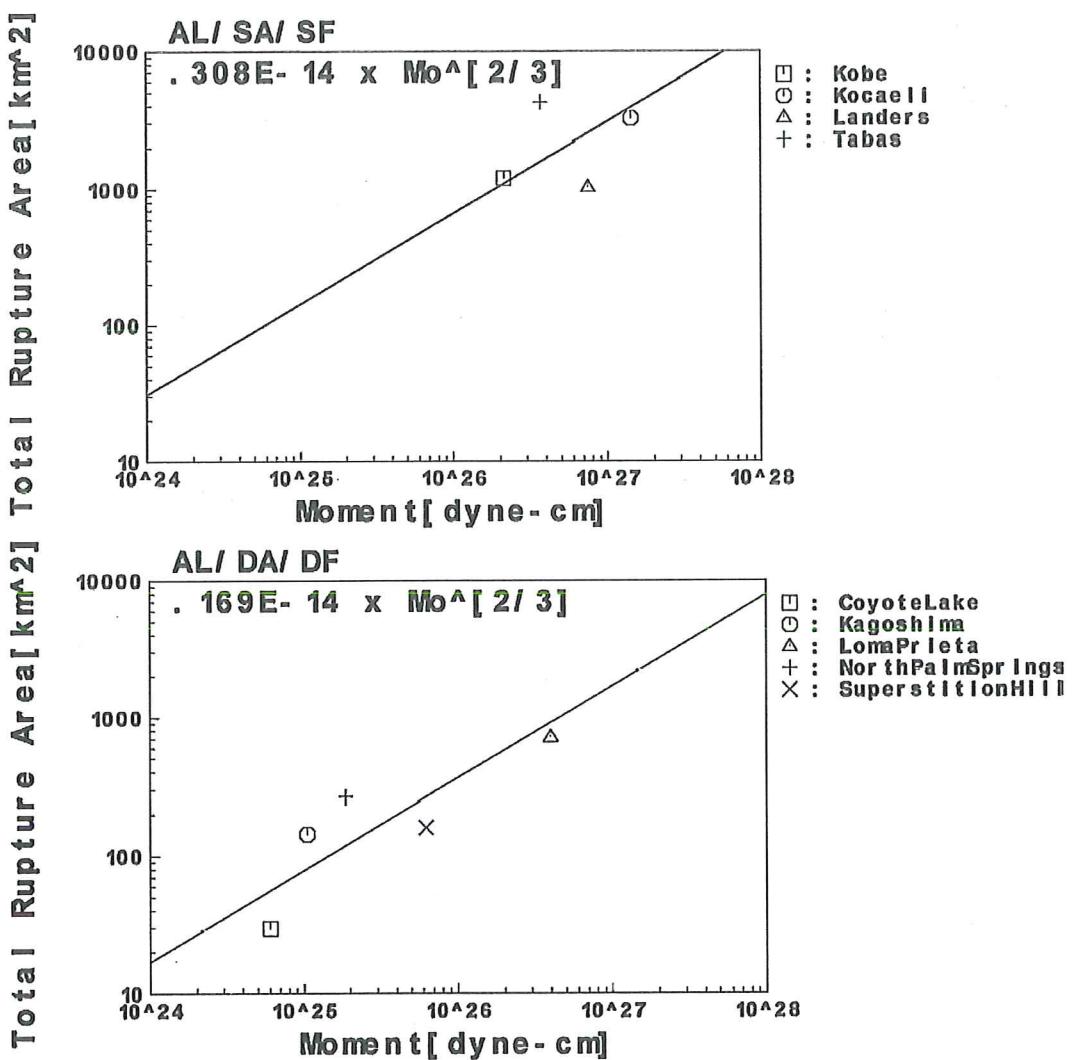


図 3.7 地表断層地震（上）と地中斷層地震（下）のスケーリング

この関係から応力降下量を推定し、またアスペリティの面積比をそれぞれの地震で検討したものと表 3.1 に示す。平均応力降下量は倍半分程度に異なるが、アスペリティの面積比はほぼ同程度であることが分かる。

表 3.1 地表断層地震と地中斷層地震のスケーリング・パラメータ

	Mo Vs. Rupture Area (common logarithmic standard deviation)	Stress Drop	Area of Fault Covered by Asperities
All Faults	$2.40 \times 10^{-15} Mo^{2/3}$ (0.25)	2.9 ± 2.3 MPa	0.22 ± 0.07
Faults with Surface Break and Shallow Asperities	$2.97 \times 10^{-15} Mo^{2/3}$ (0.25)	2.1 ± 1.7 MPa	0.22 ± 0.07
Faults without Surface Break and Shallow Asperities	$1.81 \times 10^{-15} Mo^{2/3}$ (0.24)	4.3 ± 3.0 MPa	0.20 ± 0.08

このように、固有地震（地表断層地震）と非固有地震（地中斷層地震）を区別して想定することにより、より実現象に即した強震動予測が行えるものと期待される。

(2) 広規模の地震を対象としたスケーリング

ここで、いま一度 Irikura et al. (2004)^(3,9)によるスケーリングについて検討してみる。図3.8は、Irikura et al. (2006)^(3,10)による結果に既往のスケーリング則を加筆したものである。このうち、赤が Irikura et al. (2004)による3ステージのスケーリング、青が Somerville et al. (1999)による自己相似スケーリング（緑は最新の地震を加えて修正されたもの）、黄色が Kagawa et al. (2004)による地表断層と地中斷層を分けたもの、にそれぞれ相当する。また、同図には、主に自己相似スケーリングの際に用いられた地震のインバージョン結果もシンボルで併記した。

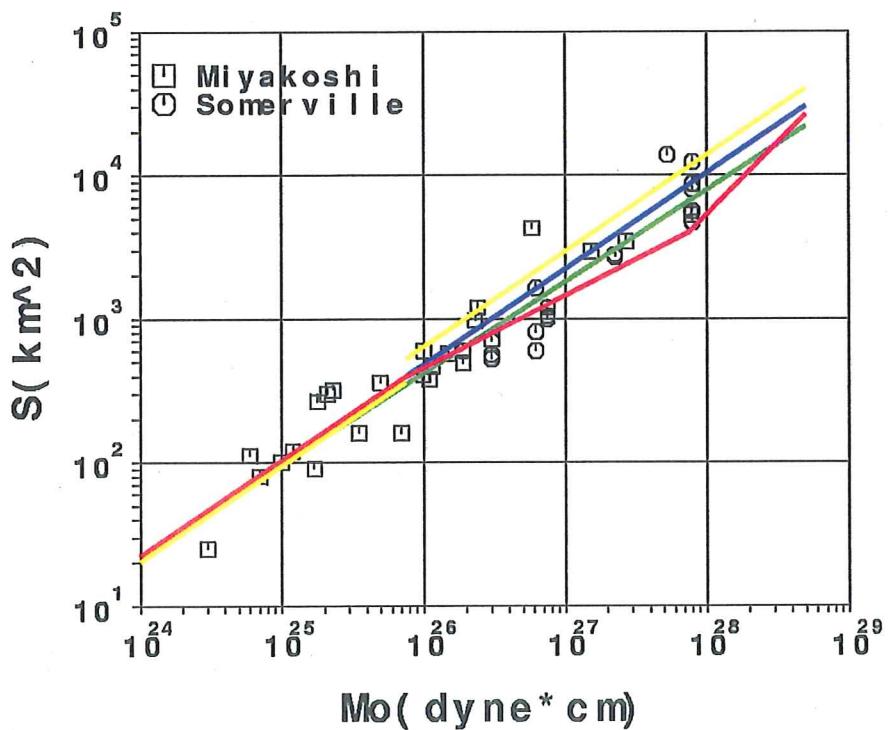


図 3.8 各種スケーリングと実地震のインバージョン結果

Kagawa et al. (2004) は、基本的に Somerville et al. (1999)を地表断層と地中斷層の二つのタイプに分けたものであり、平均的には Somerville et al. (1999)のラインと同じくなる。一方、Irikura et al. (2004)では、地震モーメントが 10^{26} dyne*cm よりも大きい部分では、Wells and

Coppersmith (1994)^(3,11)による地形・地質学的な知見による調査結果を反映している。このことにより、地表断層を生じるような領域において断層面積に対する地震モーメントが大きめに評価され、結果として平均応力降下量が大きくなっている。

このため、Irikura et al. (2004)による平均応力降下量と、Somerville et al. (1999)によるアスペリティ面積比 (0.22) をそのまま利用してアスペリティの応力降下量を見積もると過大評価となることが危惧される。実際の強震動評価にあたっては、壇・他 (2001)による短周期レベル (加速度震源スペクトルのフラットレベル) のスケーリングを導入し、地震モーメントに対応した短周期レベルを拘束条件としてアスペリティの面積比を調整している。具体的には、地震規模が大きいほど面積比を大きくすることで、アスペリティの応力降下量が過大にならないようにしている。

そこで、図 3.8 のスケーリングを短周期レベルのスケーリングとして再考したものを見ると、各スケーリングの色使いは、図 3.8 と同じである。

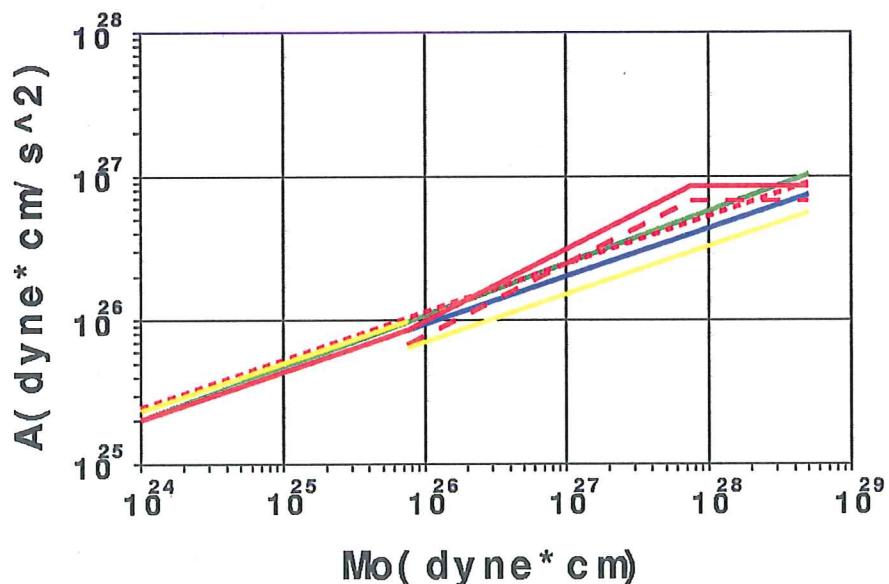


図 3.9 各種スケーリングによる短周期レベル

図から明らかなように、Irikura et al. (2004)の 3 ステージ・モデルをそのまま用いた場合（赤実線）は、地震モーメントが 10^{26} dyne*cm よりも大きくなるにつれて短周期レベルが大きくなり、 10^{28} dyne*cm 付近で飽和する傾向を示している。ただし、これに上記の地震モーメントに対応した短周期レベルの拘束条件を導入した場合、図 3.9 において赤の細かい破線で示

されるように、壇・他 (2001)による短周期レベルの自己相似スケーリングと同じになる。

一方、Irikura et al. (2004)に Kagawa et al. (2004)の結果（地表断層地震の平均応力は地中斷層地震の半分）を導入すると、地表断層となる ($L=W$ となる) 地震モーメント 10^{26} dyne*cm 付近で一端短周期レベルが下がり、それより大きい部分では Irikura et al. (2004)によるものと下に少しシフトしたような結果となる（赤の粗い破線）。

このように、Irikura et al. (2004)単独ではなく、壇・他(2001)あるいは Kagawa et al. (2004)の考え方を導入することにより、予測される強震動の大きさ（短周期レベルに対応）は、Somerville et al. (1999)による自己相似スケーリングによるものとほぼ同程度となることが分かる。

なお、固有地震と非固有地震を区別しないスケーリングでは、短周期地震動のレベルは地震規模に応じて大きくなるが、Kagawa et al. (2004)の考えを入れてこれらを分けた場合は、地表地震となった際に短周期レベルが低下するため、両タイプの地震の遷移域では非固有地震の短周期レベル方が地表地震より大きくなる可能性が示唆される。

また、Irikura et al. (2004)による短周期レベルの飽和（断層すべり量の飽和に基づく）は注目すべき現象である。自己相似スケーリングでは、地震規模が大きいほど短周期の地震動も大きくなる。しかし、Irikura et al. (2004)あるいはそれに Kagawa et al. (2004)の考え方を導入したものでは、短周期地震動に上限が生じる。これは、震源近傍地震動の飽和現象として、米国では距離減衰式にも取り入れられようとしている。これらの距離減衰式については 5.2 節で詳しく触れるが、3 ステージ・スケーリングにはそのような現象を説明できる可能性がある。ただし、実際の飽和現象は Irikura et al. (2004)による地震モーメント 10^{28} dyne*cm (Mw8.0 程度) よりも小さい規模で生じており、折れ曲がり点については更なる検討が必要である。

(3) アスペリティの深さ分布

固有地震（地表地震）と非固有地震（地中地震）では、アスペリティの深さ分布にも差があることが、Kagawa et al.(2004)で示されている。図 3.10 には、地表断層と地中斷層地震それぞれによる、深さ方向のアスペリティ位置の確率分布を示している。上段が地表断層地震、下段が地中斷層地震である。

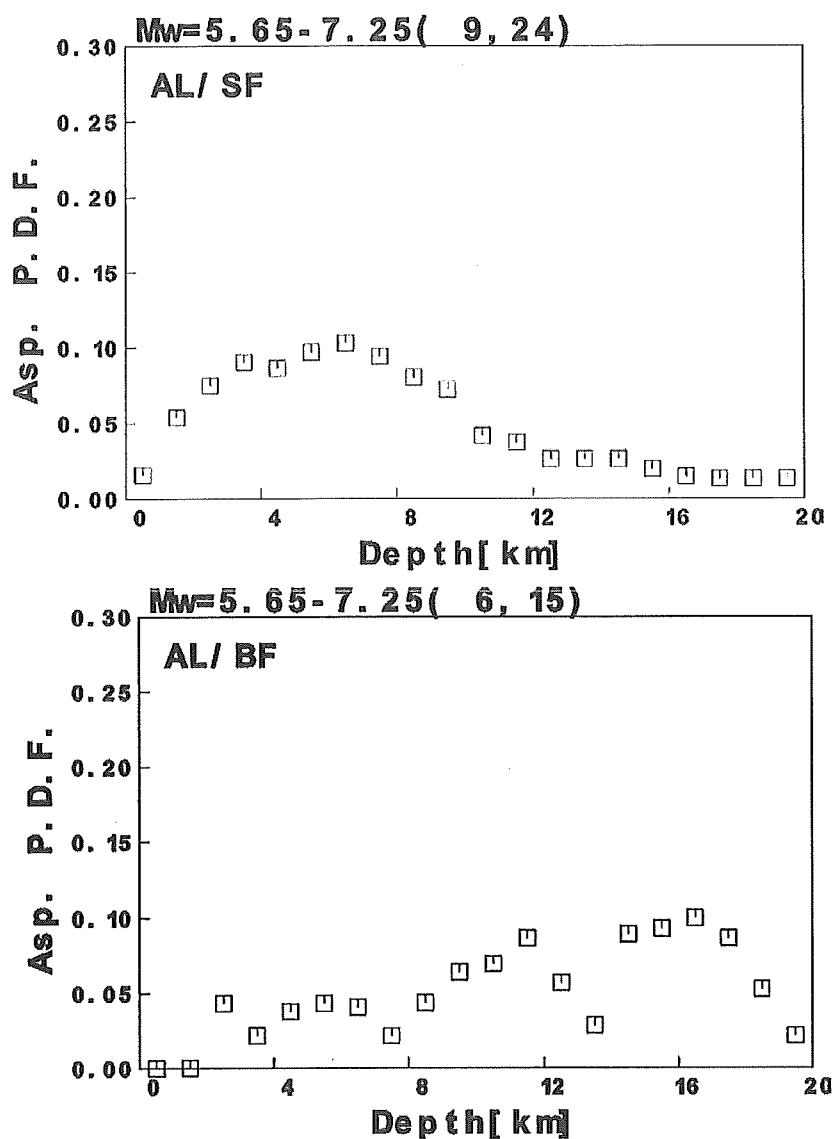


図 3.10 深さ方向のアスペリティ位置の確率分布

図から明らかなように、地表断層地震のアスペリティは深さ 10km 以内に集中しており、深いものは少ない。一方、地中断層地震のものは深さ 10km 以内に少なく、より深い部分で一様分布の傾向を示す。

強震動評価におけるアスペリティ深さ分布の設定にあたっては、このような情報をも加味することにより、より合理的な破壊シナリオの設定が可能になるものと思われる。

4. 断層モデルの適用範囲

4.1 断層モデル適用にあたって必要な情報

(1) 巨視的断層パラメータ

2.1 節の(1)で紹介した強震動予測レシピの流れに沿って、断層モデルを適用するに際して必要となる巨視的断層パラメータを以下に列挙する。なお、これらは経験的手法（距離減衰式）の適用にあたっても必要となる情報である。

- (A-1) 対象サイトの座標（緯度・経度）
- (A-2) 想定断層の基準点（端部あるいは中央部など）の座標（緯度・経度）
- (A-3) 想定断層の長さ
- (A-4) 想定断層の上下端深さ（傾斜と併せて断層幅が設定される）
- (A-5) 想定断層の走向、傾斜
- (A-6) 想定断層のすべり方向
- (A-7) 想定断層の規模（マグニチュード、地震モーメント）
- (A-8) 想定断層の平均応力降下量

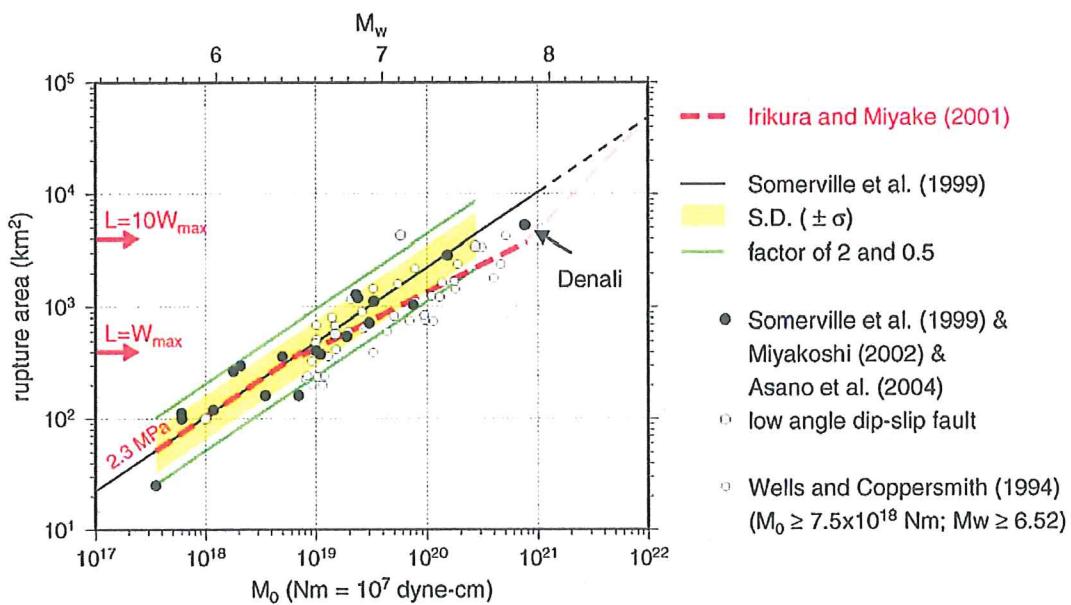


図 4.1 地震モーメントと断層面積の関係の例 [入倉・三宅 (2001)^(4.1)]

想定断層の規模は、想定断層長さあるいは想定断層面積（長さ×幅）より経験的に設定さ

れる（図4.1）。応力降下量についても、強震動予測レシピに基づけば、想定断層の面積と地震モーメントから設定される。

なお、これらのパラメータは主に地形・地質学的調査に基づいて、地表活断層の情報から設定される。地震の規模は、断層の規模（長さ、面積）から経験的に設定される（例えば、図4.1）。

（2）非一様断層破壊パラメータ

非一様断層破壊パラメータは、断層モデルによる強震動評価に特有のものである（等価震源距離を用いる場合には、経験的手法であっても非一様なすべり分布が必要となる場合がある）。以下に、計算に必要なパラメータを示す。

- (B-1) アスペリティの面積
- (B-2) アスペリティの個数
- (B-3) アスペリティ及び背景領域の地震モーメント
- (B-4) アスペリティ及び背景領域の応力降下量
- (B-5) アスペリティ配置
- (B-6) 破壊開始点位置
- (B-7) 破壊伝播速度
- (B-8) 立ち上がり時間、あるいはすべり時間関数

図4.2に、断層及びアスペリティを矩形で表現した特性化震源モデルの一例を示す[Kagawa et al. (2004)^(4.2)による、M6.5の標準的な地表断層地震（左）と地中断層地震（右）]。これらのうち、アスペリティの面積は、経験的な面積比 [Somerville et al. (1999)^(4.3)]、あるいは短周期レベル [壇・他 (2001)^(4.4)] を介して設定される。また、アスペリティ個数は地震規模に応じて、セグメントとの対応を考慮して設定される。

これらを適切に設定することにより、短周期の広帯域な強震動を合理的に評価することができる。現状、過去に発生した個々の地震については、観測波形がほぼ再現できるだけの非一様断層破壊モデルが設定できている。ただし、予測問題として考えた場合、アスペリティの面積、地震モーメント、応力降下量については平均的なパラメータが設定できても、その配置及び破壊開始点の設定には任意性が大きい。これらの配置の自由度をいかに小さくできるかが設定する際の要点になる。

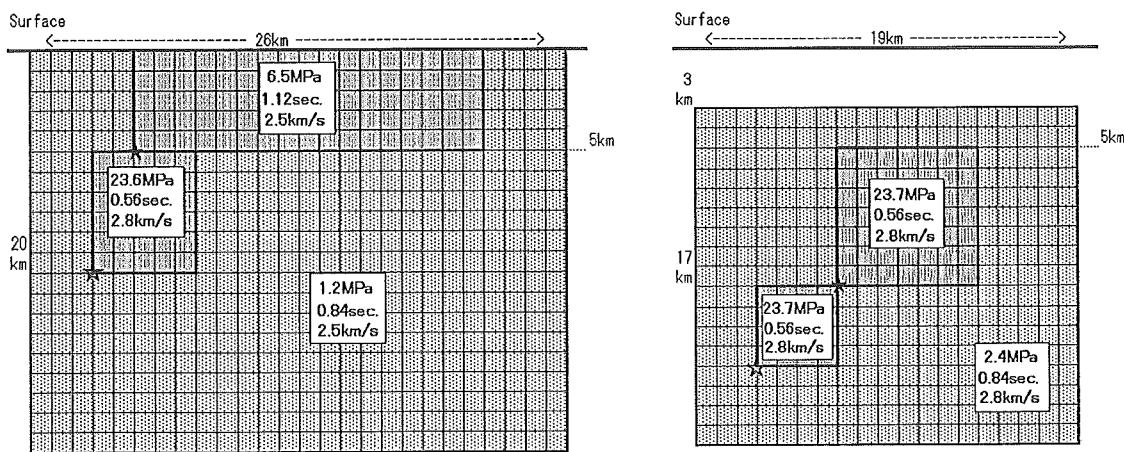


図 4.2 Kagawa et al.(2004)による M6.5 の標準的な地表断層地震(左)と地中斷層地震(右)

(3) その他必要な情報

上記以外にも、断層モデルを用いた強震動評価にあたっては、以下に示す諸情報が必要となる。

(C-1) 地震発生層の物性値 (P 波速度、S 波速度、密度、減衰 (Q 値))

(C-2) サイト直下の層構造 (各層の P 波速度、S 波速度、密度、減衰 (Q 値)、層厚)

これらの物性情報があつてはじめて、サイトにおける強震動が計算可能となる。

また、確率論的地震動評価にあたっては、

(C-3) 対象地震の発生確率

が情報として必要となる。その算出には、対象地震の平均活動間隔及び最新活動時期の情報が用いられる。比較的活動周期が短い海溝型地震では、数回まで遡った活動を、古文書などの文献記録から読み取ることができる。しかし、内陸活断層など活動間隔の長いものについては、トレーニング調査など地形・地質学的知見による情報が必要である。

4.2 情報の多寡と適用範囲

(1) 経験的手法との対比

経験的手法では、2.1 節で検討した情報の内 4.1 節(1)で述べた巨視的断層パラメータを用いて予測が可能である。これらの設定は強震動評価にあたって最も基礎的な情報であり、利し得る情報を最大限に活用して設定する必要がある。

ただし、(A-4) に示した断層上下端深さ（地震発生層に依存）と(A-5) の断層傾斜は、地表の活断層情報からは設定が困難なパラメータであり、対象とする領域において情報の多寡及び精度が異なる。しかし、断層モデルと経験的手法との対比という観点では、いずれの手法にも同じように影響するパラメータである。

一方、2.1 節の(2)及び(3)で取り上げた「断層のすべり方向による違い」や「地中斷層と地表断層による違い」に関する情報は、断層モデルにのみ用いられ、地震動評価結果に大きく影響する。想定地震に対してこれらのパラメータが予め精度良く予測できていれば、距離減衰式では表現できない地震動の特性を評価することができる。しかし現実には、破壊開始点位置やアスペリティ位置など、認識不足による不確実さに加えて、自然現象としてのランダムな不確実さを多分に含んだパラメータもあり、予測問題を困難にしている。あらゆる可能性を考えてパラメータを割り振れば、予測される地震動のばらつきは非常に大きなものとなり、その標準偏差は経験的な距離減衰式によるものよりも大きくなることが予想される。

実際、距離減衰式による標準偏差は常用対数で 0.25、自然対数で 0.58 程度である。3.1 節の(2)で紹介した断層モデルのばらつきは、モデル化の不確定性も考慮すると、自然対数で最大 0.7 程度自然対数となっており、経験的な距離減衰式のばらつきよりも大きくなっている。

パラメータの予測の困難さまで考慮すると、想定すべきパラメータが多く、それらが予測結果に鋭敏に反応する断層モデルでは、よほど情報を吟味して合理的な断層破壊設定を行わなければ、距離減衰式よりも大きなばらつきとならざるを得ないことが示唆される。しかしながら、このような現象は、経験的な地震動評価のばらつきには十分に反映されておらず、そのため同手法によるばらつきが小さく見える点には配慮が必要である。

原子力施設を対象とする場合、破壊開始点及びアスペリティの配置は、通常サイトに大きな地震動が発生するように保守的な設定が行われる。その上でパラメータにばらつきを与えることで、あらゆる可能性を考慮した場合よりも平均値は大きく、かつばらつきの小さい地震動群を予測することになる。

3.1 節の(2)で示したパラメータ（立ち上がり時間、破壊伝播速度、震源位置、すべり分布

モデル）の変動のみのばらつきは、自然対数で最大 0.5 程度となっており、距離減衰式とはほぼ対応する。あるシナリオ（「サイトに影響の大きい」など）を想定し、それを前提としてパラメータを変動させた場合には、結果として距離減衰式と同程度のばらつきに抑えられることが期待される。ただし、それらの地震動の平均値は、経験的な距離減衰式によるものよりも大きい方向にシフトしたものとなっている。

いずれにせよ、破壊開始点やアスペリティの配置という、自然界のランダムさを反映したパラメータをどう規定するか、あるいはどのような思想で想定するかは、関連する情報の多寡に左右される。このため、地形・地質学的な手法のみならず、以下のような地震学的情報も反映して、これらのパラメータの設定範囲を絞り込むことが重要である。

- ・微小地震分布の空白域→ 固着域としてのアスペリティ
- ・地震波トモグラフィーによる断層面に沿った弾性波速度の分布
 - 断層面の非一様性の具体的な把握
- ・GPS 連続観測データの解析によるバックスリップ部とひずみ蓄積部の把握
 - アスペリティの範囲

(2) 地域毎の情報量

次に、強震動評価に必要な情報が、地域毎にどの程度利用可能かについて検討してみる。ただし、具体的な個々のサイトに踏み込むことではなく、特定の領域での現状について概略を把握するに留める。

表 4.1 に、活断層調査、地盤調査とともに精力的に行われている、原子力サイト、大阪平野、関東平野における 4.1 節で示した情報の事例を示す。なお、表 4.1 には、情報量の少ない地点の代表として、讃岐平野の例を加えている。

いずれにせよ、断層モデルを適用して強震動の評価を行う場合には、それに必要となる情報を事前に十分に収集しておく必要がある。さもないと、経験的手法と同程度以上のばらつきを覚悟せざるを得ない。

基礎情報収集のための手法としては、

- ・文献による既往公開情報の収集・整理
- ・必要に応じて追加調査の実施（活断層の想定、地域地盤構造の把握、地震環境など）

に加えて、対象サイトにおける地震観測記録の蓄積が重要となる。地震観測記録は、地域の震源特性、伝播経路特性、地盤構造を把握する上で非常に重要な情報現となる。可能であれ

