

地域の地震環境に基づいた時刻歴波形を算定する  
確率論的地震ハザード解析手法に関する研究

2011年1月

山田 雅行



# 目 次

1. はじめに .....	1
2. 確率論的地震ハザード解析の改良 .....	6
2.1. 本章の内容 .....	6
2.2. 従来の確率論的地震ハザード解析手法と問題点 .....	7
2.2.1. 震源のモデル化 .....	7
2.2.2. 地震動強度の算定方法 .....	8
2.2.3. ハザード曲線の算定 .....	8
2.2.4. 時刻歴波形の算定方法 .....	9
(1) 一様ハザード応答スペクトルによる方法 .....	9
(2) リスク適合地震動またはハザード適合地震動 .....	9
(3) 確率論的想定地震を用いる方法 .....	10
2.2.5. 時刻歴波形の算定時の問題点 .....	10
2.3. 統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法 .....	14
2.3.1. 統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法の流れ .....	14
2.3.2. 強震動予測レシピの概要 .....	16
(1) 特性化震源モデルの設定 .....	16
1) 活断層で発生する地震の特性化震源モデル .....	16
2) 海溝型地震の特性化震源モデル .....	17
(2) 地下構造モデルの作成 .....	17
1) 「大構造」 .....	17
2) 「深い地盤構造」 .....	18
3) 「浅い地盤構造」 .....	18
(3) 強震動計算 .....	18
1) 経験的手法 .....	18
2) 半経験的手法 .....	18
3) 理論的手法 .....	19
4) ハイブリッド合成法 .....	19
2.3.3. 提案法における震源特性および伝播経路特性 .....	19
(1) 統計的グリーン関数法の概要 .....	19
(2) 活断層，断層モデルに対する基盤地震動の推定方法 .....	22
(3) 地震カタログデータに対する基盤地震動の推定方法 .....	22
2.3.4. 提案法における深層地盤によるサイト増幅特性 .....	26

(1) スペクトルインバージョン法 .....	26
(2) 群遅延時間 .....	27
(3) 深層地盤によるサイト増幅・位相特性 .....	28
2.3.5. 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルとそれに対応する時刻歴波形の作成 .....	31
(1) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの算定 .....	31
(2) 位相特性の選定 .....	32
(3) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する時刻歴波形の作成 .....	33
2.4. まとめ .....	38
<b>3. 関東地方における統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の適用 .....</b>	<b>48</b>
3.1. 本章の内容 .....	48
3.2. テストサイトの選定 .....	48
3.3. テストサイトのサイト増幅特性および位相特性 .....	49
3.3.1. テストサイトのサイト増幅特性 .....	49
3.3.2. テストサイトのサイト位相特性 .....	49
3.4. ハザードの検討 .....	53
3.4.1. 強震動予測レシピにおける震源パラメータ設定方法 .....	53
(1) 活断層で発生する地震の特性化震源モデル .....	53
1) 巨視的震源特性 .....	53
2) 微視的震源特性 .....	56
3) その他の震源特性 .....	60
(2) 海溝型地震の特性化震源モデル .....	61
1) 巨視的震源特性 .....	61
2) 微視的震源特性 .....	62
3) その他の震源特性 .....	63
3.4.2. 地震カタログによる地震基盤におけるハザードの検討 .....	65
3.4.3. 活断層による地震基盤におけるハザードの検討 .....	66
3.4.4. 断層モデルによる地震基盤におけるハザードの検討 .....	66
3.4.5. 地震発生モデル .....	67
3.5. ロジックツリーの設定 .....	71
3.6. 地震ハザード算定結果 .....	73
3.6.1. 地震ハザード曲線 .....	73
3.6.2. 位相特性 .....	73
3.6.3. 確率論的入力地震波の試算 .....	74

3.6.4. 確率論的入力地震波の評価 .....	74
3.6.5. 確率論的入力地震波の工学的利用 .....	82
3.7. まとめ .....	85
<b>4. 確率論的地震動予測における精度向上に関する検討 .....</b>	<b>91</b>
4.1. 本章の内容 .....	91
4.2. バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討 .....	92
4.2.1. “バラツキ”の分類 .....	92
4.2.2. 強震動予測における震源パラメータの整理 .....	93
4.2.3. バラツキを考慮すべき震源パラメータの選定 .....	94
4.3. 震源パラメータのバラツキの検討 .....	96
4.4. サンプルング方法の検討 .....	99
4.4.1. バラツキ検討の流れと問題点 .....	99
4.4.2. サンプルング方法の検討 .....	100
4.5. 統計的グリーン関数法による強震動予測結果のバラツキ検討 .....	107
4.5.1. 想定断層の基本震源パラメータ .....	107
4.5.2. 特定サイトにおける強震動予測結果のバラツキ検討 .....	109
4.5.3. 面的な強震動予測結果のバラツキ検討 .....	113
4.5.4. 破壊開始点をアスペリティ下端に固定した場合の面的な強震動予測結果 のバラツキ検討 .....	123
4.6. 差分法による強震動予測結果の長周期成分のバラツキ検討 .....	129
4.7. まとめ .....	132
<b>5. おわりに .....</b>	<b>137</b>

謝辞

## 1. はじめに

経験的グリーン関数法，統計的グリーン関数法，ハイブリッド法といった，震源・伝播経路・サイトの影響を物理的に考慮して，将来発生する地震の強震動を予測する方法（「断層モデルを用いた強震動予測」と呼ばれる場合もあるが，以下では簡単のため「強震動予測」と略す）は，平成7年兵庫県南部地震を契機として，急速に研究が進展してきた．今日では，このような強震動予測は土木・建築構造物に対する設計入力地震動の算定<sup>1)2)</sup>，国や自治体の被害想定<sup>3)4)</sup>など，広く利用される傾向にある．

内閣府原子力安全委員会は，平成18年9月に「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」<sup>5)</sup>を改訂し，さらなる原子炉施設の安全性を確保するために，既設原子炉施設のバックチェックに取り組んでいる．この原子力の分野では，平成19年新潟県中越沖地震による東京電力柏崎刈羽原子力発電所の被災をきっかけとして，耐震設計上考慮すべき検討用地震による地震動の「不確かさ」を考慮することまで，強震動予測に求めようとしている．

この「不確かさ」を考慮できる手法として，確率論的な地震動予測がある．確率論的地震動予測，すなわち，確率論的地震ハザード解析は，一般に，過去の地震や活断層のデータ等から地動最大加速度や加速度応答スペクトルの地震ハザード曲線を作成する手法<sup>6)7)</sup>を指している．確率論的地震動予測では，まず，対象とするサイト周辺において将来地震を発生させることが予測される震源の位置，規模および発生頻度のモデル化を行う．次に，最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を距離減衰式によって求め，各地震域および活断層に対して計算された地震動強度毎の年発生頻度を全ての地震域および活断層について加算することにより，対象とするサイトにおいて地震動強度の年発生頻度を算定し，ポアソン過程などを仮定して，この地震動強度の年発生頻度から年超過確率，すなわちハザード曲線を算定するものである．さらに，ハザード曲線算定の過程で用いられる仮定やモデルの選択に起因する不確かさについても考慮するために，ロジックツリー<sup>8)9)</sup>が用いられている．

地震調査研究推進本部による「全国を概観した地震動予測地図」<sup>10)</sup>は，確率論的地震動予測の一例であり，地震動の予測結果には元来バラツキが含まれるものと考え，予測された地震動強度とその可能性，すなわち，確率をセットとして与えたものである．この「全国を概観した地震動予測地図」においても，対象領域内のある特定の断層からの地震動の予測には，地動最大加速度（以下，PGA：Peak Ground Acceleration と記す），地動最大速度（以下，PGV：Peak Ground Velocity と記す），応答スペクトルの最大振幅と地震規模，震源からの距離の関係式である距離減衰式を用いた強震動予測（以下，上述の「強震動予測」と区別するために「距離減衰式によ

る強震動予測」と略す)が用いられている。

近年では、地盤や構造物などの耐震安定性検討に時刻歴応答解析を用いることが多くなりつつある。確率論的地震動予測に基づいて、耐震安定性検討に必要な時刻歴波形を導出する方法には、一様ハザード応答スペクトルによる方法<sup>11)12)</sup>、リスク適合地震動またはハザード適合地震動<sup>13)</sup>、確率論的想定地震を用いる方法<sup>14)</sup>が用いられている。これらの確率論的な検討においては、強震動予測が広く利用されるようになった最近でも、距離減衰式による強震動予測が主流である。これは、確率論的地震動予測を行うためには、上述の強震動予測手法の計算量が膨大となることに加えて、距離減衰式による強震動予測の精度の研究<sup>例えば、15)</sup>が進められているにもかかわらず、強震動予測における予測結果の精度、すなわち、バラツキの度合いについて十分に議論されていないことが大きな要因の1つであると考えられる。

このように、一様ハザード応答スペクトルによる方法<sup>11)12)</sup>、リスク適合地震動またはハザード適合地震動<sup>13)</sup>、確率論的想定地震を用いる方法<sup>14)</sup>によって、確率論的な時刻歴波形が予測されるが、一般的な確率論的地震ハザード解析では距離減衰式による強震動予測が主流である。このため、これらの手法では最大加速度または加速度応答スペクトルといった地震動の代表値がまず得られ、これに合致するように時刻歴波形を算定するといった手順で、時刻歴波形の予測を行うこととなっている。したがって、震源特性・伝播経路特性・深層地盤によるサイト増幅特性といった諸特性の寄与が、必ずしも詳細に考慮されるとは限らない。すなわち、これらの地震の諸特性に関するパラメータのバラツキや、そのバラツキによって生じる強震動予測結果のバラツキが正確に検討されたとしても、その結果が確率論的地震動予測に直接的に反映できるものとはなっていない。

そこで本論文では、特定の対象地域における深層地盤によるサイト増幅特性、その対象地域に対して影響を及ぼす震源特性、その間の伝播経路特性といった地震動の物理的な影響因子、すなわち、「地域の地震環境」に基づいた時刻歴波形を算定する確率論的地震ハザード解析手法の確立を目指すものである。

2章では、地域の地震環境に基づいた時刻歴波形を算定する確率論的地震ハザード解析手法として、距離減衰式の代わりに統計的グリーン関数法を用いる確率論的地震ハザード解析手法の提案を行う。統計的グリーン関数法を用いることによって、断層の広がりや伝播経路の影響を考慮して、時刻歴波形を直接算定できる確率論的地震動予測手法を目指すものである。なお、統計的グリーン関数法におけるサイト増幅特性については、スペクトルインバージョンを適用している。

3章では、2章で提案した統計的グリーン関数法を用いる確率論的地震ハザード解析手法を関東地方のテストサイトに適用し、有効性、実用性の検証を行う。

さらに、強震動予測を精度よく行うには、一般に震源・伝播経路・サイト特性の影響を精度よくモデル化しなければならない。また、確率論的地震ハザード解析手法を精度よく行うには、震源・伝播経路・サイト特性のバラツキについても正確に把握する必要がある。

近年の精緻な地震観測データに基づいて、伝播経路、サイト特性<sup>例えば、16)17)</sup>は明らかにされつつある。既往地震の震源特性<sup>例えば、18)</sup>については、地震観測データによってその特性が詳細に求められているものも見られる。しかし、近年の観測で捉えられていない地震の震源特性については、その地表近くでの位置、大きさ、変位量が明らかにされている程度で、強震動予測を行うための詳細な震源パラメータの設定には多くの不明確な要素が残存している。こうした状況下で、強震動予測手法の標準化を目指し、「強震動予測レシピ」<sup>19)20)</sup>(以下、「レシピ」と略す)が提案されている。「レシピ」では、震源の面積と地震モーメントの関係や短周期レベルと地震モーメントの関係など、主要な部分に経験式が用いられており、その経験式は過去の観測データの回帰により求められていることが多い。

このため、「レシピ」にしたがって設定した震源パラメータは「平均的な値」となり、その値に対するバラツキを有していることになる。すなわち、設定した震源パラメータによって予測された地震動も「平均的な値」となり、その値に対するバラツキを有しているということになる。このように強震動予測では、設定する震源パラメータが一意的に決定できるものではないため、そのバラツキのために予測された地震動もバラツキを生じることとなる。しかしながら、震源パラメータや予測地震動のバラツキに関する研究<sup>21)22)23)</sup>は緒についたばかりで、十分な議論がなされているとは言い難い。

そこで、本論文 4 章では、2, 3 章において提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の精度向上に資する検討を行っている。レシピに従って強震動予測を行う際に、バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討、その震源パラメータのバラツキの検討、サンプリングの検討、強震動予測結果のバラツキに関する検討を行うものである。これらにより、強震動予測のバラツキ量とバラツキ分布の整理を行い、提案する確率論的地震ハザード解析の高度化に資する知見を得るものである。



## 参考文献

- 1) 日本建築学会：地盤震動－現象と理論－，2004.
- 2) 長尾毅・山田雅行・野津厚：フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析，土木学会論文集，No.801/I-73，pp.141-158，2005.
- 3) 中央防災会議，<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/>
- 4) 高知県津波防災アセスメント調査事業，[http://www.pref.kochi.jp/%7Eshoubou/kochi\\_index/2nd\\_map/index.html](http://www.pref.kochi.jp/%7Eshoubou/kochi_index/2nd_map/index.html)
- 5) 内閣府原子力安全委員会：発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針，2006.
- 6) McGuire, R.K.：FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis, United States Department of the Interior Geological Survey, *Open-File Report*, pp.76-67, 1976.
- 7) 日本原子力研究所：軽水炉モデルプラント地震 PSA 報告書，JAERI-Research, 99-035, 1999.
- 8) Abrahamson, N. A.：State of the Practice of Seismic Hazard Evaluation, *Proceedings of International conference on geotechnical and geological engineering (GeoEng 2000)*, Vol.1, pp.659-685, 2000.
- 9) 中島正人，平田和太：確率論的地震ハザード解析の現状と課題，電力中央研究所報告，U01057，pp.1-24，2002.
- 10) 地震調査研究推進本部，地震調査委員会：全国地震動予測地図 2010年版，2010.
- 11) (社)土木学会：動的解析と耐震設計 第1巻 地震動・動的物性，技法堂出版株式会社，1989.
- 12) Sokolov, V. Y.：Hazard-Consistent Ground Motions: Generation on the Basis of Uniform Hazard Fourier Spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.90, pp.1010-1027, 2000.
- 13) 亀田弘行，能島暢呂：リスク適合地震動のシミュレーション手法，京都大学防災研究所年報，第30号，B-2，pp.107-119，1987.
- 14) 亀田弘行，石川裕，奥村俊彦，中島正人：確率論的想定地震の概念と応用，土木学会論文集，第557号/I-41，pp.75-87，1997.
- 15) 池浦友則：地震動のばらつき評価，第33回地盤震動シンポジウム 地震動予測地図を考える－地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その4)－，pp57-66，2005.
- 16) 佐藤智美，巽誉樹：全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性，日本建築学会構造系論文集，第556号，pp.15-24，2002.
- 17) 岩田知孝，入倉孝次郎：観測された地震波から，震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震2，Vol.39，No.4，pp.579-593，1986.
- 18) Wald, D.J. and Somerville, P.G.：Variable-Slip Rupture Model of the Great 1923

- Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and Body-Waveform Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, pp. 159-177, 1995.
- 19) 入倉孝次郎, 三宅弘恵 : 予測のための震源のモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.62-77, 2002.
- 20) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), [http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul\\_chuokozosen/furoku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/furoku.pdf), 2005.
- 21) Motohashi, S., K. Ebisawa, M. Sakagami, K. Dan, Y. Ohtsuka, and T. Kagawa : Probabilistic Evaluation of Near-Field Ground Motions Due to Buried-Rupture Earthquake Caused by Undefined Faults, Abstract of SMiRT 18, KM01\_3, 2005.
- 22) Kagawa, T. : Study on probabilistic earthquake hazard analysis applying the fault rupture model , SAFETY, RELIABILITY AND RISK OF STRUCTURES, INFRASTRUCTURES AND ENGINEERING SYSTEMS, CRC Press, CD-ROM, Sep., 2009.
- 23) 香川敬生 : 広域応力場を反映した断層モデルによる確率論的地震ハザード評価の試み, 第13回日本地震工学シンポジウム, PS2-Fri-58, pp.4165-4170, 2010.

## 2. 確率論的地震ハザード解析の改良

### 2.1. 本章の内容

1995年兵庫県南部地震以来，(社)土木学会の提言<sup>1)2)</sup>等を契機として，構造物の耐震設計においてはレベル1地震動，レベル2地震動という2段階の地震動レベルを想定した設計体系<sup>3)</sup>が標準的となりつつある．このうちレベル2地震動は，現在から将来にわたって当該地点で考えられる最大級の強さを持つ地震動<sup>3)</sup>と定義され，経験的グリーン関数法，統計的グリーン関数法，ハイブリッド法など，震源特性・伝播経路特性・深層地盤によるサイト増幅特性を詳細に考慮できる地震学的方法を用いて想定する場合が多くなってきた．一般にレベル2地震動は特定のシナリオ地震に対応する地震動として確定論的に算定されるため，上述のような地震学的手法を活用しやすいという側面がある．

一方，レベル1地震動は，兵庫県南部地震の発生以前から土木構造物の耐震設計で考慮されてきた地震動に相当し<sup>3)</sup>，構造物の供用期間中に1～2度発生する確率を持つ地震動であると認識されている<sup>1)</sup>．これまでレベル1地震動は設計震度，応答スペクトル等の形で与えられる場合が多かったが，近年の動的解析の普及により，レベル1地震動を時刻歴波形として与えることも行われるようになってきている．例えば，「港湾の施設の技術上の基準・同解説(2007)」<sup>4)</sup>では，工学的基盤においてレベル1地震動を時刻歴波形として定義し，時刻歴応答解析によって地盤の応答を加味した設計が採用されている．レベル1地震動は，上述のとおり構造物の供用期間中に1～2度発生する確率を持つ地震動とされているため，レベル1地震動を時刻歴波形として与えるためには，地震の発生確率を考慮でき，かつ，時刻歴波形の算定が可能な合理的な手法の開発が必要となるものと考えられる．

通常，確率論的地震ハザード解析に基づいて算出される時刻歴波形は，地震ハザード解析によって得られる最大加速度または加速度応答スペクトルのハザード曲線に対応するものとして得られる．すなわち，確率論的入力地震動を時刻歴波形の形式で求めるためには，一旦，最大加速度や加速度応答スペクトルといった地震動の代表値を経なければならぬ．これらは通常，距離減衰式，すなわち，マグニチュードと震源からの距離を変数とした経験式によって算定されるため，震源特性・伝播経路特性・深層地盤によるサイト増幅特性といった諸特性の寄与が，必ずしも詳細に考慮されるとは限らない．

さて，地震動のフーリエ振幅スペクトルと群遅延時間に着目すると，震源特性・伝播経路特性・深層地盤によるサイト増幅特性といった諸特性の寄与には線形演算性が成り立つ<sup>5)</sup>．確率論的地震ハザード解析において，最大加速度や応答スペクトルな

どの地震動の代表値を経るのではなく、フーリエ振幅スペクトルや群遅延時間を対象とすることにより、考慮すべき震源特性・伝播経路特性・深層地盤によるサイト増幅特性の取り扱いが容易なものとなり、それぞれの特性の寄与を詳細に考慮することができるものと考えられる。

本章は、このことを念頭におき、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みを新たに提案するものである。また、本章は「フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析(土木学会論文集)」<sup>6)</sup>に新たな検討を追加した結果を取りまとめ、考察を加えたものである。

## 2.2. 従来の確率論的地震ハザード解析手法と問題点

まず、従来の確率論的地震ハザード解析手法とその問題点について整理しておくこととする。従来の確率論的地震ハザード解析の検討フローを図 2.1 に示す。

本節では、過去の地震や活断層のデータ等から地動最大加速度や加速度応答スペクトルの地震ハザード曲線を作成する従来の手法<sup>7)8)</sup>について、図 2.1 にしたがって整理を行う。

### 2.2.1. 震源のモデル化

地震発生モデルは、時間によらず一定で、偶発的に起こる事象を表す定常ポアソン過程が多く用いられている。最近では、調査の進んだ地震について、更新過程あるいは時間予測モデルといった非定常な地震活動を表すモデルを用いる場合もある。

想定する震源で将来発生するであろう地震規模、すなわち、マグニチュードは、地震カタログデータを用いる場合、マグニチュード  $M$  がそのマグニチュードに対する地震数  $n(M)$  の対数と比例関係にあるとする Gutenberg-Richter 式<sup>例えば、9)</sup>に従う  $b$  値モデルによって求められる。

$$\text{Log}10(n(M)) = a - b \cdot M$$

また、地震発生モデルがポアソン過程であれば、地震カタログデータにおける地震の発生回数とその観測期間から地震域内の発生頻度を求めることができる。

活断層データを用いる場合、活断層から発生する地震の規模は断層固有とする最大マグニチュードモデルまたは最大モーメントモデルで表すことが多い。この場合は、一般に地震の規模や発生頻度は活断層の長さや平均変位速度など地形・地質学的情報から算定される。

次に，サイト周辺で過去に発生した地震の記録である地震カタログデータ，地形・地質学的調査によって得られている活断層データ等を利用して，想定する震源の位置のモデル化が行われる．震源位置をモデル化することにより，個々の震源からの震源距離を求めることが可能となる．

地震カタログデータを用いる場合は，地震活動の似た領域(以下，地震域という)に対して，等分割したグリッド上に震源を設定するか，あるいは地震域内にランダムに震源を設定する．図 2.1 ではランダムと仮定している．一方，活断層データを用いる場合は，活断層を幾つかに等分割し，分割点を震源と定めるか，あるいは活断層までの距離を一定とみなして定める．いずれの場合も活断層の場合は震源位置および震源距離は断層固有のものとなる．

### 2.2.2. 地震動強度の算定方法

最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度は，距離減衰式を用いて行われることが多い(例えば<sup>10)</sup>．この距離減衰式では地震動強度の平均値または中央値とバラツキがマグニチュードと距離の関数として与えられる．

最近では，断層の広がりや考慮すべく，統計的グリーン関数法を用いて地震動強度を検討する場合もある．しかしながら，統計的グリーン関数法を用いたとしても，それ以後の検討のために算定される地震動強度は，最大加速度や応答スペクトルであることが多い．

### 2.2.3. ハザード曲線の算定

各地震域および各活断層に対して計算された最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度毎の年発生頻度を全ての地震域および活断層について加算し，対象地点においてある値以上の地震動強度を経験する 1 年あたりの頻度(以下，地震動強度の年発生頻度)を算定する．さらに，地震発生モデルにしたがって，この地震動強度の年発生頻度から年超過確率，地震動強度の年超過確率すなわちハザード曲線を算定する．

ハザード曲線算定において用いられる仮定の選択，モデルの選択およびパラメータの選択などに起因する不確実さを，ハザード曲線に取り込むために，ロジックツリー<sup>11)12)</sup>が用いられる．ロジックツリーとして採用した仮定，モデル，パラメータ等の組合せごとにハザード曲線が得られ，これらを統計処理することによって，目的とする信頼度のハザード曲線を得ることができる．

#### 2.2.4. 時刻歴波形の算定方法

地震ハザード解析に基づき時刻歴波形を導出する方法として、一様ハザード応答スペクトルによる方法<sup>13)14)</sup>、リスク適合地震動またはハザード適合地震動<sup>15)</sup>、確率的想定地震を用いる方法<sup>16)</sup>が提案されている。以下に、それぞれの手法の概要を示す。

##### (1) 一様ハザード応答スペクトルによる方法

個々の周期においてハザードレベルが等しい加速度応答スペクトル、すなわち、一様ハザード応答スペクトルを求め、これと等しい応答スペクトルをもつ時刻歴波形を算出する方法で、**図 2.2**に示すようにランダム位相を仮定し、経験的な包絡形状を用いる場合が多い。一様ハザード応答スペクトルは、固有周期の異なる複数の構造物を平等に照査できるという利点を有する。

このほかの類似の手法として、例えば Sokolov<sup>14)</sup>は、応答スペクトルの代わりにフーリエスペクトルを用いた検討を行っている。この中では、岩盤と考えられる地点に対して、点震源、遠方場の理論フーリエスペクトル、一方、岩盤とみなし得ない地点に対してはフーリエスペクトルの距離減衰式を用いた一様ハザードフーリエスペクトルが算出されている。しかしながら、時刻歴波形の算出は上記の一様ハザード応答スペクトルと同様の手法によっている。

##### (2) リスク適合地震動またはハザード適合地震動

最大加速度や加速度応答スペクトルなどの地震動強度の超過確率があるハザードレベルを上回るようなマグニチュードと距離の組み合わせの条件において、卓越周期や継続時間などの地震動パラメータとマグニチュード、距離との関係式を用いて、各地震動パラメータの期待値を算定する。複数の地震域を考慮する場合には、個々の地震域における各地震動パラメータの期待値をその地震域の年発生率に応じた重み付けを行って足し合わせ、全体のリスクまたはハザードに適合した地震動パラメータを求めるものである。この手法の概念図を**図 2.3**に示す。

あるハザードレベルを設定することによって、それに適合する種々の地震動パラメータを算出することができ、これらの地震動パラメータに基づく時刻歴波形を予測することにより、あるハザードレベルの時刻歴波形を求めることができる。

### (3) 確率論的想定地震を用いる方法

リスク適合地震動またはハザード適合地震動を拡張した考え方で、個々の地震域に対する種々の地震動パラメータの算出方法は同様である。ただし、**図 2.4**に示すように、震源域の貢献度によって重要地震域、すなわち、「確率論的想定地震」を抽出し、その確率論的想定地震に対応する活断層を選定し、地震動パラメータを詳細に設定して、統計的グリーン関数法などの強震動予測手法を用いて時刻歴波形を算出する手法となっている。

#### 2.2.5. 時刻歴波形の算定時の問題点

- ①従来の地震ハザード解析において、最大加速度または加速度応答スペクトルが用いられており、この値を算定する際には距離減衰式が用いられていることが多い。距離減衰式はマグニチュードと距離の関数で表現されるため、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子が十分に考慮できないものと考えられる。統計的グリーン関数法などを用いて、断層の広がりや考慮できる手法を用いる場合でも、一旦、最大加速度または加速度応答スペクトルのハザード曲線の算定を経ているため、上述の物理的な影響因子が結果に寄与する度合いは制限を受けるものと考えられる。
- ②従来の地震ハザード解析において、ハザード曲線に適合する時刻歴波形を算定するまでの間に、上述のとおり、必ず、地震動強度である最大加速度または加速度応答スペクトルを経しており、位相特性はランダムに与えられている。このため、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子は、従来の地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形には十分に反映できない可能性が高いと考えられる。
- ③確率論的想定地震を用いる場合、選択された想定地震に対して震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性を考慮して地震動を算定するため、これらの地震動の物理的な影響因子を考慮できるように見える。しかしながら、確率論的想定地震やその諸元は距離減衰式に基づいて設定されたものであり、地震ハザード解析において一貫して震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性を考慮したものとは言いづらい。また、確率論的に規定されるのは対象地震、マグニチュード、距離、震源方位のみで、強震動予測時のパラメータを一意に決めることは難しい。さらに、この手法によって得られた時刻歴波形について、複数の周波数帯域において同時に、与えられた確率レベルを満足させることは難しいと考えられる。

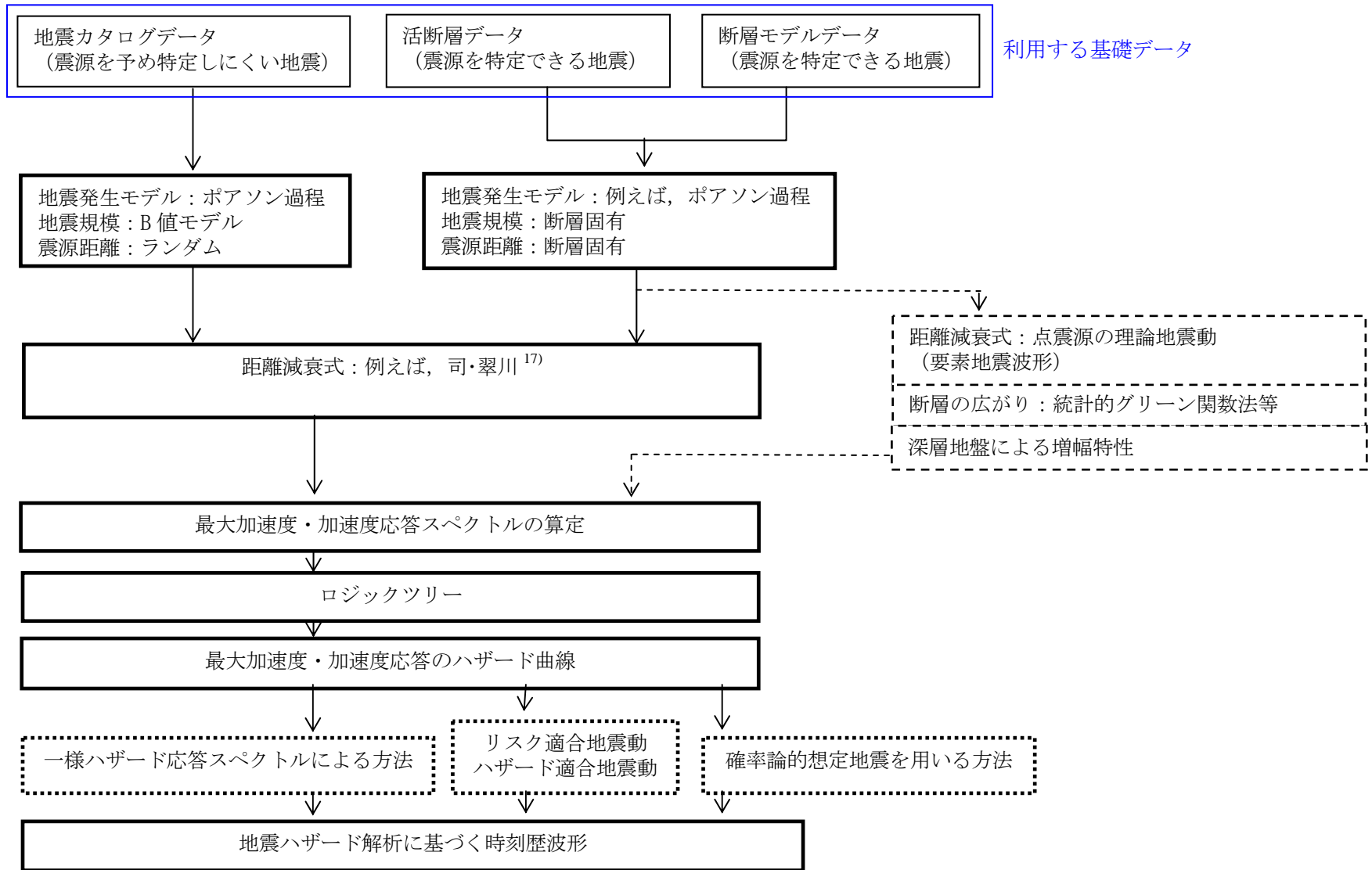
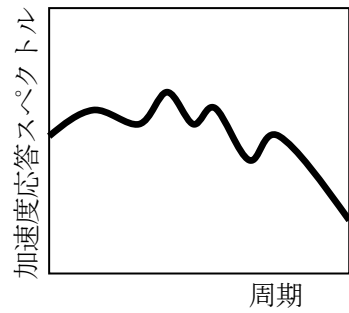


図 2.1 従来の確率論的地震ハザード解析フロー



距離減衰式



適合

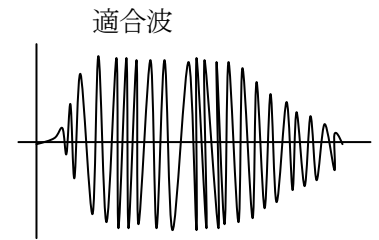
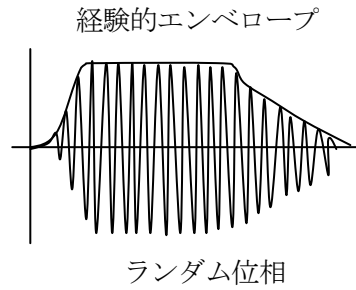
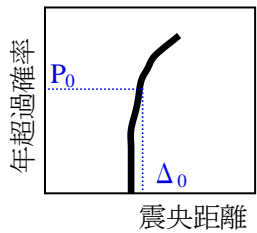
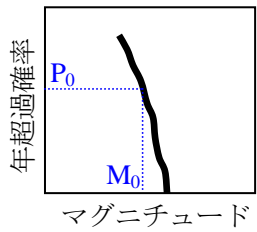


図 2.2 一様ハザード応答スペクトルによる時刻歴波形算定方法

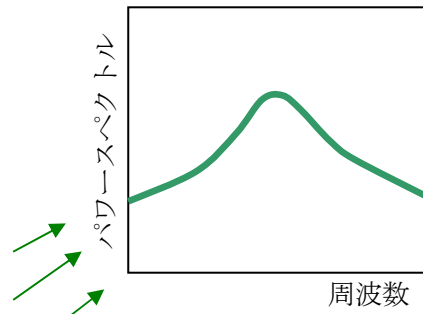
距離減衰式



$M_0$ と $\Delta_0$   
の関数

地震動パラメータ

- 卓越周波数 $f_p$
- スペクトル形状のパラメータ $\beta_g$
- 時刻 $t$ の自己平均パワー $\alpha_f(t)$
- $\alpha_f(t)$ が最大となる時刻 $t_m$



エンベロープ

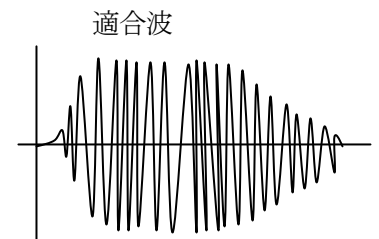
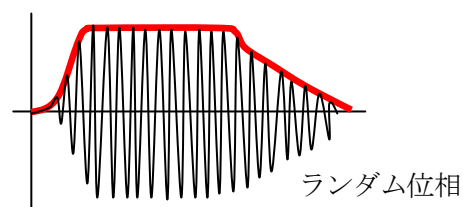
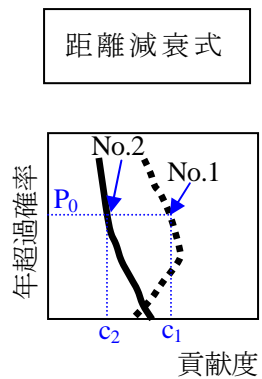


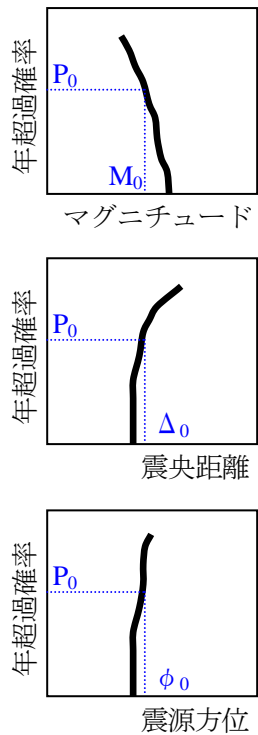
図 2.3 リスク適合地震動またはハザード適合地震動

重要地震活動域の選定  
(=確率論的想定地震)



地震  
No.1

地震活動域ごとの  
確率論的想定地震の諸元の設定



活断層のモデル化

統計的グリーン関数法  
などの強震動予測手法

予測波

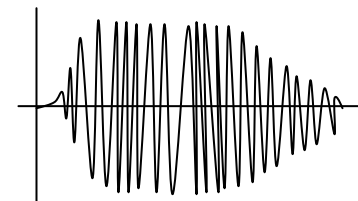


図 2.4 確率論的想定地震による時刻歴波形算定方法

## 2.3. 統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法

### 2.3.1. 統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法の流れ

前節で整理した問題点を克服することを念頭におき，ここでは，統計的グリーン関数法<sup>例えば，18)19)</sup>に基づく確率論的地震ハザード解析の枠組みを新たに提案するものである．すなわち，確率論的地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形について，震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに，複数の周波数帯域において同時に，与えられた確率レベルを満足させることを目的としている．

提案法では，距離減衰式を用いて地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをせず，統計的グリーン関数法を用いることにより，時刻歴波形を直接算定する．また，深層地盤によるサイト増幅特性は，スペクトルインバージョン法によって求めた対象地点におけるサイト増幅特性を適用した．さらに，この時刻歴波形からフーリエ振幅スペクトルを求め，フーリエ振幅スペクトルに対して地震ハザード解析を適用し，一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを求めるものとしている．一方，算定された時刻歴波形の中から震源特性，伝播経路特性として適切な位相特性を選定し<sup>20)</sup>，群遅延時間<sup>例えば，21)</sup>を用いて選定したサイトの位相特性を考慮することにより，一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを満足するような時刻歴波形を直接算定できる手法としている．なお，統計的グリーン関数法および統計的グリーン関数法に用いる特性化震源モデルは，2.3.2節において概要を述べる強震動予測レシピ<sup>22)</sup>に基づくものとした．

図 2.5 に提案法のフローを示す．図 2.5 における赤枠は従来の方法に対して，提案法において改良を行った部分を示している．

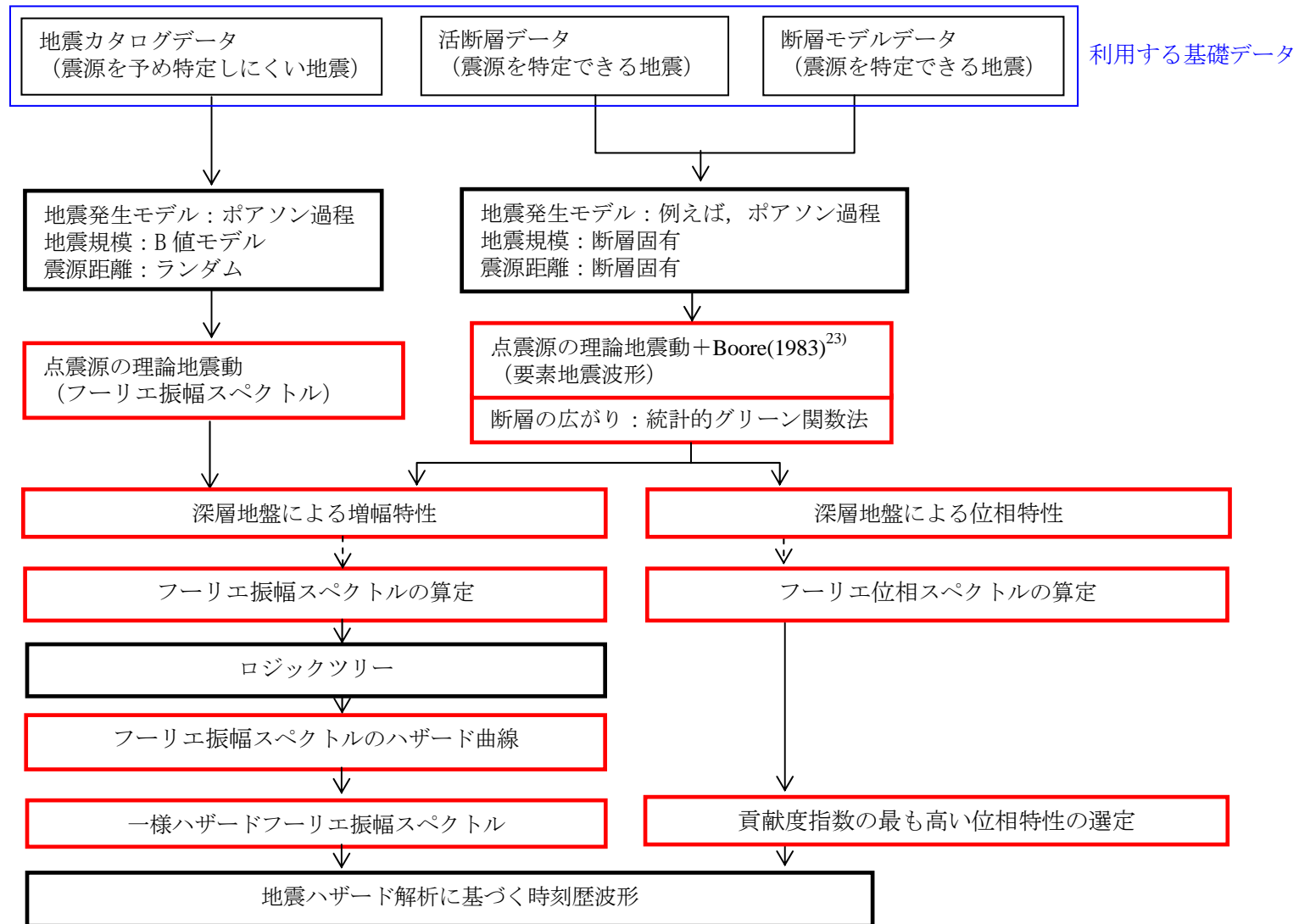


図 2.5 統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析フロー

## 2.3.2. 強震動予測レシピの概要

強震動予測レシピ<sup>22)</sup>は、強震動予測に関する種々の検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について取りまとめたものである。①特性化震源モデルの設定、②地下構造モデルの作成、③強震動計算の3つの過程について、以下に概要を述べる。

なお、特性化震源モデルの設定に関する詳細は、3.4.1節において後述する。

### (1) 特性化震源モデルの設定

特性化震源モデルの設定では、断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つの震源特性パラメータが必要である。特性化震源モデルにおける震源特性パラメータの設定方法は、地震のタイプ(活断層で発生する地震と海溝型地震)ごとに示されている。

#### 1) 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

##### ① 巨視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・位置と形状(位置、走向)
- ・大きさ(長さ・幅)・深さ・傾斜
- ・地震規模(地震モーメント、平均すべり量、平均応力降下量)

がある。基本的に、地震調査委員会長期評価部会の評価結果(以下、「長期評価」と呼ぶ)<sup>例えば、<sup>24)</sup></sup>等の活断層に関する既往調査、評価資料を参考に設定する。

##### ② 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・アスペリティの位置・個数
- ・アスペリティの面積
- ・アスペリティ、背景領域の地震モーメント(平均すべり量)
- ・アスペリティ、背景領域の応力降下量
- ・高周波遮断振動数  $f_{max}$ <sup>25)</sup>

- ・すべり速度時間関数
- ・すべり角

がある。ここに、アスペリティとは、震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域、すなわち、すべり量や応力降下量が大きい領域を指す。また、震源スペクトルが $\omega^{-2}$ 則に従うと仮定した場合、コーナー周波数以上の高周波数帯域で平坦となる加速度フーリエスペクトルが、高周波遮断振動数 $f_{max}$ より高周波数帯域では低減傾向を示す。微視的震源特性に関するパラメータはレシピに示された経験的關係にしたがって設定する場合が多い。

### ③ その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 平均破壊伝播速度
- ・ 破壊開始点
- ・ 破壊形態

を設定する。

## 2) 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いために、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、その情報を活用することが基本となる。

### (2) 地下構造モデルの作成

詳細な強震動検討における地下構造モデルの主なパラメータとしては、密度、P・S波速度、層厚(形状)、減衰特性があり、対象を、

- ・ 地震波の伝播経路となる上部マントルから地震基盤までの「大構造」
- ・ 地震波の長周期成分の増幅に影響を与える地震基盤から工学的基盤までの地盤構造(以下、「深い地盤構造」と呼ぶ)
- ・ 地震波の短周期成分の増幅に影響を与える工学的基盤から地表までの地盤構造(以下、「浅い地盤構造」と呼ぶ)

の3つに分けて設定を行う。

#### 1) 「大構造」

「大構造」は、震源インバージョン解析で用いた構造や大規模屈折法弾性波探査の結果や震源決定に使われている地下構造モデルを参照して設定を行う。

## 2) 「深い地盤構造」

「深い地盤構造」のデータに関しては、深層ボーリング、屈折法・反射法弾性波探査、微動探査、重力探査などのデータに基づき、地域の「深い地盤構造」の三次元地下構造モデルを作成する。しかしながら、これらのデータは地域によってデータの多寡があり、データ量に応じた精度での設定となる。

また、地震観測記録を用いたスペクトルインバージョン法<sup>26)</sup>や経験的サイト増幅特性評価法<sup>27)</sup>を用いたサイト増幅特性の検討を用いる場合もある。

## 3) 「浅い地盤構造」

「浅い地盤構造」の地下構造モデルは、表層地質データや地盤調査に利用されているボーリングデータを収集して一次元地下構造モデルを作成するのが基本である。面的に「浅い地盤構造」を検討するにあたっては、国土数値情報などを基に経験的な方法を用いた近似的なモデル化<sup>28)29)</sup>が考案されている。

### (3) 強震動計算

工学的基盤上面までの強震動計算方法は、経験的手法、半経験的手法、理論的手法、ハイブリッド合成法の4つに大きく分類され、データの多寡・目的に応じて手法が選択されている<sup>30)</sup>。

#### 1) 経験的手法

過去のデータを基に、最大加速度、最大速度、加速度応答スペクトル等の値をマグニチュードと距離の関数で算定する最も簡便な方法である。これが距離減衰式を用いた強震動予測に相当し、一般に、破壊過程の影響やアスペリティの影響は考慮できない。

#### 2) 半経験的手法

小地震の波形から大地震の波形を合成する方法で、経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法がある。経験的グリーン関数法は、想定する断層の震源域で発生した中小地震の波形を要素波すなわちグリーン関数として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。精度のよい時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できるが、予め対象地点における観測波形が入手されている必要がある。統計的グリーン関数法は、多数の観測記録の平均的特性をもつ波形を要素波すなわちグリーン関数として、想定する断層の破壊過程に応じて足し合わせる方法である。対象地点における観測波形は必要としないが、対象地

点固有の震動特性を反映するためには、精度の高いサイト増幅特性を検討するなどの工夫が必要となる。

### 3) 理論的手法

数値理論計算により地震波形を計算する方法である。正確な時刻歴波形を予測でき、破壊過程の影響やアスペリティの影響を考慮できるが、破壊過程および地下構造の推定の困難さのため、震源断層の不均質特性の影響を受けにくい長周期領域についての検討が主流と考えられる。

### 4) ハイブリッド合成法

震源断層における現象のうち長周期領域を理論的手法、破壊のランダム現象が卓越する短周期領域を半経験的手法でそれぞれ計算し、両者を合成する方法である。破壊の影響やアスペリティの影響を考慮でき、現時点において広帯域の時刻歴波形の予測が可能な最も合理的な手法と考えられる。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会では、「詳細法」と呼ばれている。

## 2.3.3. 提案法における震源特性および伝播経路特性

### (1) 統計的グリーン関数法の概要

まず、経験的グリーン関数法<sup>31)</sup>は、発震機構や波動伝播経路が想定する大地震と共通する中小地震の観測波形をグリーン関数と考え、それを対象とする断層の破壊過程にしたがって重ね合わせるにより大地震の地震動を予測するものである。それに対し、統計的グリーン関数法<sup>18)19)</sup>は、発震機構や波動伝播経路が想定する大地震と共通する中小地震の観測波形が得られていない場合や面的な地震動の予測が必要な場合に用いられる手法である。すなわち、統計的グリーン関数法は、重ね合わせ手法が経験的グリーン関数法と同じで、グリーン関数を過去の地震記録の統計解析結果に基づいて設定する手法である。また、近年では周期1秒程度以上の長周期側に関して波動方程式を解析的に計算してグリーン関数を求める方法を適用し、短周期側の統計的グリーン関数と周波数領域で足し合わせることで精度向上を図るハイブリッド法も実施されることがある。

統計的グリーン関数法では地震基盤における地震動は、次式のように入倉ほか<sup>32)</sup>にしたがって算定する。



$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r / r_{ij}) \cdot f(t) * u(t - t_{ij}) \quad (2.1)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ l / n' / (1 - e^{-l}) \right\} \times \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[ e^{-(k-1)/(N-1)/n'} \cdot \delta \{ t - (k-1)\tau / (N-1) / n' \} \right] \quad (2.2)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (2.3)$$

式(2.1)において  $U(t)$ は大地震の地震動、 $u(t)$ は小地震の地震動、 $f(t)$ は大地震と小地震の滑り速度時間関数の違いを補正するための関数で式(2.2)で定義されるもの、 $r$ は小地震の震源から対象地点までの距離、 $r_{ij}$ は  $ij$  要素から対象地点までの距離、 $N$ は想定地震と小地震の断層長さの比である。式(2.2)において  $\tau$ はライズタイム、 $n'$ は波形の重ね合わせの際に現れる見かけの周期性を除去するための整数、式(2.3)において  $r_{ij}$ は想定地震の破壊開始点から対象地点までの距離、 $\xi_{ij}$ は破壊開始点から  $ij$ 要素までの距離、 $V_s$ は地震基盤のS波速度、 $V_r$ は破壊伝播速度である。図 2.6 に統計的グリーン関数法の概念図を示す。