ば、対象サイトのみではなく、周辺地点を含む複数点での記録収集が望まれる。

表 4.1 各地域での情報量

		原子力サイト	関東平野	大阪平野	讃岐平野
巨視的断層パラメータ	A-1 対象サイトの座標	◎	○	○	○
	A-2 想定断層の基準点の座標	○	△	○	×
	A-3 想定断層の長さ	○	△	○	×
	A-4 想定断層の上下端深さ	○	△	○	△
	A-5 想定断層の走向、傾斜	○	△	○	×
	A-6 想定断層のすべり方向	○	△	○	×
	A-7 想定断層の規模	○	△	○	×
	A-8 想定断層の平均応力降下量	○	△	○	×
非一様断層破壊パラメータ	B-1 アスペリティの面積	○	△	△	×
	B-2 アスペリティの個数	△	△	△	△
	B-3 アスペリティおよび背景領域の地震モーメント	△	△	△	×
	B-4 アスペリティおよび背景領域の応力降下量	△	△	△	×
	B-5 アスペリティ配置	×	×	×	×
	B-6 破壊開始点位置	×	×	×	×
	B-7 破壊伝播速度	△	△	△	△
	B-8 立ち上がり時間、あるいはすべり時間関数	△	△	△	△
その他必要な情報	C-1 地震発生層の物性値	○	○	○	△
	C-2 サイト直下の層構造	◎	◎	◎	△
	C-3 対象地震の発生確率	△	×	△	×

◎：良く決まる。○：決める情報多い、△：決める情報少ない、×：情報がほとんど無い

5. 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式との整合性

5.1 ばらつきの種類

(1) 認識論的不確実さと偶然的不確実さ

ここでは、応答スペクトル距離減衰式と断層モデルによる強震動予測結果のばらつきに関して検討した既往の研究を紹介する。

米国における原子力施設の地震 PSA では、強震動予測結果のばらつき・不確実さを、認識論的不確実さ (Epistemic Uncertainty) と偶然的不確実さ (Aleatory Uncertainty) に分けて取り扱っている。

US NRC (2002)^(5.1) の定義によれば、認識論的不確実さとは、本来一つの値に決まるべきパラメータが、データ不足によって決められないことに起因するものであり、データの増加に伴って減少するものである。一方、偶然的不確実さとは、データが増えても減少させることができない種類の不確実さで、現象自体の本質的な不確実さとともに、採用しているモデル自体の現象説明能力が不十分であることに起因するものも含む。

この定義にしたがえば、両者の分類は用いるモデルに依存するとともに、得られた知見の量とともに変化することになる。

(2) 強震動予測結果におけるばらつき

強震動予測結果に含まれるばらつきの要因としては、震源断層の破壊過程の不確実さに起因するもの、震源断層から対象地点までの伝播経路に関する不確実さに起因するもの、及び表層付近の地盤による地震動の增幅特性に関する不確実さに起因するものが考えられる。密な観測網で十分な数の地震観測記録が蓄積されているような理想的な状況を考えると、伝播経路と表層地盤の特性については、ほぼ確定的なグリーン関数として表現されることが期待される。

経験的な距離減衰式による強震動予測では、式の導出過程で多数の地震による多数の地点での観測記録を用いることから、予測結果には震源特性、伝播経路特性、サイト特性に起因するばらつきが含まれる。対象地震と評価地点が決まった状態では、サイト特性や伝播経路特性に起因するものなど、本来は確定的に扱えるものも含まれていることになる。

また、経験的な距離減衰式を導出する際に、ばらつきを地震ごとのばらつき(地震間誤

差)と記録ごとのばらつき（地震内誤差）とに分離することが可能である。近年の距離減衰式では、式のばらつきとして全体のばらつきとともに両者に分離した数値が出されている場合も見受けられる。地震間誤差には震源特性に起因するばらつきが、地震内誤差には伝播経路特性とサイト特性に起因するばらつきが、それぞれ強く関与しているようと思われるが、必ずしも明確に対応付けられるものではない。

最大加速度や最大速度の地震動強さの距離減衰式のばらつきに関する既往の研究 [Youngs et al. (1995)^(5.2)、翠川・大竹 (2003)^(5.3)、Abrahamson and Silva (1997)^(5.4)] では、地震規模が大きくなるほどばらつきが小さくなる地震規模依存性、振幅レベルが大きいほどばらつきが小さくなる振幅レベル依存性、震源距離が小さいほどばらつきが小さくなる震源距離依存性が指摘されている。

5.2 応答スペクトル距離減衰式による強震動予測結果のばらつきの検討

(1) 既往検討事例

最大加速度や最大速度の距離減衰式による強震動予測結果のばらつきに関する既往の研究事例はこれまでにいくつあるが〔例えば、翠川・大竹(2003)〕、応答スペクトルの距離減衰式に関する同様の検討例は多くない。ここでは、応答スペクトル距離減衰式のばらつきに関する詳細な検討を行った最近の研究事例として、坂本・内山(2005)^(5.5)の研究を紹介する。

坂本・内山(2005)は、日本及びその周辺で発生した $Mw \geq 5.5$ 以上の52地震で得られた3198記録に基づいて、最尤法を用いた一段階回帰分析によって、工学的基盤上の減衰定数5%の加速度応答スペクトルの距離減衰式を求め、さらに、この距離減衰式に対する元データのばらつきについて、地震規模依存性、振幅レベル依存性、及び震源距離依存性ごとの検討を行った。その結果を以下に示す。

図5.1に地震間誤差、地震内誤差と地震規模(Mw)の関係を示す。この結果では、明瞭な地震規模依存性が見られず、既往研究〔Youngs et al. (1995)〕とは異なる傾向を示すことを指摘している。

図5.2に地震内誤差と震源距離(X)の関係を示す。震源距離が200km程度では0.3強程度の地震内誤差であるのに対して、震源距離100km程度では0.3弱、20km程度以下では0.2強程度となる傾向が見られる。これは、最大加速度値や最大速度値について検討を行っている既往研究〔翠川・大竹(2003)〕と同様の傾向であることを指摘している。

図5.3に地震内誤差と振幅レベルの関係を示す。ここで、横軸の振幅値は距離減衰式による予測値である。地震内誤差は振幅レベルが大きくなるほど小さな値になり、振幅レベル依存性が見られる。例えば、 $SA=50\text{cm}/\text{s}^2$ 程度では0.3強程度の誤差を示すのに対して、 $SA=200\text{cm}/\text{s}^2$ 以上では0.2強程度以上となる傾向が見られる。

図5.4に、地震間誤差と地震内誤差の周期依存性を示す。地震間誤差、地震内誤差とともに周期0.1秒程度で最も大きい値を示すが、地震間誤差は0.1~0.25程度の値となっているのに対して、地震内誤差は0.25~0.35程度の範囲にあり、地震間誤差に比べて値は大きいものの周期による変化はやや小さい。

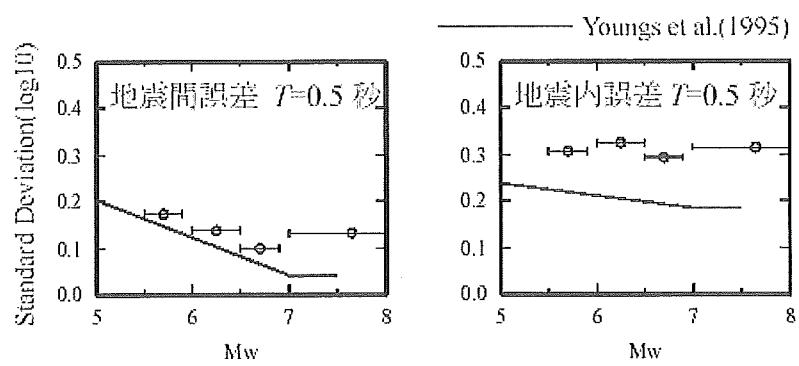


図 5.1 地震間誤差と地震内誤差の地震規模依存性（坂本・内山、2005）

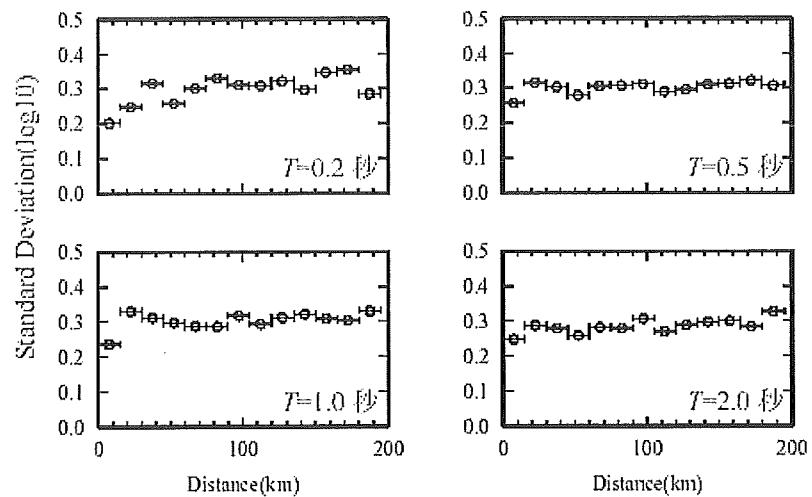


図 5.2 地震内誤差と震源距離依存性（坂本・内山、2005）

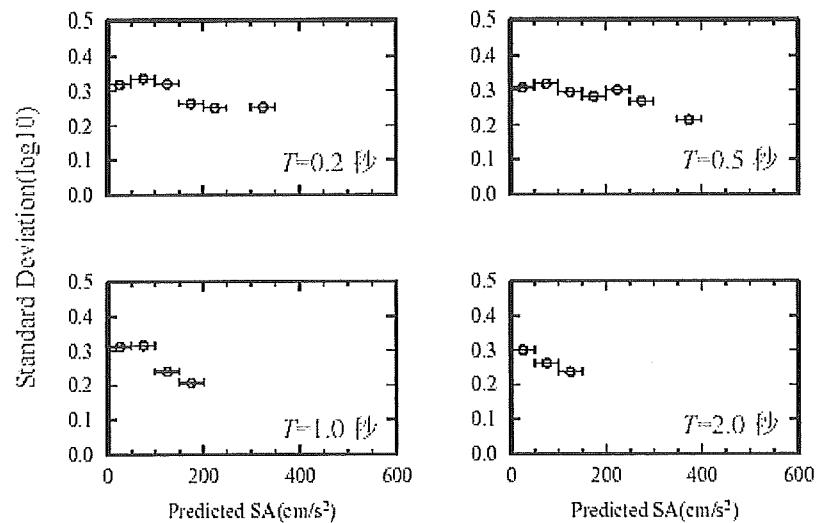


図 5.3 地震内誤差と振幅依存性（坂本・内山、2005）

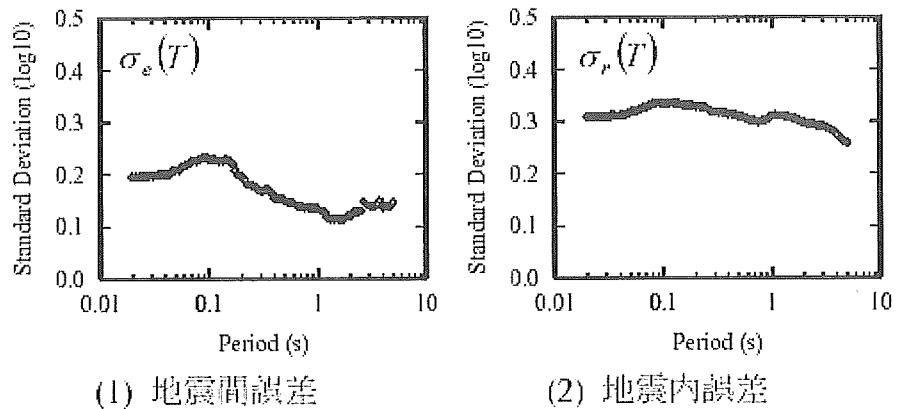


図 5.4 距離減衰式の回帰誤差（周期による地震間誤差と地震内誤差）
 （坂本・内山、2005）

(2) まとめ

以上の結果をまとめると、次のような。

- ① 工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式に対する元データのばらつきについて検討を行った結果、震源距離が小さいほど、振幅レベルが大きいほどばらつきが小さくなる傾向がみられたが、既往研究で指摘されている、ばらつきの地震規模依存性は、明瞭にはみられなかった。

② 地震内誤差は地震間誤差に比べて値は大きいものの周期による変化はやや小さかった。さらに、坂本・内山 (2005)は、これらの結果に基づいて、ばらつきの振幅レベル依存性をモデル化し、地震ハザード解析結果に与える影響についての検討も行っている。

5.3 断層モデルによる予測結果のばらつきの検討

(1) 検討条件

ここでは、詳細な強震動予測手法を確率論的な地震動予測に応用することを念頭に、断層パラメータの変動が強震動の予測結果に対して及ぼす影響についての検討を行った奥村・他(2005)^(5,6)の研究を紹介する。

1995年兵庫県南部地震を念頭に、長さ40kmの鉛直横ずれの内陸地殻内で発生する地震を想定し、断層端から60kmの範囲(160km×120km)における地震動を評価した。地下構造は、神戸地域のパラメータを参考に水平成層構造とした。最上層のせん断波速度は400m/sで、神戸市域における大阪層群最上層に相当する。

断層パラメータは、内陸地殻内で発生する地震の強震動評価のレシピに基づいて設定した。使用した断層パラメータの内主なものを表5.1に示す。レシピにおける断層パラメータのいくつかは、理論あるいは過去のデータに基づく式で関係付けられている。この内、データに基づくパラメータ間の関係にはばらつきが認められるが、これらのばらつきを全て独立に変動させることは、ばらつきを過大評価するものと考え、それらの内以下に示す4項目については互いに独立に変動しうるものとみなした。それ以外の関係式については全て固定した。

① 断層面積(S)とアスペリティ総面積(Sa)の関係

既往研究に基づき、標準偏差の範囲を1.34倍～1/1.34とした。

② アスペリティの位置

図5.5に示すように、大小2つのアスペリティの深さの組合せで4ケースを想定した。

③ 破壊開始点

図5.5に示すように、既往研究に基づき、大きい方のアスペリティの周辺から破壊が開始するものとし、3ケースを想定した。

④ 破壊伝播速度

既往研究に基づき、平均値をせん断波速度の0.72倍とし、標準偏差の範囲は1.12倍～1/1.12と仮定した。さらに、要素断層ごとにすべり量との相関を考慮した。

上記の4つのパラメータあるいは関係式は互いに独立に変動するものとして組み合わせた上で合計108組の断層パラメータを生成し、図5.6に基づいてそれぞれのケースに対する重みを付与した。

このようにして生成された108ケースの断層パラメータに対する地震動を解析領域内の多

数の地点について計算した上で、各ケースの重みを考慮して結果の統計処理を行った。この際、アスペリティの位置と破壊開始点が断層の片側に偏っていることによる影響をなくすために、断層中央を中心に180度回転させた結果を加えて、最終的には合計で $108 \times 2 = 316$ ケースを対象とした。なお、用いた地震動の推定手法は、周期1.5秒を接続周期とするハイブリッド合成法であり、長周期側は三次元有限差分法、短周期側は統計的グリーン関数法を用いた。

以下に示す結果では、地震動強さの指標の内、短周期と長周期の例としてそれぞれ周期0.1秒と2.0秒における減衰定数5%の加速度応答値を対象とする。地震動は、断層の走向に平行する成分と直交する成分とに分けて評価されているが、ここでは、両者の平均値を用いた。

表5.1 シミュレーションに用いた断層パラメータ
(奥村・他(2005))

パラメータ	内 容	備考 (算定根拠等)
断層の長さ	40km	
断層の幅	16km	上端深さ1km、下端17km
傾斜角と断層タイプ	90度、横ずれ	
地震モーメント	1.5×10^{19} (Nm)	断層面積より算定
アスペリティの個数	2	大小のアスペリティの面積比は8:3に固定
アスペリティの総面積	(変動考慮)	断層面積との関係式 (ばらつき考慮、標準偏差の範囲は1.34倍と1/1.34)
アスペリティの位置	(4ケース)	図5.5 参照
破壊開始点	(3ケース)	図5.5 参照
応力降下量	(従属変動)	地震モーメント及びアスペリティの面積との関係式 (固定)
短周期レベル	(従属変動)	応力降下量との関係式 (固定)
破壊伝播速度	(変動考慮)	せん断波速度との関係式 (ばらつき考慮、標準偏差の範囲は1.12倍と1/1.12と仮定) すべり量との相関性も考慮

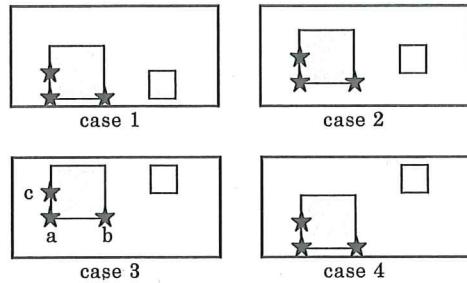


図 5.5 アスペリティと破壊開始点
(奥村・他, 2005)

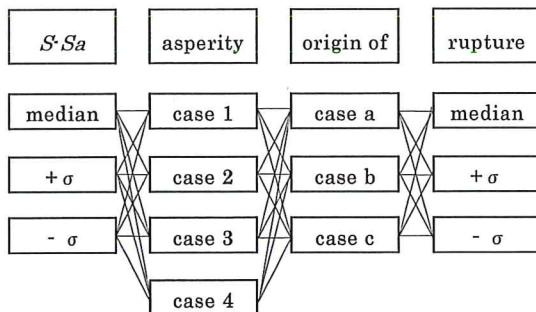


図 5.6 変動させたパラメータの組合せと重み
(奥村・他, 2005)

(2) 地震動強さの中央値とばらつきの空間分布

図5.7(a)は、評価地点ごとの地震動強さの中央値の分布を示す。上段左側に示した周期0.1秒の結果は、断層を中心とした滑らかな楕円状の等值線となっているのに対して、右側の周期2.0秒では、凹凸のある等值線となっている。周期2.0秒の場合には、短周期成分と比較して地震波の放射特性の効果が強く現れるため、直交する2成分で地震動強さの分布の性状が大きく異なっており、図示した結果は両成分の特徴を平均したような傾向を示している。

図5.7(b)は、シミュレーションによる地震動予測結果のばらつきを自然対数の標準偏差で表し、その分布を示したものである。統計的グリーン関数法の結果が支配的な短周期では、場所によるばらつきの大きさの変化が小さく、ばらつきの値がほぼ一様であるのに対して、理論計算の結果が支配的な長周期では顕著な空間変動が認められ、予測結果のばらつきは断層に沿った方向で特に大きいことがわかる。周期2.0秒の応答スペクト

ルに見られるような空間変動は、距離減衰式を用いた簡便な地震動評価では表現し得ないものであり、震源近傍における断層破壊の影響を考慮するためには、詳細な地震動評価手法を適用する必要があることを示している。

なお、ばらつきの値（自然対数の標準偏差）は、周期0.1秒で0.15前後、周期2秒で0.2～0.3程度であり、一般的な距離減衰式のばらつきよりも顕著に小さい。これは、震源特性のばらつきのみが考慮されていることに加えて、パラメータの変動を一部のものに限定していることに起因していると推測される。

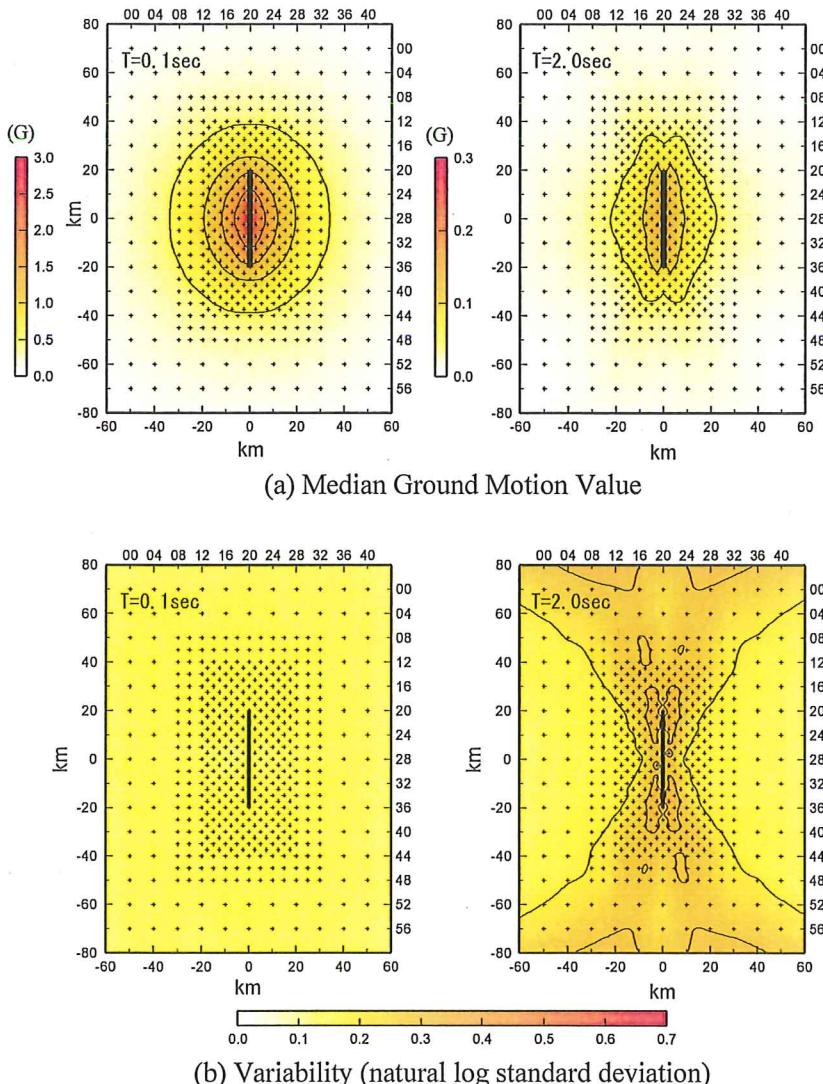


図 5.7 地震動強さの中央値及びばらつきの空間分布
(奥村・他、2005)

(3) 個別のパラメータの影響

対象とした4つのパラメータあるいは関係式が、それぞれ全体のばらつきに対してどの程度の寄与をしているのかを、以下の手順で検討した。

まず、アスペリティの位置は case 2 を、残りの3つは図5.6の最上段のケースをそれぞれ標準のケースとした。その上で、着目する項目のみを変化させ、残りは標準ケースに固定した場合の地震動の予測結果に基づき、当該パラメータの変動に起因するばらつきを算定した。したがって、ここでの検討は、ごく限られた数の結果に基づくものとなっている。

図5.8は、解析領域内の5地点において評価された、変動項目ごとの加速度応答スペクトルのばらつきの値を、周期に対して示したものである。図中には、全ての組合せに基づいて算定されている全体のばらつきの値も併せて示してある。

まず、各図に共通する特徴として、理論計算の結果が支配的な周期2秒以上では、短周期帯域よりもばらつきが大きいことが指摘できる。また、全体のばらつき（黒い実線）は、各項目のばらつきを概ね包絡するような関係にあるものの、周期によっては、個別の項目に起因するばらつきの値が、全体のばらつきを上回る場合があることがわかる。後者については、ごく少数の結果に基づいた検討であることも原因の一つとして考えられるが、各パラメータの変動の影響が、結果に対して独立ではないことを強く示唆している。このことは、例えば、破壊開始点の違いの影響がアスペリティの位置に依存するであろうことを考えれば、容易に想像される。

個々の要因の影響の度合いについて見てみると、アスペリティの位置の変化に伴うばらつきは5地点ともに総じて大きくなっている、逆に、破壊伝播速度の影響は全般に小さい。また、破壊開始点の影響の大きさは、地点によって様々である。

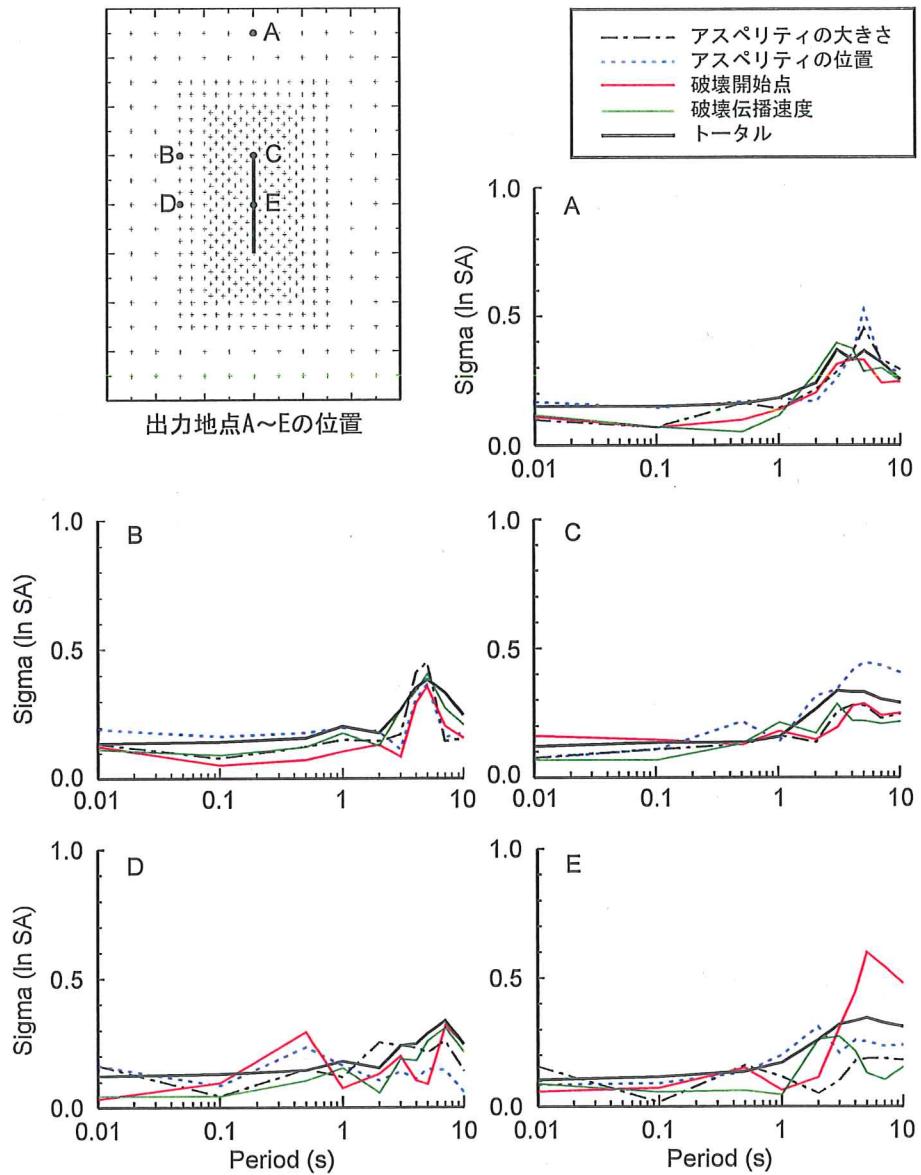


図 5.8 代表的な地点における個別パラメータによるばらつきと全体のばらつき
(奥村・他、2005)

(4)まとめ

地震動予測に関わる種々のばらつきの内、震源断層のパラメータの変動に伴うばらつきに着目し、それらの内の代表的なものを変動させたシミュレーションに基づき、地震動強さの中央値とばらつきの解析領域内の分布性状を検討した。この結果、特に長周期帯域においては、震源断層からの距離が同一であっても評価地点と震源断層の位置関係によって値が変化することが明らかとなった。この傾向は、距離減衰式を用いた評価では容易に表現し得ないものである。

5.4 震源近傍地震動の飽和を取り込んだ距離減衰式

(1) 米国 NGA モデルの背景

米国では、テクトニクス活動域における地殻内地震に対する経験的な地震動モデルが PEER-NGA Program により展開されている。NGA（次世代地震動距離減衰モデル）は U.C. Berkeley を拠点とした Pacific Earthquake Engineering Research Center のプロジェクトである。

モデルは 0.01 秒から 10 秒までの周期、0 から 200km までの距離、5.0 から 8.5 のマグニチュードを有する横ずれ断層型地震と 5.0 から 8.5 のマグニチュードを有する逆断層型地震を対象に水平 2 成分平均の加速度応答スペクトル（5%減衰）を予測して設計される。

最新の NGA の報告（Excel file）と関連する計算プログラムは、査読と試行とを目的として PEER の Web に置かれている。追加の報告は完了次第 Web に加えられる予定である。NGA の地震動モデルは著者による追加の評価に従い、外部査読が行われ、この結果により修正される可能性がある。どのような目的にせよ NGA モデルの使用は使用者の責任である。

NGA モデルの草稿は次のリンクから得られる。

<http://peer.berkeley.edu/>

<http://peer.berkeley.edu/lifelines/nga.html>

現在では、Abrahamson and Silva (A&S) と Idriss とによりモデル化された Boore and Atkinson (B&A) モデル、Campbell and Bozorgnia (C&B) モデル^(5,7)、Chiou and Youngs (C&Y) モデルが利用可能なモデルであり、今後さらに増えることが期待される。現在の B&A モデルは周期 5 秒までであるが、C&B モデルのように最大速度に対するモデルを含むものもある。

以下、これらのモデルを構成する要素とその考え方についてまとめる。

(a) 強震動データセット

モデルを生成するデータセットは世界中の最近の大きな地震を含んでおり、注意深くドキュメント化している。これらは、

<http://peer.berkeley.edu/nga/flatfile.html>

に置かれている。各記録に対して使用可能な周波数帯域が列挙されており、各観測点には観測や推定に基づいた 30m 以浅の S 波速度が割り当てられている。震源特性と震源に対する観測点の方位のドキュメントも置かれている。データに基づいた展開方法とプロジェクトの要求の全体的な説明は NGA プロジェクトの報告に紹介されており、Power et al. (2006)

(5.8) に整理されている。

(b) 盆地深部効果 (Basin Depth Effects) のモデル化

Los Angeles における 10 の異なる地震シナリオに対する長周期地震動を解析した数多くのデータセットに基づいて盆地効果をモデル化することを目的としているため [Day et al. (2006)^(5.9)]、その大部分が Los Angeles 盆地であるものの、同一観測点における 1.0 km/sec と 2.5 km/sec の S 波速度の深さ ($Z_{1.0}$, $Z_{2.5}$) が推定されている。 $Z_{2.5}$ を用いたこの盆地効果モデルは C&B モデルに適用されたが、地震動予測を行う全観測点においては未知の値であり、 V_{s30} と $Z_{1.0}$, $Z_{2.5}$ とが強い相関関係を有することから C&Y モデルは意識的に使用していない。盆地深さの効果は B&A モデルでは考慮されていない。

(c) 破壊の上端深さの影響

Somerville (2003)^(5.10)、Kagawa et al. (2004)^(5.11)、Somerville and Pitarka (2006)^(5.12) は、地表断層地震から生成される地震動が地表に出現しない断層よりも弱いことを示した。NGA モデルの内、2 モデルはこの効果を考慮するため、破壊の上端深さを測る新しいパラメータ D_{TOR} を含む。C&B モデルでは $D_{TOR} = 1 \text{ km}$ より深い場合にはこの効果がおおまかに一定であるが、C&Y モデルではこの効果は D_{TOR} の増加に従い増加する。効果は最大加速度に対して最も強く表れ (C&B モデルで係数 1.3)、C&B モデルでは周期 1.5 秒、C&Y モデルでは周期およそ 0.5 秒から始まり、両モデルの周期およそ 4 秒で効果がゼロとなる。B&A モデルの著者はモデルに対してこのパラメータを考慮していない。

(d) NGA モデルと以前のモデルとの比較

アメリカで現在使用されている地震動モデルは、Seismological Review Letters の 1997 年 1 月号に掲載された Abrahamson and Shedlock (1997)^(5.13) によるものである。NGA モデルは以前のモデルで使用されておらず、アラスカ、台湾、トルコといった最近の大きな内陸地殻内地震から得られた地震動データを使用している。これら最近の大きな地震で観測された弱震動のレベルは NGA モデルの地震動予測を下方修正させた。特に、短周期において以前のモデルのレベルと比較して下方修正されている。

(e) 破壊の指向性

等時理論に基づいて破壊の指向性に対する新しい理論式が NGA プロジェクトの一部として展開された [Spudich et al. (2006)^(5.14)]。しかし、このモデルは経験的なモデルに今のところ導入されていない。このモデルは観測された強震動データの解析と破壊指向性の単純な理論モデルに基づいた Somerville et al. (1997)^(5.15) の破壊指向性モデルを改良、もしく

は置き換えられることが予想される。現在の NGA モデルは破壊の指向性の項を含まず、断層法線方向と平行方向の成分に分離されていない。

(f) NGA モデルの専門家による査読

USGS は U.S. National Seismic Hazard Maps の次回改訂における NGA モデルの使用方法を評価している。この地図はアメリカの構造物設計指針の地震対策の基本を形作るものである。USGS は、NGA モデルにおいて地震動レベルを下方修正させるトルコと台湾における最近の大きな地震がアメリカ西海岸の地震を表現していない可能性、観測点の場所が強震動場からのサンプリングに負のバイアスを与えた可能性を危惧している。NGA モデルは USGS の確率論的ハザードマップにおける地震動のレベルを下方修正する可能性があり、構造物設計指針に使用することを目的にこのマップから導かれる設計マップにおけるレベルを下方修正させる。USGS は将来の地震が地震動のレベルを再び上方修正させることができないように証拠を求めており、最近の大きな地震が地震動レベルを下方修正するほどの信頼性を有していないことを心配している。

USGS は 2006/7/3 に、草稿モデルに対して NGA モデルを展開した研究者に査読意見を提出している。この質問への広範囲にわたる回答は NGA モデルの研究者により 2006/8/31 に提出されている [NGA Modelers, 2006]^(5.16)。

NGA モデルの草稿は 2006/9/25-26 に USGS で開かれたワークショップで再検討された。USGS により選択された大学、プロの実務者から成る 5 人の専門家が専門家査読の過程に参加し、モデルに対する意見を USGS のワークショップに提出した。ワークショップの結論は現在 USGS によりまとめられている。

NGA モデルの追加査読は 2006/12/7-8 に開かれた、Third ATC-35/USGS National Earthquake Ground Motion Mapping Workshop でなされ、NGA モデルの概要を説明した論文 [Abrahamson (2006)^(5.17)] が紹介された。以降では、その内容についてレビューを行う。

(2) 米国 NGA モデルの概要

ここでは、Abrahamson 博士の好意により、Third ATC-35/USGS National Earthquake Ground Motion Mapping Workshop における発表内容を紹介する。

次世代距離減衰式 (NGA) プロジェクトはカルフォルニアで使用される新しい距離減衰式を発展させている。このプロジェクトは Pacific Earthquake Engineering Research Center (PEER) のライフラインプログラムの一部を成している。NGA プロジェクトでは 2 つのステージが計画されている。NGA-E と称される第 1 のステージは主として、経験したデータ範囲を超えるモデルのスケーリングを拘束するために、解析モデルによる結果を含めた経験的な地震動データに基づいている。NGA-E では、解析モデルから得られる地震動の絶対的なレベルは使用されず、相対的なスケーリングにのみ使用されている。NGA-H と称される第 2 のステージではモデルの展開のために、経験した地震動データと数値解析された地震動データとの両方を組み合わせて使用する予定である。この第 2 ステージでは解析モデルから得られる地震動の絶対的なレベルが使用される予定である。この論文ではプロジェクトの一部である NGA-E のみを議論している。

NGA プロジェクトの目的は、カルフォルニアの浅い地殻内地震に対する地震動モデルを開発することであり、カルフォルニアにおける全ての当該の地震を包括する（ただし、海溝型地震は含まない）。これまで、経験的な地震動モデルに関する論文の著者は、しばしばモデルを導くために使用するデータセットに基づいてモデルの適用限界を設定している。しかし、これらの限界は PSHA（確率論的地震ハザード解析）に適用する際のモデルでは無視されてきている。例えば、Boore et al (1997)^(5,18) は彼らのモデルがマグニチュード 5.5 から 7.5 で 80km 短い距離でのみ適用できると記載しているが、実務において彼らのモデルはマグニチュード 8 まで、また数 100km もの距離に対して使用されている。問題は、PSHA は全ての該当する地震に対して地震動の推定を行う必要があることである。

ハザード解析者が地震動モデルを手探りに外挿している内容よりも、NGA プロジェクトは次に示す範囲に対して適用可能であるように、彼らのモデルを外挿したモデルへの展開を必要としていた。対象範囲は、横ずれ断層型地震でマグニチュード 5.0 から 8.5、逆断層型地震でマグニチュード 5.0 から 8.0、全てのタイプの地震（横ずれ断層型、逆断層型、正断層型）に対して 0-200km の距離、周期 0-10 秒に対するスペクトルである。モデルの展開者が彼らのモデルを外挿する際の補助となるように解析を実施した。この解析は、マグニチュード 6.5 から 8.25 の岩盤サイトに対する 1 次元数値解析、南カルフォルニアのサイトに対する 3 次元

盆地を対象とした数値解析、サイト応答の等価線形解析である。

カルフォルニアで共通利用される地震動モデルを表現する NGA プロジェクトには 5 つの開発チームがある。Abrahamson and Silva、Boore and Atkinson、Campbell and Bozorgnia、Chiou and Youngs (Sadigh et al モデルとして表現される)、Idriss の 5 チームである。3 つの開発チーム (B&A、C&B、C&Y) は彼らのモデルのドキュメントを完成させており、これらのモデルはアメリカのハザードマップへの適用可能性に対して USGS により広範囲にわたる査読を受けた。他の 2 開発チームのモデル(A&S、I)はドキュメントが完成していないため、USGS による査読を受けていない。NGA の報告書は、以下のサイトで利用可能である。

http://peer.berkeley.edu/lifelines/nga_docs/nov_13_06/

NGA の強震動データセットは、現在最も包括的な強震動データセットである。NGA プロジェクトは、導かれるデータに対して非常に重要性を有する経験データセットの向上と拡大に多大な努力を果たした。

NGA データセットは、173 地震による 3551 観測データを含む（図 5.9）。

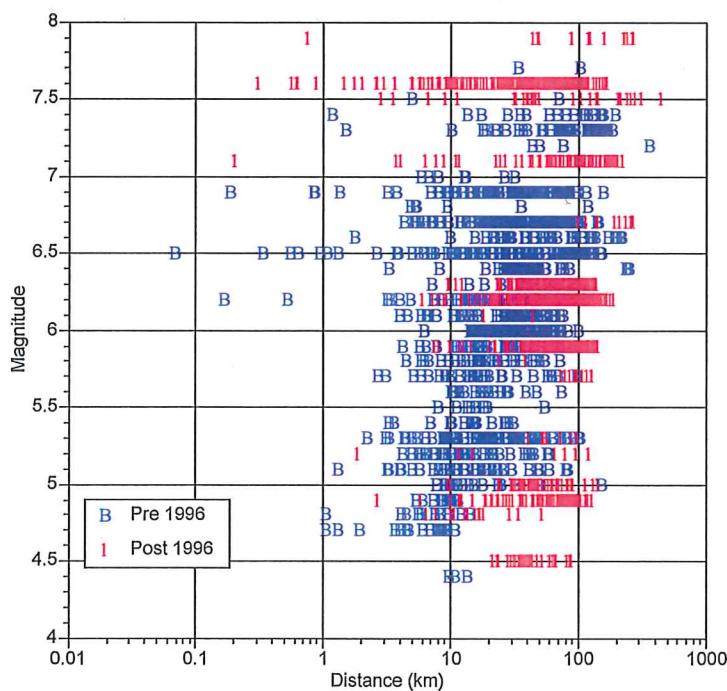


図 5.9 NGA プロジェクトで用いられている地震

各開発チームはカルフォルニアに適切であるか考慮してデータの内一部分のデータを選択した。鍵となる問題は、1999年台湾 Chi-Chi 地震の本震と余震により増やされたデータの使用と、外国における大きなマグニチュードの地震である 1999 年 Kocaeli 地震と 2002 年 Denali 地震のデータの使用とに関するものである。これらの大きなマグニチュードの地震に対するデータは現在の距離減衰式で期待される値より小さいものであった。開発者チームはこれら外国の地震を評価し、全 5 チームが本震のデータがカルフォルニアに対して適用出来ると結論づけた。結果として大きなマグニチュードに対する地震動の中央値は現在のモデルと比較して減少する。

以前の NGA モデルに対していくつかの鍵となる変化がある。サイトの分類、マグニチュードに依存した減衰式、地盤の非線形性、上盤／下盤効果、標準偏差である。これらの変化について以下で説明する。

5 つの NGA モデルの内 4 モデルは、サイト条件を定義するために V_{S30} を使用している。以前は 5 モデルの内 4 モデルは岩盤、堆積層といった包括的なサイト分類を使用していた。この変化は NGA データセットの全観測に対する V_{S30} を推定する努力により可能となった。この変化は、包括的な分類に基づいた以前の距離減衰式を適用する際に特定の値を V_{S30} に設定する（例えば、以前のマップで使用されていた 760 m/s）といった設定値の不確実さを除去する。包括的な岩盤サイトは 550 から 600m/s の V_{S30} が適用されることとなり、以前のモデルと比較して NGA モデルに基づいたハザードマップでは以前の設定値 $V_{S30}=760$ を用いた場合と比較して値が小さくなると思われる。

全 NGA モデルは距離減衰式のマグニチュードに依存した形状を含む。4 モデルではマグニチュードに依存した距離減衰の傾きを用い、残りの 1 モデルのマグニチュードに依存した架空の深さを用いている。これもまた、以前のモデルと比較して NGA モデルでは短い距離の地震動の中央値が変化して小さくなる効果を有する。

図 5.10a～e に、NGA プロジェクトで提案されている距離減衰式を、既往のものと比較して示す。各図の左に示されている、「 $Z_x = y \text{ km}$ 」は、S 波速度が $x \text{ km/s}$ 以上となる深度が $y \text{ km}$ という意味である。それぞれ赤が NGA プロジェクトの提案式、青が既往の距離減衰式である。

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=90

Top=5km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

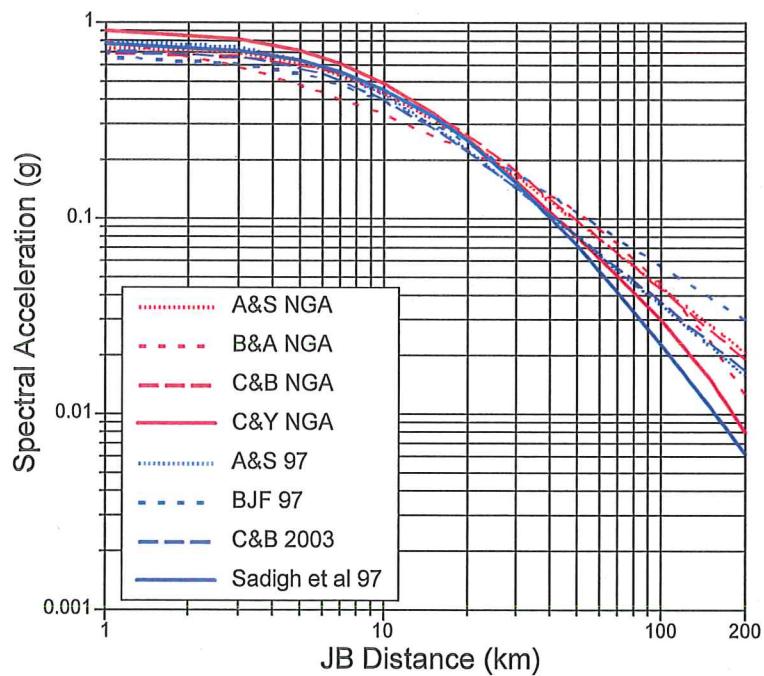


図 5.10a NGA モデルによる M6.0 横ずれ断層の周期 0.2 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=90

Top=5km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

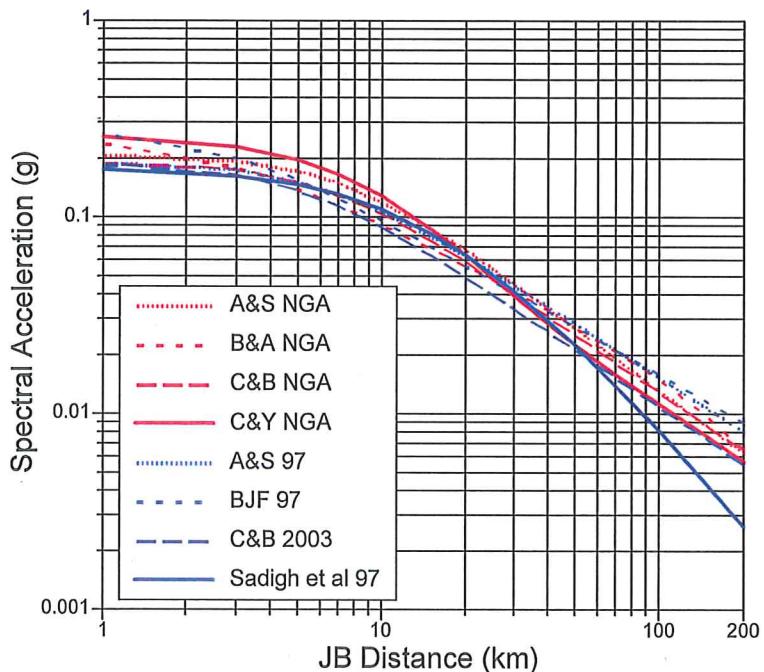


図 5.10b NGA モデルによる M6.0 横ずれ断層の周期 1.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=90

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

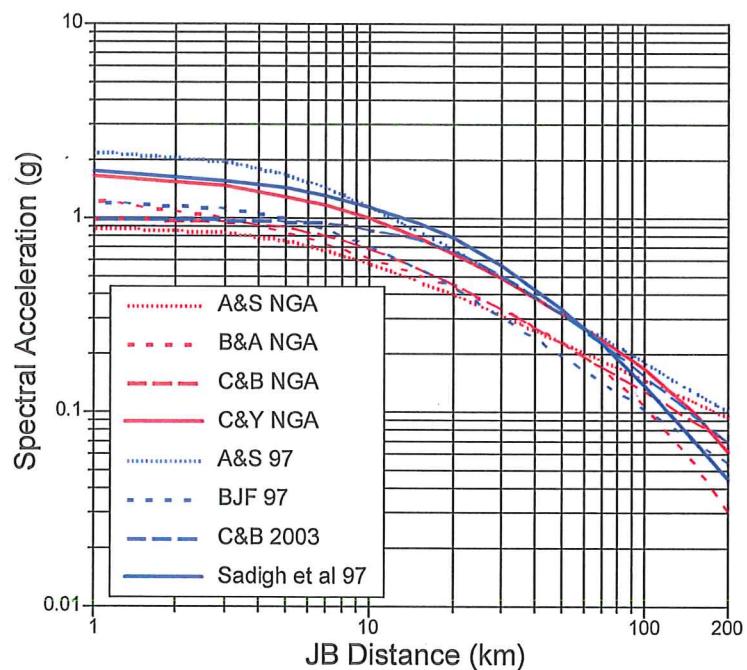


図 5.10c NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 0.2 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=90

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

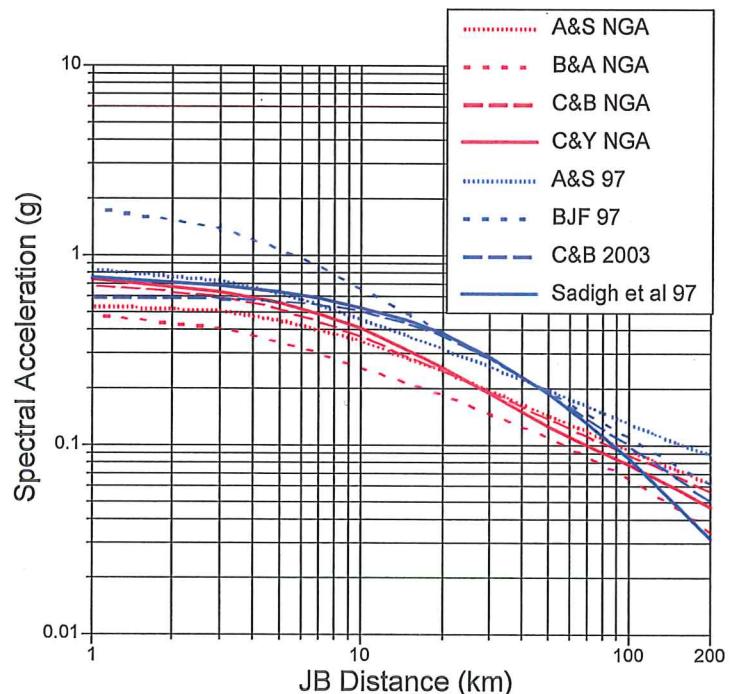


図 5.10d NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 1.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=90

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

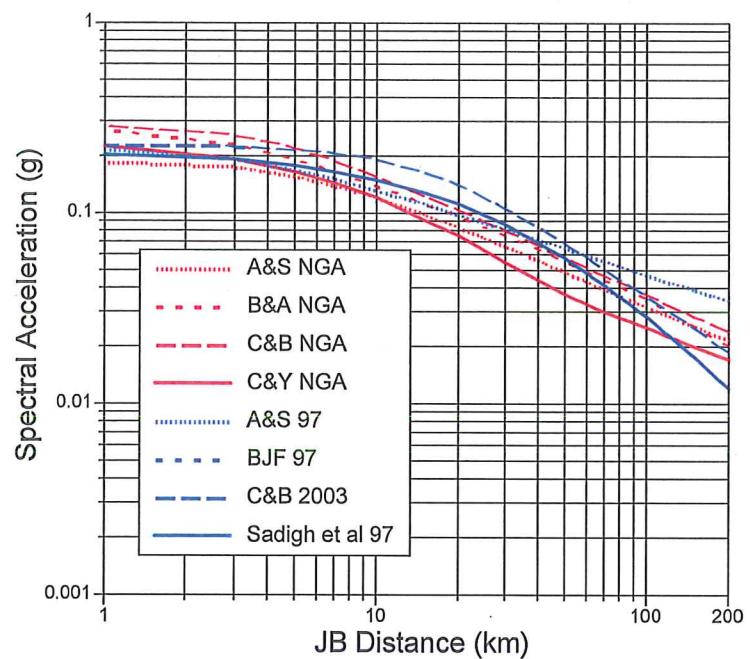


図 5.10e NGA モデルによる M8.0 横ずれ断層の周期 3.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=45

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

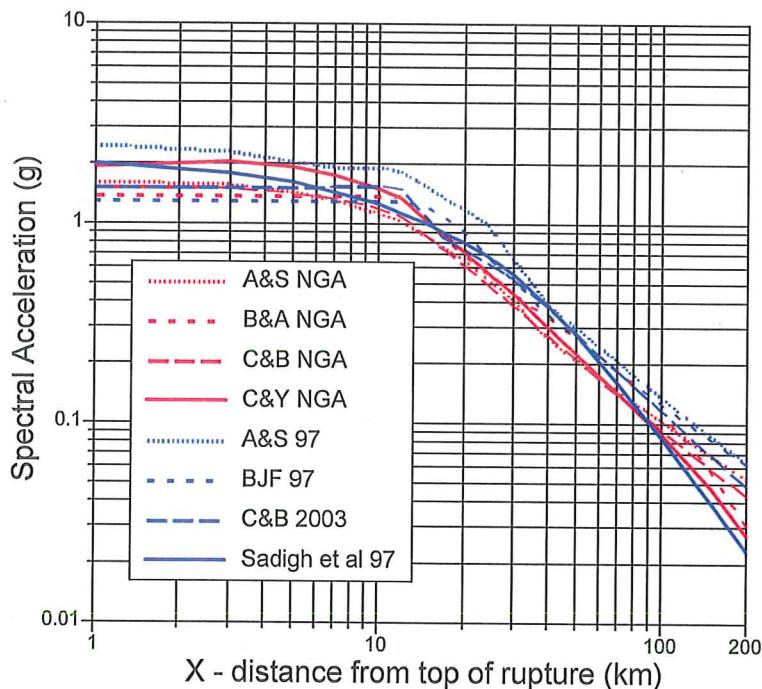


図 5.10f NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 0.2 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=45

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

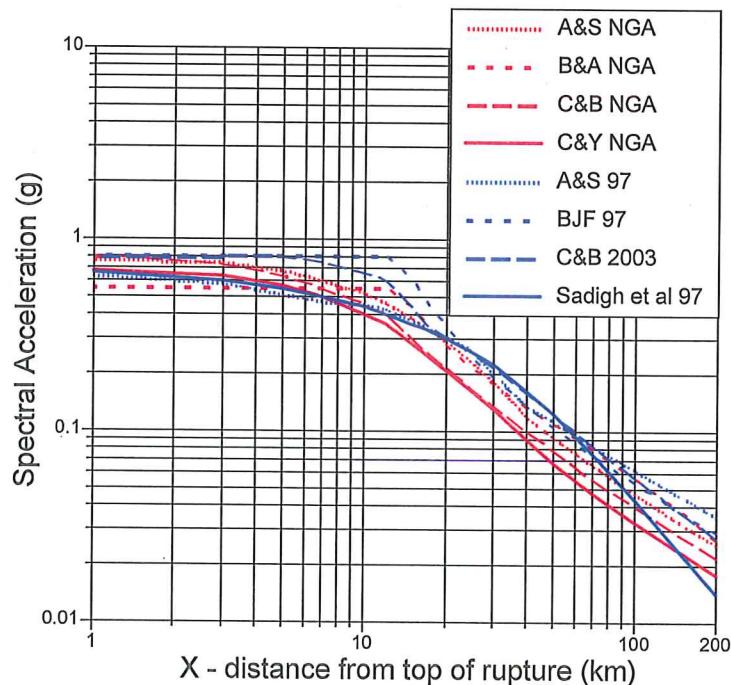


図 5.10g NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 1.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=45

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

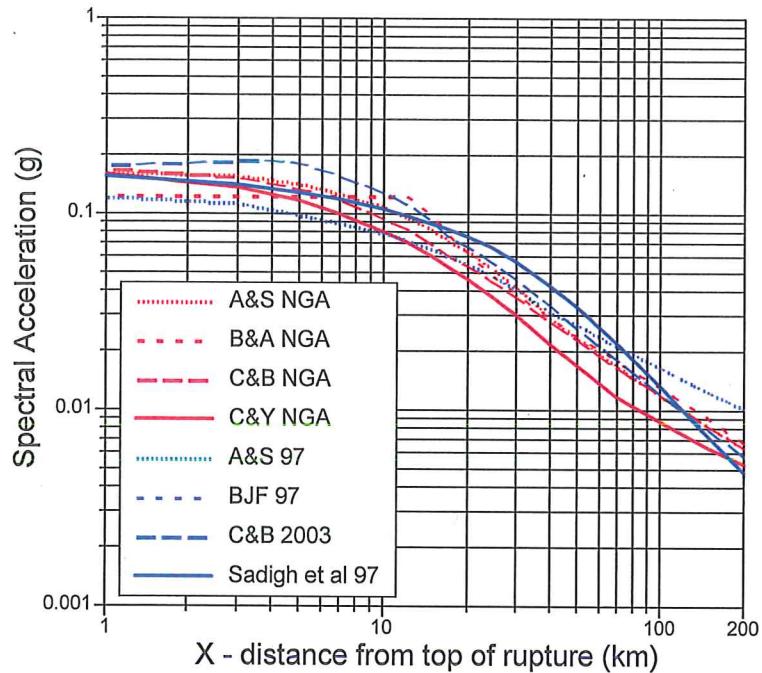


図 5.10h NGA モデルによる M7.0 逆断層上盤側の周期 3.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=45

Top=5 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

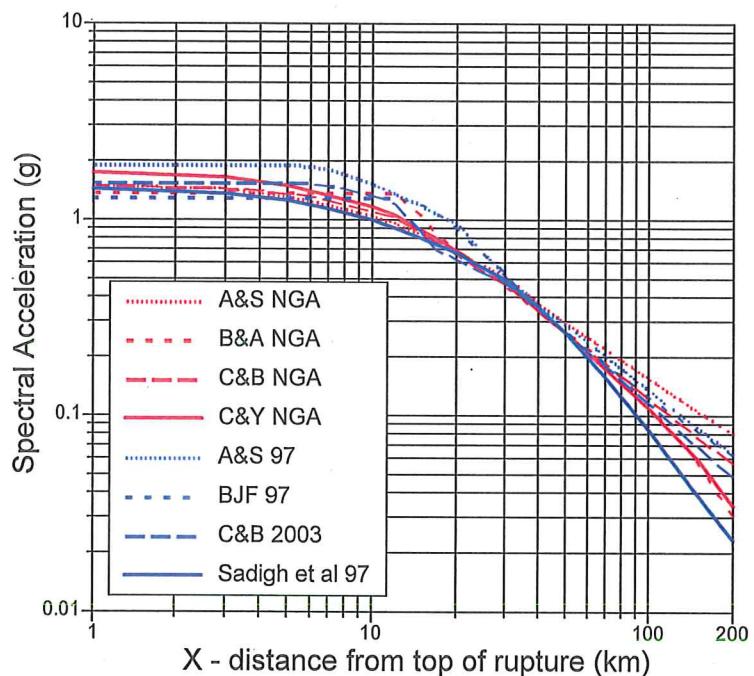


図 5.10i NGA モデルによる M7.0 伏在逆断層上盤側の周期 0.2 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=45

Top=5 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

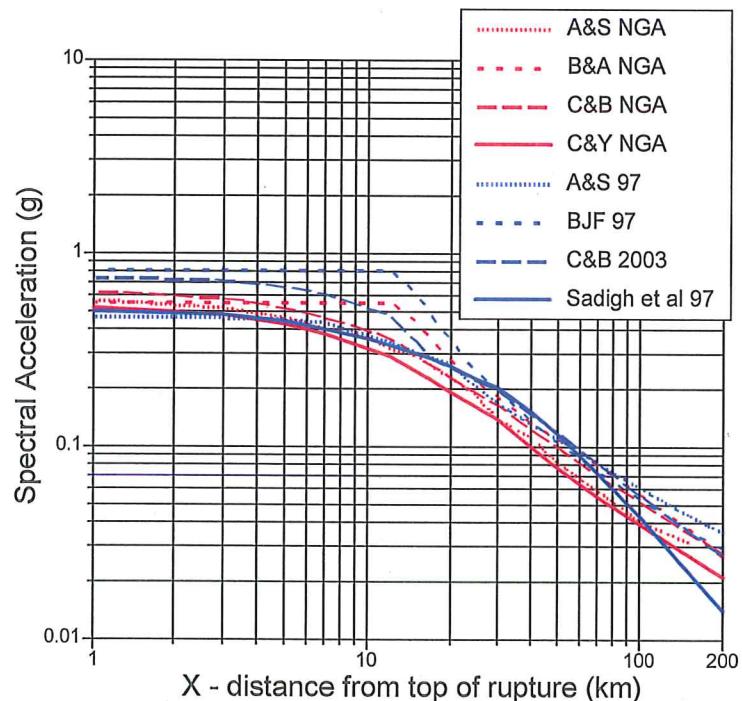


図 5.10j NGA モデルによる M7.0 伏在逆断層上盤側の周期 1.0 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=60