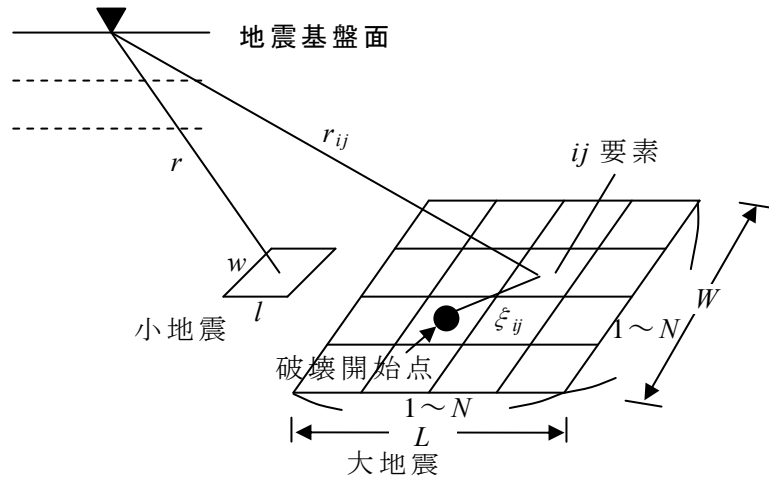


図 2.6 統計的グリーン関数法の概念図

重ね合わせに用いる小地震,すなわちグリーン関数を統計的に設定する手法は Boore(1983)<sup>23)</sup>により提案されている。Boore(1983)の方法は、ある帯域でランダムな正規白色ノイズにウィンドウをかけ、その加速度振幅スペクトルがスケーリング則から規定される  $\omega^{-2}$  モデルのスペクトル特性に一致するようにし、さらに時間領域に逆変換したあと、継続時間などを規定し、波形のエンベロープを形成するというものである。

この方法により得られた  $\omega^{-2}$  則に従う加速度スペクトルは式(2.4)となる．なお，式(2.4)における  $f_{max}$  の項は野津・菅野(2008)<sup>33)</sup>を参考に見直している．式(2.4)の  $M_0$  は地震モーメント， $\rho$ ， $\beta$  は断層破壊が生じる媒質の密度および S 波速度， $f_c$  がコーナー周波数， $f_{max}$  が高周波遮断周波数， $R$  が震源からの距離， $Q$  が減衰を示している．また， $R_{\theta\phi}$  は観測点に向かう波線方向の放射特性を示しており，小断層と観測点の幾何学的関係によって SH 波と SV 波のそれぞれに与えられる． $FS$  は自由表面の係数で 2， $PRTITN$  は波動の方向（例えば NS 成分と EW 成分）によるエネルギーの分配係数で，一般には  $1/\sqrt{2}$  である．

$$F_A(f) = \frac{e^{-\frac{\pi f R}{Q \beta}}}{R} \times R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \cdot \frac{\pi M_0 f^2}{\rho \beta^3} \frac{1}{1+(f/f_c)^2} \frac{1}{1+(f/f_{max})^2} \quad (2.4)$$

ここで， $f_c$  は式(2.5)<sup>34)35)</sup>， $f_{max}$  は式(2.6)<sup>36)37)</sup>により与えられる．なお， $\Delta\sigma$  は応力降下量である．

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \cdot V_s \left( \frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (2.5)$$

$$f_{max} = 6.0 \text{ または } 13.5 \text{ Hz} \quad (2.6)$$

一方，波形のエンベロープを形成するウィンドウ関数  $W(t)$  は式(2.7)に示される．ここで， $\eta$ ， $\varepsilon$  はそれぞれ 0.05，0.2 とし， $H(t)$  は unit-step 関数， $\Gamma$  はガンマ関数を示す．

$$W(t) = at^b e^{-ct} H(t) \quad (2.7)$$

$$a = \left[ \frac{(2c)^{2b+1}}{\Gamma(2b+1)} \right]^{\frac{1}{2}}$$

$$b = \frac{-\varepsilon \ln \eta}{[1 + \varepsilon(\ln \varepsilon - 1)]}$$

$$c = \frac{b}{\varepsilon} T_D$$

地震の継続時間  $T_D$  は式(2.8)に示す経験式<sup>38)</sup>により設定されることが多い．

$$\log T_D = 0.31M - 0.77 \quad (2.8)$$

また、伝播経路特性である内部減衰は式(2.9)のような経験式で示されることが多く、 $Q_0$ 、 $a$ は各地域によって種々の値が提案されている。

$$Q(f) = Q_0 \times f^a \quad (2.9)$$

このように得られたグリーン関数はS波速度 3000m/s 相当の地震基盤に対するものであり、地震基盤の上にやわらかい風化層や堆積層が存在する場合には、その増幅特性を考慮しなければならない。

## (2) 活断層、断層モデルに対する基盤地震動の推定方法

活断層、断層モデルに対する基盤地震動を推定する方法について、**図 2.7**に概念図を示す。

震源特性、伝播経路特性を考慮し、時刻歴波形を直接算定するために、基本的には統計的グリーン関数法を用いて対象地点での基盤地震動を推定するものである。

- ①要素地震の地震基盤におけるフーリエ振幅スペクトルは、点震源の理論地震動である $\omega^{-2}$ 則に従って算定する。
- ②要素地震の地震基盤における位相特性は Boore<sup>23)</sup>に基づいて設定する。
- ③活断層および断層モデルの特性化震源モデルは強震動予測レシピ<sup>22)</sup>にしたがって設定する。
- ④伝播経路特性は既往の研究において提案されている対象地域の $Q$ 値<sup>33)</sup>を用いる。
- ⑤①～④の条件下で時刻歴波形を算定し、フーリエ変換により、フーリエ振幅スペクトルとフーリエ位相スペクトルを求める。
- ⑥アスペリティ位置、破壊開始点を含む特性化震源モデルの各震源パラメータについては、バラツキ<sup>例えば、40)</sup>を考慮する。また、ランダムサンプリングによって表現することが困難な指標については、ロジックツリーによって不確定性を検討する。

## (3) 地震カタログデータに対する基盤地震動の推定方法

地震カタログデータに対する基盤地震動を推定する方法について、**図 2.8**に概念図を示す。

地震カタログデータに対する基盤地震動は、特定の活断層に結びつけることができないという意味で、断層の広がりや断層の断層を考慮せず、点震源の取り扱いとする。このため、活断層、断層モデルに対する基盤地震動の推定方法と同様の考え方に立つが、時刻歴波形の算定はせず、点震源の理論地震動である $\omega^{-2}$ 則より求めることができ

るフーリエ振幅スペクトルの算定にとどめることとする。

- ①各震源のマグニチュードから，マグニチュードと地震モーメントの関係式を用いて地震モーメント  $M_0$  を算定する。
- ②各震源の地震基盤におけるフーリエ振幅スペクトルは，点震源の理論地震動である  $\omega^{-2}$  則に従って算定する。
- ③伝播経路特性は既往の研究において提案されている対象地域の  $Q$  値<sup>33)</sup>を用いる。
- ④①～③の条件下で，フーリエ振幅スペクトルを求める。
- ⑤震源域内において，各震源の位置およびマグニチュードがバラツキを持っていることによって，予測地震動のバラツキを考慮する。また，基本的にロジックツリーは考慮しない。

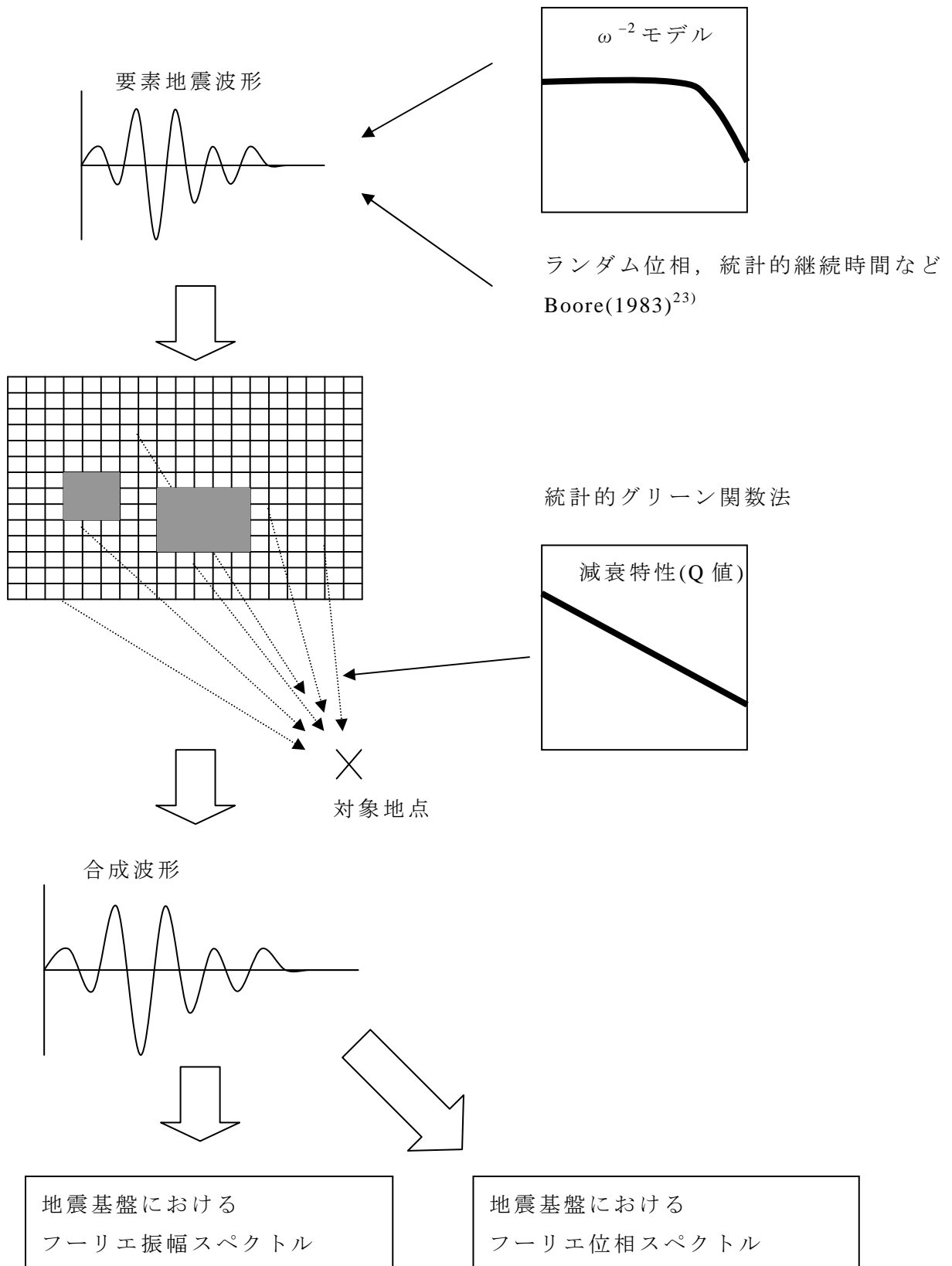


図 2.7 活断層, 断層モデルによる対象地点の地震動の推定方法

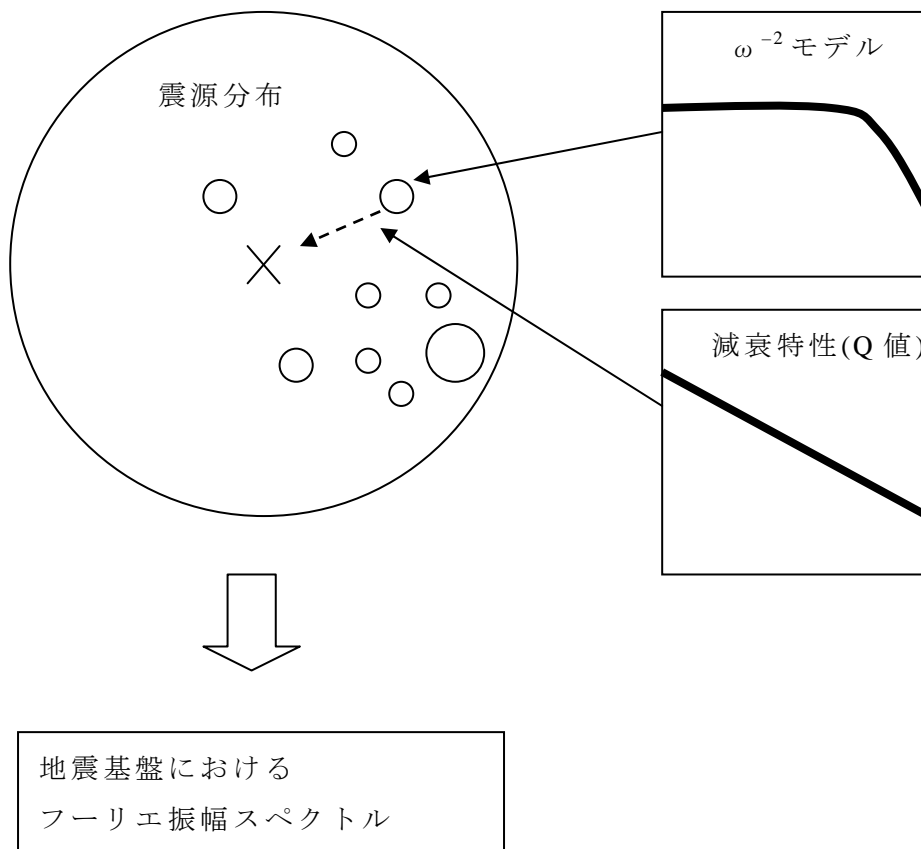


図 2.8 地震カタログデータによる対象地点の地震動の推定方法

### 2.3.4. 提案法における深層地盤によるサイト増幅特性

#### (1) スペクトルインバージョン法

深層地盤が地震動に及ぼす影響を検討する方法には、一般にサイト周辺の地下構造探査<sup>例えば, 42)-44)</sup>の結果を用いる方法<sup>例えば, 45)</sup>と、サイトで得られた地震観測記録から地下構造の影響を抽出する方法の二つが考えられる。このうち地下構造探査が精力的に行われている地域は堆積平野の一部の限定的な地域である。これに対して地震観測記録を用いる方法については、強震観測網(K-NET)<sup>46)</sup>、基盤強震観測網(KiK-net)<sup>47)</sup>、港湾地域強震観測<sup>48)49)</sup>などで地震観測記録の蓄積が進んでおり、対象地点の近傍で記録が得られている場合には、その記録から抽出される地下構造の影響を利用することが、地震動の算定精度を高めるための有力な手段である。

そこで、深層地盤が地震動の振幅に及ぼす影響を地震記録から求める方法としては、スペクトルインバージョン<sup>26)</sup>を用いることとした。いま、 $i$ 番目の地震による $j$ 番目の地点における観測スペクトル $O_{ij}(f)$ は、 $i$ 番目の地震の震源スペクトル $S_i(f)$ 、 $j$ 番目の地点でのサイト増幅特性を示すスペクトル $G_j(f)$ を用いて式(2.10)のように表すことができる。すなわち、両辺に $R_{ij}$ を掛けて、対数をとると式(2.11)となる。ここに、 $f$ : 周波数、 $R_{ij}$ :  $i$ 番目の地震から $j$ 番目の観測点までの震源距離、 $Q_s(f)$ : Q値、 $V_s$ : 平均的なS波速度である。なお、対象地域全体において、Q値は一定と考えた。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) \cdot \frac{\exp(-\pi \cdot f \cdot R_{ij} / Q_s(f) \cdot V_s)}{R_{ij}} \cdot G_j(f) \quad (2.10)$$

$$\ln(O_{ij}(f) \cdot R_{ij}) = \ln(S_i(f)) + \ln(G_j(f)) + \frac{-\pi \cdot f \cdot R_{ij}}{Q_s(f) \cdot V_s} \quad (2.11)$$

ある期間内、ある空間内に $m$ 個の地震が発生し、その地震が同一空間内の $n$ 個の観測点で観測されたとすると、地震観測記録は $m \times n$ 個、上式の右辺の未知数は、 $S_i(f)$ が $m$ 個、 $Q_s(f)$ は1個、 $G_j(f)$ は $n$ 個で合計 $m+n+1$ 個となり、式(2.12)の最小自乗方程式を得る。地震観測記録、すなわち観測方程式の数( $m \times n$ )が、 $m+n+1$ より大きければ、上式を最小二乗法を用いて解くと、震源スペクトル $S_i(f)$ 、伝播経路特性 $Q_s(f)$ と地震観測点の増幅特性 $G_j(f)$ が地震観測記録 $O_{ij}(f)$ から分離できることになる。

地震観測点が地表の場合は、スペクトルインバージョンによって得られる地震観測点のサイト増幅特性 $G_j(f)$ は地震基盤～地表となる。地震基盤～工学的基盤のサイト増幅特性などを算定するには、工学的基盤～地表の増幅特性を一次元重複反射理

論などによって補正しなければならない。

## (2) 群遅延時間

地震観測記録の位相スペクトルを  $\phi(f) = \exp(i \cdot 2\pi f \cdot t)$  とすると、群遅延時間  $T_{gr}^O(f)$ <sup>例え</sup>ば、<sup>21)</sup>は式(2.13)に示すとおり位相スペクトル  $\phi(f)$  を周波数  $f$  で微分したもので表される。位相スペクトルは、各周波数の位相ずれの絶対値を表すが、群遅延時間は各周波数の位相の変化率を表すことになる。位相スペクトルは、周波数ごとにバラツキが大きく、かつ、地震動の物理的な特徴との対応が明確ではないが、群遅延時間は、周波数ごとのバラツキが抑えられ、式(2.13)に示すように地震動における周波数ごとの振幅が大きい時刻に対応するということがわかっている。したがって、ある周波数範囲における群遅延時間のバラツキの大きさは、その周波数範囲の時刻歴波形のエンベロープの長さに対応することになる。図 2.10 に群遅延時間の概念図を示す。

$$T_{gr}^O(f) = \frac{d\phi(f)}{df} = i \cdot 2\pi \cdot t \cdot \exp(i \cdot 2\pi f \cdot t) \quad (2.13)$$

澤田ら<sup>5)</sup>、古和田ら<sup>41)</sup>によると、この地震動の S 波に対する群遅延時間は、式(2.14)で表される。

$$T_{gr}^O(f) = T_{gr}^S(f) + T_{gr}^P(f) + T_{gr}^G(f) \quad (2.14)$$

ここに、右辺第 1 項は単一震源、多重震源などの震源の破壊形式に起因する時間遅れ、第 2 項は伝播経路に起因する時間遅れ、第 3 項は S 波到着を基準としたサイト固有の時間遅れを示す。

いま、点震源と見なせるほど規模の小さな地震に対しては、

$$T_{gr}^S(f) = 0 \quad (2.15)$$

である。また、震源距離の十分に小さな地震に対しては、伝播経路における地震動の継続時間の延びは十分に小さいと考えられるので、S 波を仮定し、媒質の平均 S 波速度を  $V_s$ (km/s)、震源距離を  $R$ (km) とすると、

$$T_{gr}^P(f) = \frac{R}{V_s} \quad (2.16)$$



で示される．このことから，あるサイトで，規模が小さく，震源距離も小さい地震が観測されていれば，その記録の位相遅れ時間は，定数項を除くことにより，サイト固有の遅れ時間にほぼ一致することがわかる．

### (3) 深層地盤によるサイト増幅・位相特性

提案する確率論的地震ハザード解析において，深層地盤によるサイト増幅特性は，対象地域におけるスペクトルインバージョン<sup>26)</sup>の結果を用いる．

一方，深層地盤によるサイトの位相特性については，対象地点における地震観測記録から，規模が小さく，震源距離も小さいものを選定し，さらにその中から群遅延時間がその平均値に最も近い地震観測記録を，0.1～10.0Hzの間の平均値との残差二乗和が最小となるように選定した．この地震観測記録の位相スペクトルを，深層地盤によるサイトの位相特性として用いる．これは，群遅延時間の平均値から求めた位相特性を利用すると，フーリエ逆変換によって時刻歴波形を算定する際に因果律を満たさないことが知られているためである<sup>20)</sup>．

$$\begin{bmatrix} \ln(O_{11}(f) \cdot R_{11}) \\ \ln(O_{21}(f) \cdot R_{21}) \\ \vdots \\ \ln(O_{ij}(f) \cdot R_{ij}) \\ \vdots \\ \ln(O_{m \ n-1}(f) \cdot R_{m \ n-1}) \\ \ln(O_{m \ n}(f) \cdot R_{m \ n}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \dots & 0 & 1 & \dots & 0 & -\pi \cdot f \cdot R_{11} / V_s \\ 0 & \dots & 0 & 1 & \dots & 0 & -\pi \cdot f \cdot R_{21} / V_s \\ \vdots & & & & & & \vdots \\ 0 & \dots & \dots & 1 & \dots & 0 & \vdots \\ 0 & \dots & 1 & 1 & \dots & 0 & -\pi \cdot f \cdot R_{m1} / V_s \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \dots & 1 & 0 & \dots & 1 & -\pi \cdot f \cdot R_{m \ n} / V_s \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \ln(S_1(f)) \\ \vdots \\ \ln(S_m(f)) \\ \ln(G_1(f)) \\ \vdots \\ \ln(G_n(f)) \\ 1/Q_s(f) \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

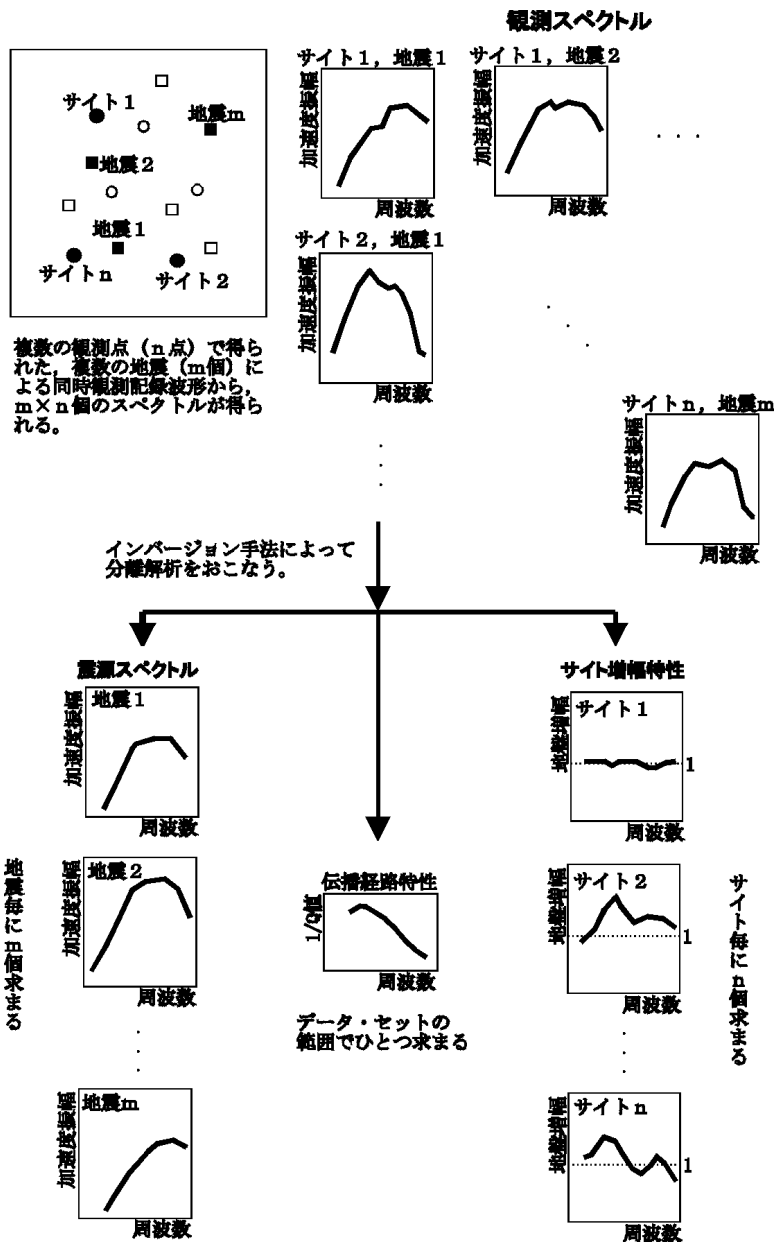


図 2.9 スペクトルインバージョンの概念図

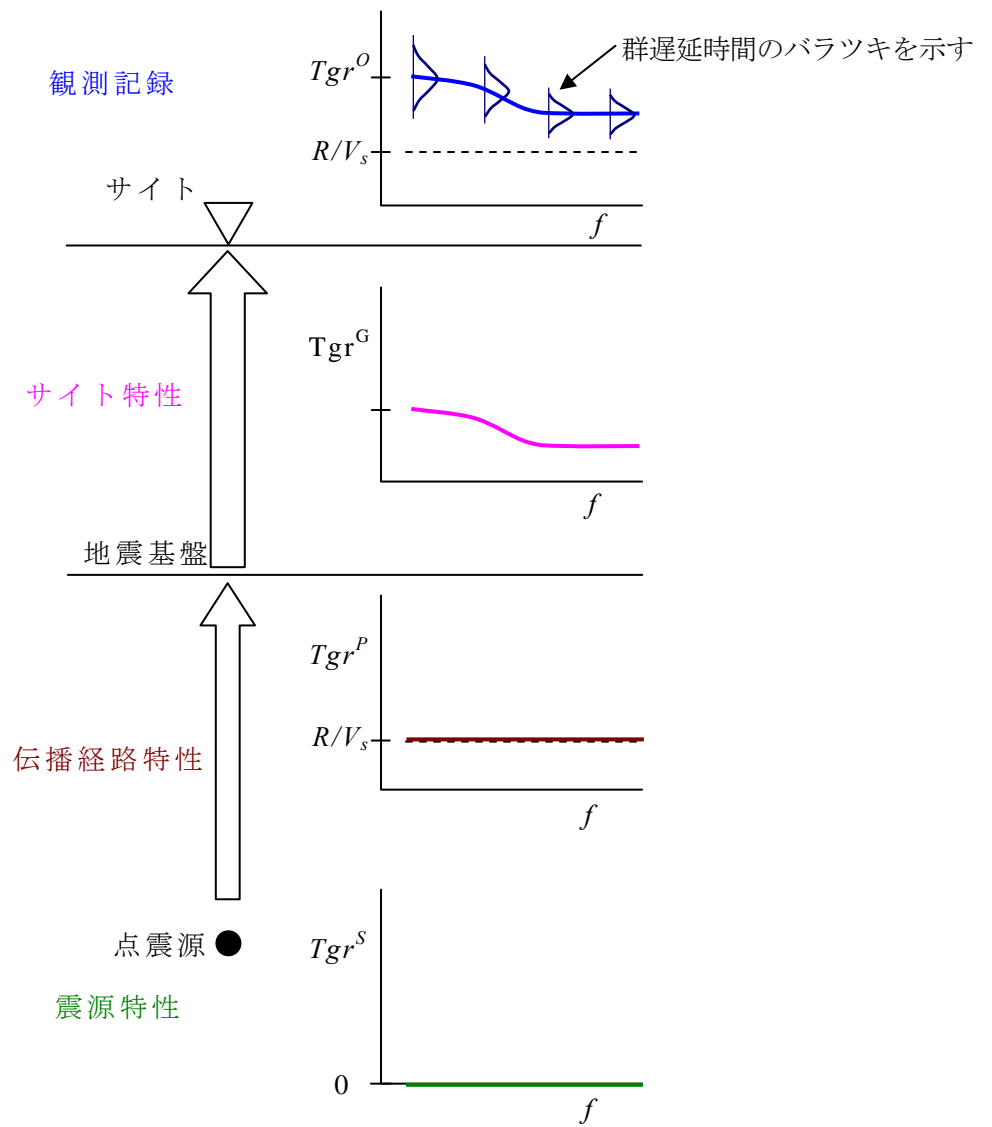


図 2.10 群遅延時間の概念図

### 2.3.5. 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルとそれに対応する時刻歴波形の作成

#### (1) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの算定

図 2.11 に一般に行われる PGA のハザード曲線算定の概念図を示す。PGA のハザード曲線算定においては、まず、各地震域および各活断層および断層モデルに対して、距離減衰式のバラツキを考慮して、その距離減衰式を用いて PGA の予測を行う。この PGA に対して、想定地震ごとに PGA の累積頻度分布を求め、その地震の発生確率を加味して、年発生頻度を求める。想定地震ごとの年発生頻度を、全ての想定地震について、それぞれの PGA に対して加算し、対象地点における PGA の年発生頻度を算定する。さらに、地震発生モデルにしたがって、PGA の年発生頻度から年超過確率、すなわちハザード曲線を算定する。