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

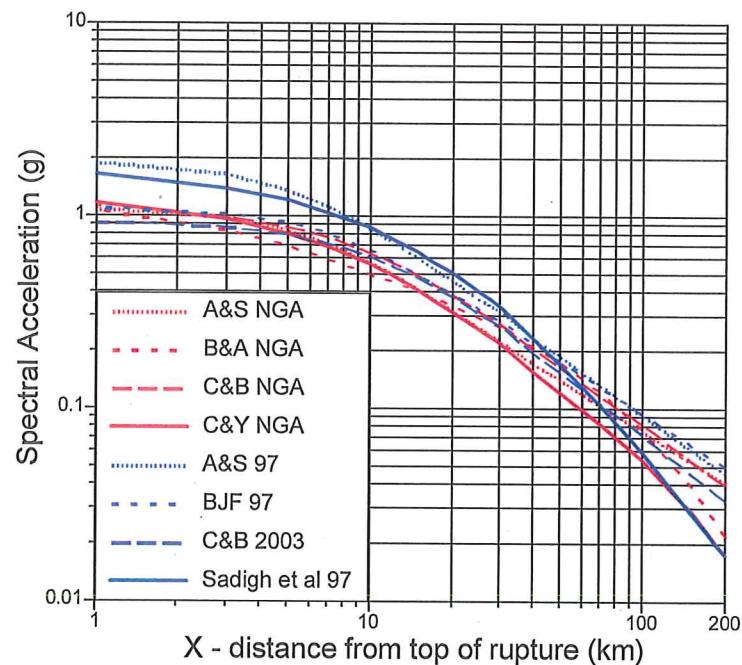


図 5.10k NGA モデルによる M7.0 地表正断層破壊進行側の周期 0.2 秒の加速度応答値

Other Param

$V_{s30}=550$ m/s

Dip=60

Top=0 km

$Z_{1.0}=0.3$ km

$Z_{1.5}=0.4$ km

$Z_{2.5}=1.2$ km

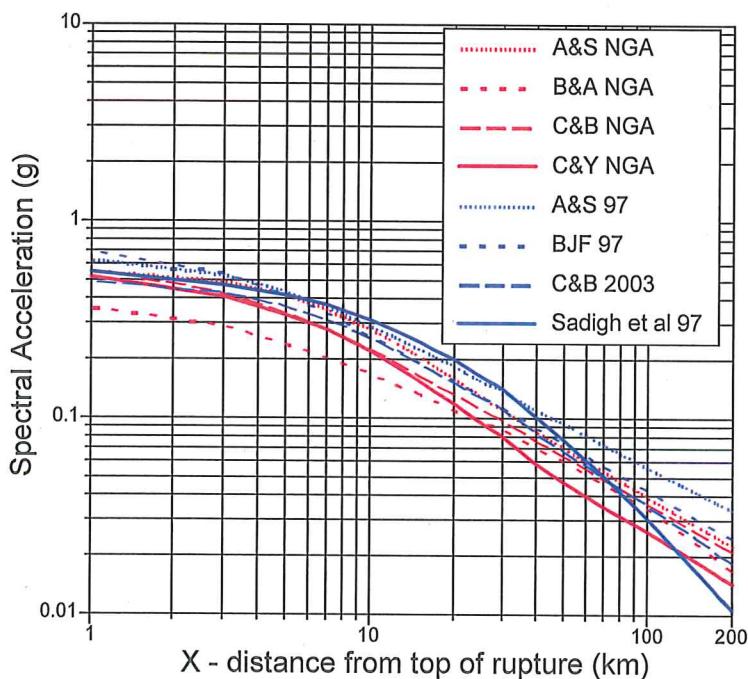


図 5.10l NGA モデルによる M7.0 地表正断層破壊進行側の周期 1.0 秒の加速度応答値

全 NGA モデルは上盤項を含む。Boore & Atkinson モデルでは、断層面からの最短距離を用いる J&B の距離減衰式^{(5.19)、(5.20)}を採用することで上盤項が陰に含まれている。上盤のモデル化は NGA モデル間の地震動の中央値に大きな違いを導く。

また、全開発者はモデルに非線形のサイト応答を含めている。これは以前のモデルと比較して NGA モデルでは短い距離の地震動の中央値が変化して小さくなる効果を有する。

地震動の標準偏差はマグニチュードに依存しないか僅かに依存する。以前のモデルでは大きなマグニチュードに対して標準偏差が大きく減少していた。この変化は Chi-Chi 地震の本震における観測の大きなばらつきにより導入されている。PSHA では、大きなマグニチュードにおける標準偏差のこの増加は、大きなマグニチュードにおける結果の中央値を幾分小さくさせるオフセットのような効果となると考えている。いくつかのモデルでは、非線形の地盤応答による強震動に対して、標準偏差が小さくなるような振幅に依存した標準偏差を含んでいる。図 5.11a 及び b に各モデルの標準偏差を示す。

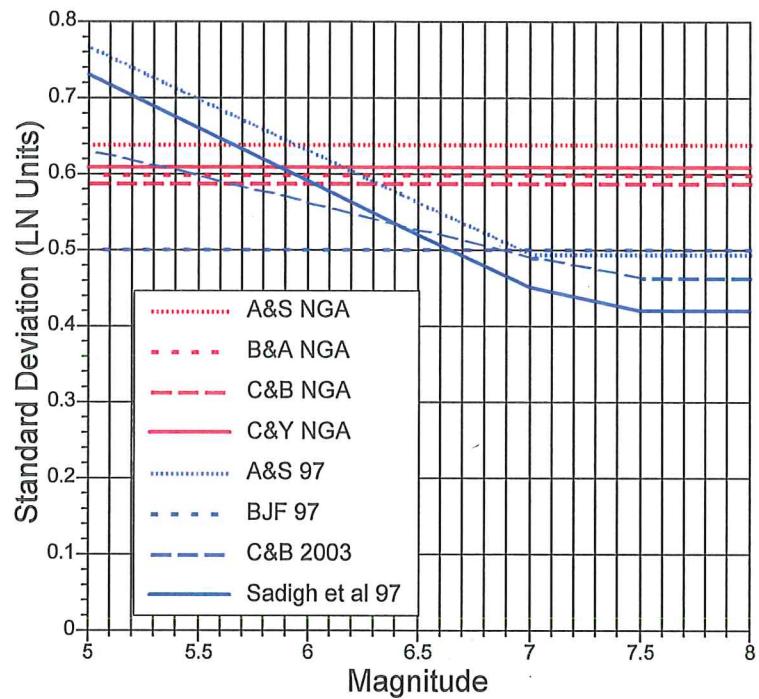


図 5.11a NGA モデルによる周期 0.2 秒の標準偏差

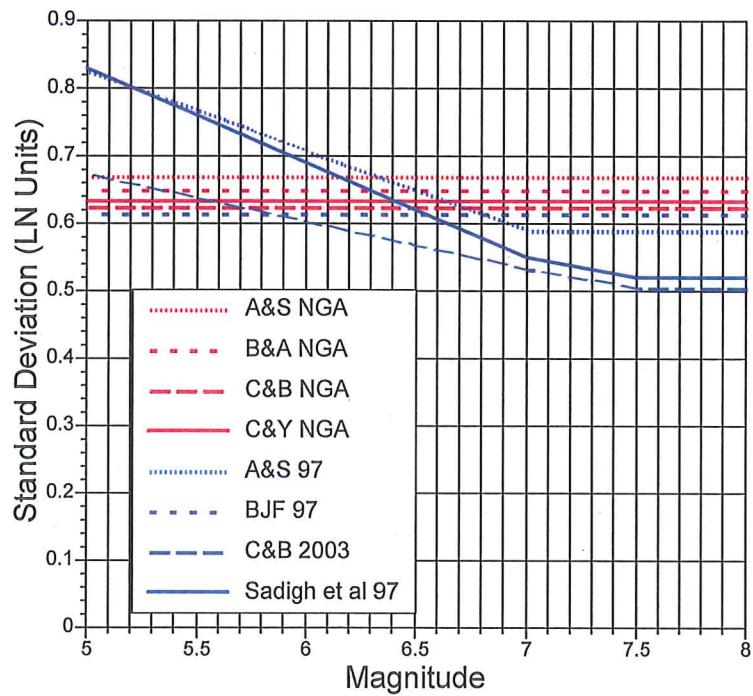


図 5.11b NGA モデルによる周期 1.0 秒の標準偏差

(3) NGA モデルの示唆するもの

NGA モデルでは、特に大規模地震の短周期帯域において、地震規模に応じて地震動が大きくならないことを示唆している。これは、実際の地震記録に基づいたモデルであり、記録に拘束されたものであることが重要である。

このような、大地震による短周期の震源近傍大地震動の飽和現象は、適切に設定された断層モデルによる強震動評価でしか表現しえなかつたが、経験的モデルでも表現できる道が開けたことになる。

また、観測事実に基づいた経験的モデルによって大規模地震の地震動飽和現象が表現されたことによって、Somerville (2003)、Kagawa et al. (2004)、Somerville and Pitarka (2006)などによって示唆された「地表断層地震から生成される地震動は地中斷層によるものよりも弱い」ことがより一層支持されることになる。

5.5 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式の比較

(1) 検討条件

確率論的地震動評価のために、断層モデルによる地震動を評価した事例として、土木学会・阪神高速道路(2006)^(5.21)による事例を紹介する。同研究では、あるサイト周辺にマグニチュード 6.5 の地震をランダムに発生させ、それらによる地震動を試算している。また、その結果と経験的なスペクトル距離減衰式による結果が、香川(2007)^(5.22)で直接比較される予定である。

同検討では、図 5.12 に示すように、サイト周辺 40km の範囲に M_J6.5 の地震断層を 20 通り想定し、統計的グリーン関数法によって地震動を計算している。その際、スケーリング則より断層面積を 15km×15km と固定した上で、断層位置、走行、上端深さを乱数で設定している。さらに、その断層が横ずれか縦ずれかを乱数で決め、横ずれの場合は鉛直断層すべり方向を純粹な横ずれ、縦ずれの場合は純粹な逆断層とした上で 60 度を中心とした傾斜を乱数で与えている。また、地震モーメント（立ち上がり時間に連動）、アスペリティ面積比、アスペリティ位置、破壊開始点位置（最も深いアスペリティ下端に設定）、破壊伝播速度をも乱数で設定している。なお、対象サイトは大阪湾岸の標準的な堆積層上の、工学的基盤面（S 波速度 350m/s）が想定されている。

図 5.12 亂数で生成された MJ6.5 の断層群 [土木学会・阪神高速道路(2006) (5.20)]



(2) 比較例

先に設定された 20 通りの断層破壊シナリオで、サイトにおける地震動を統計的グリーン関数法 [香川(2004)] で計算した水平 2 成分の疑似速度応答スペクトルが、図 5.13 に示されている [香川(2007)]。図中、実線で繋いだスペクトルが NS 成分、破線のものが EW 成分である。同図には、スペクトル距離減衰式 [Abrahamson and Silva(1997)] で評価した応答スペクトルを併記している。2 本のスペクトルは、生成した断層の最短距離と最長距離で評価したものである。断層モデルによる地震動はそれぞれに特徴的な形状をしており、特に長周期帯域では破壊シナリオによって生じる特徴的な地震動（ディレクティビティ・パルスなど）によるばらつきが大きいが、多数の計算結果を総合的に見ると、経験的手法とも良く整合していることが示される。

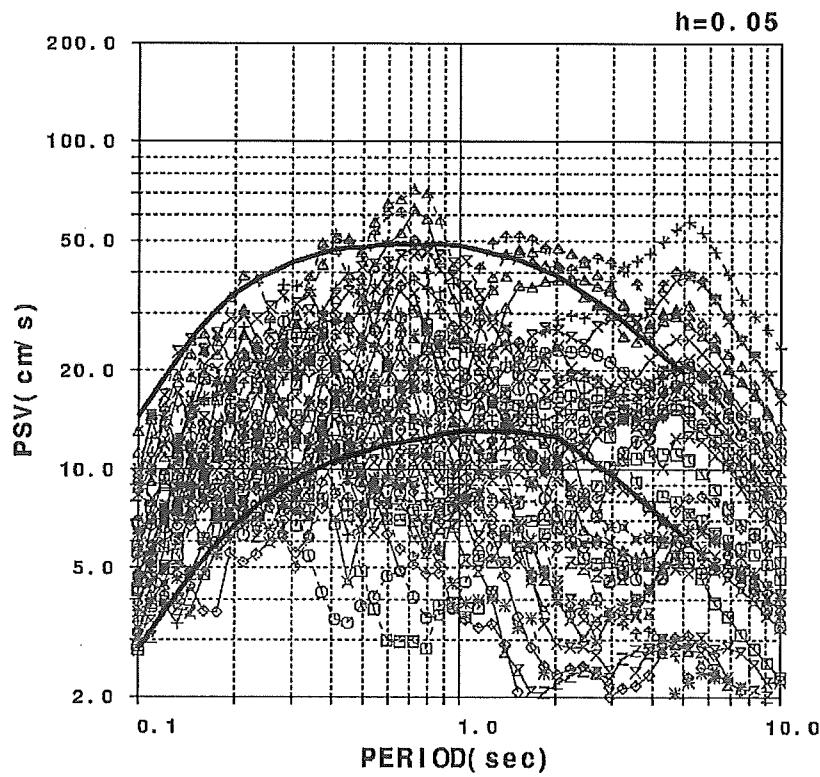


図 5.13 計算された応答スペクトルとスペクトル距離減衰式の比較 [香川 (2007)]

6. 動力学的断層モデルの適用性

6.1 運動学的断層モデルと動力学的断層モデル

(1) 検討の背景

断層近傍の地震動の高精度予測は、地震学において困難な課題の一つとして残されている。

しかし、強震動地震学と地震工学では、地震動強さを表す各指標 (PGA、PGV、ある周期における S_A) を推定する事だけに興味があるわけではなく、推定値の不確定性にも興味を持つ。最終的に、地震動予測の「古典的な」手法では、中央値の推定と併せて標準偏差が計算される経験的な距離減衰式を用いて構造物の設計に利用される。

しかし近年、この単純化された手法の欠点が立証され、研究者グループは数値解析をベースとした地震動予測を進めている。この手法では、地震動の全時刻歴が地震時の破壊過程や、波動が強い複雑な特性を有する媒質（可能な限り地域特性が反映された）をどのように経由して伝播するかを特性化する事で計算される。このような手法は多大な計算を必要とするが、地震動予測の例題を通じて、地震の破壊過程や波動伝播に含まれる物理的背景を考察する機会が与えられる。その際の震源破壊のモデル化や地震動計算手法として、運動学震源モデルに加えて近年では動力学震源モデルが利用されるようになっている。

運動学モデルと動力学モデルの主要な違いは、破壊不連続性、例えば2つの断層面間の滑り変位、に関するモデル化である。運動学モデルでは、震源は時空間上に分布する関数として仮定された断層の滑り変位により定義される。一方、動力学モデルでは、断層破壊における物理法則が考慮されている。前者は予め規定されている滑りと地震を関連付け、破壊における物理法則は考慮されない。しかし、後者は物理法則に基づいた地震モデルであり、運動学のような滑り変位は問題の解の一部として動力学に基づいて決定される。

ここでは、これら2つのモデル化の特徴とその長短について簡単に述べる。また、幾つかの数値解析例（単純なモデルから実際の地震への適用までを含む）を用いて、運動学モデルと動力学モデルによる解析結果の違いについて説明し、両モデルの利点と欠点についてコメントを行う。

(2) 運動学的モデル

運動学に基づく手法は、地震断層の破壊を地震データや測地データを解析する目的で、あるパラメータに基づいて仮定された滑り関数を用いてモデル化する。このパラメータは放射された地震波の解析から決められる。運動学モデルを構築するために使用される典型的な入力パラメータの組合せとしては、断層長さ L 、断層幅 W 、破壊伝播速度 V_r 、またを関数を定義する最終滑り変位 D と立ち上がり時間 τ であり、滑り速度関数は通常利便性のためにパラメータ化された形状が選択される。これらのモデルの出力は地表における地震動である。この地震動の計算は表現定理 [Aki and Richard (2002)^(6.1)] としてよく知られており、数値的に解くことが出来る。

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \int d\tau \int_S \Delta u(\xi, \tau) c_{ijkl} \nu_j G_{nk,l}(\xi, \tau; \mathbf{x}, t) dS.$$

滑り速度関数の形状は本質的には仮定されたものである。通常この関数は、時空間上に分布する関数として予め規定されるものであり、

- ① 単純な理論に基づいて導かれることがある、経験的な調整法を用いて仮定された関数形状
- ② 過去の地震における滑りの震源インバージョン結果

を用いて規定される。よく知られる滑り速度関数として、ボックスカー関数 [Haskell (1964)^(6.2)]、Brune 関数 [Brune (1970)^(6.3)]、Kostrov 型関数 [Hisada (2000)^(6.4)] などが挙げられる。これら運動学モデルの滑り速度関数がよく表現されているならば、地震の非常に詳細な表現を与える。運動学モデルの主要な欠点は、破壊過程の物理的背景を調査することを陽に行わずに断層の滑り変位が予め規定されるので、破壊過程そのものに物理的な見識をもたらさないこと、滑り速度関数の形状に物理的な拘束条件を押し付けていることである。そのため、運動学モデルは震源が支配的な地震動現象の予測、特に観測された地震動データの周波数帯を超えた外挿モデル（マグニチュード、距離、破壊長さなどを指す）に対して限界を有しているものと思われる。

しかし、運動学モデルは巨視的な地震解析に対して単純かつ直接的なアプリケーションであるという点で有利であり、特に複雑な地盤構造における波動伝播の影響が支配的な場合に有利である。実際、運動学モデルは、盆地効果、堆積層内の波動伝播によるエネルギー経路の変化と集中、詳細で広帯域なシナリオを用いた地震動伝播に基づくハザード曲線 [CyberShake: Graves et al.(2006)^(6.5)] といった地震動の地盤構造の影響への理解において多くの貢献を果してきた。

(3) 動力学的モデル

運動学モデルとは異なり、動力学モデルは連続体の保存則、境界の滑りにおける岩石の構成則、地殻内の応力状態とを併せて断層破壊に含まれる物理過程を調べるものである。断層の運動（滑り変位）は、例えば弾性体の運動方程式と滑り摩擦との相互作用を解くといった動力学に基づいた解の一部として決定される。地震の破壊過程が複雑であることから、地震発生層における断層の動力学に基づく構成則の知識は限られている。しかし、岩石の室内試験は摩擦モデルとして表現される地震時の境界面間の滑り変位を支配する構成則の重要な見識を与えてきた〔例えば、Dieterich (1979)^(6.6)、Ruina (1983)^(6.7)、Ohnaka et al (1987)^(6.8)〕。

動力学モデルは通常、弾性の連続体に存在する摩擦を有する境界面において、せん断クラックが動力学に基づいて伸展するとして地震時の破壊を理想化する。この理想化は自然地震の解析に対して有用な基礎となることが示されている〔例えば、Andrews(1976)^(6.9)、Das and Aki(1977)^(6.10)；Day(1982a, b)^{(6.11), (6.12)}、Olsen et al.(1997)^(6.13)〕。現時点での動力学モデルの主要な欠点は、地殻内における現実的な摩擦モデルと応力状態のパラメータを設定するための情報が不足していることである。動力学モデルを用いて地震記録を合成する取組みがなされているが、合成結果の唯一性に問題がある。

3次元の動力学の計算は計算機性能の観点から非常に難問である。大きな地震の解析においては大きなメモリ領域とCPUを要する。この膨大な計算量は動力学モデルの欠点であるが、高性能な計算手法の発達によりこの限界は軽減されている。

まとめると、運動学モデルは震源に観測による拘束を導入した便利な枠組みを与えるが、地震の物理則に因る物理的な拘束が不足している。動力学モデルに観測による拘束を導入することは現時点では難しいことではあるが、それにも関わらず動力学モデルは特に震源過程が支配的である地点で、強震動の数値解析において直接生成する理学的な疑問への取組みに大きな可能性を有している。後者を適用する利点の例としては以下のものが挙げられる。

- ① マグニチュードの飽和に対する物理的背景は何か？
- ② 地震動の地表断層と伏在断層による影響の物理的背景は何か？
- ③ せん断の分布（あるいは非常にランダムな非断層域の脆性破壊）による、巨視的な破壊過程のモデル化に対する有効な最小スケール長の限界はあるか？
- ④ 強度の限界とせん断の分布による極大地震動の限界は何か？

今後、動力学的モデルの適用事例が増え、それらを系統的に整理してゆくことで、このよ

うな疑問点を解決する糸口が見えてくるものと期待される。

(4) 動力学モデルを用いることの重要性

運動学モデルは地震動に関する地盤の影響への理解に重要な進展をもたらすが、このモデルは震源が支配的であるような地震動現象の予測に対してはしばしば不適当な場合がある。例えば、簡便な運動学モデルによる定式化は指向性の影響を大きく見積もる。図 6.1 は CyberShake と TerraShake projects [Olsen et al.(2006)^(6.14)、^(6.15); Graves et al.(2006)] で行われた San Andreas 断層の最南端のセグメントにおいて、南から北へ破壊した際の forward directivity にあたる観測点での破壊の指向性を示す。運動学モデルでは破壊速度や滑り速度を変動させたような複雑性を導入しても減少しない非常に強い指向性を示す。しかし、TeraShake の動力学モデルでは平均の滑り量、立ち上がり時間 τ 、平均の破壊伝播速度が運動学のものとほぼ等しいにも関わらず、指向性を軽減している。

Somerville (2003)^(6.16) と Kagawa et al. (2004)^(6.17) は、高周波数において伏在断層（破壊が地中に埋もれている）が地表断層よりも強い地震動を生成することを提案している。これは Dalguer et al. (2006)^(6.18) と Pitarka and Somerville (2006)^(6.19) による動力学破壊モデルを用いた研究でも観察された。Dalguer et al. (2006)は、地表断層地震に対して浅い層に高い破壊エネルギーを与えた単純なアスペリティモデルを使用して、観測に矛盾しないような地表断層地震と伏在断層地震との地震動の違いが解析できることを示した（図 6.2）。浅い層での高い破壊エネルギーは、過去の地震における破壊エネルギーのスケーリング特性を動力学破壊モデルから解析した Mai et al.(2006)^(6.20) の研究と矛盾しない。この研究では破壊が伸展し地表に達するような大きな地震はより多くの破壊エネルギーを消費することを提案している。

この 2 つの例は、上述した動力学モデルの他への可能なアプリケーションであるばかりでなく、動力学破壊モデルの利用が断層近傍の地震動の評価や地震ハザード評価において非常に重要であることを示している。

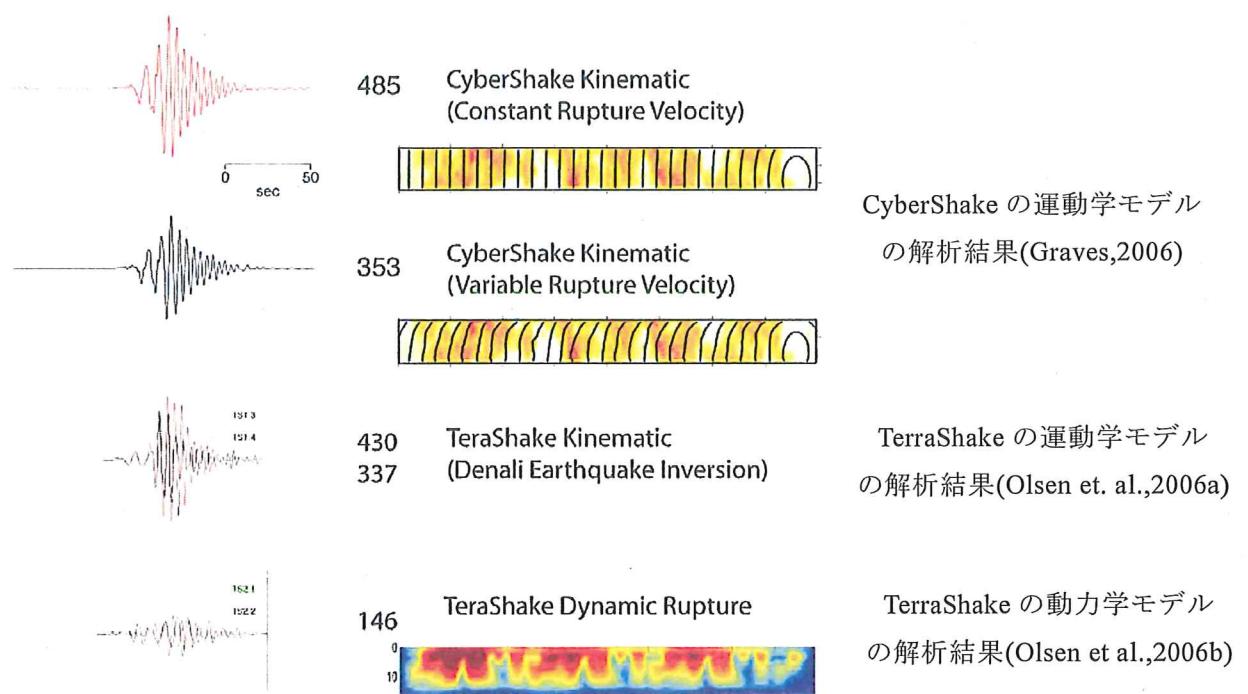


図 6.1 San Andreas 断層の最南端のセグメントにおいて南から北への破壊の解析
(左に forward directivity の観測点における速度波形を示す)

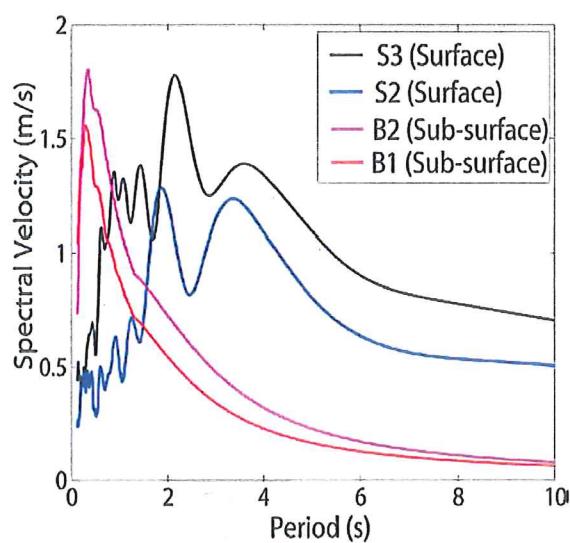


図 6.2 Dalguer et al. (2006)により計算された地表断層地震と伏在断層地震における
動力学破壊シミュレーションの速度応答スペクトル

6.2 動力学的断層モデルの検討事例

(1) 不均質な初期応力分布に基づく標準モデル

Ripperger et al (2006)^(6.21) の研究に基づいて、運動学モデルと動力学モデルの一般的な違いといいくつかの観測点における地震動を示す。図6.3は、2つの破壊モデル（最終滑り量が色で描かれ、断層面を伸展する破壊フロントの位置をセンターで表す）を示す。動力学モデルはフラクタル分布により特性化された不均一な初期応力 [Mai and Beroza (2002)^(6.22)] と、一定の滑り弱化距離 D_c を有する滑り弱化型摩擦構成則を用いる。降伏応力が固定されているため、このモデルは一定の破壊エネルギー G_c として特性化される。破壊核形成地点はテクトニクスによる荷重を近似した条件下で安定性を解析することにより得られる。動力学モデルは境界積分法 [Dunham(2005)^(6.23)、Geubelle and Rice(1995)^(6.24)] を用い、断層上の応力の時刻歴と滑り変位の時刻歴（図6.4に断層上の数点について黒線で描いた）を求める。滑り速度関数の複雑に変化する特性により決められる滑りの継続時間（立ち上がり時間 τ ）は断層面で変化し、破壊速度も変化するため破壊時刻のセンターは同心円状とならない。運動学モデルは単純に動力学モデルで出力される最終滑り量を用い、一定の破壊速度、一定の立ち上がり時間 τ 、単純な3角形状の滑り速度関数を課す。これは非常に単純化された運動学モデルであるが、強震動シミュレーションにおいて広く使用されている手法である。

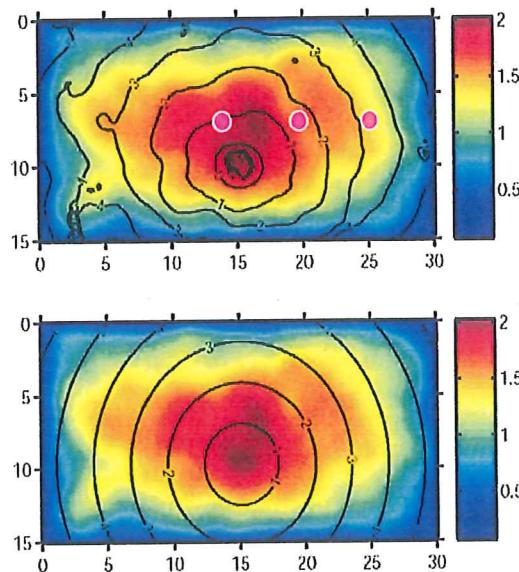


図6.3 M8.6の横ずれ断層地震に対する動力学モデル(上)と等価な運動学モデル(下)

(滑り変位 (m) は色で示してあり、黒線は破壊時刻の伸展を表す。ピンクの点は図6.4に示す動力学モデルと運動学モデルの滑り速度関数を示す3点を表す。動力学モデルの平均的な破壊速度はおよそ2.8km/sで運動学モデルではこの値を使用している。同様に、動力学モデルの平均的な立ち上がり時間 τ 2.85秒に関しても、運動学モデルでは一定値としてその値を用いている。)

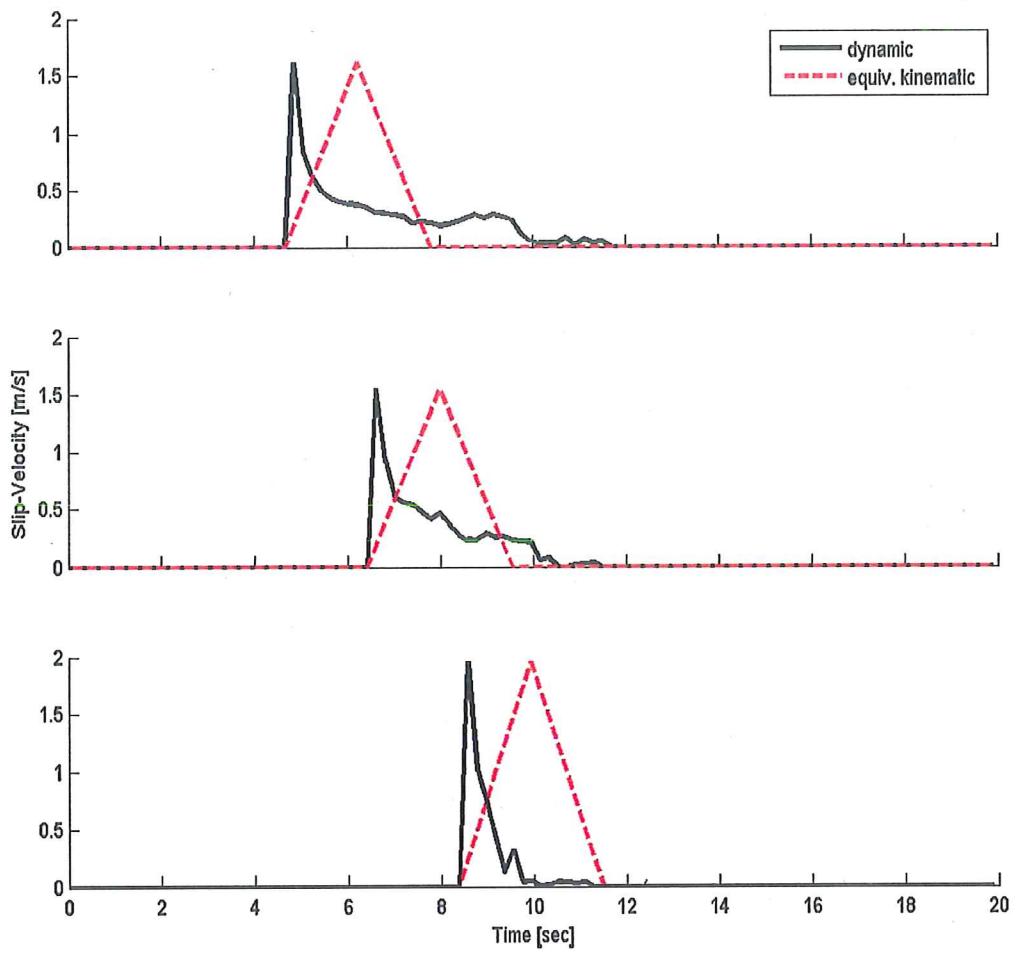


図6.4 断層上で選択された（図6.3）3点での滑り速度関数

（動力学モデルの滑り速度関数（黒線）は滑り速度の最大値まで急激に増加して $1/\sqrt{t}$ で減少する Kostrov 型の滑り時間関数によよそ従う。運動学モデルの滑り時間関数は立ち上がり時間 τ ($\tau_r = 2.85$ 秒) となるような二辺三角形状で仮定する。）

3 観測点で計算された断層近傍の地震動（図 6.5）は、2 モデルによる最終滑り量が同一であるものの地震動が大きな異なることを明瞭に示している。動力学モデルによる地震動は高周波数成分が多く含まれ、振幅の最大値が大きく、明瞭な地震コードを示し、長い継続時間を有する。運動学モデルによる地震動は、全体的な滑りのパターンと巨視的な破壊伝播特性とに支配された非常に長周期の地震動を捉えることが出来るが、適切に短周期成分をモデル化できない。フーリエスペクトルと応答スペクトルを評価することで（図 6.6）、運動学モデルによる地震動で高周波数成分が失われていることが明瞭に確認され、一定の立ち上がり時

間 τ を用いたことによる不連続な切れ目（スペクトルの谷）も確認される（考慮できる最大周波数は 4Hz までであり、その周波数において急激にスペクトルが減少している）。さらに、運動学モデルによる地震動の応答スペクトルは、工学的に興味のある周期帯（0.5-2.0 秒）における応答値を極端に少なく見積もるが、動力学モデルによる地震動では適切なスペクトル振幅を示している。標準モデルのこのタイプに対しては明らかに、運動学モデルによる地震動は適切な地震動の推定結果を与えないが、動力学モデルによる地震動は比較的妥当な推定結果を与える。しかし、動力学モデルから導かれた Kostrov 型の滑り時間関数を運動学モデルによるシミュレーションで使用する、すなわち準動力学によるアプローチを用いれば、動力学モデルと運動学モデルのシミュレーションで見られた違いの大部分は解決される。

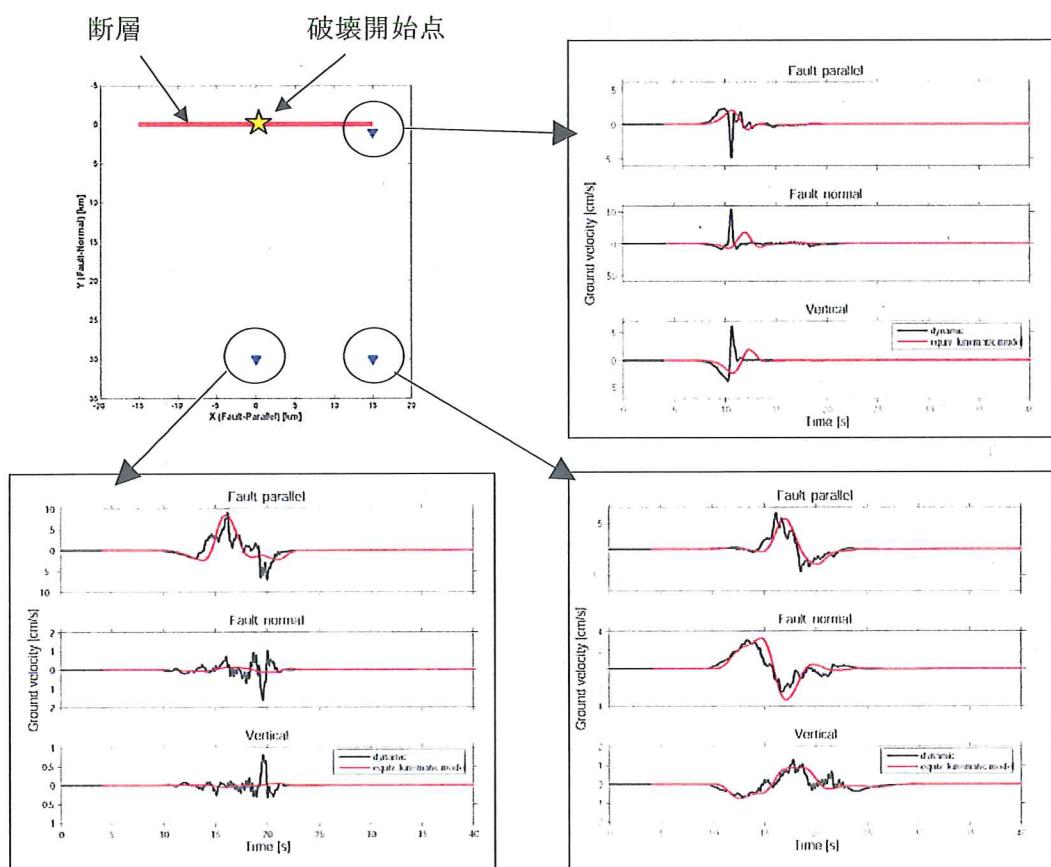


図 6.5 震源放射特性と指向性の異なる 3 観測点（左上）における断層近傍の地震動（動力学モデルによる地震動（黒線）と運動学モデルによる地震動（赤線）は特に左下と右上の観測点において大きく異なる。）

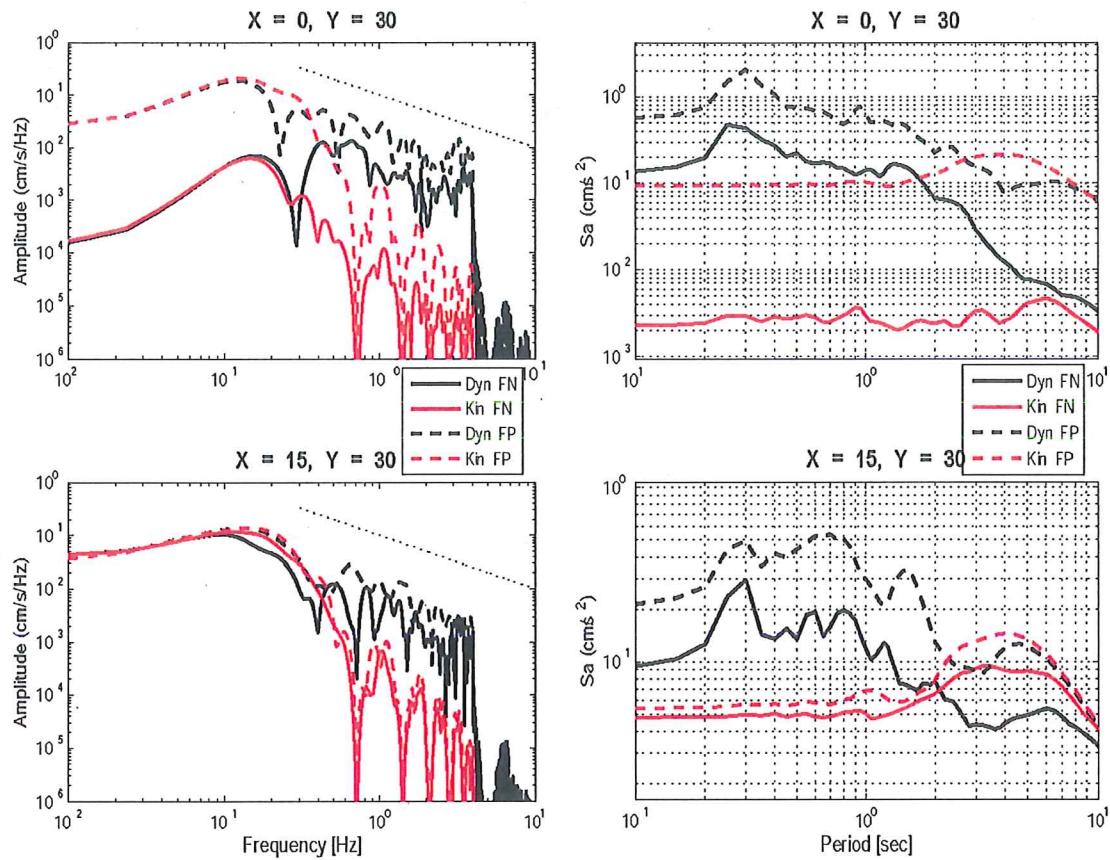


図 6.6 図 6.5 の 2 観測点における運動学モデル（赤線）と動力学モデル（黒線）による地震動のフーリエ振幅スペクトル（左）と応答スペクトル（右）
 （全てのスペクトル特性において大きく異なる。この解析の最大周波数はおよそ 4.0Hz であり、この周波数でフーリエ振幅が急激に減少する。）

動力学モデルと運動学モデルに基づく震源の特性化と断層近傍の地震動への影響が大きく異なることをさらに示すため、Guatteri et al. (2003)^(6.25) の研究の概要を示す。

この研究では、Mai and Beroza (2002)に従って、6つの動力学破壊モデルを不均一な初期応力から作成した。破壊はある指定した地点から強制的に始めさせて、破壊がS波速度以下の破壊速度で断層面を伝播するように破壊エネルギーを変動させている。図6.7は動力学破壊モデルのうちの3つを示している。3モデルは、破壊エネルギーが断層をS波速度以下で破壊を伝播させるように、それぞれ断層面上の初期応力をランダムに分布させて不均一な初期応力を与えている。3モデルの破壊開始点は同じであり、具体的な動力学モデルを作成する前に初期応力分布に基づいて選択された。地震動は動力学モデル、等価な運動学モデル（変動を有する滑り変位、一定の破壊速度、一定の立ち上がり時間 τ 、単純な滑り速度関数（ボックスカーブ））に対しておよそ50地点に対して計算されている（図6.8）。

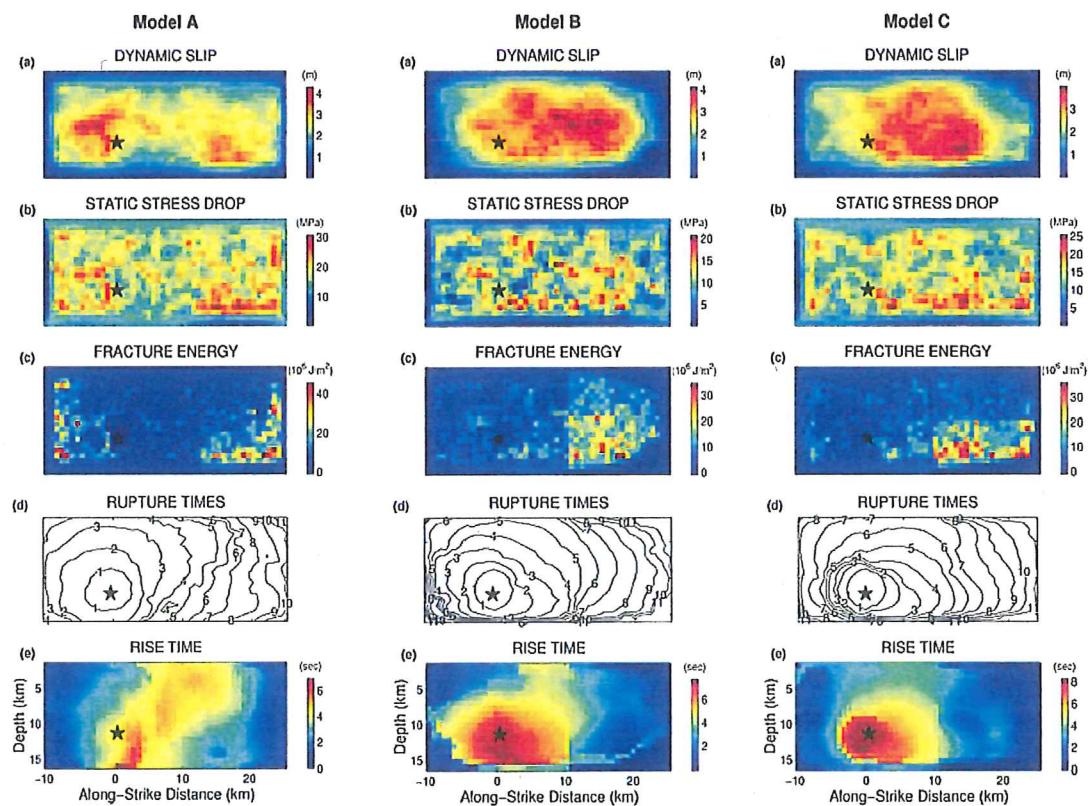


図 6.7 M=7.0 の横ずれ断層型シナリオ地震の動力学破壊モデル

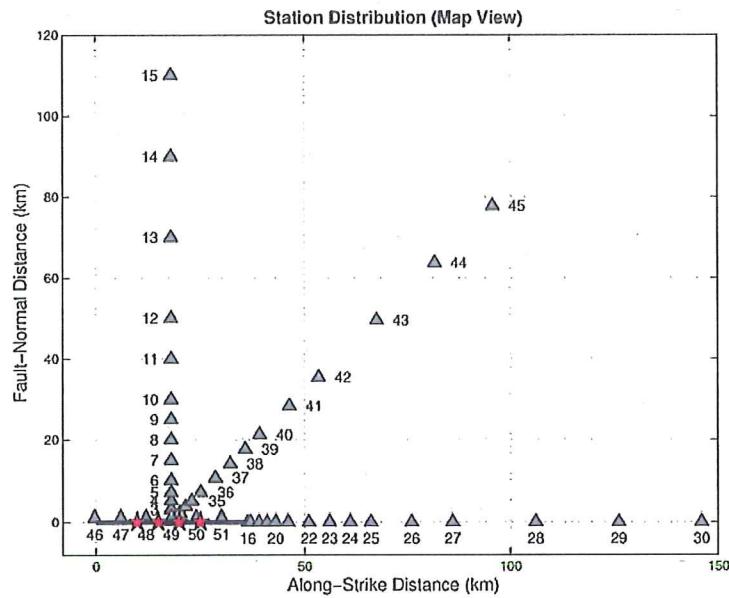


図 6.8 Guatteri et al. (2003)により使用された観測点の位置

図 6.9 は Guatteri et al (2003)の研究の結論であるが、解析結果の詳細について比較を試みる。距離に応じた加速度応答スペクトル値の Abrahamson and Silva (1997)^(6.26) による経験的な距離減衰式と 6 つの破壊モデル全てに対する解析データとを比較すると、運動学モデルによる解析よりも動力学モデルによる結果の方が明らかに経験的な距離減衰式に近い（この解析は 2Hz で打ち切った波形を用いているため、T = 0.7 秒における応答スペクトルはその周期での放射エネルギーの不足の影響を受けている）。一方で、破壊速度と立ち上がり時間 τ とが応力降下量と対応している場としてモデル化された単純な準動力学モデル [Mai (2001)^(6.27)]（下段）は基本的な運動学破壊モデル（中段）よりも経験的な距離減衰式をよく近似している。

しかし、図 6.9においては興味深い結果がいくつか見られる。それは、運動学モデルによる地震動の標準偏差が小さいこと、スペクトル振幅の距離減衰が経験則に従わないことである。動力学シミュレーションと準動力学シミュレーションは両者とも経験的な距離減衰式によく一致している。断層近傍における動力学モデルと準動力学モデルによる地震動の標準偏差が大きいが、距離をおいた地点では経験則とほぼ同じ標準偏差となる。断層近傍において経験的な距離減衰式の標準偏差が小さいのは、近地場の領域でのサンプリング数が少ないことがその要因であろう。また、適切にモデル化された短周期成分の滑り速度関数により、断層近傍において相対的に小さな振幅の地震動を導くという動力学破壊過程の重要な効果もある。

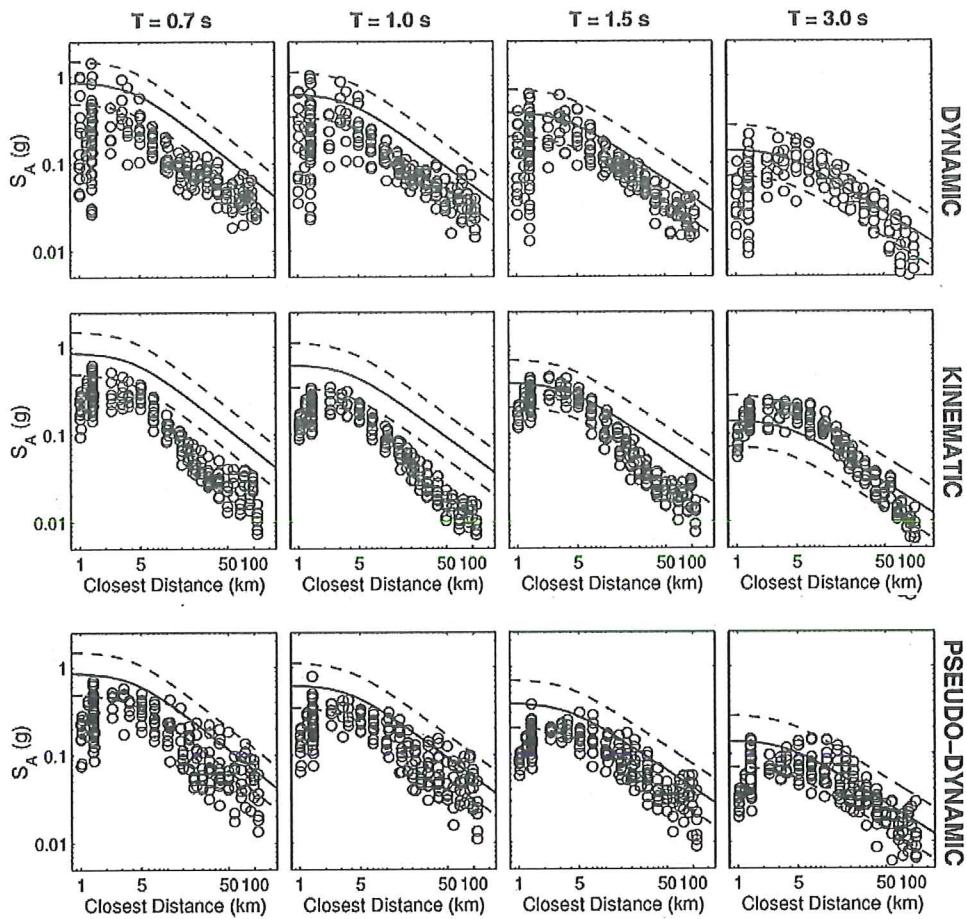


図 6.9 6 つの異なるシナリオ地震に対する図 6.8 に示す全観測点の加速度応答スペクトル
(うち 3 ケースは図 6.7 に示す)

(水平 2 成分の幾何平均値を示し、Abrahamson and Silva (1997)による経験的な距離減衰
を参考に描いている ($\pm 1\sigma$ の標準偏差も示す))

図 6.10 に、6 つの異なるシナリオ地震 ($M=7.0$) に対する様々な観測点での断層近傍の地震動の詳細な違いを検討するため、断層法線方向と直交方向の速度波形（上）及びそのフーリエ振幅スペクトルと応答スペクトル（下）とを併せて示す。うち 3 観測点は断層から同じ距離（断層最短距離）に位置している（図 6.10 a、c、d）。例えば図 6.10a では、断層法線方向と直交方向の速度波形に見られる全地震動の極端なパルス状の特性は、運動学モデルと同様の特性を示しているが、動力学モデルによる地震動はより複雑である（それ故、高周波数成分が放射される）。顕著な違いは、運動学モデル（青線）と動力学モデル（赤線）による地震動のフーリエ振幅スペクトル（下のパネルの 1 列目と 3 列目）と応答スペクトル（2 列目と 4

列目) にも観察される。運動学モデルによる地震動は本質的に全破壊モデル全観測点において単純で強い速度パルスが見られるが、動力学モデルの波形は顕著なコーダ(例えば、2つのパルス)と高周波数成分のエネルギーに富んでいてより複雑である。図 6.10d の観測点は、図 6.10a 及び c に示した観測点と断層からの距離は同じである。運動学モデルでは、一定の破壊速度での断層破壊進行の指向性によって一つの強い速度パルスが全てのシナリオ(6 ケース)で支配的である。一方、動力学モデルではそれぞれのシナリオで顕著に異なる地震動が得られている。

地震動の振幅(ここでは PGV 値で示す)も、運動学モデルにおけるパルスが主な波形よりも動力学モデルにおいて大きく変動する。動力学モデルによる断層近傍の地震動の顕著な変動は、加速度応答スペクトル(図 6.9)でも見られる。

運動学モデルと動力学モデルによる地震動(結果導かれる震度)の顕著な違いは、震源以外の全ての入力パラメータ(地盤構造、減衰、地震モーメント、震源と観測点の配置)が同じであることから、震源の破壊過程でのみ説明できる。最終滑り量分布が本質的に同じであるため、地震動の違いは破壊の時間的な伸展のみで決められる。すなわち、破壊速度の変動、立ち上がり時間 τ の変動、関数形状が変化する滑り速度関数に依存する。この震源特性の影響の 1 次的な評価としては、破壊速度の変動と破壊フロントとのコヒーレンスが減少して断層の指向性の重要性が下がり、断層法線方向成分に顕著であった速度パルスを減少させていくと思われる。同心円状でない破壊フロントの軌道に見られるように、破壊の停止と急な加速は高周波数の地震動放射を強調し、局所的なストッピングフェーズの放射がより複雑な波形を導く。より強い高周波数成分の放射は急に破壊が始まる短い滑り速度関数から期待される。この挙動は震源から離れた観測点(図 6.4)に対する動力学モデルに見られるが、運動学モデルは通常(この解析も含む)一定の立ち上がり時間 τ 、一定の滑り速度関数を仮定するため地震破壊が時間的に伸展する複雑さを考慮しない。運動学モデルにおいて時間的に伸展する破壊パラメータの時空間上の変動の不足が、結果的に予測される地震動にバイアスを与えていているのかもしれない。

ここまでに説明した標準モデルに基づいて、断層近傍の地震動を予測するための震源モデルには時間的に伸展する破壊の複雑性を含む必要があると結論付ける。断層近傍の地震動予測は、動力学破壊シミュレーションを実行するか、本来は運動学モデルであるが動力学モデルから引き出された情報と経験則に基づいて発展させた準動力学破壊モデルにより達成可能である。

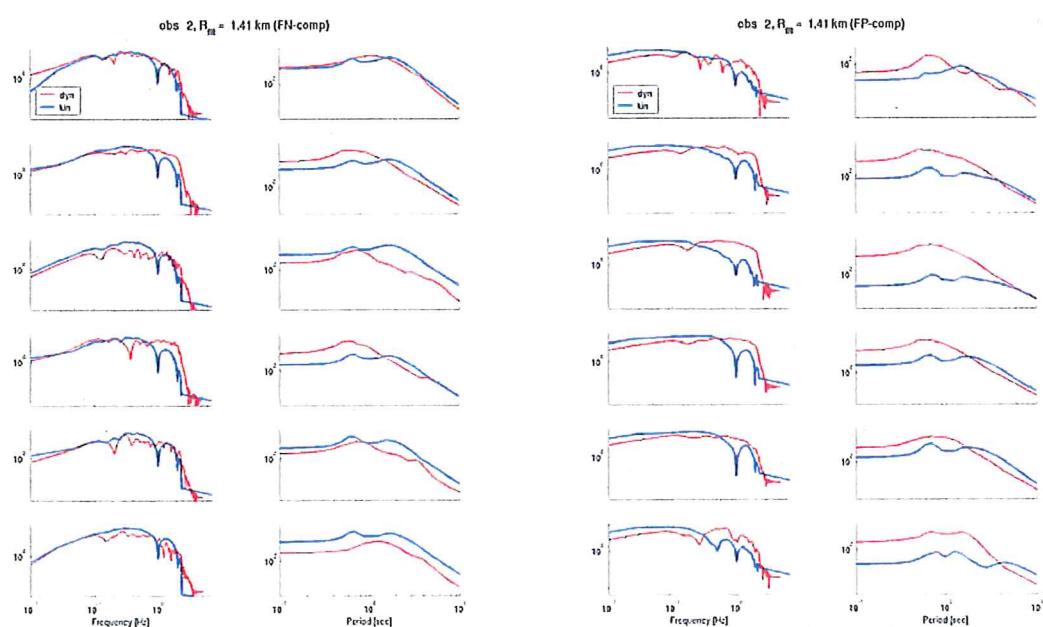
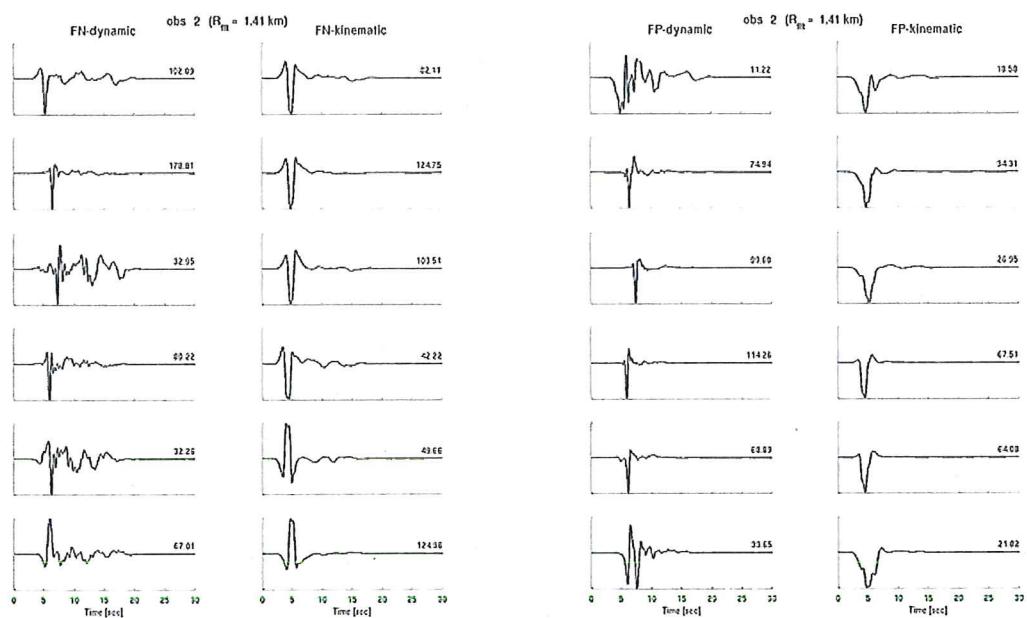


図 6.10a 観測点 2 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動
及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)
(断層から 1.4km 離れた観測点 2 の動力学モデルと運動学モデルによる地震動)