一方、提案する一様ハザードフーリエ振幅スペクトル算定の概念図を図 2.12 に示す。その概要を以下に述べる。

前節までの手法を用いて、各地震域および各活断層および断層モデルに対して、震源パラメータのバラツキを考慮して、多数のフーリエ振幅スペクトルを計算する。このフーリエ振幅スペクトルに対して、図 2.12(1)に示すように、ある周波数  $f_k$  について、想定地震ごとに振幅値の累積頻度分布を求め、その地震の発生確率を加味して、年発生頻度を求める。

ある周波数  $f_k$  に対して計算された想定地震ごとの年発生頻度を、全ての想定地震について、それぞれのフーリエ振幅スペクトル値に対して加算し、対象地点におけるある周波数  $f_k$  に対するフーリエ振幅スペクトルの年発生頻度  $w$  を算定する。さらに、地震発生モデルとしてポアソン過程を仮定し、次式にしたがって、フーリエ振幅スペクトルの年発生頻度  $w$  から年超過確率  $P$ 、すなわちハザード曲線を算定する。

$$P = 1 - \exp(-w) \quad (2.17)$$

図 2.12(2)に示すように、この一連のハザード曲線算定のプロセスをフーリエ振幅スペクトルのすべての周波数に対して行い、すべての周波数に対して求めたハザード曲線を連ねることによって、ハザード曲面とみなすことができる。

あるハザードレベル、すなわち、年超過確率  $P_0$  を想定すると、ハザード曲面における年超過確率  $P_0$  に対応するハザード振幅スペクトルの値を求めることができる。これが、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルとなる。

ハザード曲線算定において用いられる仮定の選択、モデルの選択およびパラメータの選択などに起因する不確かさを、ハザード曲線に取り込むために、ロジックツ

リー<sup>11)12)</sup>が用いられる。ロジックツリーとして採用した仮定，モデル，パラメータ等の組合せごとにハザード曲線が得られ，これらを統計処理することによって，目的とする信頼度のハザード曲線を得ることができる。

## (2) 位相特性の選定

活断層，断層モデルに対しては，統計的グリーン関数法を用いて，震源特性，伝播経路特性を考慮し，時刻歴波形の算定を行った。したがって，活断層，断層モデルに対しては，フーリエ振幅スペクトルとともに，フーリエ位相スペクトルが得られている。しかしながら，フーリエ位相スペクトルは，位相の値とハザードレベルの関係が明確ではないため，一様なハザードレベルのフーリエ位相スペクトルを求めることは困難である。

そこで，震源からサイト直下の地震基盤までの位相特性は，地震カタログ，活断層および断層モデルに対する貢献度指数を求め，貢献度指数が最も高い震源のフーリエ位相スペクトルを選定することとした。

まず，ロジック  $i$  における貢献度は，年超過確率  $P_{i,0}$  に相当する加速度フーリエスペクトルの値  $a_{i,0}$  が生じた場合の条件付確率となり，亀田ら<sup>16)</sup>により，式(2.18)のように定義されている。

$$c_{i,k}(P_{i,0}) = w_{i,k}(P_{i,0}) / \sum_k w_{i,k}(P_{i,0}) \quad (2.18)$$

これを，ロジックツリーを適用して得られた，信頼度 50% の年超過確率  $P_{50,0}$  に適用するために，式(2.19)のように拡張して貢献度指数を定義した。これにより，周波数ごとに求まる貢献度指数の相対的な大小関係を明確化することが可能となる。貢献度指数の算定方法を図 2.13 に示す。

$$\begin{aligned} c_k &= \sum_i w_{i,k}(a_0) / w_{50}(a_0) \\ P_{50,0} &= P_{50}(a_0) \\ P_{50}(a_0) &= w_{50}(a_0) \\ w_i(a_0) &= \sum_k w_{i,k}(a_0) \end{aligned} \quad (2.19)$$

ここに， $c_k$  は震源  $k$  に対する貢献度指数， $a_0$  は貢献度指数を求める信頼度 50% の年超過確率  $P_{50,0}$  に相当する加速度フーリエスペクトルの値を示す。また， $w_{50}(a_0)$  は加速度フーリエスペクトル  $a_0$  に相当する年発生頻度の平均値，同様に  $w_i(a_0)$  は  $a_0$  に相当するロジック  $i$  の年発生頻度， $w_{i,k}(a_0)$  は， $w_i(a_0)$  の算定に用いた震源  $k$  に対する年発生頻度を示す。

上述のように，貢献度指数は周波数ごとに求まり，式(2.19)のように定義すること

によって、周波数間の比較が容易となる。したがって、周波数ごとにフーリエ位相を選定することが可能となる。しかしながら、複数の時刻歴波形のフーリエ位相を周波数ごとに混合した場合、因果律を乱すなどの実現象にはそぐわない結果を引き起こすことが知られている<sup>20)</sup>ため、ここで用いるフーリエ位相は一般的な多くの構造物に対して影響が大きいと考えられる周波数0.5~2.0Hzにおける貢献度指数の平均値から求めた。

この位相特性に前述のサイト位相特性を加味して、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する位相特性とした。

### (3) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する時刻歴波形の作成

一様ハザードフーリエ振幅スペクトルと前節で求めた位相特性から、フーリエ逆変換を行い、一様ハザード振幅スペクトルに対応する時刻歴波形を算定する。位相特性は、必ずしも一様ハザード振幅スペクトルに相当するハザードレベルを有する値とはならないが、貢献度指数を用いることによって、想定するハザードレベルにおいて最も影響の大きい震源特性および対象地点のサイト特性を有するものとして、合理的に算定されているものと考えられる。

これにより、地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをせず、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに、複数の周波数帯域において同時に、与えられた確率レベルを満足させる時刻歴波形を算定することができる。

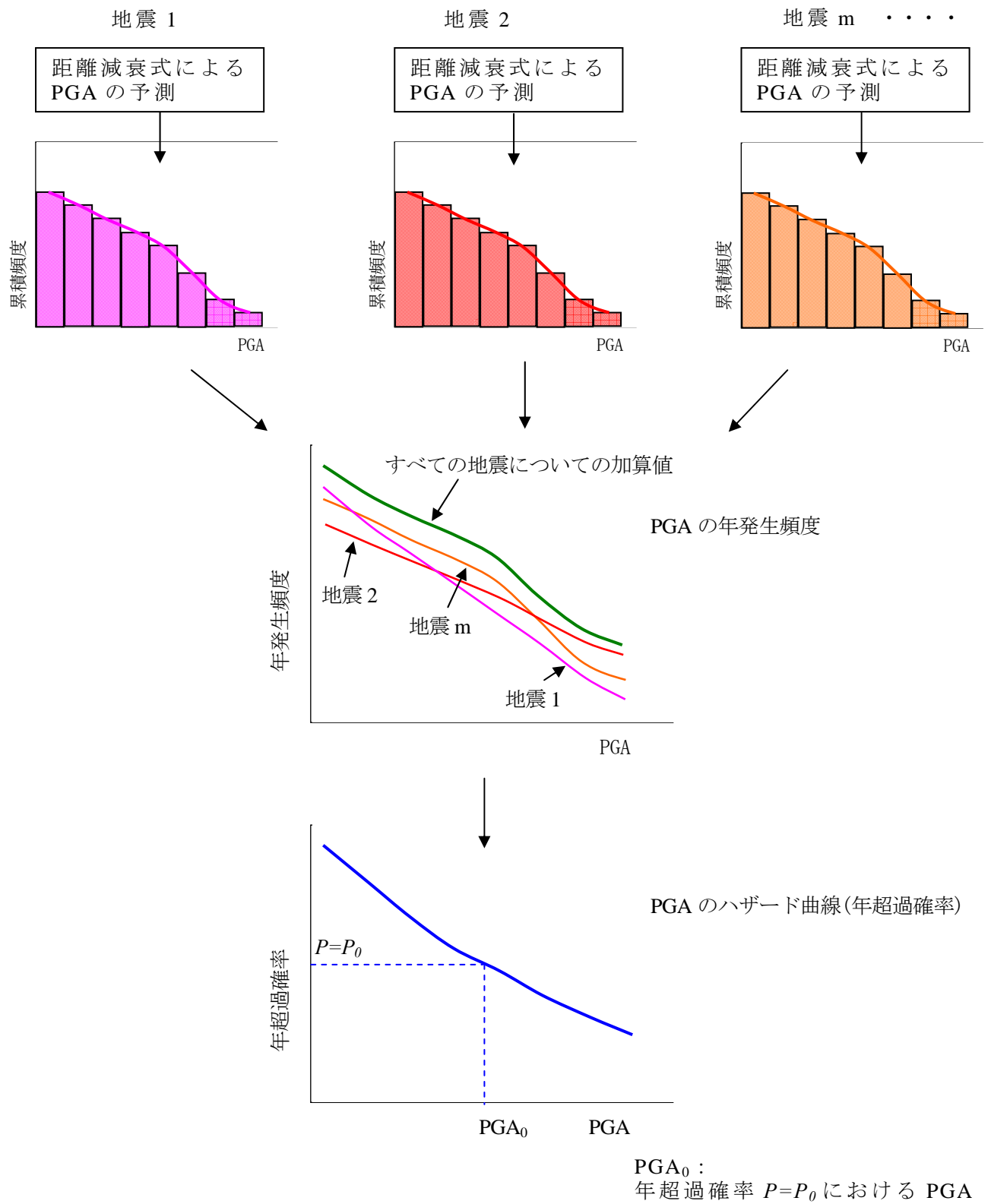


図 2.11 PGA のハザード曲線の算出手順

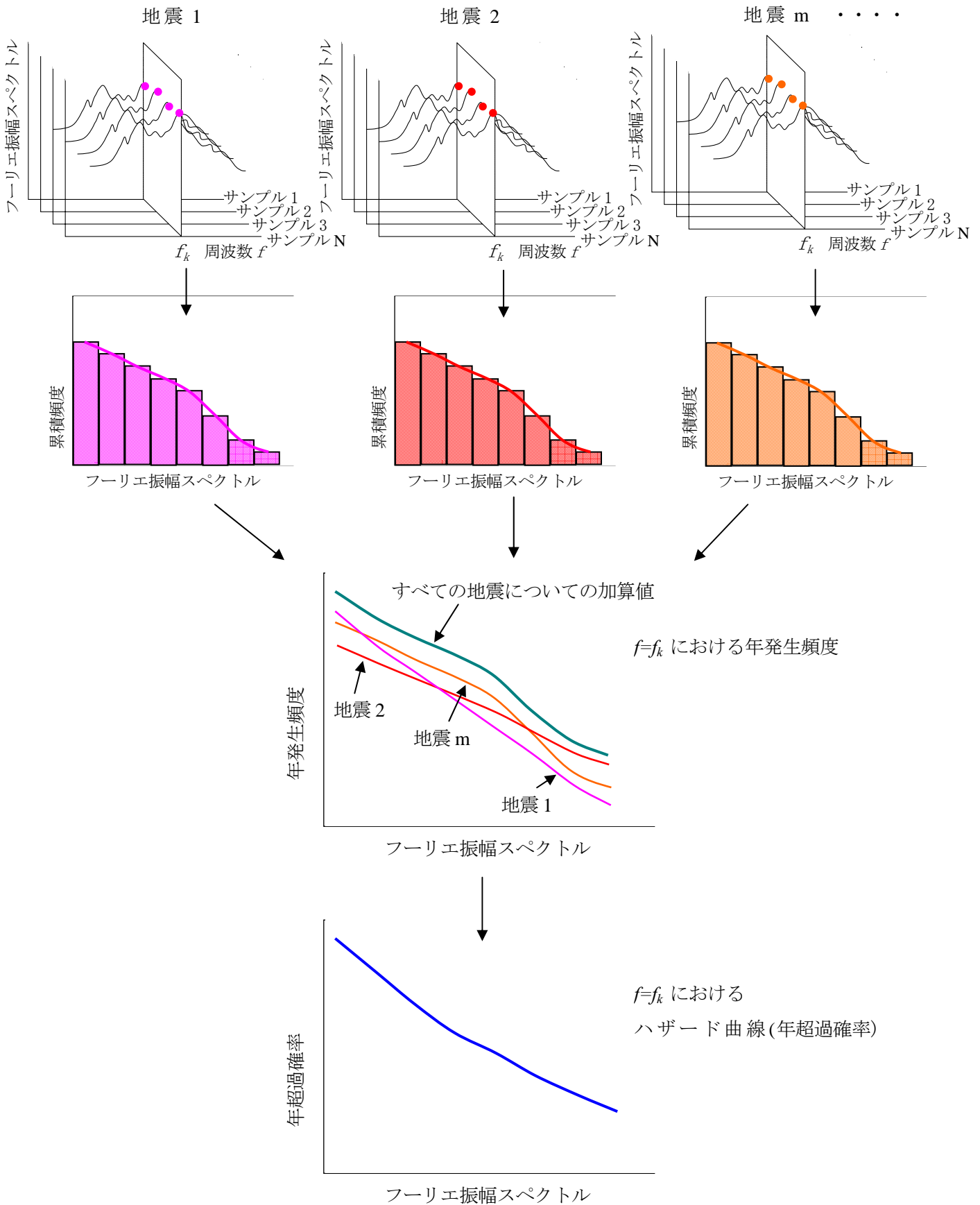


図 2.12(1) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの算出手順



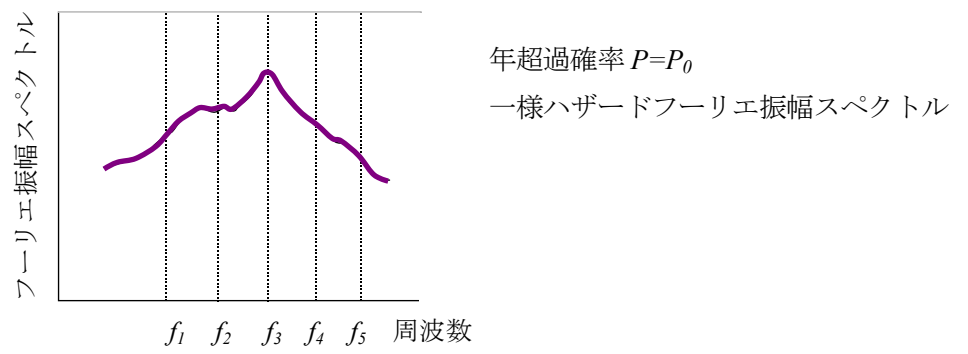
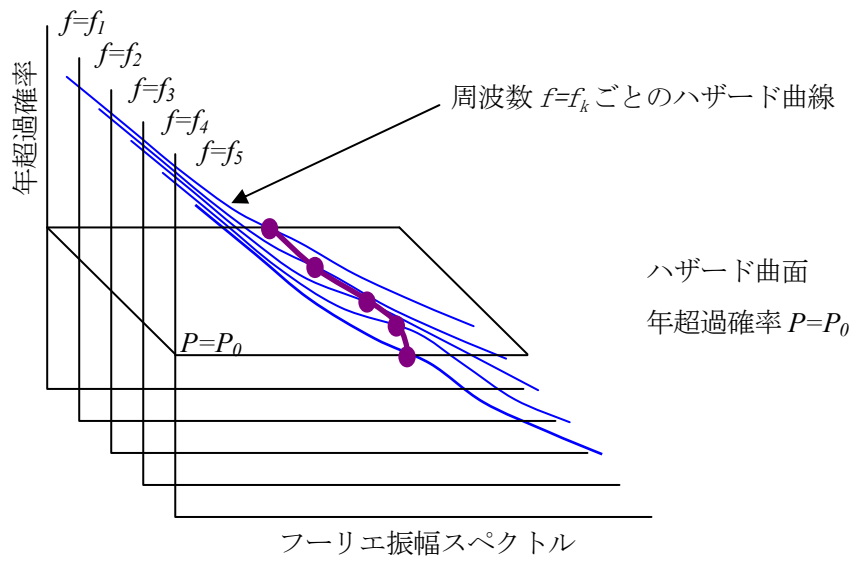


図 2.12(2) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの算出手順

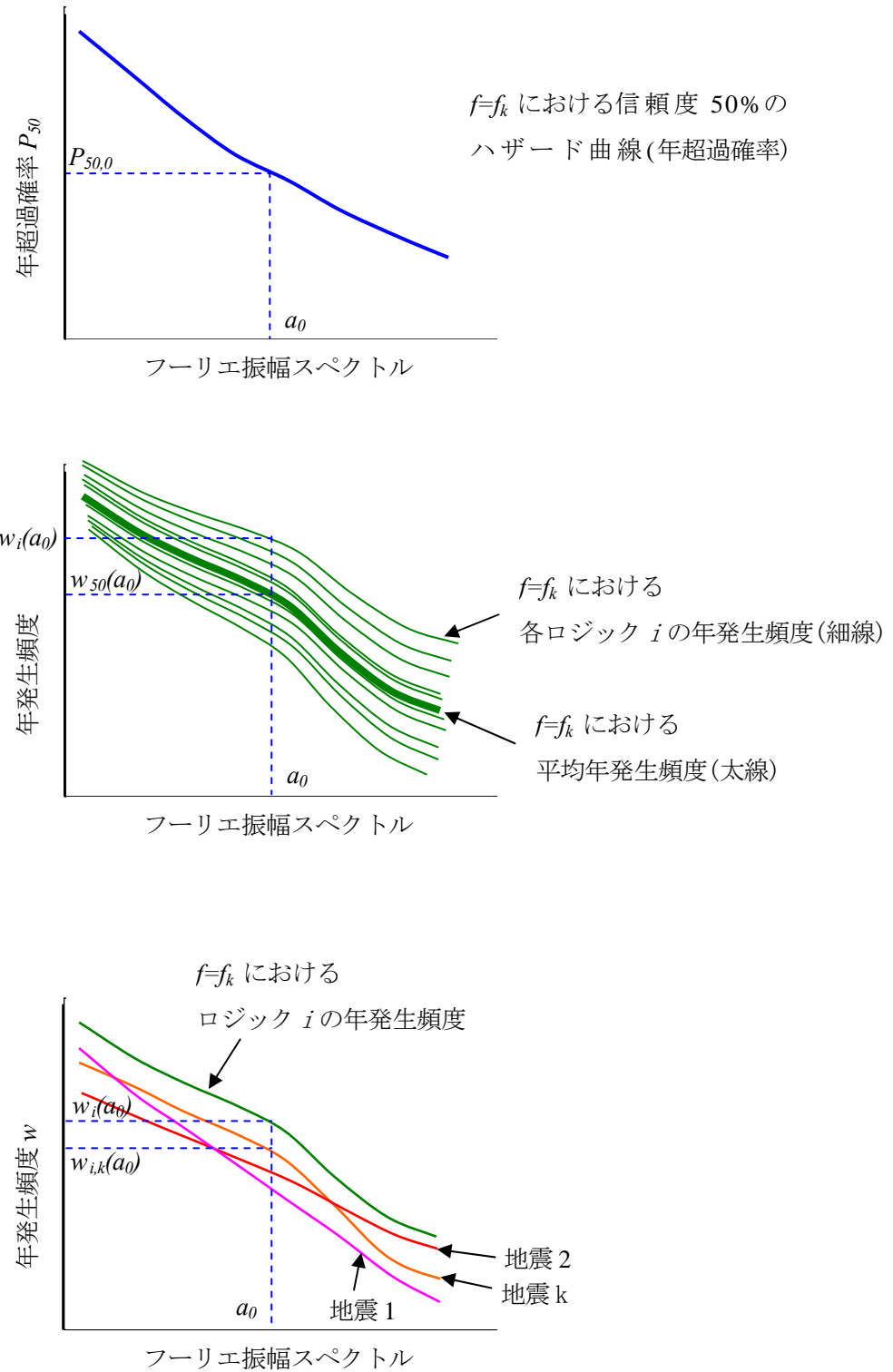


図 2.13 貢献度指数の算出方法

## 2.4. まとめ

本章では、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みの提案を新たに行った。すなわち、確率論的地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形について、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに、複数の周波数帯域において同時に、与えられた確率レベルを満足させることのできる枠組みの提案を行った。

本章で提案した手法は以下に示すような特徴を有している。

- ① 距離減衰式を用いて地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをせず、統計的グリーン関数法を用いることにより、時刻歴波形を直接算定する。
- ② 深層地盤によるサイト増幅特性は、スペクトルインバージョン法によって求める。
- ③ 統計的グリーン関数法において、震源スペクトルを理論的に算定し、伝播経路特性、すなわち、 $Q$  値は既往の地震観測データに基づく値を用い、深層地盤によるサイト増幅特性も既往の地震観測データに基づくサイト固有の増幅特性を用いたため、可能な限り地震動の物理的な影響因子を考慮した時刻歴波形を求めることができる手法であると考えられる。
- ④ 統計的グリーン関数法によって求めた時刻歴波形からフーリエ振幅スペクトルを求め、フーリエ振幅スペクトルに対して地震ハザード解析を適用し、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを求めた。図 2.14 に示すように、既往の手法と異なり、一様ハザードフーリエ振幅スペクトル、すなわち地震ハザードの算定において、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮したものとなっている。
- ⑤ 算定された時刻歴波形の中から震源特性、伝播経路特性として適切な位相特性を選定し、群遅延時間を用いて選定したサイトの位相特性を考慮することにより、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを満足するような時刻歴波形を直接算定できる手法とした。同様に、図 2.14 に示すように、既往の手法と異なり、位相特性の算定においても、震源特性、サイト増幅特性を考慮したものとなっている。なお、伝播経路特性において、周波数間の位相変化はないものと考えている。
- ⑥ 震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性を考慮した一様ハザードフーリエ振幅スペクトルと上述の位相特性をフーリエ逆変換することにより、時刻歴波形を直接求めているため、この時刻歴波形は複数の周波数帯域において、同時に与えられた確率レベルを満足するものとなっている。