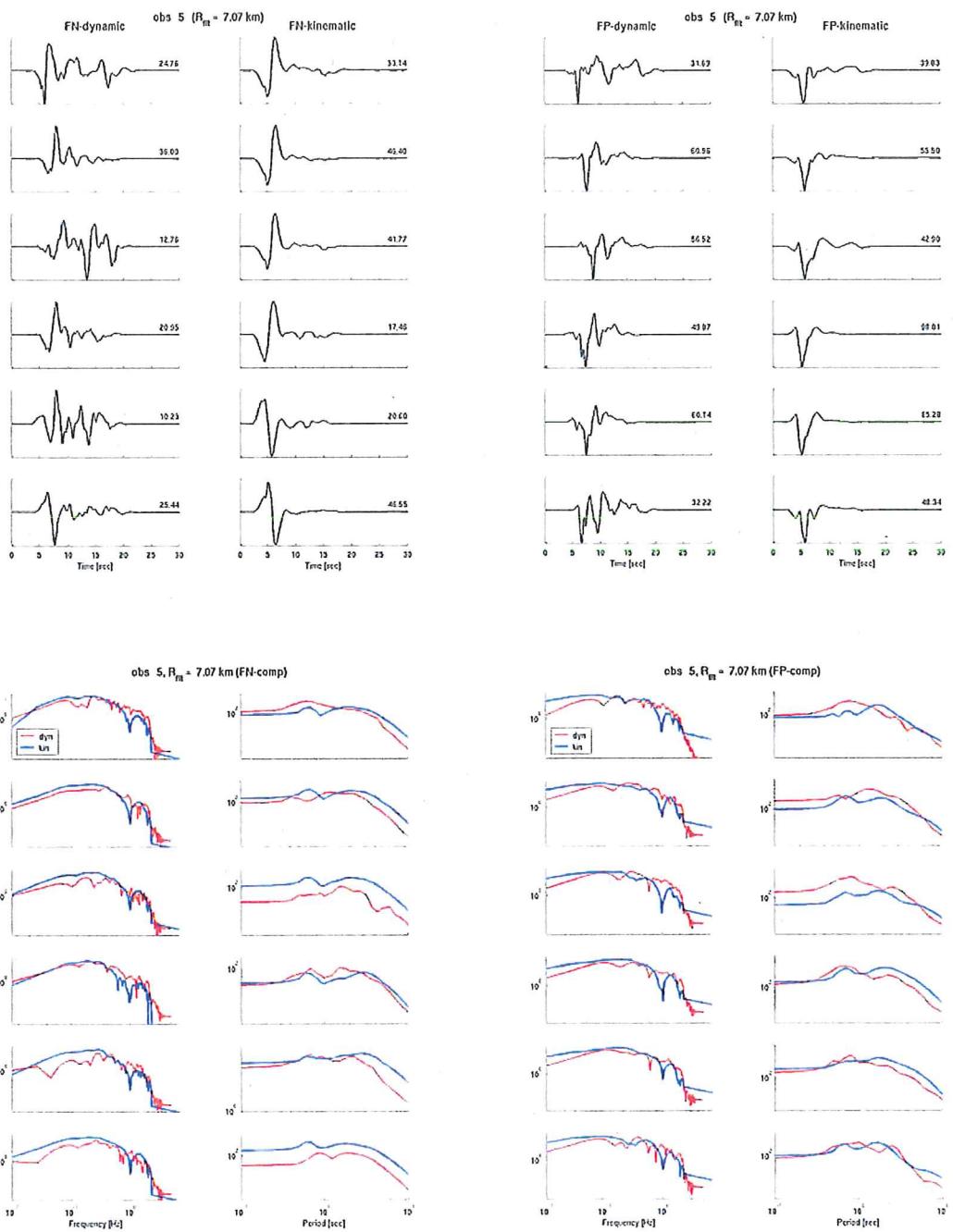


図 6.10b 観測点 5 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動
及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)
(断層から 7km 離れた観測点 5 の動力学モデルと運動学モデルによる地震動)

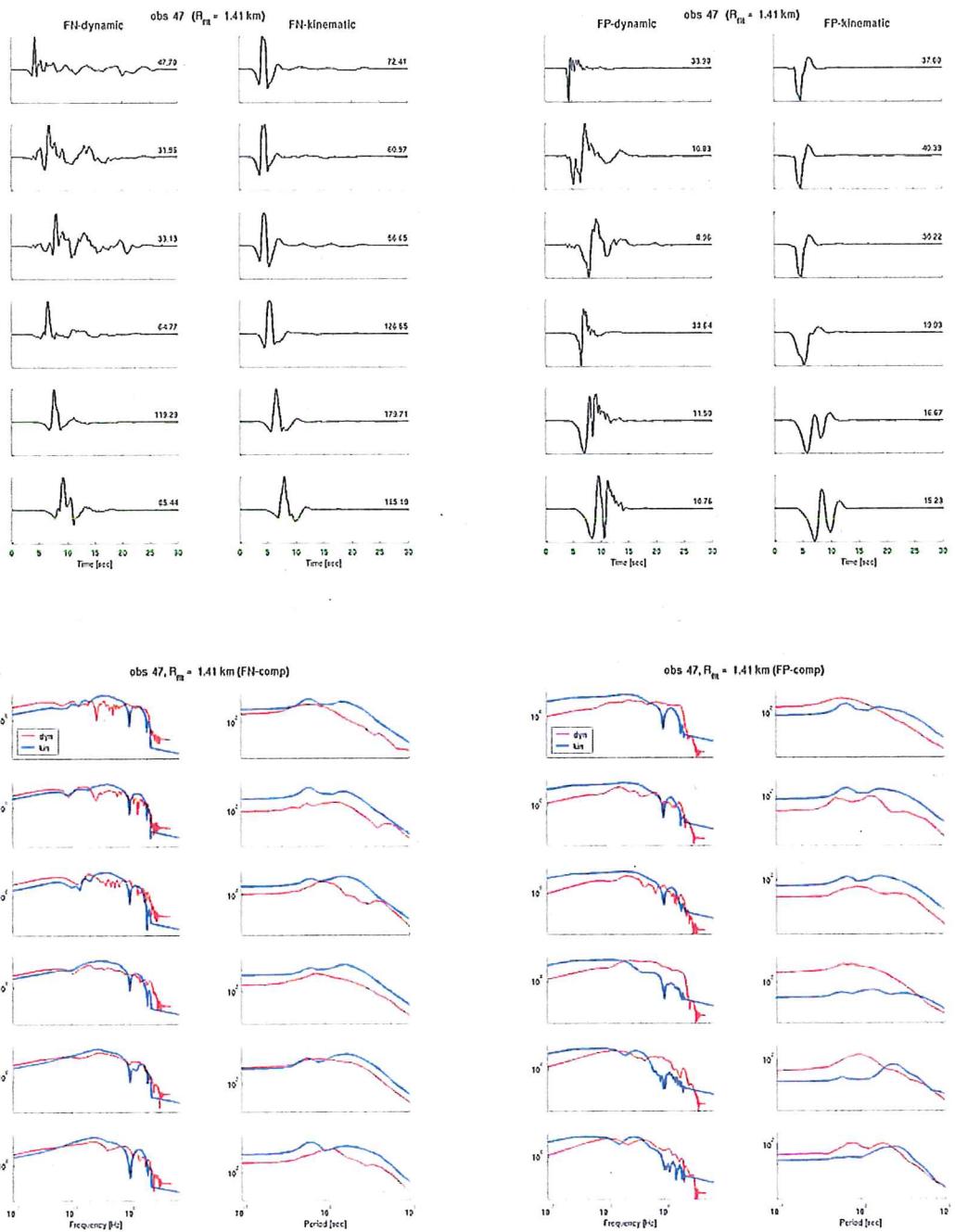


図 6.10c 観測点 47 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動
及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)
(断層と平行なアレーの一部である断層から 1.4km 離れた観測点 47 の
動力学モデルと運動学モデルによる地震動)

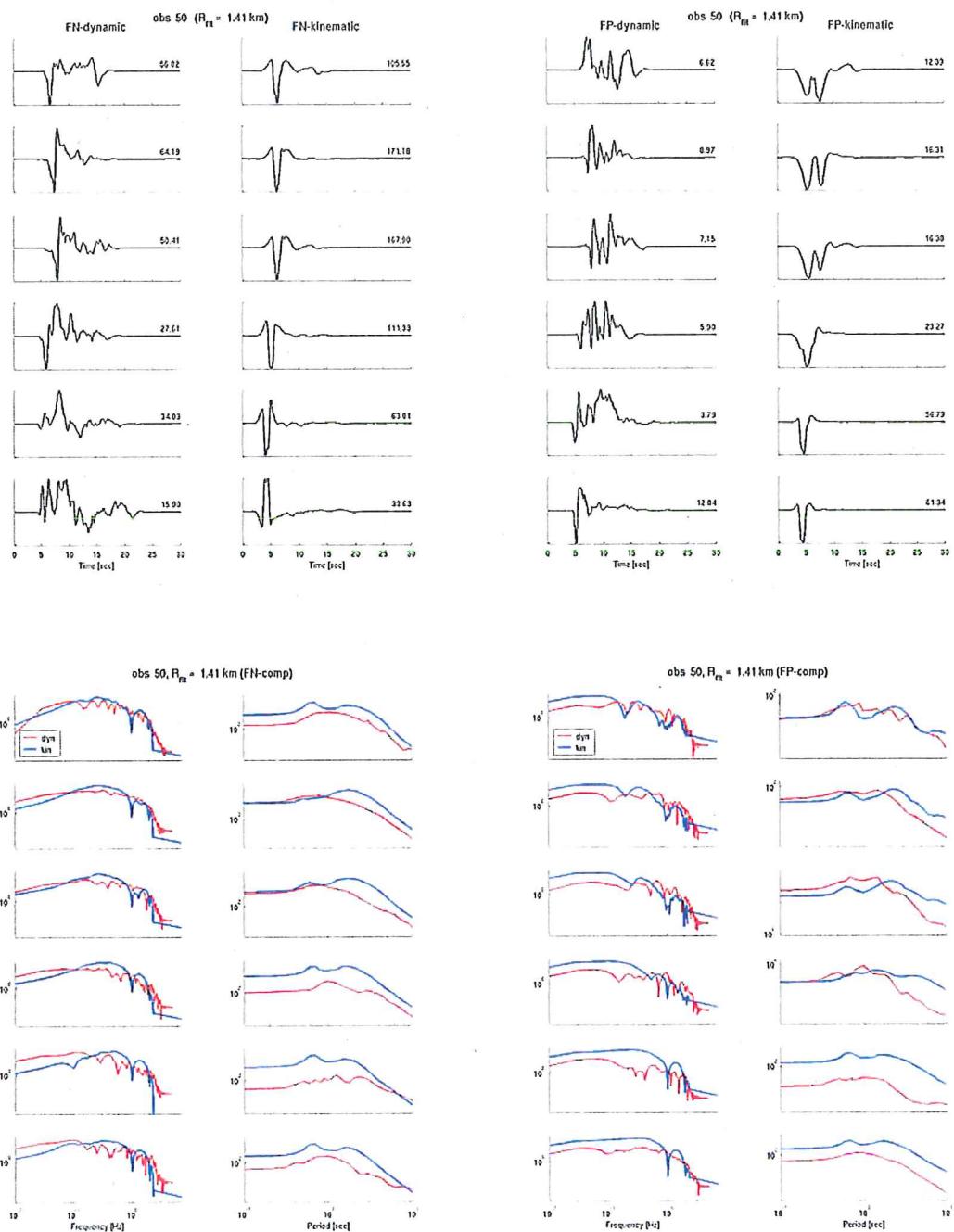


図 6.10d 観測点 50 における断層法線方向(左上)と断層平行方向(右上)の地震動
及びフーリエ振幅スペクトル(左下)と応答スペクトル(右下)
(断層と平行なアレーの一部である断層から 1.4km 離れた観測点 50 の
動力学モデルと運動学モデルによる地震動)

(2) 2000 年鳥取県西部地震

2000 年鳥取県西部地震の動力学モデルと運動学モデルによる破壊シミュレーション事例について検討した。鳥取地域の地図を図 6.11 に示す。動力学モデルは Andrews (1976)により与えられた単純な滑り弱化型摩擦モデル（図 6.12 (d)）を仮定した。動力学パラメータ（滑り弱化型摩擦モデルの応力降下量、破壊強度、滑り弱化距離）は、図 6.12 (d) に示すものを使用した。これらのパラメータは、Iwata and Sekiguchi (2002)^(6.28) の運動学震源インバージョンから導かれた運動学モデルを用いて Dalguer et al (2002, 2003)^{(6.29), (6.30)} により推定されたものである。動力学パラメータは、動力学破壊シミュレーションの最終滑り量が、図 6.13 に示される Iwata and Sekiguchi (2002) の運動学モデルの最終滑り量とおよそ等価となるように試行錯誤により調整された。試行錯誤による調整の初期値は、Dalguer et al (2002)において説明されているように、図 6.15 に示される運動学モデルから直接推察される応力の変化から得られた動力学パラメータとした。

動力学モデル破壊シミュレーションは、Dalguer and Day (2006)^(6.31) により近年提案された staggered-grid split node (SGSN) による断層モデルと数千のプロセッサで計算可能な TeraShake の MPI 差分コード [Dalguer et al. (2006)^(6.32)] を用いて実施された。これにより大規模モデルに対する高性能計算が可能となった。

運動学モデルから地震動を計算するため、Iwata and Sekiguchi (2002) の震源インバージョン結果から推定された滑り速度関数により特性化された震源モデルを用いている。計算には Pitarka (1999)^(6.33) の staggered-grid 差分コードが用いられている。

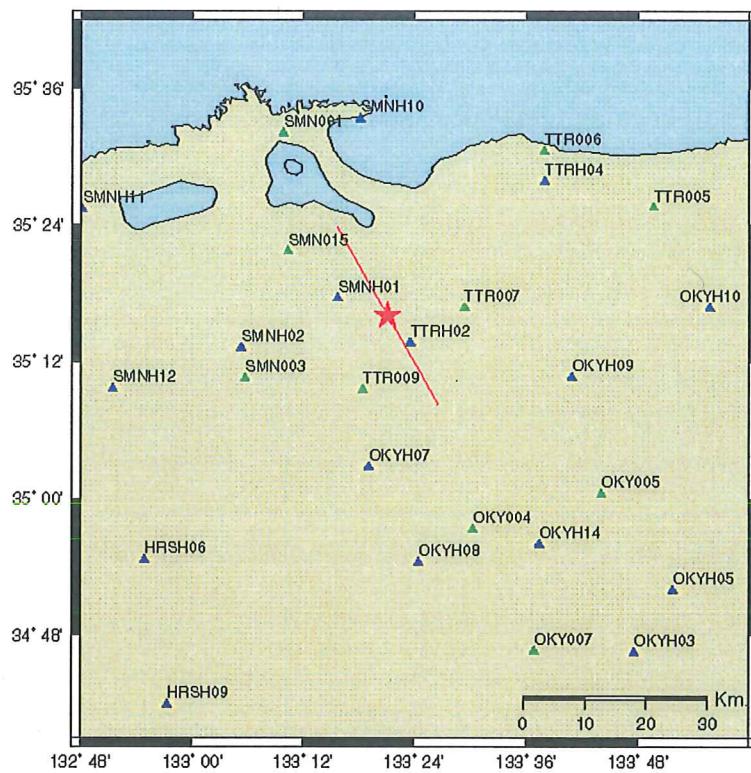


図6.11 鳥取地域の地図

(直線は解析に用いた2000年鳥取県西部地震の断層モデル、黒とグレーの三角形はそれぞれKiK-netとK-NETtの観測点を示す。2000年鳥取県西部地震 ($M_j = 7.3$)は走向N150E、傾斜はほぼ垂直(86°)の平面断層とした)

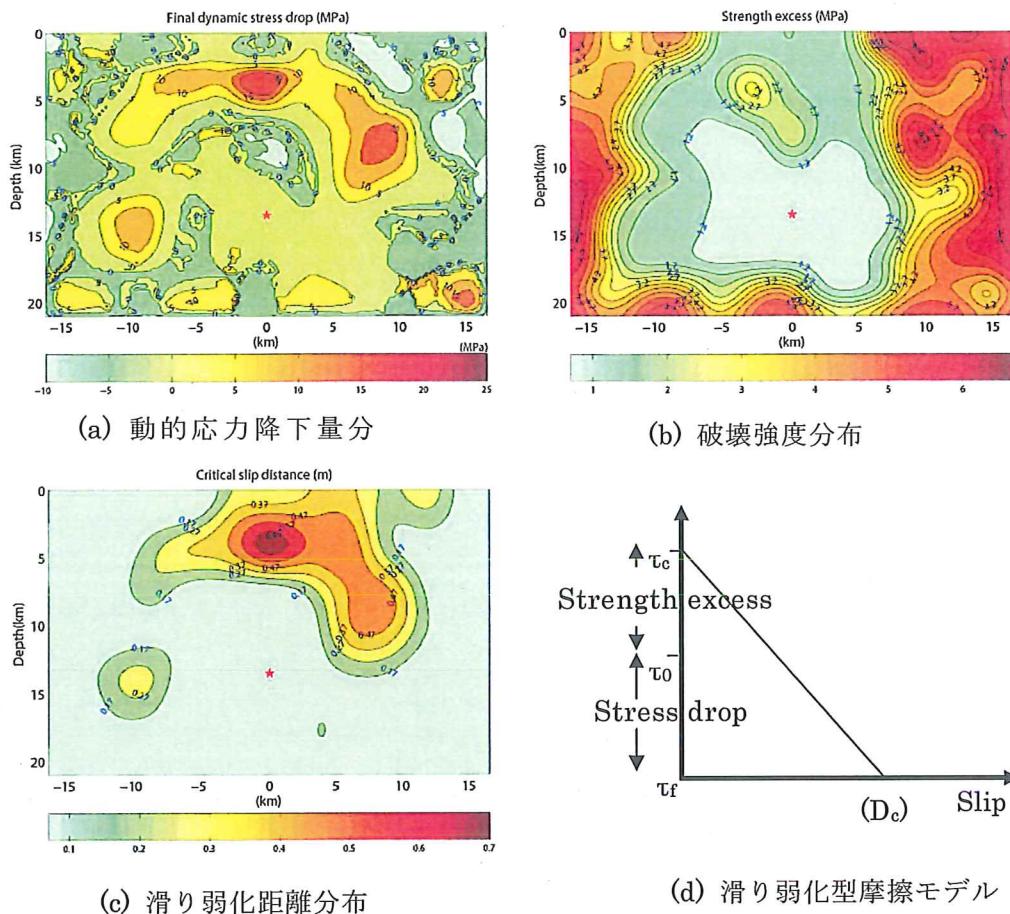


図6.12 2000年鳥取県西部地震で想定した動力学パラメータ
(ここに、星印は破壊開始点、 τ_c は降伏応力、 τ_0 初期応力、 τ_f 最終応力、 D_c 滑り弱化距離)

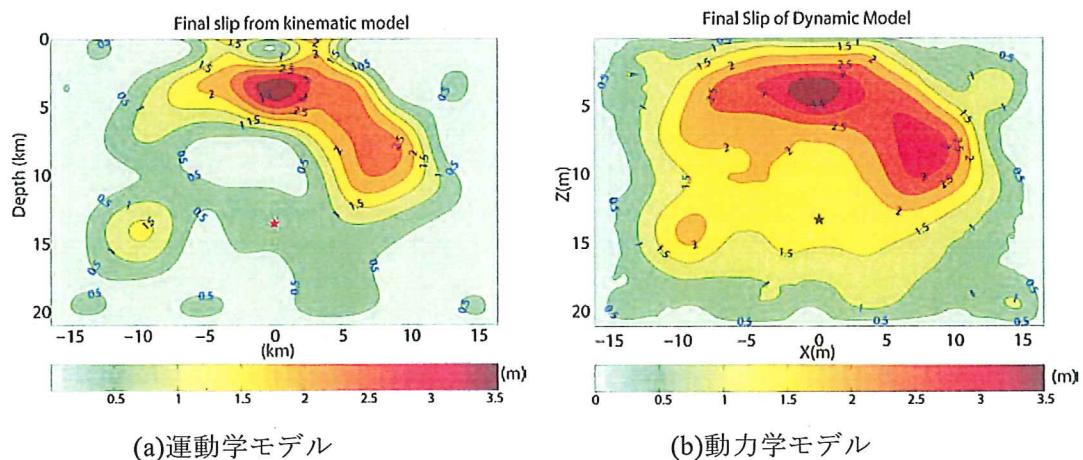


図 6.13 2000 年鳥取県西部地震の最終滑り分布
[Iwata and Sekiguchi (2002)]

図 6.14 は、運動学モデルと動力学モデルによる破壊シミュレーションにおける、断層の選択された点における滑り変位の時刻歴と滑り速度の時刻歴を示している。運動学モデルは予め定義された滑りと滑り速度の関数形状に拘束されていることが明瞭に示されている。例えば、立ち上がり時間 τ は実用性のため物理的背景を考慮せずに全ての地点において一定としている。一方、動力学モデルの滑りと滑り速度関数は立ち上がり時間 τ に変動が見られ、その形状と振幅は単純な滑り弱化型の摩擦モデルを介して不均一な応力分布特性を有している。動力学破壊モデルにおいて自然に生成される急勾配の滑り速度関数により、高周波数の強震動を生成する領域の存在が推察される。運動学破壊モデルでは、このような挙動は人為的に付加される必要がある。滑り速度関数の定義は、地震動における指向性に対して重要な影響を与える可能性があり、地震ハザード解析においても影響するかもしれない。

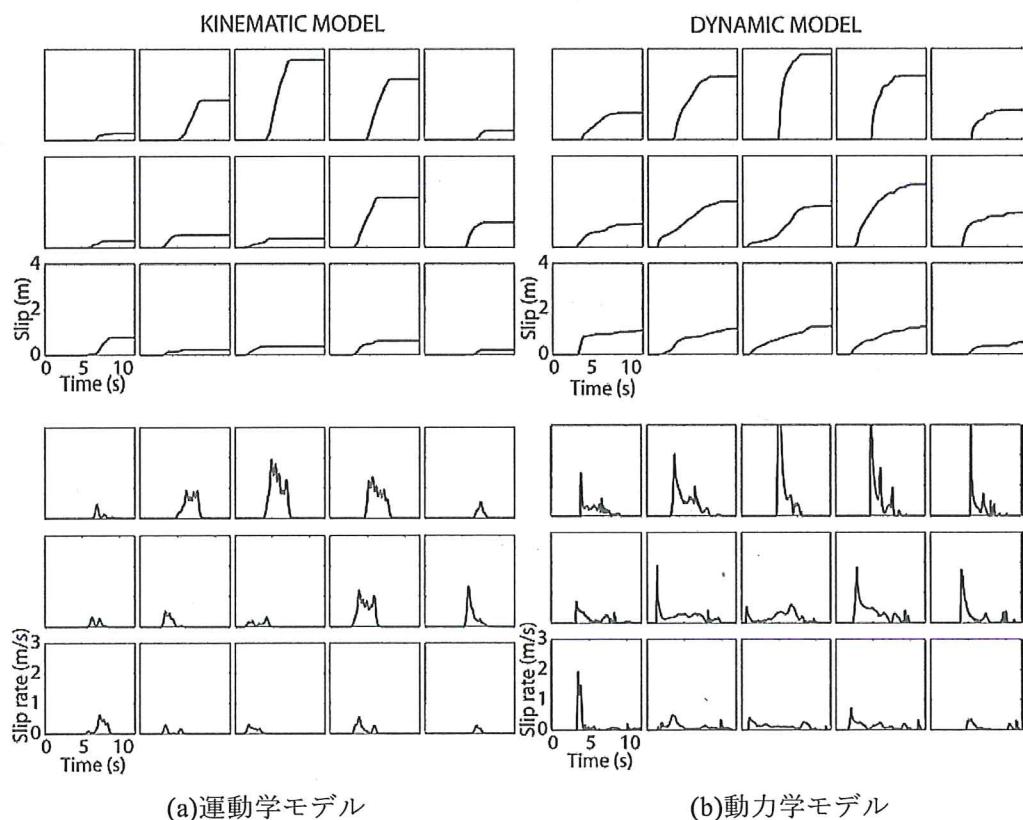


図 6.14 滑り変位の時刻歴（上）と滑り速度の時刻歴（下）
(走向と傾斜方向に沿って 6km の間隔をおいた点におけるものを示している)

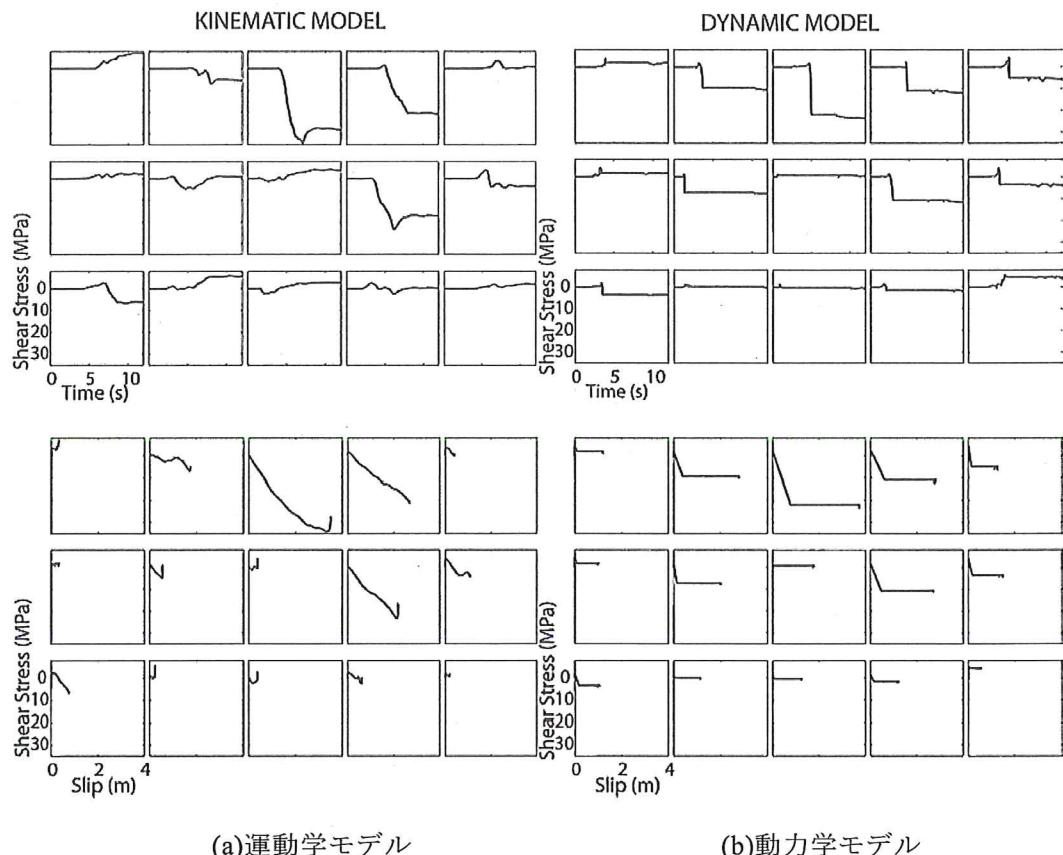
運動学モデルにより示唆される応力変化場に関する解析という重要な取組みがなされ、断層の物理法則に対して可能な関係が推察されている（例えば、Bouchon(1997)^(6,34)、Ide &

Takeo(1997)^(6.35)、Day et al(1998)^(6.36)、Dalguer et al.(2002)、Mikumo et al.(2003)^(6.37)、Tinti et al.(2005)^(6.38)。これらの研究の一般的な結論は応力変化場の解像度が低いことである。現実的な応力変化場が得られている領域が断層に推定されて、他の領域はバイアスを有するだけであると論ずる著者もいる。しかし、断層上と他の領域の応力の両者が破壊過程に影響するため、応力が精度よく求められていない領域が他の領域に影響を与えていていることが考えられる。

2000 年鳥取県西部地震における運動学モデル及び動力学モデルから導かれた断層の応力変化を図 6.15 に示す。運動学モデルから導かれた応力は、断层面に境界条件として与えられた滑り速度関数（時空間の関数）を有する弾性体の運動方程式を解くことで得られる。図 6.15 の上図に示す運動学モデルから導かれた応力の時刻歴は複雑に見える。また、図 6.15 の下図に示す運動学モデルの滑り変位一応力関係を、図 6.12(d) に示す滑り弱化型の摩擦モデルを基に説明を試みると、応力降下が滑りに伴って連続的であること、滑り弱化距離が最終滑り量とほぼ同じであること（これは上述した全ての著者により見出されている）が推察されてしまう。これが真実であるとすると、エネルギー収支を考慮した場合、エネルギーの大部分が破壊エネルギーとしてクラックの伸展により吸収され、地震波として放射されるエネルギーは無視できる程度となる。線形の滑り弱化型モデルを使用した動力学シミュレーションにこの結果を用いると破壊は伸展しない。図 6.15 に示す運動学モデルと動力学モデルにおける応力変化と比較するとその特性は大きく異なり、動力学モデルは物理法則に従う摩擦は仮定されているものの観測を満足させることができる。しかし、物理法則に基づくモデルは唯一ではないことを強調しておく必要があり、この非唯一性の軽減は動力学モデルからの知見と、実験的、理論的な摩擦の研究を全て融合させることによりなされる。例えば、図 6.15 の運動学モデルのように、滑り変位の増加に対して応力が連続的に降下し続けることは、例えば有効法線応力の減少によるせん断強度の低下をもたらす、間隙水圧の熱による高圧化現象〔例えば、Rice (2006)^(6.39)〕と矛盾しないかもしれない。熱モデルでは小さな滑りにおける急な滑り弱化と、大きな滑りでは緩い弱化が連続して発生する。将来の地震動を予測し得るだけの能力を有した動力学モデルへと発展させるために、地震観測に基づいた動力学モデルは、（非常に小さいスケールの実験と理想化された条件とから導かれる）摩擦の法則に従うテスト的なモデルの意味を与える。