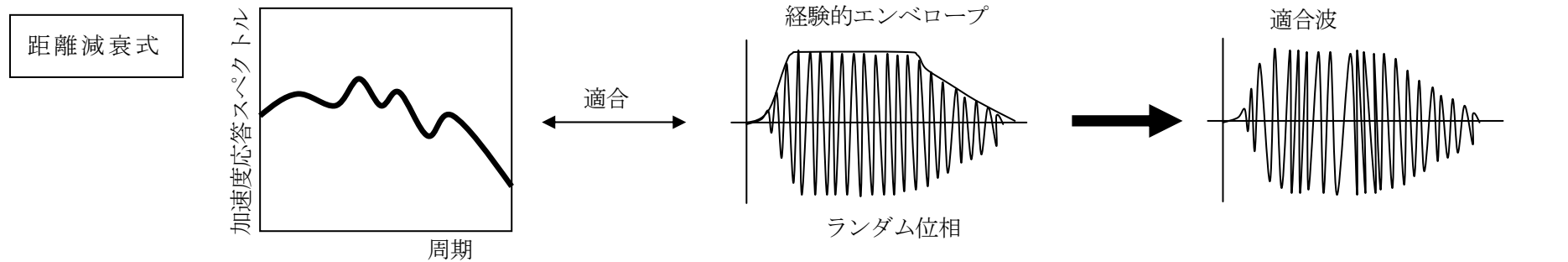
図 2.14 には、提案法および従来の手法の概要と共にその長所、短所を示した。長所を青枠、短所を赤枠で示している。

(a)一様ハザード応答スペクトルによる時刻歴波形算定方法では、時刻歴波形は複数の周波数帯域において同時に与えられた確率レベルを満足できるが、一様ハザード応答スペクトルおよび位相特性の算定において震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性は十分に考慮できない。(b)リスク適合地震動またはハザード適合地震動は、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性の考慮、時刻歴波形の複数の周波数帯域における確率レベルの満足、ともに十分なものとは考えられない。(c)確率論的想定地震による時刻歴波形算定方法では、時刻歴波形の算定において地震動の物理的な影響因子は考慮可能であるが、その前段の確率論的想定地震選定時には距離減衰式を用いているため考慮できない。また、確率論的に規定されるのは対象地震、マグニチュード、距離、震源方位のみで、強震動予測時のパラメータを一意に決めることは難しい。時刻歴波形の複数の周波数帯域における確率レベルについても満足できないものとなっている。

これに対して、提案法(図 2.14(4))では、一様ハザードフーリエ振幅スペクトル、フーリエ位相スペクトルの算定において、震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性の地震動の物理的な影響因子を考慮可能なものとしており、これらの逆フーリエ変換により、時刻歴波形を直接求めるため、複数の周波数帯域において同時に与えられた確率レベルを満足できるものが得られる手法となっていることがわかる。しかしながら、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルは統計処理によって平滑化されるため、スペクトルのリップル(細かな山谷)が表現できないことや選定されたフーリエ位相スペクトルが一様ハザード振幅スペクトルとマッチングする保証がないなどの問題点が懸念される。これらについては課題として、図 2.14(4)に黄枠で示している。

ハザード解析の結果が時刻歴波形として定義されているため、線形、非線形を問わず地盤応答解析、構造物の安定性解析などの設計入力地震動として、取り扱いが容易である。また、得られる時刻歴波形は一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを満足するため、固有周期の異なる複数の構造物を平等に照査しようとする場合には便利であると考えられる。上述のようにスペクトルのリップル(細かな山谷)が表現できないことから、本来、構造物に影響を及ぼすスペクトルのピークが再現できないとの懸念もあるが、地域の地震環境に基づく確率論的地震ハザード時刻歴波形として、現状で最善のものと考えられる。なお、非線形応答解析に適用するためには、位相の異なる複数の波形を用いるなどの工夫を行うことで、より合理的な評価を行うことが可能となろう。さらに、提案法では、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子が一連の地震ハザード解

析の中で明確化されているため，将来の研究により各パラメータの平均値およびバラツキなどの推定精度が向上すれば，より合理的な確率論的な時刻歴波形を示すことができると考えられる．



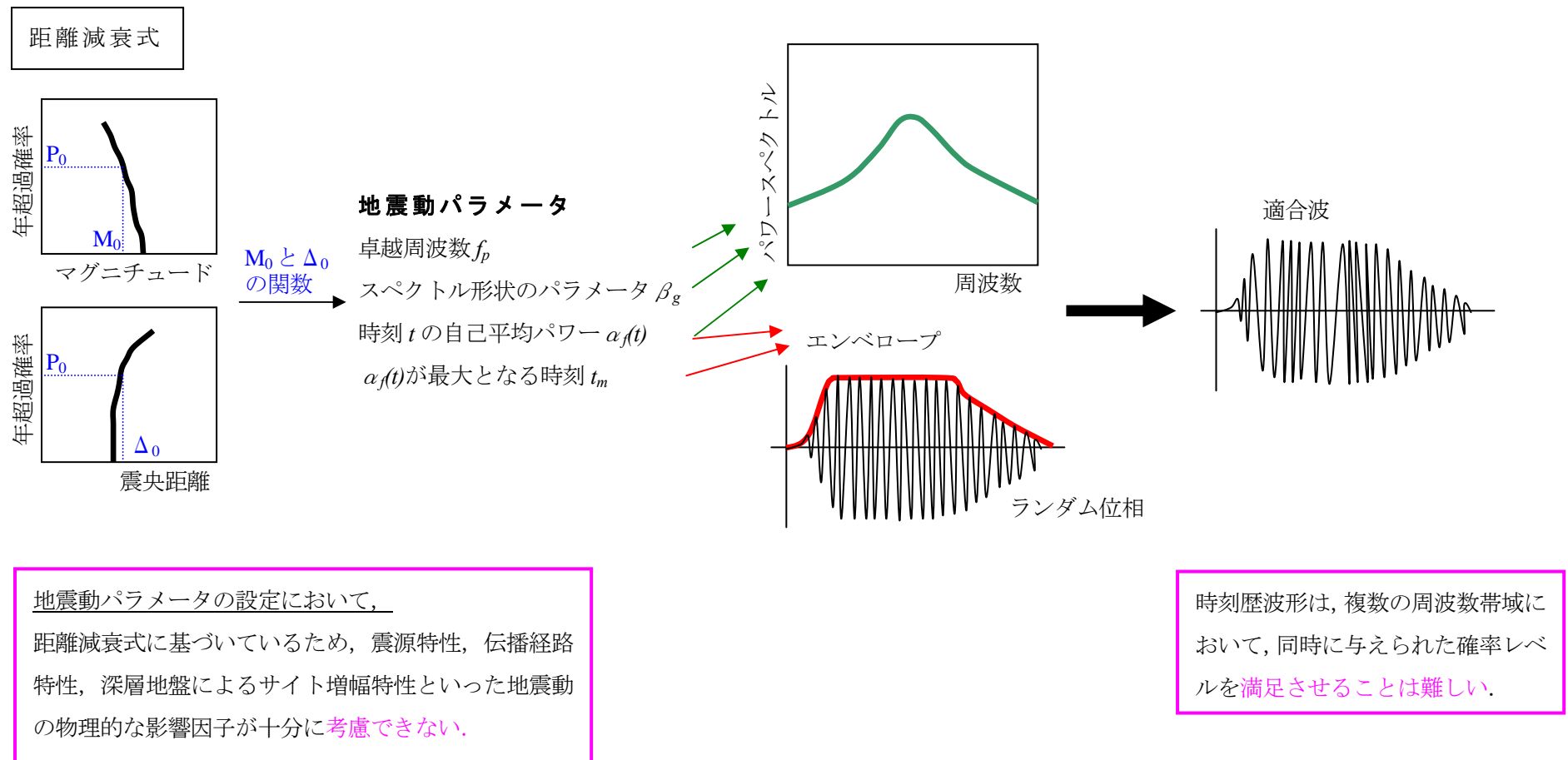
一様ハザード応答スペクトルの算定において、  
距離減衰式に基づいているため、震源特性、伝播経路  
特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動  
の物理的な影響因子が十分に考慮できない。

位相特性において、  
経験的エンベロップ、ランダム位相を用  
いているため、震源特性、伝播経路特性、  
サイト増幅特性が十分に考慮できない。

時刻歴波形は、複数の周波数帯域に  
おいて、同時に与えられた確率レベ  
ルを満足できる。

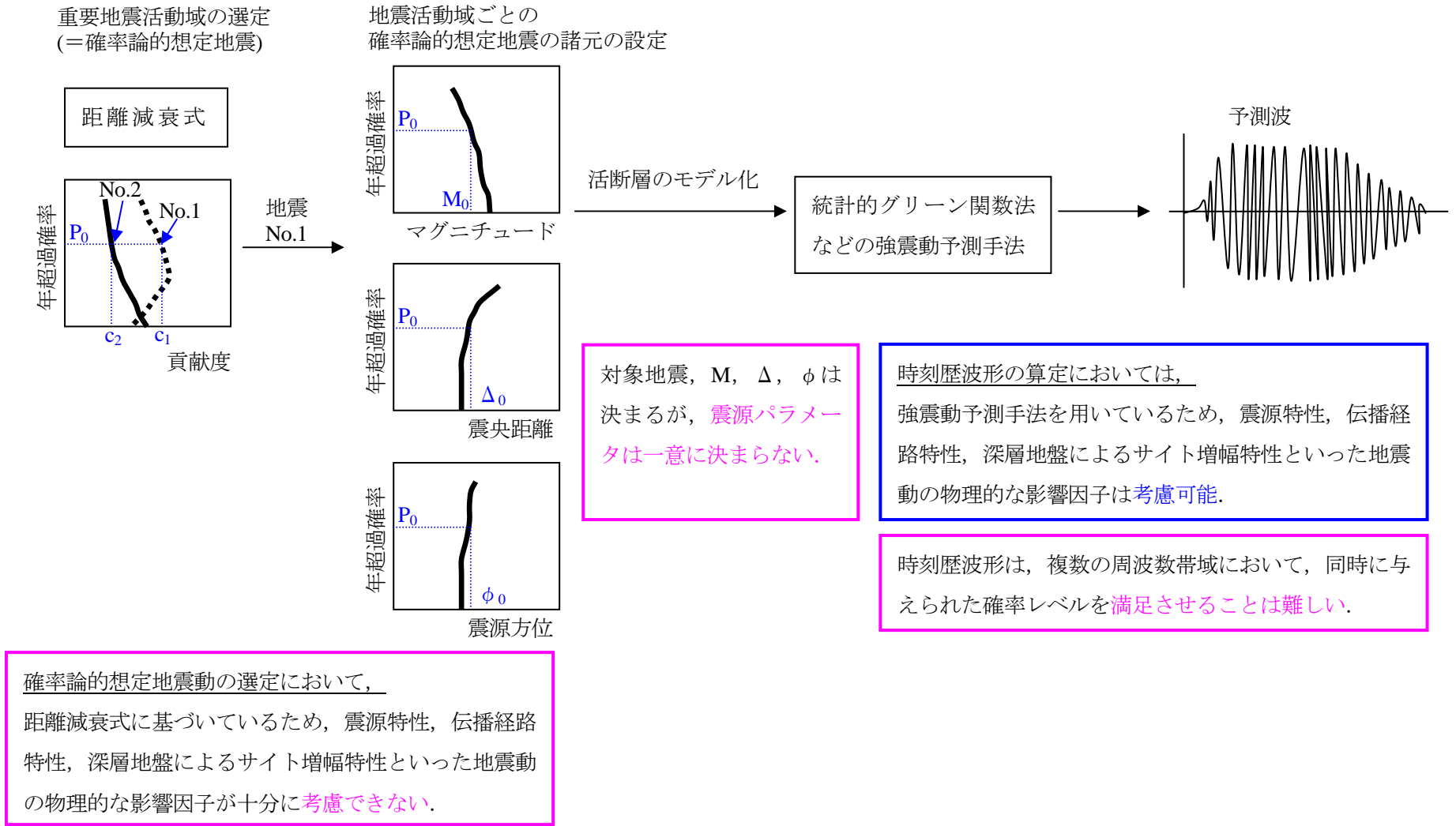
(a) 一様ハザード応答スペクトルによる時刻歴波形算定方法

図 2.14(1) 提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の有効性



(b) リスク適合地震動またはハザード適合地震動

図 2.14(2) 提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の有効性

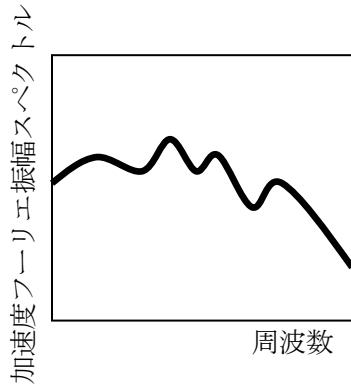


(c) 確率論的想定地震による時刻歴波形算定方法

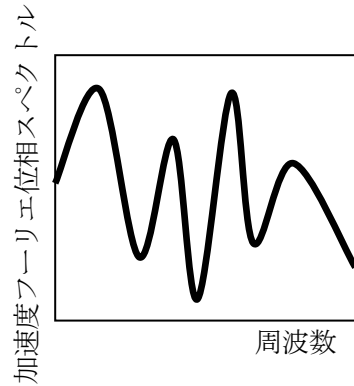
図 2.14(3) 提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の有効性



統計的グリーン関数法  
スペクトルインバージョン



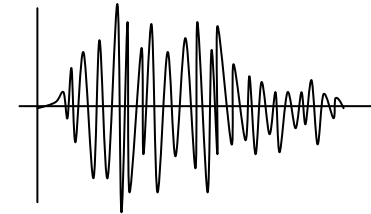
貢献度指数による震源位相  
群遅延時間によるサイト位相



+

フーリエ逆変換  
→

予測波



44

一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの算定において、  
統計的グリーン関数法およびスペクトルインバージョンを用いているため、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮可能。

フーリエ位相スペクトルの算定において、  
貢献度指数による震源位相および群遅延時間によるサイト位相を用いているため、震源特性、サイト増幅特性を考慮可能。

時刻歴波形は、複数の周波数帯域において、同時に与えられた確率レベルを満足。

一様ハザードフーリエ振幅スペクトルは、  
統計処理によって平滑化されるため、スペクトルのリップルは表現できない。

フーリエ位相スペクトルの算定において、  
一様ハザード振幅スペクトルとのマッチングが保証されない。

(d) 提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析

図 2.14(4) 提案する統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の有効性

## 参考文献

- 1) 土木構造物の耐震設計法に関する特別委員会：土木構造物の耐震基準等に関する提言「第三次提言」，<http://www.jsce.or.jp/committee/earth/propo3.html>
- 2) (社)土木学会：土木学会耐震基準等に関する提言集，1996.
- 3) 土木学会地震工学委員会耐震基準小委員会：土木構造物の耐震設計ガイドライン(案)－耐震基準作成のための手引き－，2001.
- 4) 国土交通省港湾局監修，(社)日本港湾協会：港湾の施設の技術上の基準・同解説，2007.
- 5) 澤田純男，盛川仁，土岐憲三，横山圭樹：強震動の位相スペクトルにおける伝播経路・サイト特性の分離，第10回日本地震工学シンポジウム，pp.915-920，1998.
- 6) 長尾 毅，山田雅行，野津 厚：フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析，土木学会論文集，No.801，I-73，pp.141-158，2005.
- 7) McGuire, R.K. : FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis, United States Department of the Interior Geological Survey, *Open-File Report*, pp.76-67, 1976.
- 8) 日本原子力研究所：軽水炉モデルプラント地震 PSA 報告書，JAERI-Research, 99-035, 1999.
- 9) 宇津徳治編集：地震の事典，1987.
- 10) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：全国地震動予測地図 2010年版，[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10\\_yosokuchizu/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/index.htm)，2010.
- 11) Abrahamson, N. A. : State of the Practice of Seismic Hazard Evaluation, *Proceedings of International conference on geotechnical and geological engineering (GeoEng 2000)*, Vol.1, pp.659-685, 2000.
- 12) 中島正人，平田和太：確率論的地震ハザード解析の現状と課題，電力中央研究所報告，U01057，pp.1-24，2002.
- 13) (社)土木学会：動的解析と耐震設計 第1巻 地震動・動的物性，技法堂出版株式会社，1989.
- 14) Sokolov, V. Y. : Hazard-Consistent Ground Motions: Generation on the Basis of Uniform Hazard Fourier Spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.90, pp.1010-1027, 2000.
- 15) 亀田弘行，能島暢呂：リスク適合地震動のシミュレーション手法，京都大学防災研究所年報，第30号，B-2，pp.107-119，1987.
- 16) 亀田弘行，石川裕，奥村俊彦，中島正人：確率論的想定地震の概念と応用，土木学会論文集，第557号/I-41，pp.75-87，1997.
- 17) 司宏俊，翠川三郎：断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の

- 距離減衰式，日本建築学会構造系論文報告集，第 523 号，pp.63-70，1999.
- 18) 釜江克宏，入倉孝次郎，福知保長：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，日本建築学会構造系論文報告集，第 430 号，pp.1-9，1991.
- 19) 長尾毅，山田雅行：地震ハザードにおける統計的グリーン関数法適用の試み，第 11 回日本地震工学シンポジウム，CD-ROM，2002.
- 20) 佐藤忠信，室野剛隆，西村昭彦：震源・伝播・地点特性を考慮した地震動の位相スペクトルのモデル化，土木学会論文集，第 612 号/I -46，pp.201-213，1999.
- 21) 理論地震動研究会編著：地震動その合成と波形処理，鹿島出版会，1994.
- 22) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)，[http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul\\_chuokozosen/furoku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/furoku.pdf)，2005.
- 23) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 24) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：森本・富樫断層帯の評価，[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec\\_morimoto/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec_morimoto/index.htm)，2001.
- 25) 鶴来雅人，香川敬生，入倉孝次郎：強震動予測のための高域遮断フィルターに関する研究(その 2) - 2005 年福岡県西方沖地震の観測記録に基づく検討 -，日本地震工学会論文集，第 9 卷，第 1 号，2009.
- 26) 岩田知孝，入倉孝次郎：観測された地震波から，震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震 2，Vol.39, No.4, pp.579-593, 1986.
- 27) 鶴来雅人，田居優，入倉孝次郎，古和田明：経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討，地震 2，Vol.50, No.2, pp.215-227, 1997.
- 28) 松岡昌志，翠川三郎：国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング，第 22 回地盤震動シンポジウム資料集，23-34，1994.
- 29) 藤本一雄，翠川三郎：日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定，日本地震工学会論文集，Vol.3, 3, 13-27, 2003.
- 30) 香川敬生，入倉孝次郎，武村雅之：強震動予測の現状と将来の展望，地震第 2 輯，51, 339-354, 1998.
- 31) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7<sup>th</sup>, Japan Earthq. Eng. Symp., pp.151-156, 1986.
- 32) 入倉孝次郎，香川敬生，関口春子：経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良，日本地震学会講演予稿集，No.2, B25, 1997.
- 33) 野津厚，菅野高弘：経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 - 因果性と多重非線形効果に着目した改良 -，港湾空港技術研究所資料，No.1173，

2008.

- 34) Brune, J.N. : Tectonics Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, No.26, 1970.
- 35) Brune, J.N. : Correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.76, p.5002, 1970.
- 36) 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明 : 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p.103, 1997.
- 37) 佐藤智美, 川瀬 博, 佐藤俊明 : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のポアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, pp.79-89, 1994.
- 38) Hisada, T. and Ando, H. : Relation between Duration of Earthquake Motion and the Magnitude, *Kajima Institute of Technology*, June, 1976.
- 39) 佐藤智美, 巽誉樹 : 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 556 号, pp.15-24, 2002.
- 40) 山田雅行, 藤原広行, 先名重樹 : シナリオ地震動予測におけるバラツキの検討, 地球惑星関連学会 2004 年合同大会予稿集, 2004.
- 41) 古和田明, 田居優, 入倉孝次郎 : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 514 号, pp.97-104, 1998.
- 42) 文部科学省 : 2000 年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 2000.
- 43) 文部科学省 : 2001 年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 2001.
- 44) 文部科学省 : 2002 年活断層調査成果および堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 2002.
- 45) Sato, T., Graves, R.W. and Somerville, P.G. : Three-Dimensional Finite-Difference Simulations of Long Period Strong Motion in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake(Mj5.1) and the Great 1923 Kanto Earthquake(Ms8.2) In Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 46) Kinoshita, S. : Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 47) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada: New strong-motion observation network: *KiK-net*, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 81, 329.
- 48) 深澤清尊, 佐藤陽子, 野津厚, 菅野高弘 : 港湾地域強震観測年報(2001), 港湾空港技術研究所資料, No.1019, 2002.
- 49) 野津厚, 安中正, 佐藤陽子, 菅野高弘 : 羽田空港の地震動特性に関する研究(第 1 報)表面波の特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1022, 2002.

### 3. 関東地方における統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の適用

#### 3.1. 本章の内容

2章では、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みの提案を行った。すなわち、確率論的地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形について、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに、複数の周波数帯域において同時に、与えられた確率レベルを満足させることのできる枠組みの提案を行った。

本章では、提案した手法の関東地方への適用を行い、その工学的な有効性について検討を行った。また、本章は「フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析(土木学会論文集)」<sup>1)</sup>に新たな計算を追加した結果を取りまとめ、考察を加えたものである。

#### 3.2. テストサイトの選定

図 3.1 に関東地域を 20km メッシュで分割した図を示す。図 3.1 の□▲●は強震観測網(K-NET)<sup>2)</sup>および基盤強震観測網(KiK-net)<sup>3)</sup>、港湾地域強震観測<sup>4)</sup>、空港における地震観測点<sup>5)</sup>を示す。

ここでは、地震動はメッシュ内で一定と仮定し、距離などの計算はメッシュの中心に対して行うこととした。このうち、東京付近のメッシュAと横須賀付近のメッシュBをテストサイトとして検討を行った。

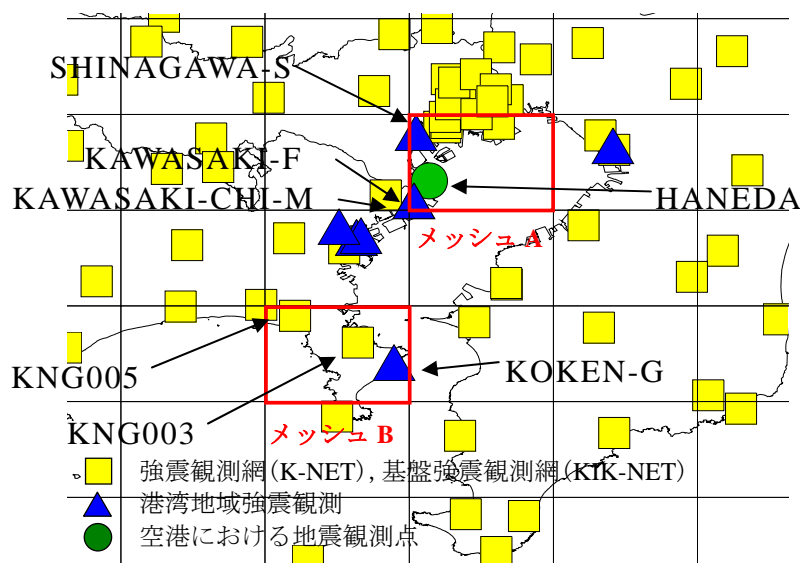


図 3.1 テストサイトと周辺強震観測点の位置

### 3.3. テストサイトのサイト増幅特性および位相特性

#### 3.3.1. テストサイトのサイト増幅特性

テストサイトにおける深層地盤による増幅特性は、スペクトルインバージョン<sup>6)</sup>により図 3.2 のように定義した。メッシュ A では港湾地域強震観測および空港における地震観測点の KAWASAKI-CHI-M, KAWASAKI-F, SHINAGAWA-S, HANEDA, メッシュ B では強震観測網(K-NET)の KNG003, KNG005, 港湾地域強震観測の KOKEN-G の平均値, 標準偏差によりサイト増幅特性を定義した。各メッシュのサイト増幅特性の平均値および標準偏差は, メッシュ内の各観測点において得られたサイト増幅特性の平均値, 標準偏差に対して, メッシュごとに平均化することによって求めた。なお, スペクトルインバージョンの条件を表 3.1, スペクトルインバージョンに用いた地震の震央図を図 3.3 に示す。図 3.2 をみると, 厚い堆積層の上に位置するメッシュ A では長周期側での増幅特性が大きい点など, 既往の地盤調査結果とも調和する増幅特性が得られている。

ここでは, 図 3.2 に示したサイト増幅特性の周波数ごとの平均値と標準偏差  $\sigma$  に従う正規乱数を用いて, 周波数ごとに独立にサンプリングを行い, サイト増幅特性のバラツキを表現することとした。