運動学モデルと動力学モデルの破壊伝播は、これらの 2 モデルで異なって定義されたものの 1 つである。図 6.16 は 2 モデルに対する破壊フロント（マルチタイムウィンドウの伝播時

間) のコンターを示す。運動学モデルの破壊は物理的な拘束を持たず伝播するが、動力学モデルの破壊は入力として用いた図 6.12 に示す応力状態と摩擦モデルの応答に従って伝播する。



(a)運動学モデル

(b)動力学モデル

図 6.15 応力の時刻歴(上)と滑り変位-応力関係(下)
(走向と傾斜方向に沿って 6km の間隔をおいた点におけるもの)を示している。)

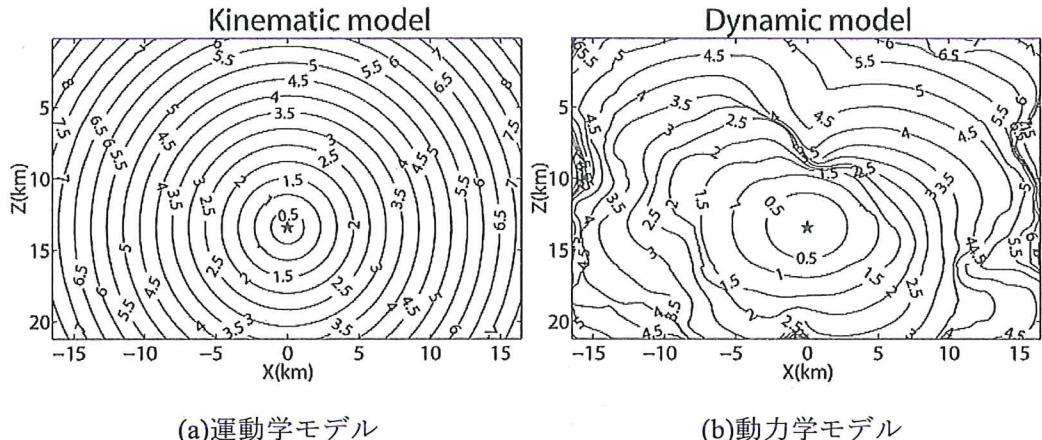


図 6.16 2000 年鳥取県西部地震における破壊フロントのコンター

(3) 1992 年 Landers 地震

次に、California Mojave Desert で発生した 1992 年 Landers 地震 ($M=7.3$) に関して 10 観測点の断層近傍の地震動を計算した事例を紹介する。

図 6.17 は動力学破壊モデルと運動学破壊モデルの計算に使用する単純化した断層、観測点配置（断層法線方向と断層平行方向とに回転している）を示している。

既往の運動学震源インバージョン [Wald et al.(1994)^(6,40)] に基づいて運動学モデルを再び構築する。また、運動学モデルから動力学モデルを推定するための指針も提供されている。地震動の推定値は、経験則だけでなく実地震の観測と比較される。解析モデルと解析結果をそれぞれ図 6.18 及び図 6.19 に示す。

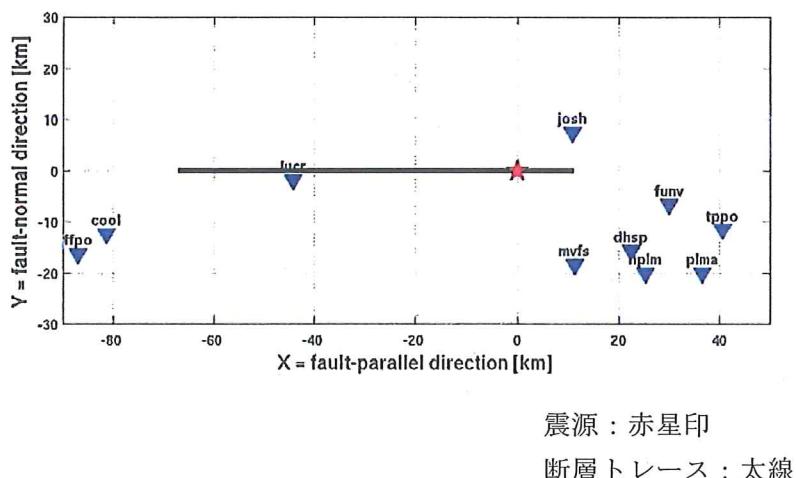


図 6.17 1992 年 Landers 地震の観測点分布
(ここで示す座標系は元の走向からおよそ 350 度回転させている。)

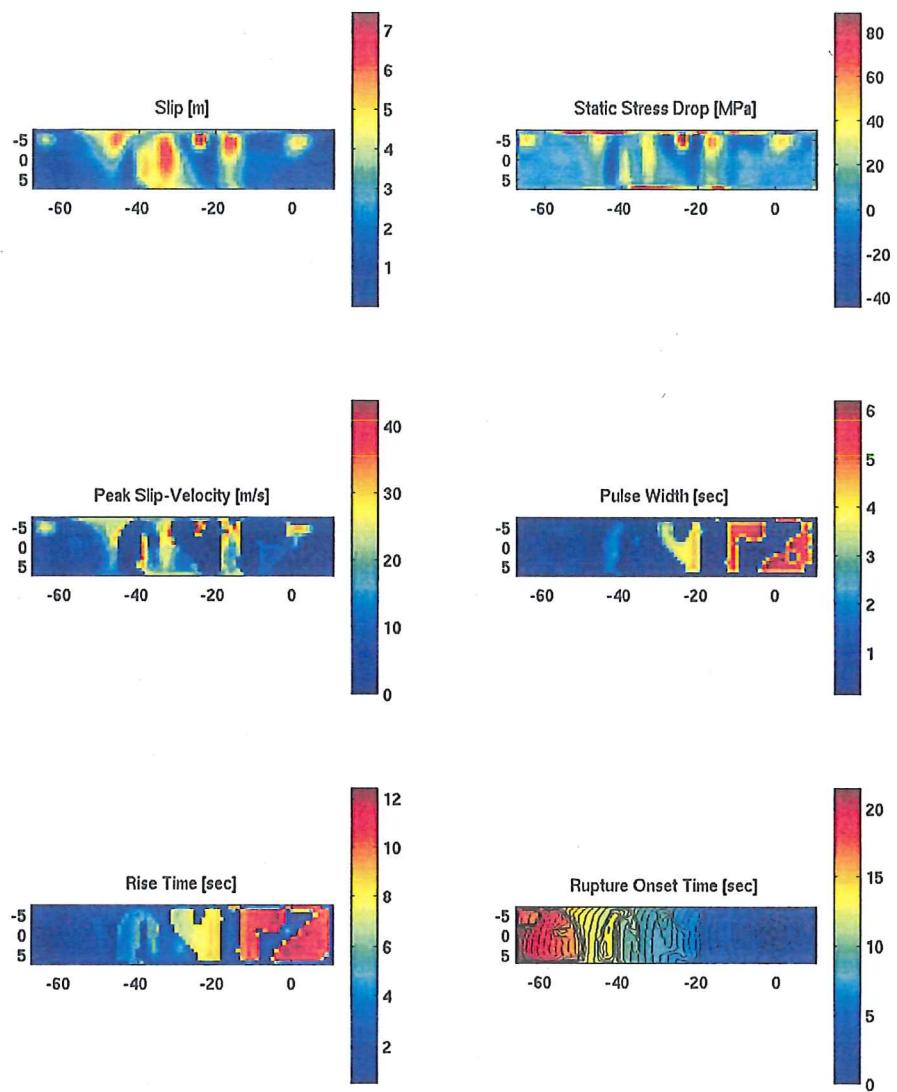


図 6.18 運動学震源インバージョンに基づいた 1992 年 Landers 地震に対する準動力学震源モデル
[Wald and Heaton (1994)]

観測値：緑、動力学モデルによる地震動解析結果：青、
運動学モデルによる解析結果：赤、準動力学モデルによる解析結果：シアン

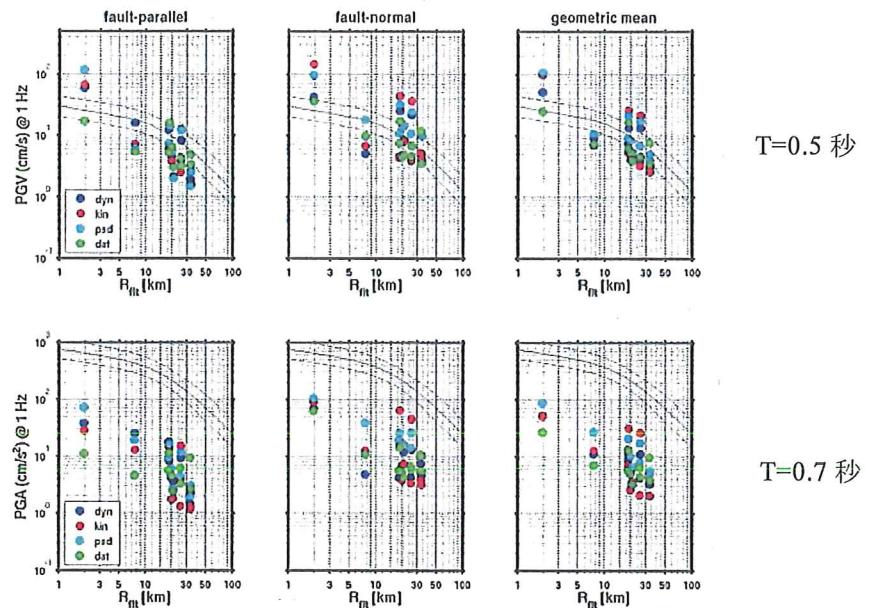


図 6.19a 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 ($T=0.5$ 、 0.7 秒)

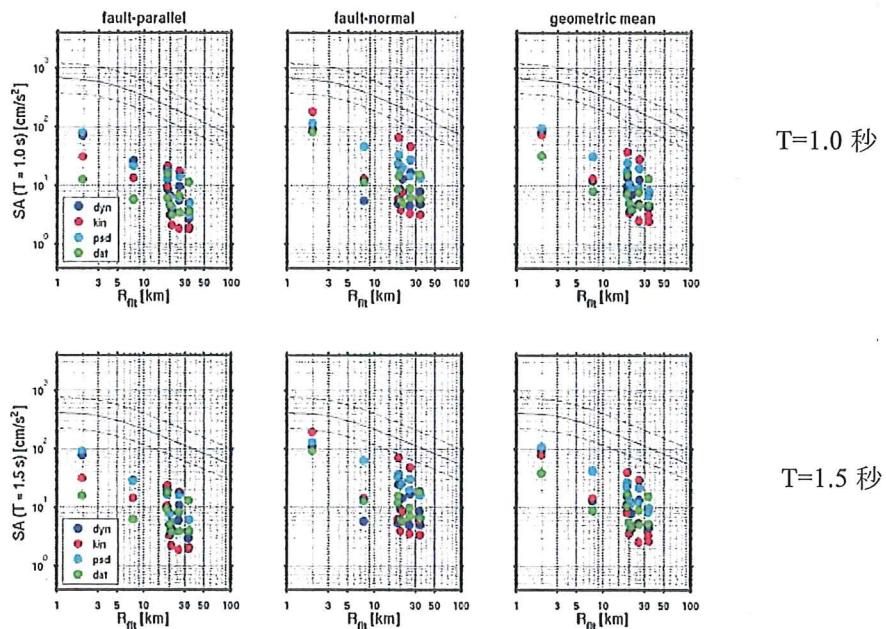


図 6.19b 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 ($T=1.0$ 、 1.5 秒)

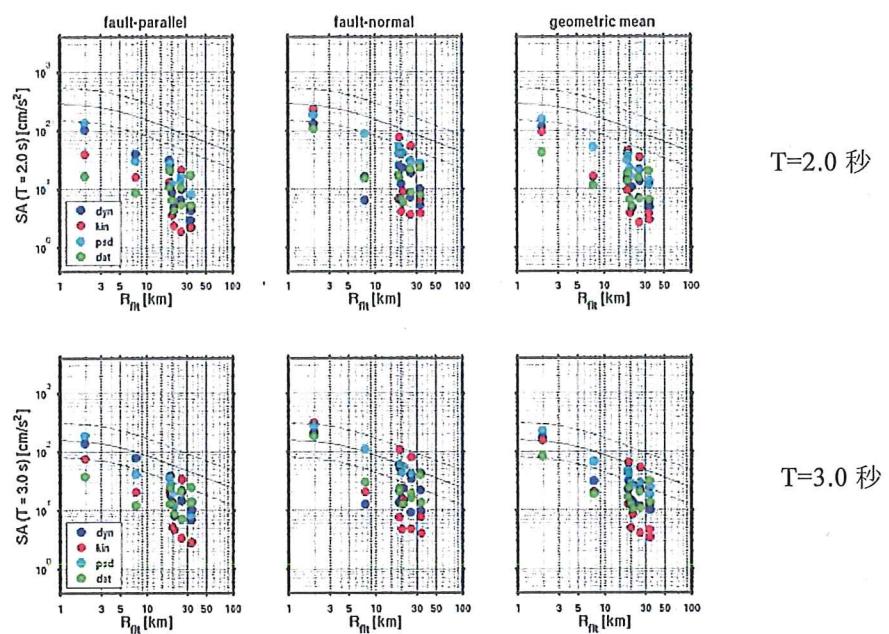


図 6.19c 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=2.0、3.0 秒)

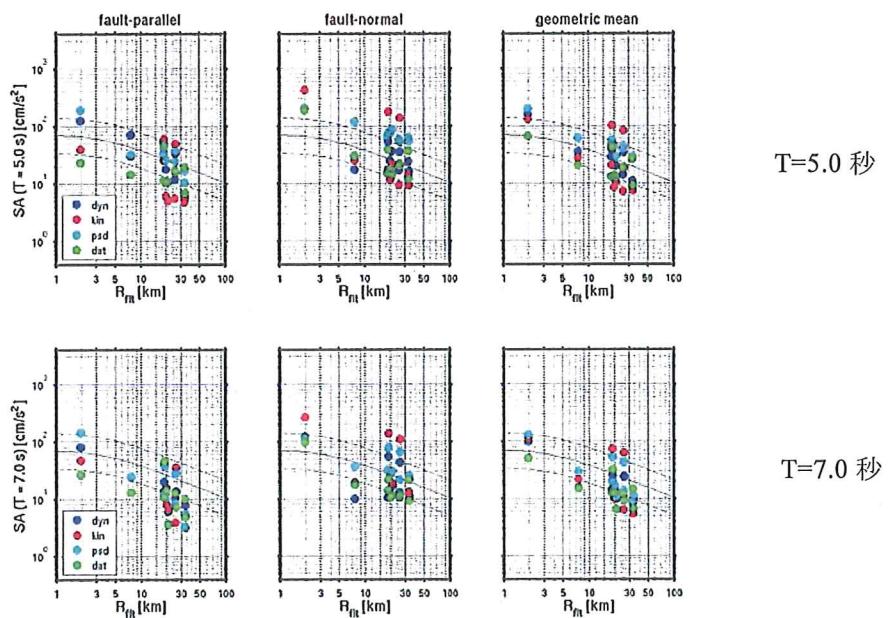


図 6.19d 1992 年 Landers 地震のデータと加速度応答スペクトルの解析値及び Abrahamson and Silva (1997)による距離減衰式との比較 (T=5.0、7.0 秒)

2000年鳥取県西部地震の場合と同様に、動力学モデルによる地震動強さは観測されたデータと経験的な距離減衰式の挙動を全体的によく捉えているが、運動学モデルによる解析は動力学モデルによる推定値よりも精度が低い。動力学モデルによる地震動の周波数帯域(0.01～5Hz)が限られていることによる強い影響がある。空間分布が偏った10観測点のみで比較しており、空間的なバイアスがこれらのデータを解析する際に導入されている可能性を記しておく。全体として、この地震に対する準動力学モデル(シアン点)では経験的な距離減衰式の±1σの負側に収まるような地震動を推定し、鳥取のケースと比較して良い結果を示している。

(4) まとめ

運動学モデルと動力学モデルの根本的な違いの一般論を紹介し、各数値解析における仮定、必要な入力パラメータ、及び出力を説明した。運動学モデルと動力学モデルの両者について利点と欠点を議論し、いくつかの適用例を用いて示した。2000年鳥取県西部地震の破壊シミュレーションを用いて、運動学モデルと動力学モデルの注目すべき違いを示した。破壊が引き起こす指向性といった震源が支配的な地震動現象の予測において、運動学モデルは何故不適当であるか、また動力学モデルは例えば伏在断層破壊と地表断層破壊で観測される地震動の違いを説明する能力を有することを他の研究例から示した。

運動学モデルと動力学モデルによる解析結果の比較より、運動学モデルは地震ハザード評価の際に重大な影響を与える間違えた結論を導く可能性がある。すなわち、運動学モデルにおける滑り速度関数の人為的な設定は、地震動の指向性に対して重要な影響を与え、結果的に動力学モデルによる推定値よりも精度を低くする可能性がある。

これは次のような疑問を投げかける。動力学と挙動が矛盾しないようにパラメータ化された運動学モデルは適切か。例えば推定された地震動に含まれる人為的な変動を軽減することは適切か。対応する滑り速度関数はどのように表現されるのか。既往の試みにおいてはこれらの疑問に焦点をあてたものがある。例えば、Hisada(2000)の滑り速度関数は、動力学に基づいた順問題の解析解であるKostrov型の関数[Kostrov(1966)^(6,41)]を模擬しようとした。この関数は実地震の運動学震源インバージョンに導入することができる。他の運動学モデルのパラメータ化の試みとして、準動力学モデルと呼ばれるモデル[例えばGuatteri *et al.*(2004)^(6,42)]がある。これは動力学シミュレーションの順解析から得られた結果によって運動学のパラメータを拘束するモデルである。

6.3 地震サイクル・シミュレーション例

(1) 地震サイクル・シミュレーションの実施例

断層面の摩擦パラメータの現実的な不均質性を考慮した地震サイクル・シミュレーションの方法が、Hillers et al (2005a, b)^{(6.43), (6.44)}によって提案されている。

同研究では、断層面の様々な構造不均質性の程度を、摩擦構成則を表現するパラメータの空間的な相関距離を調整することで、地震活動パターンから大地震に至る様々な時間及び空間的スケールの現象を取り扱っている。その結果再現された地震活動のパターンは観測事実と良く整合している。

図 6.20 に、全体で 200km × 24km の断層面を仮定し、摩擦構成則のパラメータである臨界滑り (L 値、Critical Slip Distance) の分布が異なる四つのモデル (a)～(d) を用いて、サイクル・シミュレーションを実施した場合に発生した地震から、マグニチュードの異なる地震のすべり分布 (センター) と破壊開始点を示す。中規模から大規模地震における、過去の地震による断層破壊のイメージに近いものとなっている。

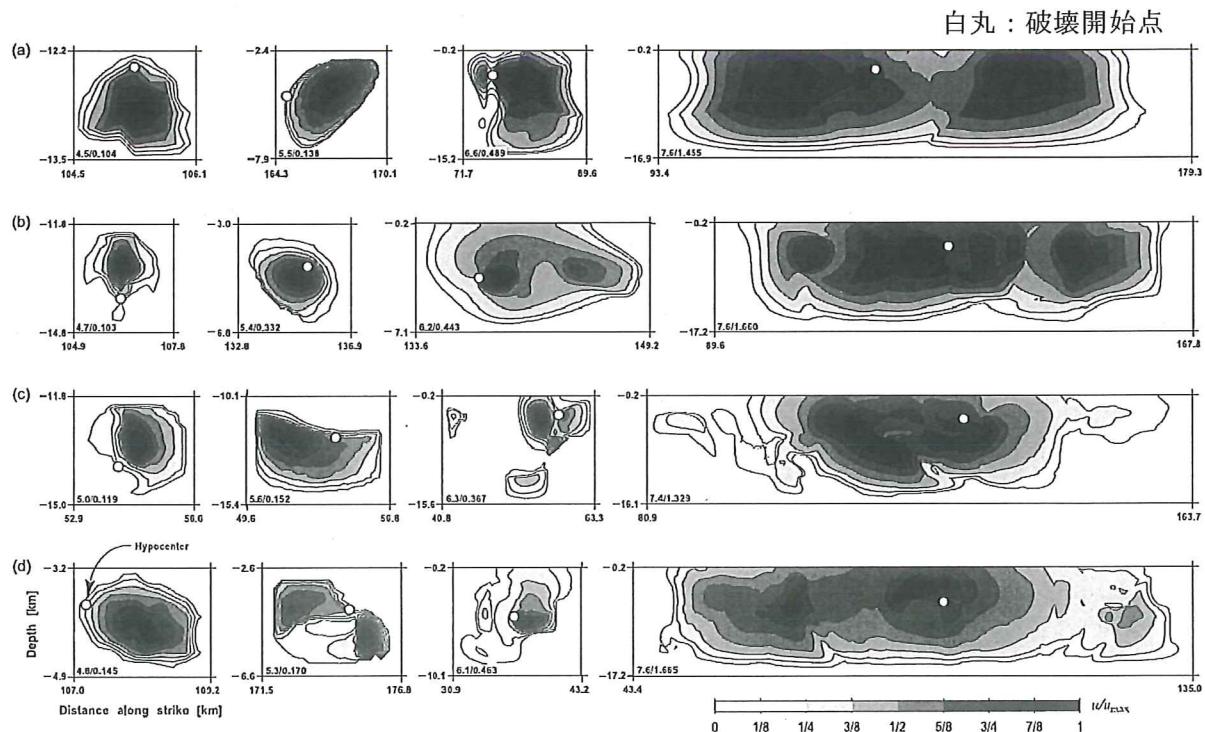


図 6.20 地震サイクル・シミュレーションによって生じた地震のすべり分布
[Hillers et al.(2005)]

(すべりの非一様性は、Mai et al.(2005)による既往地震の解析例と良く対応している)

動力学的震源破壊モデルの、このような地震サイクル・シミュレーションによる応用は、

今後の地震活動シミュレーション、大規模地震のアスペリティ設定におけるバリエーションの検討、固有地震と非固有地震の繰り返しのモデル化、ひいては強震動予測レシピの高度化に、大きく貢献するものと考えられる。

(2) 地震サイクル・シミュレーション結果の解析例

Hillers et al (2005)では、断層長さ 100km 及び 200km の長大断層を想定し、適切な摩擦構成則パラメータの空間分布を仮定して 1000 に及ぶ地震のサイクル・シミュレーションを実施している。その結果、 $5.5 \leq M_w \leq 7.4$ の地震が発生した。図 6.21 に、マグニチュード、平均応力降下量、断層長さ、最大すべり量の分布を示す。

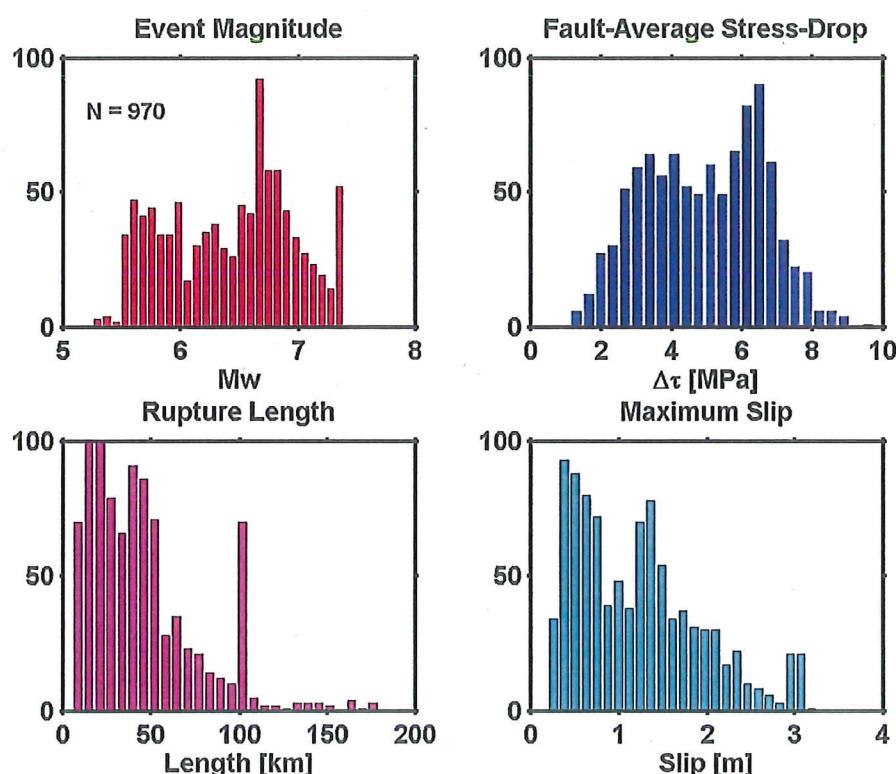


図 6.21 マグニチュード、平均応力降下量、断層長さ、最大すべり量の分布
(約 1000 の地震を発生させた場合)

得られた地震の特性値の分布は、過去に観測された地震群によるものとも良い対応を示している。

したがって、「長大断層における将来の地震の破壊シナリオの設定は、このような地震サイクル・シミュレーションを通じて、サイトに影響の大きいものを選択する」などの活用法が提案される。

7. 結論

断層モデルを用いた地震動評価に関して、当該学術分野の現状及び今後の進展の方向性について調査・分析し、地震発生様式毎の断層モデルによる強震動予測レシピを充実させ、予測パラメータの不確実さの要因分析とその大きさを評価するとともに、予測精度の向上と説明性の高さを備えた地震動評価手法を確立するための検討を行った。以下に、本検討の概要をまとめる。

(1) 断層モデルの高度化

① 地震発生様式・地域毎の強震動予測レシピの高度化

予測レシピに関わるアスペリティ部のパラメータについては下記の基礎的な資料を得た。

- ・すべり方向（横ずれ／縦ずれ）の違いによる応力降下量は、平均的には、横ずれ断層地震の応力が、縦ずれ断層地震よりも有意に小さい傾向を示した。
- ・地表断層と地中斷層地震の違いについては、地表断層によるものの方が、地中斷層によるものよりも、実効応力が小さく、すべり速度が半分程度であることを示した。

また、スラブ内地震の実効応力は内陸地殻内地震よりも数倍大きいことに着目し、スラブ内地震の予測レシピは、アスペリティの応力降下量をまず規定することを提案した。

② 対象断層モデルの合理的設定

重力異常及び磁気異常の面的な高密度データが、想定断層の延長あるいは端部を想定するためには有効な手段となり得ることを示した。

③ 鉛直地震動に係わる解析モデルの高度化

統計的グリーン関数法を用いた鉛直地震動は、グリーン関数の遠地項のみで評価されているため、理論的なものに比べて過小評価となることを示した。その影響は水平動よりも短周期帯域に及ぶため、ハイブリッド合成法の適用周期帯の工夫等が必要であるとした。

④ 高周波数限界 f_{max} の高度化

日本の地震による海溝型地震及びスラブ内地震の高周波数限界 f_{max} に関して、少ないデータながら試験的な解析を実施し、 f_{max} と減衰のべき乗数nの平均値、平均士対数標準偏差の暫定的な値を求めた。今後、それぞれの地震に関する今後の記録蓄積に応じて、地域性も踏まえた再検討が必要であるとした。

(2) 不確実さの取り扱い

① 強震動予測パラメータの不確実さの定量的取り扱い

運動学的断層モデルによる強震動評価に必要な各種パラメータについて、相関のあるものとそうでないものについての整理を行った。そして、アスペリティ位置と破壊開始点位

置の相関が強く、それらの設定によるばらつきが大きいことを示した。

(2) 固有地震と非固有地震の取り扱い

固有地震と非固有地震を区別しない現状のレシピでは、短周期地震動のレベルは地震規模に応じて大きくなるが、固有地震（地表地震）と非固有地震（地中地震）を分け、地表地震のアスペリティの応力を小さく見積もることにより、両タイプの地震の遷移域では非固有地震の方が地表地震より短周期レベルが大きくなる可能性を示唆した。

(3) 断層モデルの適用範囲

ある特定サイトを対象とした場合、アスペリティ位置及び破壊開始点位置の設定の仕方により地震動のばらつきが非常に大きくなる。このため、通常はサイトに大きな地震動が発生するように保守的な設定がされがちなこれらの位置を、予めどの程度まで絞り込んで予測を行うことができるかが、断層モデル適用にあたってのポイントとなる。また、このような現象は経験的な地震動評価のばらつきには十分に反映されておらず、そのために経験的手法によるばらつきが小さく見えることに関しては注意が必要であることを示した。

(4) 断層モデルと応答スペクトル距離減衰式との整合性

断層モデルと応答スペクトル距離減衰式による地震動評価結果は、その平均特性においてほぼ整合することを示した。また、断層モデルによる地震動評価結果のばらつきについては、(2)①の検討とも関連するが、個々のパラメータに起因するばらつきの値が、周期によっては全体のばらつきを上回る場合があり、個々のパラメータの変動の影響が、結果に対して独立ではないことを示した。

最大加速度の距離減衰特性について、最近の観測事例を取り込むことにより、大地震による短周期の震源近傍地震動の飽和現象が、経験的モデルでも表現されることを示した。

(5) 動力学的断層モデルの適用性

従来の運動学的断層モデルと動力学的断層モデルの相違点について、実際の適用事例を踏まえて解説し、両者の長短をとりまとめた。また、動力学的モデルでは大きな計算資源と膨大なパラメータが必要とされるため、実用的な予測手法としては、動力学的知見を取り込んだ運動学的モデル（擬似動力学的モデル）を目指すことが望ましいことを示した。

動力学的シミュレーションの一つとして実施されている地震サイクル・シミュレーションの試算例を紹介し、断层面の強度のばらつきが、生成される地震規模のばらつきを支配することを示した。

参考文献

2章

- (2.1) Irikura, K., Miyake, H., Iwata, T., Kamae, K., Kawabe, H., Dalguer, L.A. (2004): Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Proceedings of the 13WCEE, 2004: No.1371.
- (2.2) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letter, 70, 59-80, 1999.
- (2.3) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 特集号「地震災害を考える—予測と対策」, 110, 849-875.
- (2.4) Sholtz, CH. (2002): The mechanics of earthquakes and faulting." Cambridge University Press.
- (2.5) Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society of London, A, 241, 376–396.
- (2.6) 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, 545, 51-62.
- (2.7) 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2輯, 53, 1-9.
- (2.8) 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉(1998):活断層はどこから割れ始めるのか?—活断層の分岐形態と破壊伝播方向ー, 地学雑誌, 107, 512-528.
- (2.9) 壇一男・渡辺基史・宮腰淳一 (2003) : 強震動予測のための特性化震源モデルにおけるアスペリティの実効応力と断層タイプおよび深さとの経験的関係, 日本建築学会構造系論文集, 565, 55-62
- (2.10) Kagawa, T., K. Irikura and P. Somerville (2004): Differences in ground motion and fault rupture process between surface and buried rupture earthquakes, Earth, Planets and Space, 56, 3-14.
- (2.11) Hildenbrand TG、Ravat D(1997):Geophysical setting of the Wabash Valley fault system. Seismological Research Letters 68: 567-585
- (2.12) 中塚 正、大熊 茂雄、森尻 理恵、牧野 雅彦 (1998):有馬・高槻・六甲活断層地域における高密度空中磁気探査. 物理探査学会学術講演会講演論文集 95: 110-114
- (2.13) Daly SJ、Fanning CM、Fairclough MC (1998):Tectonic evolution and exploration potential of the Gawler Craton, South Australia. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17: 145-168

- (2.14) Spaid RMK、Eick PM (1998):HRAM as a tool for petroleum system analysis and trend exploration,a case study of the Mississippi Delta survey, southeast Louisiana. Canadian Journal of Exploration Geophysics 34: 83-96
- (2.15) 大熊 茂雄、牧野 雅彦、中塙 正 (1999):福井平野における高分解能空中磁気探査. 活断層古地震研究調査概要報告書（平成 10 年度）、地質調査所速報 noEQ/99/3 141-153
- (2.16) House M、Dentith MC、Trench A、Groves D、Miller D (1999):Structure of the highly mineralised late-Archaean granitoid-greenstone terrain and the underlying crust in the Kambalda-Widgiemooltha area, Western Australia, from the integration of geophysical datasets. Exploration Geophysics (Melbourne) 30: 50-67
- (2.17) Jachens RC、Zoback ML (1999):The San Andreas Fault in the San Francisco Bay region, California, structure and kinematics of a Young Plate boundary. International Geology Review 41: 191-205
- (2.18) Liberty LM、Trehu AM、Blakely RJ、Dougherty ME (1999):Integration of high-resolution seismic and aeromagnetic data for earthquake hazards evaluations, an example from the Willamette Valley, Oregon. Bulletin of the Seismological Society of America 89: 1473-1483
- (2.19) Blakely RJ、Wells RE、Tolan TL、Beeson MH、Trehu AM、Liberty LM (2000):New aeromagnetic data reveal large strike-slip (?) faults in the northern Willamette Valley, Oregon. Geological Society of America Bulletin 112: 1225-1233
- (2.20) Jachens RC、Zoback ML (2000):The San Andreas Fault in the San Francisco Bay region, California, structure and kinematics of a young plate boundary. International Book Series 3: 217-231
- (2.21) Behn G、Camus F、Carrasco P、Ware H (2001):Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists 96: 239-248
- (2.22) Grauch VJS (2001):High-resolution aeromagnetic data, a new tool for mapping intrabasinal faults, example from the Albuquerque Basin, New Mexico. Geology (Boulder) 29: 367-370
- (2.23) Grauch VJS、Hudson MR、Minor SA (2001):Aeromagnetic expression of faults that offset basin fill, Albuquerque Basin, New Mexico. Geophys 66: 707-720
- (2.24) Okuma S、Nakatsuka T、Makino M、Morijiri R (2001):Recent advancement of high-resolution aeromagnetic surveys at the Geological Survey of Japan. Chishitsu Chosajo Geppo = Bulletin of the Geological Survey of Japan 52: 101-111

- (2.25) Segawa J、Joseph J、Kusumoto S、Ishihara T、Komazawa M、Hasegawa H、Takada K、Nakayama E、Sekizaki E、Suzuki H、Sakuma S (2001):Result of the tests conducted by a newly developed helicopter borne gravimeter system. Chishitsu Chosajo Geppo = Bulletin of the Geological Survey of Japan 52: 73-81
- (2.26) Blakely RJ、Wells RE、Weaver CS、Johnson SY (2002):Location、structure、and seismicity of the Seattle fault zone、Washington、evidence from aeromagnetic anomalies、geologic mapping、and seismic-reflection data. Geological Society of America Bulletin 114: 169-177
- (2.27) Finn CA、Morgan LA (2002):High-resolution aeromagnetic mapping of volcanic terrain、Yellowstone National Park. Journal of Volcanology and Geothermal Research 115: 207-231
- (2.28) Brown RE (2003):Peel South Exploration NSW geophysics、interpretation of new data for exploration and geological investigations in the western New England area of New South Wales. Quarterly Notes - Geological Survey of New South Wales 114: 1-27
- (2.29) Ferraccioli F、Bozzo E (2003):Cenozoic strike-slip faulting from the eastern margin of Wilkes subglacial basin to the western margin of the Ross Sea Rift、an aeromagnetic connection. Geological Society Special Publications 210: 109-133
- (2.30) Blakely RJ、Beeson MH、Cruikshank K、Wells RE、Johnson A、Walsh K (2004):Gravity study through the Tualatin Mountains、Oregon、understanding crustal structure and earthquake hazards in the Portland urban area. Bulletin of the Seismological Society of America 94: 1402-1409
- (2.31) Chernicoff CJ、Zappettini EO (2004):Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. Gondwana Research 7: 1105-1116
- (2.32) Fisher MA、Normark WR、Langenheim VE、Calvert AJ、Sliter R (2004):The offshore Palos Verdes fault zone near San Pedro、Southern California. Bulletin of the Seismological Society of America 94: 506-530
- (2.33) Siguaw SG、Friend DC (2004):Extending the southwest limits of Jonah Field、using high-quality、3-D seismic data to improve the structural definition. AAPG Studies in Geology 52: 243-254
- (2.34) Fichler C、Henriksen S、Rueslaatten H、Hovland M (2005):North Sea Quaternary morphology from seismic and magnetic data、indications for gas hydrates during glaciation? Petroleum Geoscience 11: 331-337
- (2.35) Salem A、Aboud E、Elsirafy A、Ushijima K (2005):Structural mapping of Quseir area, northern Red Sea、Egypt、using high-resolution aeromagnetic data. Earth、Planets and Space 57: 761-765
- (2.36) 西坂直樹、大野裕記、浅野彰洋、瀬川爾朗 (2006):四国北西部伊予灘周辺地域におけるヘリコプター搭載型重力測定. 電力土木 321: 122-126

- (2.37) Mason RG、Raff AD (1961):Magnetic survey off the west coast of North America, 32 degrees N. latitude to 42 degrees N. latitude. Geological Society of America Bulletin 72: 1259-1265
- (2.38) Vacquier V、Raff AD、Warren RE (1961):Horizontal displacements in the floor of the northeastern Pacific Ocean. Geological Society of America Bulletin 72: 1251-1258
- (2.39) Raff AD (1962):Further magnetic measurements along the Murray fault. Journal of Geophysical Research 67: 417-418
- (2.40) Drake CL、Heirtzler J、Hirshman J (1963):Magnetic anomalies off eastern North America. Journal of Geophysical Research 68: 5259-5275
- (2.41) McManus DA (1965):Blanco fracture zone, northeast Pacific Ocean. Marine Geology 3: 429-455
- (2.42) Tsuneishi Y (1984):Suruga Bay and Fujikawa faults probably related to the future "Tokai earthquake". Daiyonki-Kenkyu = Quaternary Research 23: 145-150
- (2.43) Johnston MJS、Mueller RJ (1987):Seismomagnetic observation during the 8 July 1986 magnitude 5.9 North Palm Springs earthquake. Science 237: 1201-1203
- (2.44) Guiraud M、Ajakaiye DE、Ugodulunwa FXO (1989):Characterisation of Late Cretaceous NE-SW sinistral wrench faults in the upper Benue Trough (Nigeria) using microtectonic and aeromagnetic data. Journal of African Earth Sciences 9: 9-21
- (2.45) Andrew JA、Edwards DM、Graf RJ、Wold RJ (1991):Empirical observations relating near-surface magnetic anomalies to high-frequency seismic data and Landsat data in eastern Sheridan County, Montana. Geophys 56: 1553-1570
- (2.46) Cui K、Shi Y (1994):Offset of rock bodies on the both sides of muping - qingdao fault zone in eastern shandong, china. Journal of Nanjing University、Natural Sciences Edition = Nanjing Daxue Xuebao Ziran Kexue 30: 648-661
- (2.47) Jones CM (1995):Structural controls of Holocene reactivation of the Meers Fault, southwestern Oklahoma, from magnetic studies. Geological Society of America Bulletin 107: 98-112
- (2.48) Zoback ML、Olson JA、Jachens RC (1995):Seismicity and basement structure beneath South San Francisco Bay, California. Book - Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 76: 31-46
- (2.49) 萩原 幸男、糸田 千鶴、大木 裕子、北村 行範 (1997):重力異常からみた名栗断層の左横ずれ. 活断層研究 16: 7-12
- (2.50) Jachens RC、Wentworth CM、McLaughlin RJ (1998):Pre-San Andreas location of the Gualala Block inferred from magnetic and gravity anomalies. Book - Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 84: 27-63

- (2.51) Searle RC、Keeton JA、Owens RB、White RS、Mecklenburgh R、Parsons B、Lee SM (1998):The Reykjanes Ridge、structure and tectonics of a hot-spot-influenced、slow-spreading ridge、from multibeam bathymetry、gravity and magnetic investigations. Earth and Planetary Science Letters 160: 463-478
- (2.52) Walpersdorf A、Rangin C、Vigny C (1998):GPS compared to long-term geologic motion of the north arm of Sulawesi. Earth and Planetary Science Letters 159: 47-55
- (2.53) Kukowski N、Schillhorn T、Flueh ER、Huhn K (2000):Newly identified strike-slip plate boundary in the northeastern Arabian Sea. Geology (Boulder) 28: 355-358
- (2.54) Jachens RC、Langenheim VE、Matti JC (2002):Relationship of the 1999 Hector Mine and 1992 Landers Fault ruptures to offsets on Neogene faults and distribution of late Cenozoic basins in the eastern California shear zone. Bulletin of the Seismological Society of America 92: 1592-1605
- (2.55) La FPC、Connor CB、Stamatakos JA、Farrell DA (2002):Imaging an active normal fault in alluvium by high-resolution magnetic and electromagnetic surveys. Environmental and Engineering Geoscience 8: 193-207
- (2.56) Lewis C、Chen SW、Yen PC (2004):Magnetic surveying of the Chaochou Fault of southern Taiwan、culmination of basement-involved surface thrusting in arc-continent collision. International Geology Review 46: 399-408
- (2.57) Marple R、Talwaini P (2004):Proposed Shenandoah Fault and East Coast-Stafford fault system and their implications for Eastern U.S. tectonics. Southeastern Geology 43: 57-80
- (2.58) Meric O、Garambois S、Jongmans D、Wathelet M、Chatelain JL、Vengeon JM (2005):Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Sechilienne、France. Canadian Geotechnical Journal = Revue Canadienne de Géotechnique 42: 1105-1115
- (2.59) 萩原幸男 (1987):重力異常からみた活断層. 活断層研究 4: 9-17
- (2.60) 本多亮、平松良浩、河野芳輝 (2002):2000 年鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴. 地震 第 2 輯 55: 83-88
- (2.61) Kitada N、Inoue N、Takemura K、Kagawa T、Tsutsumi H、Okada A (2004):Relationship between surface ruptures and subjacent source faults. AGU Fall Meeting Abstracts
- (2.62) 井上直人、岩城啓美、伊藤浩子、北田奈緒子、竹村恵二、金谷賢生、堀江正人、両角浩典 (2005):地表地震断層を伴わない地震の震源近傍の重力異常に関する予察的検討. 日本地震学会 2005 年秋季大会予稿集

- (2.63) 北田奈緒子、岩城啓美、伊藤浩子、金谷賢生、堀江正人、両角浩典 (2005):地表地震断層及びこれに伴う地表変形による起震断層の推定に関する検討. 日本地震学会 2005 年秋季大会予稿集
- (2.64) 井上直人、北田奈緒子、竹村恵二 (2006):兵庫県南部地震以降に発生した地震の起震断層と重力異常に関する予察的検討. 日本地震学会 2006 年秋季大会予稿集
- (2.65) Awata Y (2006):Scaling Relation of Segmented Strike-slip Surface Ruptures for Evaluation of Static Earthquake Source Parameters. AGU Fall Meeting
- (2.66) Inoue N、Kitada N、Takemura K (2006):Relationship between Gravity Anomaly and Subjacent Source Fault in Japan. AGU Fall Meeting
- (2.67) Kitada N、Inoue N、Takemura K、Kagawa T、Okada A (2006):Relationship between subjacent source faults and surface ruptures - For the purpose of estimate of source fault using active fault -. AGU Fall Meeting
- (2.68) Ueda K (2006):Deformation of Rock Mass Caused by Strike-Slip Faulting: Insights from Analogue Experiments. AGU Fall Meeting
- (2.69) Aki, K. and Richards P.G. (1980): Quantitative Seismology, Freeman and Co., New York
- (2.70) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測：統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文集, 430, 1-9.
- (2.71) Boore, D. M. (1983): Stochastic Simulation of High-frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiation Spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 1865-1894.
- (2.72) 大西良広・堀家正則 (2000) : 統計的グリーン関数を用いた 3 成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用, 構造工学論文集, 46B, 389-398.
- (2.73) 香川敬生 (2004) : ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 4, 21-32.
- (2.74) 大西良広・堀家正則 (2004): 震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 586, 37-44.
- (2.75) 野津厚 (2006) : 海溝型巨大地震の特性化震源モデル作成におけるこつ, 日本地震学会秋季大会, D004.
- (2.76) Hisada, Y, and J. Bielak (2003): A Theoretical Method for Computing Near-Fault Strong Motions in Layered Half-Space Considering Static Offset due to Surface Faulting, with a Physical Interpretation of Fling Step and Rupture Directivity, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, 1154-1168.

- (2.77) 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光 (2003) : 硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 土木学会地震工学論文集, P_315.
- (2.78) Kagawa, T., M. Tsurugi, and K. Irikura (2006): High Frequency Cut-off Characteristics of Strong Ground Motion at Hard Sites, Subduction and Intra-Slab Earthquakes, AGU 2006 Fall Meeting, S51B-1275.

3 章

- (3.1) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 特集号「地震災害を考える—予測と対策」, 110, 849-875.
- (3.2) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letter, 70, 59-80, 1999.
- (3.3) 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, 545, 51-62.
- (3.4) Kagawa, T., K. Irikura and P. Somerville (2004): Differences in ground motion and fault rupture process between surface and buried rupture earthquakes, Earth, Planets and Space, 56, 3-14.
- (3.5) Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523.
- (3.6) 大塚久哲・P.G. Somerville・佐藤俊明 (1998): 断層パラメータの予測誤差を考慮した広帯域地震動の評価, 土木学会論文集 I, 584, 185-200.
- (3.7) Motohashi, S., K. Ebisawa, M. Sakagami, K. Dan, Y. Ohtsuka, and T. Kagawa (2005): Probabilistic Evaluation of Near-Field Ground Motions Due to Buried-Rupture Earthquake Caused by Undefined Faults, SMiRT 18, KM01_3.
- (3.8) Abrahamson, N.A. and W.J. Silva (1997): Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, Seismological Research Letters, 68, 94-127.
- (3.9) Irikura, K., Miyake, H., Iwata, T., Kamae, K., Kawabe, H., Dalguer, L.A. (2004): Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Proceedings of the 13WCEE, 2004: No.1371.
- (3.10) Irikura, K., Y. Awata, H. Miyake, T. Kagawa, K. Miyakoshi, T. Sato, K. Dan, and S. Matsushima (2006): Scaling Relation of Mega-fault Systems for Strong Ground Motion Prediction, AGU 2006 Fall Meeting, S51B-1274.

- (3.11) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bulletin of the Seismological Society of America, 84, 974-1002.

4 章

- (4.1) 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 特集号「地震災害を考える—予測と対策」, 110, 849-875.
- (4.2) Kagawa, T., K. Irikura and P. Somerville (2004): Differences in ground motion and fault rupture process between surface and buried rupture earthquakes, Earth, Planets and Space, 56, 3-14.
- (4.3) Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letter, 70, 59-80, 1999.
- (4.4) 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, 545, 51-62.

5 章

- (5.1) U.S. Nuclear Regulatory Commission (2002): Guidance for Performing Probabilistic Seismic Hazard Analysis for a Nuclear Plant Site: Example Application to the Southeastern United States, NUREG/CR-6607. (5.2) Youngs, R.R., N.A. Abrahamson, F.I. Mkdisi and K. Sadigh (1995). Magnitude-Dependence Variance of Peak Ground Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.85, pp.1161-1176.
- (5.3) 翠川三郎・大竹雄 (2003) : 地震動強さの距離減衰式にみられるバラツキに関する基礎的分析, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第1号, pp.59-70.
- (5.4) Abrahamson, N.A. and W.J. Silva (1997): Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, Seismological Research Letters, 68, 94-127.
- (5.5) 坂本成弘・内山泰生 (2005) : 地震動強さのバラツキが確率論的地震動評価に与える影響－応答スペクトルの距離減衰式のバラツキ－, 大成建設技術センター報第38号, pp.41-1～41-5.
- (5.6) 奥村俊彦・佐藤俊明・石井透・Paul Somerville・Robert Graves・Nancy Collins (2005) : 断層パラメータの変動に伴う地震動のばらつきに関する基礎的検討, 土木学会地震工学論文集

- (5.7) Campbell, K.W. and Y. Bozorgnia (2006): Next Generation Attenuation (NGA) Empirical Ground Motion Models: Can they be used in Europe? Proceedings of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, 3-8 September 2006, Paper No. 458.
- (5.8) Day, S., J. Bielak, D. Dreger, R. Graves, S. Larsen, K.B. Olsen, A. Pitarka, and L. Ramirez-Guzman (2006): Numerical Simulation of Basin Effects on Long-Period Ground Motion, Proceedings of the 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 1857.
- (5.9) Power, M., B. Chiou, N. Abrahamson, and C. Roblee (2006): The “Next Generation of Ground Motion Attenuation Models” (NGA) Project: An Overview, Proceedings of the 8th U.S. National Conference on Earthquake Engineering, 2022.
- (5.10) Somerville, P.G. (2003): Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 137, 201-212.
- (5.11) Kagawa, T., K. Irikura and P. Somerville (2004), Differences in ground motion and fault rupture process between surface and buried rupture earthquakes, Earth, Planets and Space, 56, 3-14.
- (5.12) Somerville, P.G. and A. Pitarka (2006): Differences in earthquake source and ground motion characteristics between surface and buried earthquakes, Proceedings of the Eighth National Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, California.
- (5.13) Abrahamson, N.A. and K.M. Shedlock (1997): Overview (of attenuation relations), Seismological Research Letters, 68, 9-23.
- (5.14) Spudich, P., B.S.J. Chiou, R. Graves, N. Collins, and P. Somerville (2006): Simple functions for mapping ground motion polarization and directivity amplification around a fault, Unpublished manuscript.
- (5.15) Somerville, P.G., N. Smith, R. Graves and N. Abrahamson (1997): Modification of empirical strong ground motion attenuation relations for the amplitude and duration effects of rupture directivity, Seismological Research Letter, 68, 199-222.
- (5.16) NGA Model Developers (2006): NGA Developers’ Responses to USGS and CGS Questions in Mark Petersen 7/3/06 email, August 31, 2006.
- (5.17) Abrahamson, N.A. (2006): Next Generation Attenuation (NGA) Relationships for Western U.S. Shallow Crustal Earthquakes, Proceedings of the Third ATC-35/USGS National Earthquake Ground Motion Mapping Workshop, December 7-8, 2006.
- (5.18) Boore,D. M.,W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1997): Empirical near souiprce attenuation relationshs for horizontal land vertical components of peak ground acceleration , peak ground velocity , and pseudo-absolute acceleration response spectra, Seismological Research Letters, 68, 154-179.

- (5.19) Joyner W. B. and D. M. Boore (1981): Peak acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 2011-2038.
- (5.20) Joyner W. B. and D. M. Boore (1982): Prediction of earthquake response spectra, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 82-977, 16pp.
- (5.21) 土木学会・阪神高速道路(2006)：地震リスク評価に基づく合理的な新構造形式に関する研究業務報告書，土木学会地震工学委員会耐震基準小委員会経済性照査ワーキング
- (5.22) 香川敬生(2007)：確率論的地震ハザード評価における背景地震の断層モデルによる試算，JCOSAAR2007，掲載予定

6 章

- (6.1) Aki, K. and Richards P.G. (2002): Quantitative Seismology, Theory and Method. 2nd. Ed W.H. Freeman and Co., San Francisco.
- (6.2) Haskell, N. (1964): Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating fault, Bulletin of the Seismological Society of America, 54, 1811-1842.
- (6.3) Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, 75, 4997-5009.
- (6.4) Hisada, Y. (2000): A theoretical square model considering the spatial variation in slip and rupture velocity, Bulletin of the Seismological Society of America, 90, 1-14.
- (6.5) Graves, R. et al. (2006): SCEC CyberShake Platform: incorporating deterministic 3D waveform modeling into probabilistic seismic hazard curves, Seismological Research Letters, 33, 302.
- (6.6) Dieterich, J.H. (1979): Modeling of Rock Friction 1. Experimental Results and Constitutive Equation, Journal of Geophysical Research, 84, 2161-2168.
- (6.7) Ruina, A. L. (1983): Slip instability and state variable friction laws, Journal of Geophysical Research, 88, 10359-10370.
- (6.8) Ohnaka, M., Y. Kuwahara and K. Yamamoto (1987): Constitutive Relations between Dynamic Physical Parameters Near a Tip of the Propagating Slip Zone During Stick-Slip Shear Failure, Tectonophysics, 144, 109-125.
- (6.9) Andrews, D.J (1976): Rupture velocity of plane-strain shear cracks, Journal of Geophysical Research, 81, 5679-5687.
- (6.10) Das, S., and K. Aki (1977): Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, Journal of Geophysical Research, 82, 5648-5670.

- (6.11) Day, S. M. (1982a): Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 705-727.
- (6.12) Day, S. M. (1982b): Three-dimensional simulation of spontaneous rupture: the effect of nonuniform prestress, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1881-1902.
- (6.13) Olsen, K. B., R. Madariaga, and R. Archuleta (1997): Three Dimensional Dynamic Simulation of the 1992 Landers Earthquake, *Science*, 278, 834-838.
- (6.14) Olsen, K. B., S. M. Day, J. B. Minster, Y. Cui, A. Chourasia, M. Faerman, R. Moore, P. Maechling, and T. Jordan (2006a): Strong Shaking in Los Angeles Expected From Southern San Andreas Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 33, L07305, doi:10.1029/2005GRL025472.
- (6.15) S Olsen, K. B., S. M. Day, J. B. Minster, Y. Cui, A. Chourasia, M. Faerman, R. Moore, Y. Hu, J. Zhu, Y. LiP. Maechling, and T. Jordan (2006b): TeraShake: Strong Shaking in Los Angeles Expected From Southern San Andreas Earthquake, Annual meeting of the Seismological Society of America (SSA), April 18-22, 2006, San Francisco (California).
- (6.6) Somerville, P.G. (2003): Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 137, 201-212.
- (6.17) Kagawa, T., K. Irikura and P. Somerville (2004), Differences in ground motion and fault rupture process between surface and buried rupture earthquakes, *Earth, Planets and Space*, 56, 3-14.
- (6.18) Dalguer, L.A., S.M. Day, K. Olsen and Y. Cui (2006): Implementation of the Staggered-Grid Split-Node Method in a MPI Finite Difference Code for large scale models of Spontaneous Dynamic Rupture Simulation, in 2006 SCEC Annual Meeting Proceedings and Abstracts, Vol 16, Southern California Earthquake Center, Los Angeles.
- (6.19) Pitarka, A. and P. Somerville (2006): Differences in earthquake source and ground motion characteristics between surface and buried earthquakes, Proceedings of the 2nd International Conference on Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, Yokohama, Japan.
- (6.20) Mai, P.M., P. Somerville, A. Pitarka, L. Dalguer, H. Miyake, G. Beroza, S.-G. Song and K. Irikura (2006): Fracture-energy scaling in dynamic rupture models of past earthquakes, a AGU Chapman Monograph Series on Radiated Seismic Energy, in press.
- (6.21) Ripperger, J., P.M. Mai, and J.-P. Ampuero (2006): Earthquake source characteristics from dynamic rupture with constrained stochastic fault stress, *Journal of Geophysical Research* (accepted).
- (6.22) Mai, P.M., and G.C. Beroza (2002): A spatial random-field model to characterize complexity in earthquake slip, *Journal of Geophysical Research*, 107 (B11), 2308, doi:10.1029/2001JB000588.

- (6.23) Dunham, E. M. (2005): Dissipative interface waves and the transient response of a three-dimensional sliding interface with Coulomb friction, *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 53, 327–357.
- (6.24) Geubelle, P. H., and J. R. Rice (1995): A spectral method for three-dimensional elastodynamic fracture problems, *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 43, 1791–1824.
- (6.25) Guatteri, M., P.M. Mai, G.C. Beroza, and J. Boatwright (2003): Strong ground-motion prediction from stochastic-dynamic source models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 301-313.
- (6.26) Abrahamson, N.A. and W.J. Silva (1997): Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes, *Seismological Research Letters*, 68, 94-127.
- (6.27) Mai, P. M. (2001): Characterizing earthquake source complexity for improved strong motion prediction, Department of Geophysics, Stanford, Stanford University.
- (6.28) Iwata, T. and H. Sekiguchi (2002): Source model of the 2000 Tottori-KenSeibu earthquake and near-source strong ground motion, Proc, 11th Japan Earthquake Engineering Symposium, 125-128.
- (6.29) Dalguer, L.A., K. Irikura, W. Zhang, and J. Riera (2002): Distribution of dynamic and static stress changes during 2000 Tottori (Japan) earthquake: Brief interpretation of the earthquake sequences; foreshocks, main shock and aftershocks, *Geophysical Research Letters*, 29, 1758, 10.1029/2001GL014333.
- (6.30) Dalguer, L. A., K. Irikura, and J. D. Riera (2003): Generation of new cracks accompanied by the dynamic shear rupture propagation of the 2000 Tottori (Japan) earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 2236–2252.
- (6.31) Dalguer, L. A. and S. M.Day (2006): Staggered-Grid Split-Nodes Method for Spontaneous Rupture Simulation, *Journal of Geophysical Research*, In press.
- (6.32) Dalguer, L. A., S. M. Day, H. Miyake, and K. Irikura (2006): The Differences of Faulting and near-source Ground Motion of Large and Small Earthquakes Depicted From Dynamic Rupture Models, First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (ECEES), 3-8 September 2006, Geneva, Switzerland, Abstract on CD.
- (6.33) Pitarka, A. (1999): 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grid with Nonuniform Spacing, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89, 54-68.
- (6.34) Bouchon, M. (1997): The state of stress on some faults of the San Andreas system as inferred from near-field strong motion data, *Journal of Geophysical Research*, 102, 11731–11744.

- (6.35) Ide, S. and M. Takeo (1997): Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic waves analysis, *Journal of Geophysical Research*, 102, 27379–27391.
- (6.36) Day, S. M., G. Yu and D. J. Wald, (1998): Dynamic stress changes during earthquake rupture, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 512–522.
- (6.37) Mikumo, T., K.B. Olsen, E. Fukuyama and Y. Yagi (2003): Stressbreakdown time and slipweakening distance inferred from slipvelocity functions on earthquake faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 264-282.
- (6.38) Tinti, E., P. Spudich, and M. Cocco (2005): Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, 110, B12303, doi:10.1029/2005JB003644.
- (6.39) Rice, J.R. (2006): Heating and weakening of faults during earthquake slip, *Journal of Geophysical Research*, 111, B05311, doi: 10.1029/2005JB004006.
- (6.40) Wald, D. J. and T. H. Heaton (1994): Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California, earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 668-691.
- (6.41) Kostrov, B.V. (1966): Unsteady propagation of longitudinal shear cracks, *Journal of Applied Mathematics and mechanics*, 30, 1241-1248.
- (6.42) Guatteri, M., P.M. Mai and G.C. Beroza (2004): A pseudodynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2051–2063.
- (6.43) Hillers, G., P.M. Mai, Y. Ben-Zion, and J.P. Ampuero (2005): Statistical properties of seismicity of fault zones at different evolutionary stages, to be submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- (6.44) Hillers, G., Y. Ben-Zion and P.M. Mai (2005): Seismicity on a fault controlled by rate-and-state dependent friction with spatial variation of the critical slip distance, *Journal of Geophysical Research* (accepted).