#### 3.3.2. テストサイトのサイト位相特性

一方, 地震基盤～工学的基盤の増幅における位相特性は, 地震規模, 震源距離ともに小さい記録の位相特性がそのまま増幅における位相特性を表現しているものとみなし, 上記観測点で観測された記録で, 地震規模, 震源距離ともに小さいものの中から, さらに群遅延時間<sup>例えば, 7)</sup>がその平均値に最も近いものとして, 0.1～10.0Hz の間の平均値との残差二乗和が最小となるものを採用した(図 3.4)。なお, 図 3.4 に示した群遅延時間は-20.0～160.0 秒のものを抽出し, S 波の到達時刻を 0.0 秒として表示している。

メッシュ A では, 2Hz 以上の高周波数帯の群遅延時間は 0 に近い値を示しているが, 1.0Hz 以下の低周波数帯では 30～40 秒となっており, 低周波数帯の位相遅れが見られる。メッシュ B では, 1.0Hz 以下の低周波数帯でも 20 秒程度となっており, メッシュ A に比べて, 高周波数帯と低周波数帯の位相遅れは小さいものと考えられる。また, 特にメッシュ A では, 周波数ごとの群遅延時間のバラツキが大きいことがわかる。これは対応する周波数帯の波の継続時間に対応するものと考えられる。

表 3.1 スペクトルインバージョンの条件

対象とする地震観測ネット	強震観測網(K-NET), 1996.5~2002.3 基盤強震観測網(KIK-NET)(地表), 1997.10~2002.3 港湾地域強震観測, 1963.3~2002.3 空港における地震観測, 1988.9~2001.12		
対象とする地震観測エリア	関東地方(千葉, 茨城, 群馬, 神奈川, 埼玉, 栃木, 東京) 関東地方を取り囲む地域(福島, 長野, 新潟, 静岡, 山梨)		
地震記録選定の条件	マグニチュード	$M < 6.0$	点震源とみなす
	震央距離	$\Delta \leq 150\text{km}$	LG波, モホ面反射波の影響を避ける すなわち, 距離減衰が $1/X$ にならない
	震源深さ	$D \leq 60\text{km}$	Q値を一定とみなす
	最大振幅	$A_{max} \leq 100\text{Gal}$	非線形性の影響を避ける
	周波数帯域	$5.0 > M \geq 4.5$ : 0.2Hz 以上 $M \geq 5.0$ : 0.1Hz 以上	必要な周期帯域で S/N 比が確保できる
同時観測	3地点以上	複数の観測点で同時観測されている	
その他の条件	<p>○解析対象地点は関東地方の 204 地点に中部地方の 160 地点と東北地方の 54 地点を加えた計 421 地点。          ○421 地点で観測された 295 地震による 8982 記録(水平 17964 成分)を使用。          ○震源特性を求めるため, 初動到達後, 40.96 秒の記録を用いて予備解析を行った。          ○岩盤地点はすべての観測点のうち, 周波数ごとに増幅特性の最も小さい地点(仮想岩盤)を採用した。          ○サイト増幅特性を求める際には, 初動到達後, 163.84 秒の記録を用いた。          ○ウィンドウは parzen ウィンドウ, ウィンドウ幅 0.05Hz。          ○サイト増幅特性は, 観測記録/震源特性/伝播経路特性の結果を整理して地点毎のばらつきを求め, その平均値と標準偏差をメッシュごとに平均化(対数)することによって求めた。</p>		

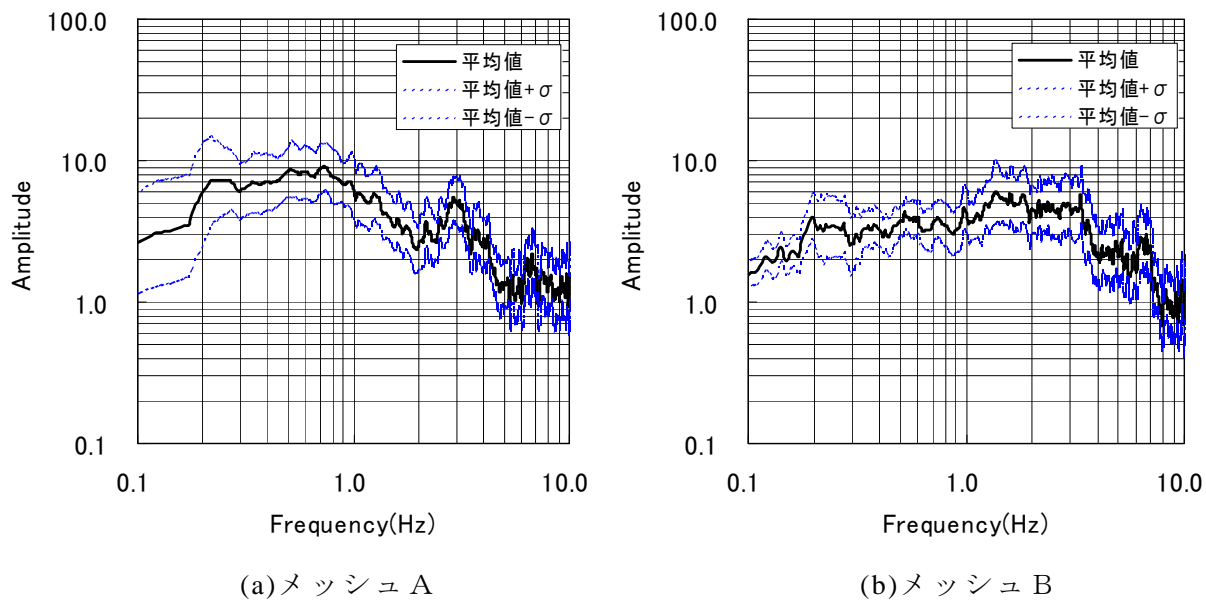


図 3.2 サイト増幅特性

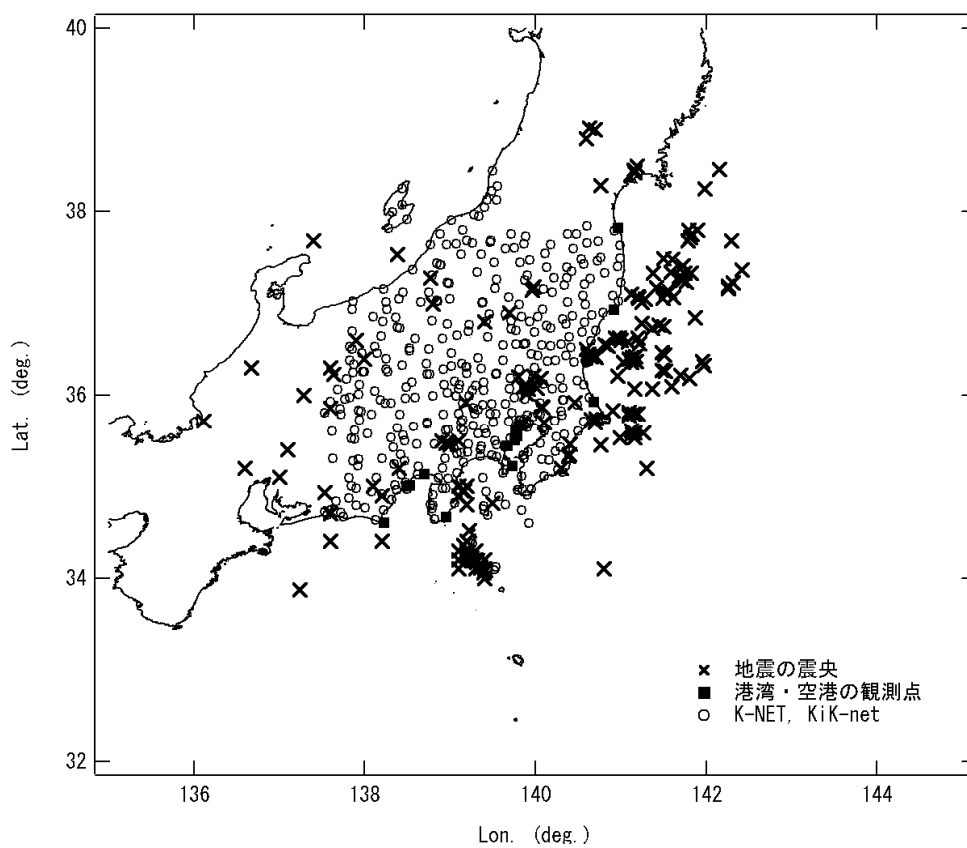
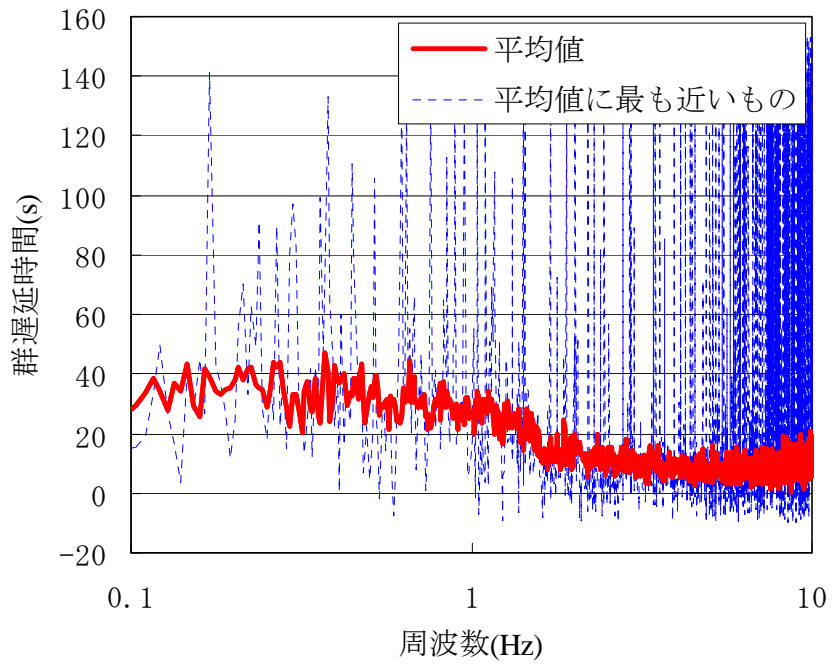
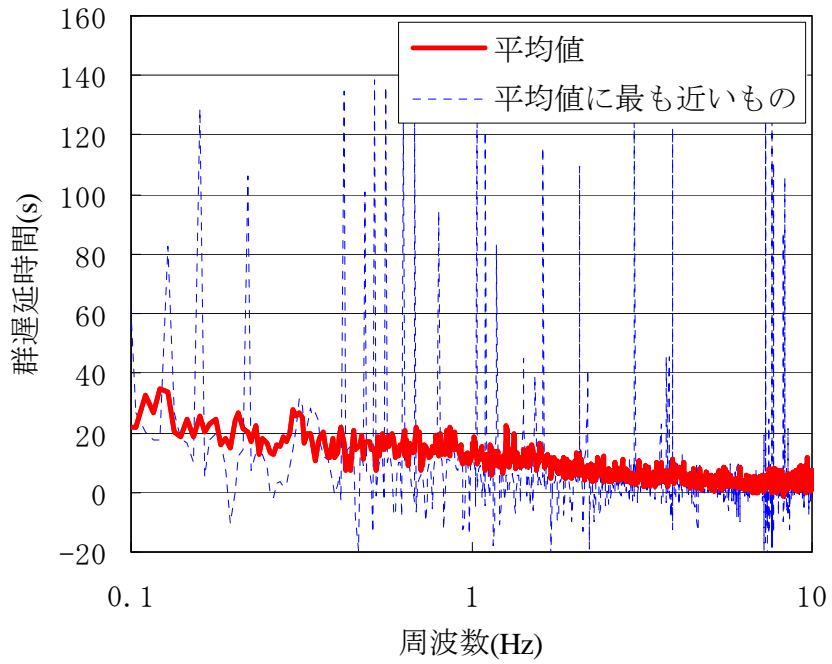


図 3.3 スペクトルインバージョンに用いた地震の震央図





(a)メッシュ A



(b)メッシュ B

図 3.4 群遅延時間

### 3.4. ハザードの検討

#### 3.4.1. 強震動予測レシピにおける震源パラメータ設定方法

強震動予測レシピ<sup>8)</sup>は、強震動予測に関する種々の検討結果から、強震動予測手法の構成要素となる震源特性、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証の現状における手法や設定にあたっての考え方について、取りまとめたものである。ここでは、特性化震源モデルの設定に関して、平成17年7月に地震調査研究推進本部 地震調査委員会より公表された「付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」<sup>8)</sup>に基づいて説明を加える。

強震動を再現するために必要な震源の特性を主要なパラメータで表した震源モデル、すなわち特性化震源モデルの設定方法は、活断層で発生する地震と海溝型地震のそれぞれに対して、断層全体の形状や規模を示す巨視的震源特性、主として震源断層の不均質性を示す微視的震源特性、破壊過程を示すその他の震源特性の3つに分けて示されている。

##### (1) 活断層で発生する地震の特性化震源モデル

活断層で発生する地震は、海溝型地震と比較して、地震の発生間隔が長いために、最新活動時の地震観測記録が得られていることは稀である。したがって、活断層で発生する地震を想定する場合には、変動地形調査や地表トレンチ調査による過去の活動の痕跡を参照して、特性化震源モデルを設定することが基本となる。

##### 1) 巨視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・位置と形状(位置、走向)
- ・大きさ(長さ・幅)・深さ・傾斜
- ・地震規模(地震モーメント、平均すべり量、平均応力降下量)

を設定する。

##### (a) 震源断層モデルの位置・形状

震源断層モデルの位置は、地震調査委員会長期評価部会の評価結果(以下、「長期評価」と呼ぶ)<sup>例えば、9)</sup>で示された活断層位置図などの活断層資料を参照する。セグメ

ントについても，長期評価などの活断層資料において活動区間が分けられているものについては，それを強震動評価におけるセグメントに置き換えることを基本と考える。

なお，活断層資料とは，長期評価のほか，変動地形調査や既存のデータを取りまとめた「新編日本の活断層」<sup>10)</sup>，「活断層詳細デジタルマップ」<sup>11)</sup>，「都市圏活断層図」<sup>12)</sup>などが基本となる。

#### (b) 震源断層モデルの大きさ(長さ L・幅 W)・傾斜・深さ

震源断層モデルの長さ L(km)については，上述の(a)震源断層モデルの位置・形状で想定した震源断層モデルの形状を基に設定する。幅 W(km)については，入倉・三宅(2001)<sup>13)</sup>による W と L の経験的關係を用いる。

$$W = L \quad (L < W_{max}) \quad (3.1-a)$$

$$W = W_{max} \quad (L \geq W_{max}) \quad (3.1-b)$$

ここで，

$$W_{max} = W_s / \sin \theta$$

$$W_s = H_d - H_s$$

$W_s$  : 地震発生層の厚さ ( $W_s \leq 20\text{km}$ ),

$\theta$  : 断層の傾斜角

$H_d, H_s$  : それぞれ地震発生層の下限および上限の深さ(微小地震の深さ分布から決める<sup>14)</sup>.)

震源断層モデルの上端の深度については，微小地震発生層の上面の深度  $H_s$ (微小地震の浅さ限界)と一致するものとする。これは，震源の動力学モデルの研究(例えば，<sup>15)</sup>から，地表付近の数 km に及ぶ堆積岩層において応力降下がほとんど発生しなくてもその下の基盤岩部分の地震エネルギーを放出させる破壊が堆積岩層に伝わり，地表に断層変位として達することがわかってきたためである。

震源断層モデルの傾斜角は，上述のように断層幅の推定に影響を与えるため，注意深く設定する必要がある。しかしながら，反射法探査結果などの断層の傾斜角を推定する資料がある場合は少ないため，断層のずれのタイプやずれの方向により次に示す傾斜角を基本とする。

逆断層 :  $45^\circ$

正断層 :  $45^\circ$

横ずれ断層 :  $90^\circ$

ただし，活断層資料に，「低角」，または「高角」などの記述がある場合には，それ

ぞれ、 $0-30^\circ$ ，または  $60-90^\circ$  の範囲内で設定することを検討する。

(c) 地震規模(地震モーメント  $M_0$ ，平均すべり量  $D$ ，平均応力降下量)

地震モーメント  $M_0$ (dyne·cm)，震源断層の面積  $S$ (km<sup>2</sup>)との経験的關係より算定する。Somerville et al.(1999)<sup>16)</sup>によると，地震モーメントと震源断層の面積の關係は式(3.2)となる。

$$S=2.23 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad (3.2)$$

ただし，式(3.2)は，過去の大地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果をもとにしたものであるが，この中にはM8クラスの巨大地震のデータは含まれていない。Wells and Coppersmith(1994)<sup>17)</sup>は，余震・地殻変動データを基に解析されたM8クラスの巨大地震のデータを含めた震源インバージョンを行っている。これによると，地震モーメントに対する震源断層の面積は，地震規模が大きくなるにつれて系統的に小さくなる傾向が見られる。そこで，震源断層の面積が大きい地震については，Wells and Coppersmith(1994)<sup>17)</sup>をコンパイルした入倉・三宅(2001)<sup>13)</sup>の提案式(3.3)を用いることとする。なお，(3.3)式は，震源断層の面積が 291km<sup>2</sup>以上，すなわち地震モーメントが  $M_0=4.7 \times 10^{25}$ [dyne·cm]，Mw6.4相当の地震とし，(3.3)式の基となったデータの分布より，地震モーメントが  $M_0=1.0 \times 10^{28}$ [dyne·cm]を上限とするものである。

$$S=4.24 \times 10^{-11} \cdot M_0^{1/2} \quad (3.3)$$

複数のセグメントが同時に動く場合は，セグメントの面積の総和を震源断層の面積とし，式(3.2)または(3.3)を用いて全体の地震モーメント  $M_0$ を算定する。個々のセグメントへの地震モーメントの配分は，すべてのセグメントで平均応力降下量が一定となるよう，セグメントの面積の1.5乗の重みで配分するものである。

震源断層全体の平均すべり量  $D$ (cm)は，震源断層の面積  $S$ (cm<sup>2</sup>)と剛性率  $\mu$  (dyne/cm<sup>2</sup>)を用いて，地震モーメント  $M_0$  (dyne·cm)との關係より，式(3.4)で表される。ここに，剛性率は，地震発生層の密度，S波速度から算定できる。

$$M_0 = \mu \cdot D \cdot S \quad (3.4)$$

震源断層全体の平均応力降下量  $\Delta \sigma$  (10<sup>-6</sup>bar)は，震源断層の面積  $S$ (cm<sup>2</sup>)を用いて，地震モーメント  $M_0$  (dyne·cm)との關係より，式(3.5)<sup>18)</sup>で表される。

$$\Delta \sigma = (7.0 \pi^{1.5} / 16.0) \cdot (M_0 / S^{1.5}) \quad (3.5)$$

図 3.5 に震源スペクトルの模式図<sup>19)</sup>を示す。震源スペクトルは，理論的に縦軸を

変位とすると，左側の低周波側でフラット，右側の高周波側で  $f^{-2}$  の右下がりの傾きを有し，縦軸を加速度とすると，左側の低周波側で  $f^2$  の左下がりの傾きを有し，右側の高周波側でフラットな形状となる．これを  $\omega^{-2}$  則 ( $\omega = 2\pi f$ ) と称する．

式(3.4)に示すとおり，地震モーメントは平均すべり量，すなわち，変位量と比例関係があることから，図 3.5(a)に示すように左側の低周波数帯域に対する影響が大きい．一方，応力降下量は  $M_0/S^{1.5}$  が加速度のディメンションを含むように，加速度と比例関係にあることから，図 3.5(b)に示すように右側の高周波数帯域に対する影響が大きい傾向がある．

## 2) 微視的震源特性

活断層で発生する地震における震源断層モデルの微視的震源特性に関するパラメータとして，

- ・アスペリティの位置・個数
- ・アスペリティの面積
- ・アスペリティ，背景領域の地震モーメント(平均すべり量)
- ・アスペリティ，背景領域の応力降下量
- ・高周波遮断振動数  $f_{max}$
- ・すべり速度時間関数
- ・すべり角

を設定する．アスペリティとは，震源断層の中で特に強い地震波を生成する領域，すなわち，すべり量や応力降下量が多い領域を指す．

### (a) アスペリティの位置・個数

アスペリティの位置は，最近の研究<sup>20)</sup>において，震源断層浅部の変位量分布と起震断層の変位量分布とがよく対応することが明らかにされていることから，活断層調査から得られた1回の地震イベントによる変位量分布，もしくは平均変位速度(平均的なずれの速度)の分布より設定することを基本とする．すなわち，活断層資料における変位量の分布，または，間接的に変位量の地域的差異を表す記述を参照するものである．

しかしながら，アスペリティ位置の違いが，強震動予測結果に大きく影響することが明らかになっていることから，アスペリティの位置に関しては，複数のケースを設定しておくことが望ましいと考えられる．

過去の内陸地震の震源インバージョン結果を整理した Somerville et al.(1999)<sup>16)</sup>によると，1地震当たりのアスペリティの個数は平均 2.6 個としている．また，想定する地震規模が大きくなるにつれて，一般的に同時に動くセグメントが多くなり，

アスペリティの数も多くなる傾向にある。アスペリティの個数は、1セグメントあたり1個か2個に設定することが基本となる。

(b) アスペリティの総面積  $S_a$

アスペリティの総面積は、強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下、短周期レベルと呼ぶ)と密接な関係がある。したがって、震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で、アスペリティの総面積を求めることとする。

最近の地震の解析結果より、地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A(\text{dyne} \cdot \text{cm/s}^2=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m/s}^2)$ の経験的關係<sup>21)</sup>が求められている。

$$A = 2.46 \times 10^{17} \cdot M_0^{1/3} \quad (3.6)$$

アスペリティの総面積  $S_a$ は、式(3.7)で決まる等価半径  $r=(S_a/\pi)^{1/2}$ より求められる。アスペリティの総面積の等価半径  $r$ は式(3.6)によって推定された短周期レベル  $A$ を用いて、式(3.7)より算出される。ここでは便宜的に震源断層とアスペリティの形状は円形と仮定した。

$$r = (7\pi/4) \cdot (M_0/(A \cdot R)) \cdot \beta^2 \quad (3.7)$$

式(3.7)は、シングル・アスペリティモデルにおける  $M_0$  と  $A$  の理論的關係より導出されたもので、ここでは式(3.8)式<sup>22)</sup>および式(3.9)式<sup>21)</sup>から求めた。

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta\sigma_a \quad (3.8)$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2 \quad (3.9)$$

ここで、 $R$ は断層面積  $S$ に対する等価半径、 $\Delta\sigma_a$ はアスペリティの応力降下量、 $\beta$ は震源域における岩盤の  $S$ 波速度である。

一方、最近、内陸地震によるアスペリティ総面積の占める割合は、断層総面積の平均 22%<sup>16)</sup>、15%~27%<sup>23)</sup>といった研究成果が得られており、アスペリティ総面積を決める上で参考となる。

アスペリティがセグメントに2個ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、16:6<sup>13)</sup>、2:1<sup>24)</sup>となるとの最近の研究成果がある。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量  $D_a$ ,  $D_b$

アスペリティ全体の平均すべり量  $D_a$ は震源断層全体の平均すべり量  $D$ の  $\xi$ 倍とし、最近の内陸地震の解析結果を整理した結果<sup>16)24)</sup>を基に、 $\xi=2$ とする。

$$D_a = \xi \cdot D \quad (3.10)$$

これより、背景領域の平均すべり量  $D_b$ は全体の地震モーメント  $M_0$ からアスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$ を除いた背景領域の地震モーメント  $M_{0b}$ と、背景領域の面積  $S_b$ から、以下の式で算定される。

$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a \quad (3.11)$$

$$M_{0b} = M_0 - M_{0a} \quad (3.12)$$

$$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b) \quad (3.13)$$

(d) アスペリティの応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力  $\Delta \sigma_a$ ,  $\sigma_a$ ,  $\sigma_b$   
アスペリティの応力降下量  $\Delta \sigma_a$  について, Madariaga(1979)<sup>25)</sup>により式(3.14-1)が提案されている.

$$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma \quad (3.14-1)$$

$\Delta \sigma$  : 震源断層全体の平均応力降下量

$S$  : 震源断層全体の面積

$S_a$  : アスペリティの総面積

一方, 円形破壊面を仮定できる規模の震源断層に対しては, 震源断層全体の地震モーメント  $M_0$  が震源断層全体の面積  $S(= \pi R^2)$  の 1.5 乗に比例する<sup>18)</sup>ため, (3.8)式を変形して得られる式(3.14-2)により  $\Delta \sigma_a$  を算定することができる.

$$\Delta \sigma_a = (7/16) \cdot M_0 / (r^2 \cdot R) \quad (3.14-2)$$

ここで, アスペリティ全体の等価半径  $r$  は, 式(3.7)により求めることができる.

アスペリティが複数ある場合には, 特にその震源域の詳しい情報がない限り, 各アスペリティの応力降下量はアスペリティ全体の応力降下量に一致し, すべて等しいと仮定する. さらに, アスペリティの実効応力  $\sigma_a$  は, 経験的にその応力降下量  $\Delta \sigma_a$  とほぼ等しいと仮定する.

背景領域の実効応力  $\sigma_b$  は, 壇ら(2002)<sup>26)</sup>に基づき,

実効応力  $\propto$  すべり速度  $\propto$  (すべり量 / 立ち上がり時間)

立ち上がり時間 = 震源断層(矩形の場合)の幅 / (破壊伝播速度  $\times 2$ )

の比例関係・近似関係により, アスペリティの個数がセグメントに 1 つの場合, アスペリティ領域の幅  $W_a$  を用いて, 式(3.15)より算定する.

$$\sigma_b = (D_b/W_b) / (D_a/W_a) \cdot \sigma_a \quad (3.15)$$

(e) 高周波遮断振動数  $f_{max}$

震源スペクトルが  $\omega^{-2}$  則に従うと仮定した場合, コーナー周波数以上の高周波数帯域で平坦となる加速度フーリエスペクトルが, この高周波遮断振動数より高周波数帯域では低減傾向を示す. 地震調査委員会強震動評価部会(2001)<sup>27)</sup>において,  $f_{max} = 6\text{Hz}$ <sup>28)</sup>および  $f_{max} = 13.5\text{Hz}$ <sup>29)</sup>の 2 つのケースの比較が行われた. その結果, 既存の距離減衰式との対応が良い,  $f_{max} = 6\text{Hz}$  を用いることとしている. なお,  $f_{max}$  は, 震源スペクトル特性のうち, 加速度スペクトル振幅レベルが高周波数側において急減

し始める周波数を指す。

(f) すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$

式(3.16)に示す中村・宮武(2000)<sup>30)</sup>の近似式を用いることとしている。図 3.6 にすべり速度時間関数の概念図<sup>30)</sup>を示す。

$$dD(t)/dt = \begin{cases} 2V_m/t_d \cdot t(1-t/2t_d) & 0 < t < t_b \\ b/(t-\varepsilon)^{1/2} & t_b < t < t_s \\ c-a_r(t-t_r) & t_r < t < t_s \\ 0 & t < 0 \text{ or } t > t_s \end{cases} \quad (3.16)$$

$$\varepsilon = (5t_b - 6t_d) / \{4(1 - t_d/t_b)\}$$

$$b = 2V_m \cdot t_b/t_d \cdot (t_b - \varepsilon)^{1/2} \cdot (1 - t_b/2t_d)$$

$c, a_r$  : 係数

$$t_r : (t_s - t_r) = 2 : 1$$

$V_r$  : 破壊伝播速度

・最大すべり速度振幅  $V_m$

$$V_m = \Delta \sigma \cdot (2 \cdot f_{max\_s} \cdot W \cdot V_r)^{1/2} / \mu \quad (3.17)$$

$f_{max\_s}$  : 震源に依存する高周波遮断周波数

$W = W_a$  (アスペリティ領域)

$= W_b$  (背景領域)

・最大すべり速度到達時間  $t_d$

$$f_{max\_s} = 1 / (\pi \cdot t_d) \quad (3.18)$$

・すべり速度振幅が  $1/t^{1/2}$  に比例する Kostrov 型関数に移行する時間  $t_b$

式(3.16)で最終すべり量を与えることにより自動的に与えることができる。

・ライズタイム  $t_r$

式(3.19)を基本とする。断層全体の平均的なライズタイムを算定する際には、式(3.20)が用いられる場合もある。

$$t_r = \alpha \cdot W / V_r \quad (3.19)$$

$$\alpha = 0.5$$

$$t_r = 2.03 \cdot 10^{-9} \cdot Mo^{1/3} \quad (3.20)$$

(g) すべり角

すべり角については、活断層資料に示されている場合には、これに従う。資料が得られない場合は、断層のずれのタイプ(ずれの方向)により次に示すすべり角を基



本とする。

逆断層：90°

正断層：-90°

左横ずれ断層：0°

右横ずれ断層：180°

### 3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、以下を設定する。

- ・平均破壊伝播速度
- ・破壊開始点
- ・破壊形態

#### (a) 平均破壊伝播速度 $V_r$

平均破壊伝播速度  $V_r$ (km/s)は、Geller(1976)<sup>31)</sup>による地震発生層のS波速度  $V_s$ (km/s)との経験式を基本とする。

$$V_r = 0.72 \cdot V_s \quad (3.21)$$

近年の研究においては、宮腰ほか(2005)<sup>32)</sup>による経験式を用いる場合もある。

$$V_r = 0.694 \cdot V_s \quad (3.22)$$

#### (b) 破壊開始点

アスペリティの位置との関係については、Somerville et al.(1999)<sup>16)</sup>、菊地・山中(2001)<sup>33)</sup>によると破壊開始点はアスペリティの外部に存在する傾向にあるため、アスペリティの内部には設定しないようにする。深さについては、菊地・山中(2001)<sup>33)</sup>によると内陸の横ずれ断層は深い方から浅い方へ破壊が進む傾向にあるため、震源断層の下部に設定することが考えられる。

しかしながら、破壊開始点の位置は強震動予測結果に大きく影響を与えるため、分布形態がはっきりしない場合には、必要に応じて複数のケースを設定することが望ましい。

#### (c) 破壊形態

破壊開始点から放射状に破壊が進行していくものとし、異なるセグメント間では、最も早く破壊が到達する地点から破壊が放射状に伝播していくと仮定する。なお、セグメント間の破壊伝播時刻差は、次のように求める。

- ・セグメント間が連続している場合は、そのまま連続的な破壊伝播を仮定
- ・セグメント間が連続せず離れている場合は、セグメント間のS波の伝播を仮定

## (2) 海溝型地震の特性化震源モデル

海溝型地震は、活断層で発生する地震と比較して、地震の発生間隔が短いために、海域によっては過去に発生した地震の状況を示す情報が残されており、特性化震源モデルの設定にあたって、その情報を活用することが基本となる。

### 1) 巨視的震源特性

海溝型地震の震源断層モデルの巨視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ 震源断層の位置・形状（位置，走向，深さ）
- ・ 震源断層の大きさ・地震規模
- ・ 震源断層の平均すべり量

を設定する。

#### (a) 震源断層の位置・形状

震源断層の位置については、過去の地震の震源域が推定されている場合には、その位置を基に設定する。深さについては、弾性波探査や微小地震分布等で推定されている想定震源域の海洋プレート上面の深さ分布により、地震発生域の上端から下端にかけて設定する。海溝型地震の震源に関する資料で決定された震源の形状評価があれば、その形状評価を推定根拠に留意して利用する。

#### (b) 震源断層の大きさ・地震規模（断層面積 $S$ ，地震モーメント $M_0$ ）

震源断層の大きさ・地震規模については、下記のいずれかの方法により設定する。

- ・ (a) 震源断層の位置・形状により震源域を明確に設定して、その範囲により面積を算出し、地震規模－断層面積の経験的關係から地震規模を推定する。
- ・ 過去の地震から想定されている値を基に地震規模を設定し、地震規模－断層面積の経験的關係から震源断層の面積を設定する。

地震規模(地震モーメント  $M_0$ )－断層面積  $S$  の経験式については、過去の地震のデータを参考に地域性を考慮することが望ましい。式(3.23)は、円形破壊面を仮定した経験式(Eshelby,1957)<sup>18)</sup>であり、震源域の地震の平均応力降下量  $\Delta \sigma$  を推定することで地域性を考慮できる。

$$M_0 = (16/(7 \cdot \pi^{3/2})) \cdot \Delta \sigma \cdot S^{3/2} \quad (3.23)$$

#### (c) 平均すべり量 $D$

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

## 2) 微視的震源特性

海溝型地震における震源断層の微視的震源特性に関するパラメータとして、

- ・ アスペリティの位置・個数
- ・ アスペリティの面積
- ・ アスペリティ，背景領域の平均すべり量
- ・ アスペリティ，背景領域の応力降下量
- ・ 高周波遮断振動数  $f_{\max}$
- ・ すべり速度時間関数
- ・ すべり角

を設定する。

### (a) アスペリティの位置・個数

近年の研究<sup>33)</sup>，平成15年(2003年)十勝沖地震に関する一連の研究<sup>34)35)36)</sup>により，同じ震源域で繰り返し発生する地震のアスペリティは，ほぼ同じ位置となる可能性が高いことがわかってきているため，想定する震源域で，近年，地震が発生していれば，その観測記録の解析からアスペリティの位置を決めることができる．近年の観測記録がない場合，アスペリティではプレート間のカップリングレートが周辺より高いと考えられることから，地殻変動データよりバックスリップの分布を推定することにより，バックスリップの大きい箇所をアスペリティの位置と想定することができる．あるいは，Wells et al.(2003)<sup>37)</sup>や Sugiyama(2004)<sup>38)</sup>が，負の異常重力域とプレート間地震の震源域におけるアスペリティの位置とに対応関係が見られることを指摘していることを利用して，重力異常のデータを参考にすることもできる．

アスペリティの個数は，アスペリティの位置を推定する際に，必然的に決定されるものとする．一般的にはアスペリティの数は想定する震源域・地震規模が大きくなるにつれて，多くなる傾向にある．

### (b) アスペリティの総面積 $S_a$

アスペリティの総面積は，強震動予測に直接影響を与える短周期領域における加速度震源スペクトルのレベル(以下，短周期レベルと呼ぶ)と密接な関係がある．したがって，震源断層モデルの短周期レベルを設定した上で，アスペリティの総面積を求めることとする．

- ・ 想定震源域における最新活動地震の短周期レベルが推定されている場合には，その推定値と地震モーメントとの経験的関係の傾向を参照して，想定する地震の地震モーメントに応じた短周期レベルを設定する(例えば，<sup>39)</sup>).

・想定震源域における最新活動地震の短周期レベルが推定されていない場合には、式(3.6)に示す壇ら(2001)<sup>21)</sup>による地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A(\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2=10^{-7}\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$ の経験的關係により短周期レベルを設定する。

アスペリティの総面積  $S_a$ は、式(3.7)で決まる等価半径  $r=(S_a/\pi)^{1/2}$ より求められる。一方、7つの海溝型地震によるアスペリティ総面積の占める割合は断層総面積の  $35\%\pm 11\%$ 程度<sup>24)</sup>となるといった研究成果も最近、得られている。

アスペリティが複数ある場合、各アスペリティへの面積の配分は、最新活動の地震のアスペリティの大きさやバックスリップの大きい領域に応じて設定するのが望ましい。そのような分解能がない場合には、アスペリティが2つの場合は2:1、アスペリティが3つの場合は2:1:0.5になるとの最近の研究成果<sup>24)</sup>も参照する。

(c) アスペリティ・背景領域の平均すべり量  $D_a, D_b$

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

(d) アスペリティの平均応力降下量・実効応力及び背景領域の実効応力  $\Delta\sigma_a, \sigma_a, \sigma_b$

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

(e) 高周波遮断振動数  $f_{max}$

地震調査委員会<sup>例えば、<sup>39)</sup></sup>に倣って、現時点では、仙台地域における中小地震の観測記録から推定された  $f_{max}=13.5\text{Hz}$ <sup>29)</sup>を採用することとしている。

(f) すべり速度時間関数  $dD(t)/dt$

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

(g) すべり角

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

### 3) その他の震源特性

その他の震源特性に関するパラメータとして、以下を設定する。

- ・平均破壊伝播速度
- ・破壊開始点
- ・破壊形態

(a) 平均破壊伝播速度  $V_r$

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

(b) 破壊開始点

破壊開始点の位置について，過去の地震の破壊開始点が把握されている場合にはその位置に設定することを基本と考える．菊地・山中(2001)<sup>33)</sup>によれば，破壊の進む方向に地域性があり，三陸沖では浅い方から深い方へ，逆に南海トラフでは深い方から浅い方へ破壊が進む傾向がある．過去の地震の破壊開始点が把握されていない場合には，参考情報となる．

(c) 破壊形態

活断層で発生する地震の特性化震源モデルと同様に取り扱うことができる。

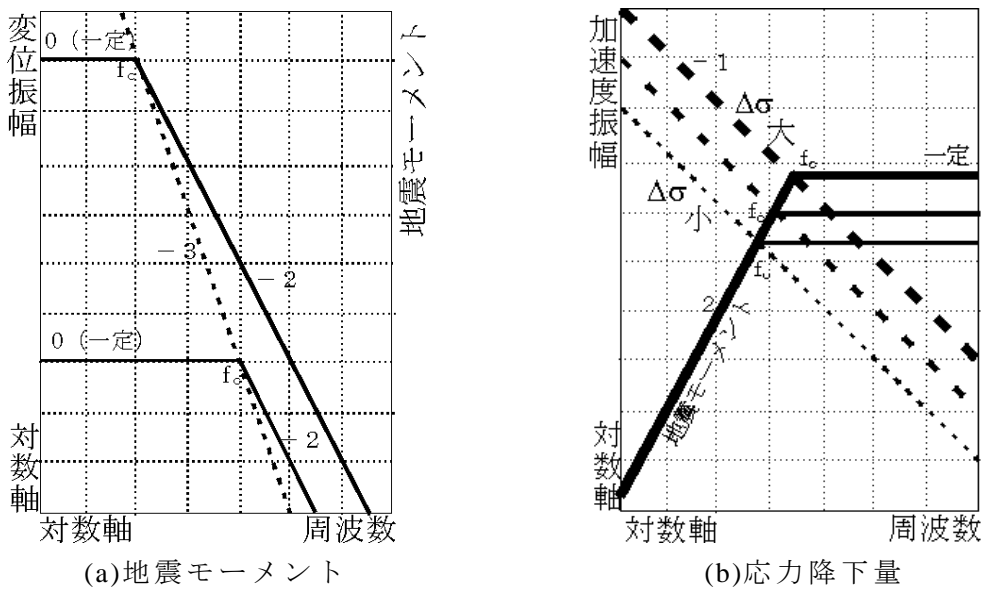


図 3.5 震源スペクトルの模式図

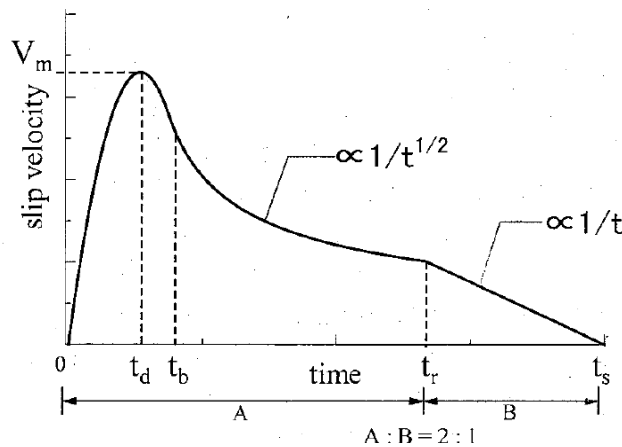


図 3.6 すべり速度関数の概念図

### 3.4.2. 地震カタログによる地震基盤におけるハザードの検討

地震カタログによるハザードの検討はマグニチュード 5.0～7.0 の中小規模地震を対象とした。

地震域はテストサイトを中心とする半径 100km の円内とし、地殻内地震に相当する深さ 20km 以浅とそれより深部の地震を対象とした 20km～60km の 2 つの領域を考え、それぞれの領域内での地震活動は一樣と考えた。テストサイトのそれぞれの地震域に対して、震源のモデル化、すなわち、Gutenberg-Richter 式に従う  $b$  値モデルの算定を行った。算定条件および算定結果を表 3.2 に示す。

次に、上記の分布に従って地震規模および震源位置のサンプリングを行った。地震規模および震源位置が従う確率分布を表 3.3 に示す。これにより、テストサイトのそれぞれの地震域に対して、10000 組のマグニチュードと震源位置のデータセットが得られる。

この 10000 組のマグニチュードと震源位置のデータセットに対して、地震基盤における加速度フーリエ振幅スペクトルを求めた。まず、Takemura et al.<sup>40)</sup>によって提案された式(3.24)を用いて、マグニチュード  $M$  から地震モーメント  $M_0(\text{dyne} \cdot \text{cm}=10^{-7}\text{N} \cdot \text{m})$  を求めた。

$$M_0=10^{(1.17M+17.72)} \quad , \quad \text{標準偏差(常用対数)}=0.31 \quad (3.24)$$

この地震モーメント  $M_0$  から、式(2.4)および式(2.5)に従って、震源における加速度フーリエ振幅スペクトルを求めることができる。なお、 $\Delta \sigma$  は式(3.5)の  $S$  に Somerville et al.<sup>16)</sup>による式(3.25)を用いて算定した。ここに、 $S(\text{km}^2)$  は断層面積を示す。また、高周波遮断周波数は、0.2～10.0Hz に対して安全側の検討となるように、 $f_{max}=10.0(\text{Hz})$  を仮定した。

$$S=2.23 \times 10^{-15} \cdot M_0^{2/3} \quad , \quad \text{標準偏差(常用対数)}=0.16 \quad (3.25)$$

ここでは、式(3.24)、式(3.25)において得られている平均値と標準偏差に従う正規乱数を用いて、それぞれ  $M_0$ 、 $\Delta \sigma$  に対するバラツキを表現した。

一方、上述の 10000 組のマグニチュードと震源位置のデータセットに対する震源からテストサイト直下の伝播経路特性は、佐藤・巽(2002)<sup>41)</sup>による式(3.26)を用いて算定した。20km 以浅の地震域には(a)地殻内の式(3.26-1)、20～60km の地震域には(b)海溝型の式(3.26-2)を適用した。

$$(a) \text{地殻内} : Q=166 \times f^{0.76} \quad , \quad \text{標準偏差(常用対数)}=0.165 \quad (3.26-1)$$

$$(b) \text{海溝型} : Q=114 \times f^{0.92} \quad , \quad \text{標準偏差(常用対数)}=0.058 \quad (3.26-2)$$

ここでは、式(3.26)において得られている平均値と標準偏差に従う正規乱数を用いて、伝播経路特性に対するバラツキを表現した。

### 3.4.3. 活断層による地震基盤におけるハザードの検討

関東地震以外のテストサイト周辺の半径 100km 以内に存在する活断層<sup>10)</sup>を対象とし、それぞれの活断層に対して統計的グリーン関数法を適用して、テストサイトにおける時刻歴波形の算定を行った。対象とした活断層を図 3.7 および表 3.4 に示す。ここでは、表 3.4 における年発生頻度  $\nu$  は松田<sup>42)</sup>より導かれた式(3.27)によって算出した。

$$\nu = 10^{1.1} \cdot D / L \quad (3.27)$$

ここに、 $D(\text{m})$ は年平均すべり量、 $L(\text{km})$ は断層長を示す。

地震規模、震源位置およびその他のパラメータの確率分布は表 3.5 に示すように設定した。なお、断層面積  $S$  を算定する際の断層幅は一律 17km(断層上端深さ 3km, 断層下端深さ 20km, 傾斜角  $90^\circ$ )とした。また、断層の不均一性、すなわち、アスペリティは考慮しないものとした。この条件下で、2.3.3 節に示す統計的グリーン関数法を適用し、テストサイトの地震基盤における時刻歴波形の算定を行った。なお、震源からテストサイト直下の伝播経路特性は、佐藤・巽<sup>41)</sup>による式(3.26-1)を用いた。

ここでは、表 3.5 に示す要素地震の位相特性、破壊開始点、ライズタイムの震源パラメータと伝播経路特性に対してバラツキを考慮し、各断層について 100 組のデータセットを作成し、時刻歴波形の算定を行った。なお、地震モーメントの算定において、バラツキ量が明らかにされている式(3.25)<sup>16)</sup>を対象とするすべての活断層に適用することとした。

### 3.4.4. 断層モデルによる地震基盤におけるハザードの検討

関東地震の断層モデルに対して統計的グリーン関数法を適用して、テストサイトにおける時刻歴波形の算定を行った。基本的な断層パラメータを既往の研究<sup>43)-45)</sup>および強震動予測に関するレシピにしたがって、表 3.6 に示すように設定した。地

震モーメントはプレート境界型地震の応力降下量が考慮できる式(3.23), ライズタイム  $T_r(s)$ はアスペリティの大きさに依存する式(3.19)を用いることとした。なお, プレート境界型地震の平均応力降下量は, 既往の研究<sup>46)</sup>を参考に 3.0MPa とした。この条件下で, 2.3.3 節に示す統計的グリーン関数法を適用し, テストサイトの地震基盤における時刻歴波形の算定を行った。なお, 震源からテストサイト直下の伝播経路特性は, 佐藤・巽<sup>41)</sup>による式(3.26-2)を用いた。

ここでは, アスペリティの個数は 2 個, 大きさは図 3.8 に示す 1923 年関東地震に対して求められた値<sup>47)</sup>を設定し, その位置は一様乱数を用いて, 重ならないように断層内に配置した。破壊開始点は配置した 2 個のアスペリティの何れかの下端に, 同様に一様乱数を用いて配置した。また, 要素地震の位相特性は活断層と同様に一様にばらつくものとした。これに伝播経路特性のバラツキを考慮し, 関東地震について 100 組のデータセットを作成し, 時刻歴波形の算定を行った。

#### 3.4.5. 地震発生モデル

ハザードの検討における確率モデルとして, 今回は地震カタログ, 活断層, 関東地震ともに確率論的入力地震動として一般的と考えられる定常ポアソン過程を採用した。しかし, 提案する手法においては地震活動の履歴を考慮した確率モデルを導入することも容易であることから, 地震活動履歴を考慮した既設構造物のリスク検討などへ応用することも可能であると考えられる。



表 3.2 震源のモデル化 (*b* 値モデルの算定)

年超過確率算定時の仮定	定常ポアソン過程	B 値	
地震カタログ	気象庁カタログ(1926~2002)	メッシュ A	メッシュ B
対象地震の震央距離	100km以下		
対象地震の震源深さ	20km以下	0.95	0.79
	20km~60km	1.03	0.94
対象地震のマグニチュード	5.0以上		
活断層に対応するデータ	削除しない		
余震の判定	100日以内, 相対距離50km		

表 3.3 地震規模および震源位置の確率分布

地震規模の 確率分布	Gutenberg-Richter 式に従う一様分布 地震域の限界マグニチュード $M_{upper}=7.0$ 地震ハザードを検討する最少マグニチュード $M_{lower}=5.0$ サンプル数 10000
震源位置の 確率分布	震央位置 テストサイトから 100km 以内に一様分布 震源深さ (1)3~20km に一様分布 (2)20~60km に一様分布

表 3.4 テストサイト周辺の活断層一覧

起震断層名	断層長 L(km)	活動度	年平均すべり量 S(m)	年発生頻度 ( $\nu$ )
(1)鴨川地溝帯北断層	29	活断層である証拠に乏しく実体が不明確	1.0E-05	4.34E-06
(2)鴨川地溝帯南断層	26		1.0E-05	4.84E-06
(3)深谷断層	10	B	5.0E-04	6.29E-04
(4)平井-櫛挽断層帯	20	B	5.0E-04	3.15E-04
(5)江南・今市-菅谷断層帯	16	C	5.0E-05	3.93E-05
(6)荒川断層	20	B	5.0E-04	3.15E-04
(7)越生断層	13	C	5.0E-05	4.84E-05
(8)立川断層帯	30	B	5.0E-04	2.10E-04
(9)鶴川断層	30	C	5.0E-05	2.10E-05
(10)扇山断層	18	BC	1.0E-04	6.99E-05
(11)長者舎断層	10	B	5.0E-04	6.29E-04
(12)道志川断層	10	B	5.0E-04	6.29E-04
(13)伊勢原断層	20	B	5.0E-04	3.15E-04
(14)玄倉断層	10	B	5.0E-04	6.29E-04
(15)神縄-国府津・松田断層帯	25	A	5.0E-03	2.52E-03
(16)北武断層群	12	AB	1.0E-03	1.05E-03
(17)大菩薩嶺西側断層	14	C	5.0E-05	4.50E-05
(18)曾根丘陵断層帯	15	B	5.0E-04	4.20E-04
(19)富士川河口断層帯	20	A	5.0E-03	3.15E-03
(20)丹那断層帯	30	A	5.0E-03	2.10E-03
(21)達磨山断層群	12	B	5.0E-04	5.25E-04

※活動度は 1000 年あたりの平均変位速度によって定義. A: 1.0m 以上 10m 未満,  
B: 0.1m 以上 1.0m 未満, C: 0.1m 未満<sup>10)</sup>.

表 3.5 活断層によるハザードの検討

地震発生モデル	定常ポアソン過程
地震規模の確率分布	$S=2.23 \cdot 10^{-15} \cdot Mo^{2/3}$ による <sup>16)</sup> 確定値
震源位置の確率分布	断層位置で固定
その他のパラメータの確率分布	サンプル数 LHS による 100 要素地震の位相特性 一様分布 破壊開始点 断層下端に一様分布 ライズタイム $T_r=2.03 \cdot 10^{-9} \cdot Mo^{1/3}$ , 標準偏差(常用対数)=0.12 <sup>16)</sup> 標準偏差に従う正規分布

表 3.6 関東地震の基本パラメータ

パラメータ	設定値(基本)	備考
基準点位置	35.4° N, 139.2° E	Wald and Somerville <sup>44)</sup>
断層長, 断層幅(km)	130.0×70.0	
傾斜角(°)	25.0	
地震モーメント(N・m)	$1.07 \times 10^{21}$	入倉, 三宅 <sup>13)48)</sup>
平均変位量(m)	3.56	
平均応力降下量(MPa)	3.0	
ライズタイム(s)	7.0	
アスペリティ面積比	0.22	
アスペリティ変位比	2.0	
アスペリティ変位量(m)	7.12	鷺谷 <sup>49)</sup>
バックスリップ量(mm/年)	40	
再来間隔(年)	162	
年発生頻度	$6.17 \times 10^{-3}$	

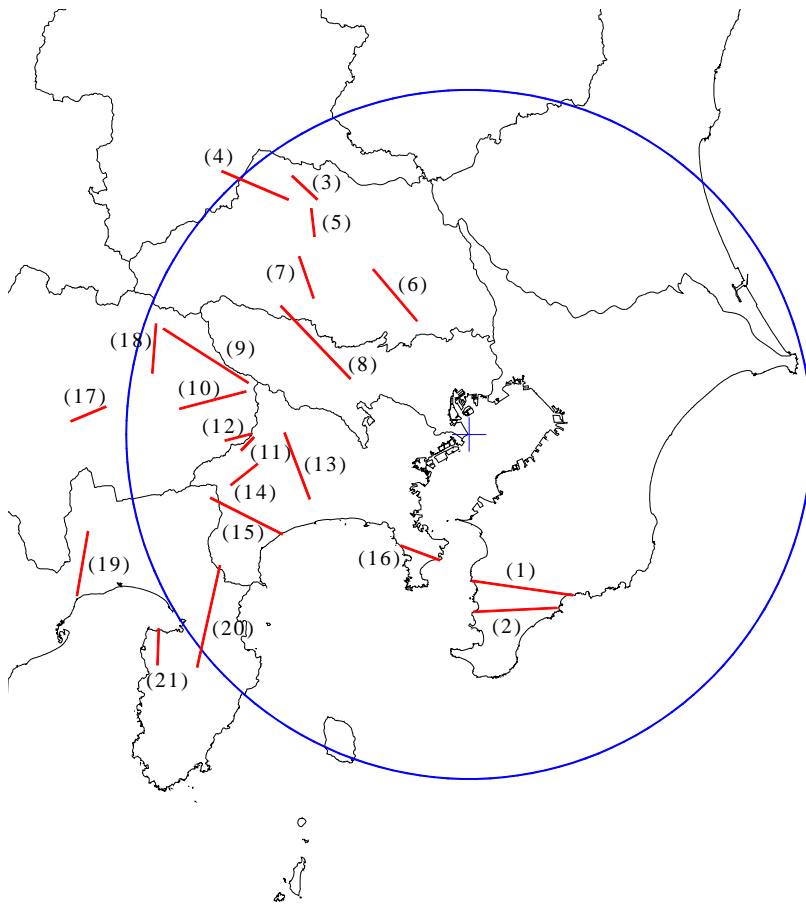


図 3.7 テストサイト周辺の活断層

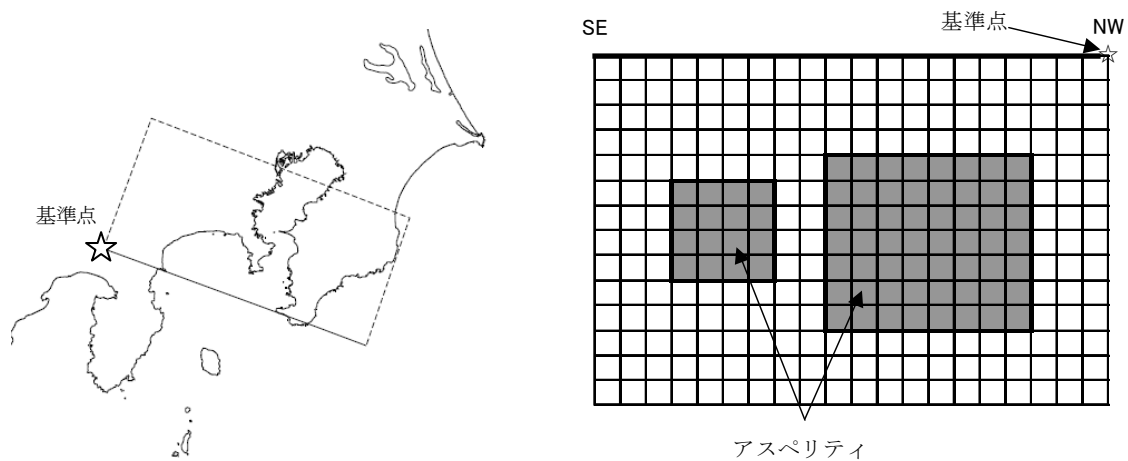


図 3.8 1923 年関東地震の位置およびアスペリティ分布

### 3.5. ロジックツリーの設定

前節で設定した基本パラメータに対して、そのバラツキをハザードの検討によって考慮しなかったパラメータについてロジックツリーを設定した。活断層、関東地震、それぞれに対して設定したロジックツリーを図 3.9 に示す。図 3.9 では、基本ケースを緑色で示している。

関東地震以外の活断層では、ハザードの検討において地震モーメントと応力降下量のバラツキを考慮しなかった。このため、これらのバラツキをロジックツリーとして表現するものである。

関東地震に対しては地震モーメント、断層位置・大きさ、傾斜角、ライズタイム、バックスリップ量<sup>49)</sup>についてロジックツリーとして表現した。地震モーメントについては、ハザードの検討においてバラツキを考慮しなかったため、ロジックツリーとして表現するものである。断層位置・大きさ、傾斜角、ライズタイム、バックスリップ量は、異なる断層モデルの提案<sup>45)</sup>に対して検討を行うものである。

なお、それぞれのパラメータの重み付けは、その分布性状や信憑性を合理的に推定できないことから、等しいものとした。地震カタログによるハザードの検討は、活断層や関東地震のように震源モデルを設定していないため、ロジックツリーは設定しないものとした。

断層位置・  
大きさ (L×W)

固定

傾斜角

90°

断層上端深さ

3.0km

断層下端深さ

20.0km

地震モーメント

$S=2.23 \cdot 10^{-15} \cdot Mo^{2/3}$

応力低下量

2.3MPa

Mo + σ

Mo - σ

10.0MPa

※ σ : 標準偏差

(1)活断層(関東地震以外)

72

断層位置・  
大きさ (L×W)

L=130  
W=70

地震モーメント

$Mo = \frac{16}{7\pi^{3/2}} \cdot \Delta\bar{\sigma}_c \cdot S^{3/2}$

断層上端深さ

3.0km

傾斜角

25°

ライズタイム

7.0s

アスペリティ面積比  
/強度比

0.22/2.01

バックスリップ

40mm/年

L=95  
W=54

Mo + σ

Mo - σ

34°

5.0s

8.0s

24mm/年  
プレート運動モデル

※ σ : 標準偏差

(2)関東地震

図 3.9 ロジックツリー

## 3.6. 地震ハザード算定結果

### 3.6.1. 地震ハザード曲線

特定の周波数 0.5Hz, 1.0Hz, 2.0Hz に対して作成したフーリエ振幅スペクトルと年超過確率の関係を図 3.10 に示す. 図 3.10 において, 細い実線がロジックツリーのそれぞれの値, 太い一点鎖線がその信頼度 10%, 50%, 90%を表している.

ハザード曲線の信頼度 50%に相当する値を, すべての周波数について算定し, 再現期間 75 年, 500 年に相当する値を連ねた一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを図 3.11 に示す. メッシュ A は 0.3~0.9Hz 付近のやや長周期成分, メッシュ B は 1.0~4.0Hz 付近の周波数成分が卓越している. メッシュ A が主に東京都の湾岸部, メッシュ B が三浦半島であることを考慮すると, 概ね地盤の特徴を反映しているものと考えることができる. また, 図 3.12 に示すように, いずれのメッシュでも再現期間 500 年の再現期間 75 年の一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対する比は, 高周波側すなわち短周期側よりも低周波側すなわち長周期側が大きくなっていることがわかる. これは, 後述のように, M7 未満の地震カタログの寄与に比べて, それより地震規模の大きい活断層や関東地震の寄与が相対的に大きくなり, 規模の大きな地震ほど低周波側の振幅が大きくなる傾向を反映しているものと考えられる. 再現期間 500 年において, 関東地震の寄与が地震カタログ深部の寄与に比べて大幅に強いメッシュ B では, 低周波側が大きくなる傾向がメッシュ A に比べて顕著であることも読み取れる<sup>50)</sup>.

### 3.6.2. 位相特性

式(2.19)に従って, メッシュ A およびメッシュ B における地震ハザード曲線における貢献度指数の算定を行った. その結果を, 図 3.13 に示す. ここでは周波数ごとに求まる貢献度指数に対して, 0.5~2.0Hz 間の平均値を示した. 図 3.13 をみると, 再現期間 75 年, すなわち, 年超過確率 0.013 および再現期間 500 年, すなわち, 年超過確率 0.002 の貢献度指数は, 両サイト共に, それぞれ地震カタログ深部, 関東地震が最大となっていることがわかる. したがって, 震源における位相特性は, 再現期間 75 年, 再現期間 500 年に対して, それぞれ地震カタログ深部, 関東地震の時刻歴波形の位相特性とした. 大阪などのように海溝型地震の震源からある程度離れており, かつ内陸活断層から近い場合であれば, 年超過確率が長くなるほど内陸活断層の影響が卓越すると考えられる<sup>51)</sup>が, メッシュ B の場合, 海溝型地震に対しても震源近傍であることから, 必ずしも近接する北武断層群等が支配的にはならなかつ

たものと考えられる。

この震源における位相特性に、地震基盤～工学的基盤の増幅における位相特性として、図 3.4 の群遅延時間に相当する位相特性を加味して、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する位相特性とした。

### 3.6.3. 確率論的入力地震波の試算

3.6.1 節で示したハザード曲面における一様ハザードフーリエ振幅スペクトルと、3.6.2 節で示した位相スペクトルに対して、フーリエ逆変換を行うことにより時刻歴波形を計算した。その結果を図 3.14 に示す。

メッシュ A の最大加速度および最大速度は、再現期間 75 年で 237Gal および 36kine、再現期間 500 年で 470Gal および 92kine、メッシュ B の最大加速度および最大速度は、再現期間 75 年で 658Gal および 44kine、再現期間 500 年で 1331Gal および 111kine となる。サイト増幅特性、再現期間の違いに応じて、一様ハザード振幅スペクトルの周波数特性に差が生じることによって、最大加速度および最大速度が顕著に異なる値となったものと考えられる。

メッシュ A、B ともに再現期間 75 年の波形は、貢献度指数から確率論的想定地震として地震カタログが選定されているため、サイトの位相特性のみに依存している。なお、このとき震源の位相はインパルスと仮定した。一方、再現期間 500 年の波形は、震源の位相特性として関東地震が選定されているため、関東地震の破壊過程を加味した位相特性を示していると考えられる。したがって、メッシュ A、B ともに再現期間 500 年の波形は、再現期間 75 年の波形に比べて関東地震の破壊過程の分だけ、主要動の継続時間が長くなっているものと考えられる。

メッシュ A の時刻歴波形は、再現期間 75 年、500 年ともに、主要動が数十秒間と長く、主要動の前半には高周波数成分、後半には低周波数成分が卓越しているように見える。これは、図 3.4 に示した地震基盤～工学的基盤の増幅における位相特性の群遅延時間が高周波数成分では小さく、低周波数成分では大きい値を示していることに対応している。一方、メッシュ B では、主要動がメッシュ A に比べて短く、主要動の中で高周波数成分と低周波成分を区別することは難しい。これは、図 3.4 に示した群遅延時間において、高周波成分と低周波成分の差が比較的小さいことに起因しているものと考えられる。

### 3.6.4. 確率論的入力地震波の評価

メッシュ A およびメッシュ B において算定された再現期間 75 年、500 年の時刻歴

波形から計測震度および震度階を求めた。メッシュAの計測震度は、再現期間75年、500年に対して、それぞれ5.7、6.3となり、メッシュBの計測震度は、再現期間75年、500年に対して、それぞれ6.1、6.8となる。したがって、メッシュAの震度階は、再現期間75年、500年に対して、それぞれ6弱、6強となり、メッシュBの震度階は、再現期間75年、500年に対して、それぞれ6強、7となる。

地震調査研究推進本部地震調査委員会により確率論的地震動予測地図<sup>52)</sup>が公表されている。この中の、50年39%の確率、50年10%の確率で一定の揺れに見舞われる計測震度の領域図をそれぞれ、**図3.15**、**図3.16**に示す。50年39%の確率で一定の揺れに見舞われる計測震度の領域図では、メッシュAに相当する東京都の湾岸部において6弱、メッシュBに相当する三浦半島では5強～6弱と推定されている。一方、50年10%の確率で一定の揺れに見舞われる計測震度の領域図では、メッシュA、メッシュBに相当する位置において、それぞれ6強、6弱～6強と推定されている。50年39%の確率、50年10%の確率は、それぞれ再現期間100年、475年に相当することから、本研究で提案した統計的グリーン関数法を用いた確率論的ハザード解析結果の再現期間75年および500年の時刻歴波形から得られた震度階との比較を行った。メッシュAではよい対応を示しているが、メッシュBでは統計的グリーン関数法を用いた確率論的ハザード解析が1～2段階、大きな値を与えている。確率論的地震動予測地図では関東地震の平均活動間隔が400年程度と設定されており、さらに、地震発生モデルとして更新過程が用いられているため現時点における関東地震の年発生頻度が低く設定されていることを勘案すると、関東地震の寄与が大きいと考えられるメッシュBにおいては、十分に合理的な差であるものと判断できる。

この関東地震の寄与について補完するために、**図3.17**に示す1923年関東地震時の震度分布<sup>53)</sup>との比較を行った。これによると、メッシュAに相当する東京都の湾岸部において5強～7、メッシュBに相当する三浦半島では6弱～7と示されている。統計的グリーン関数法を用いた確率論的ハザード解析結果の再現期間500年の時刻歴波形から得られた震度階と比較すると、メッシュA、Bともにより対応を示している。ただし、メッシュA内の川崎付近以外では、統計的グリーン関数法を用いた確率論的ハザード解析が大きな値を与えており、これはメッシュAにおいて関東地震以外に影響の大きい地震が存在することに起因すると考えられる。

本研究で提案した統計的グリーン関数法を用いた確率論的ハザード解析結果の再現期間75年および500年の時刻歴波形から得られた震度階を他機関の予測結果や1923年関東地震における震度分布との比較を行った結果、本研究による予測値は、概ね妥当であり、地域の地震環境を反映したものと評価できる。したがって、提案した確率論的ハザード解析手法は、土木・建築構造物に対する確率論的な設計入力地震動の算定、国や自治体の確率論的な被害想定など、実用に十分供することが可



能な時刻歴波形を与えることができるものと考えられる。

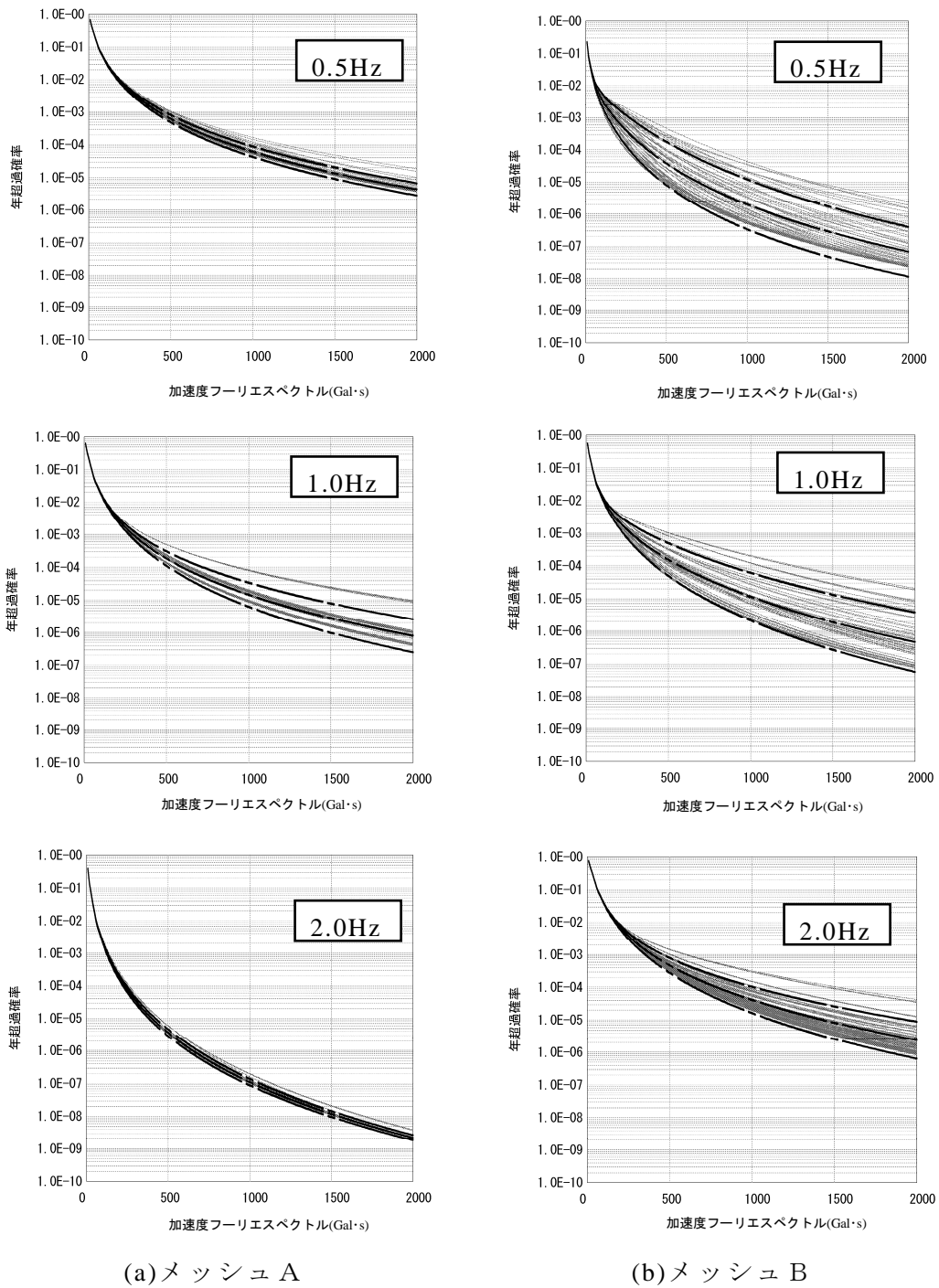


図 3.10 地震ハザード曲線

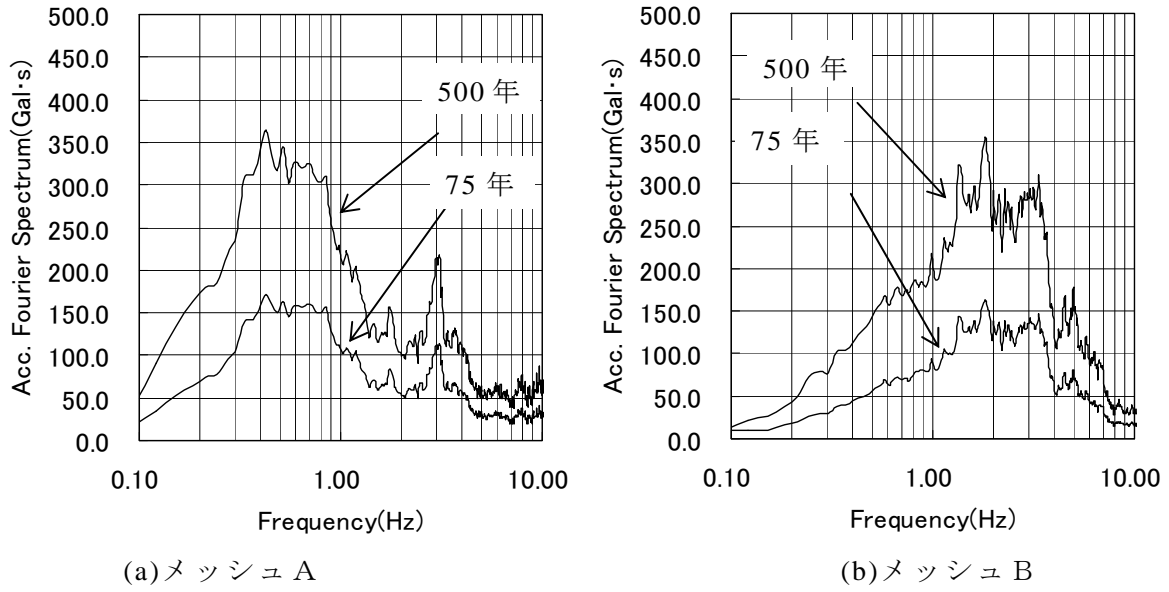


図 3.11 一様ハザードフーリエ振幅スペクトル

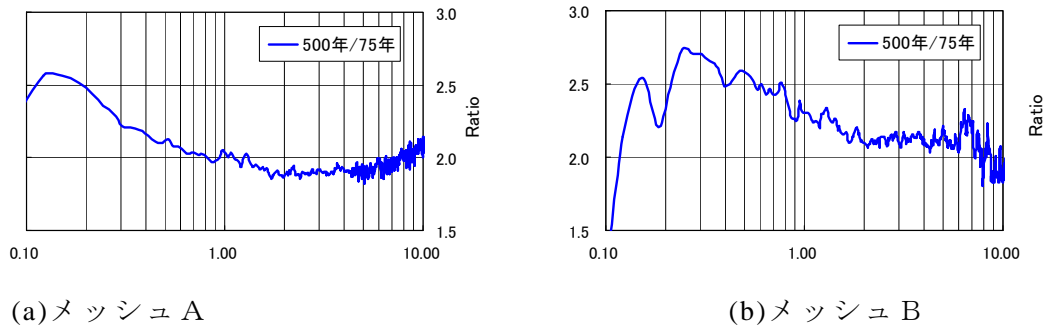


図 3.12 再現期間 500 年と 75 年の一様ハザードフーリエ振幅スペクトルの比

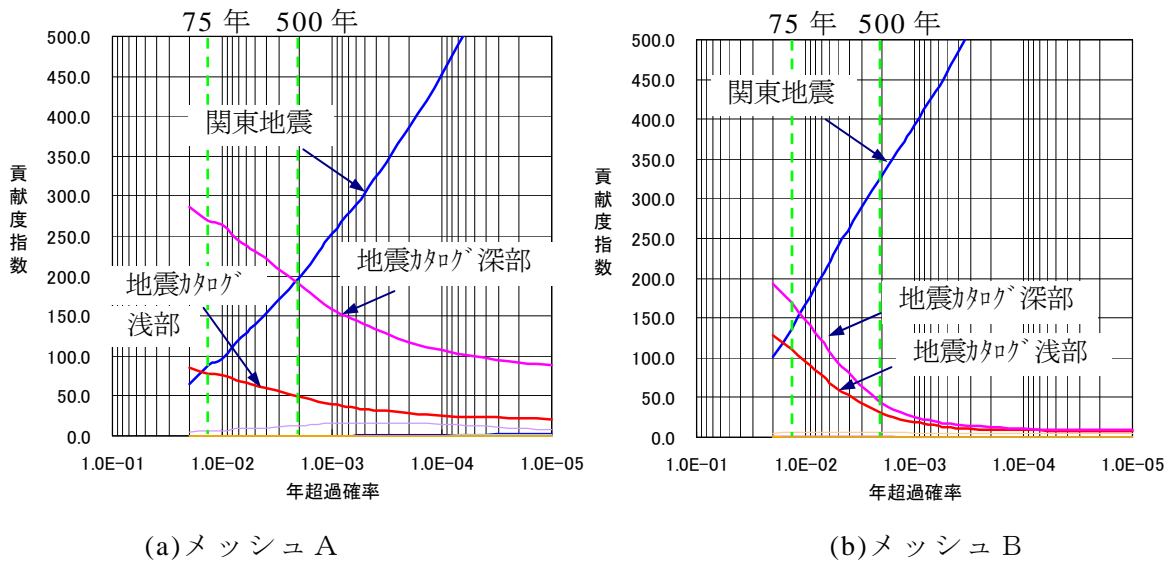


図 3.13 貢献度指数 (0.5~2.0Hz の平均値)

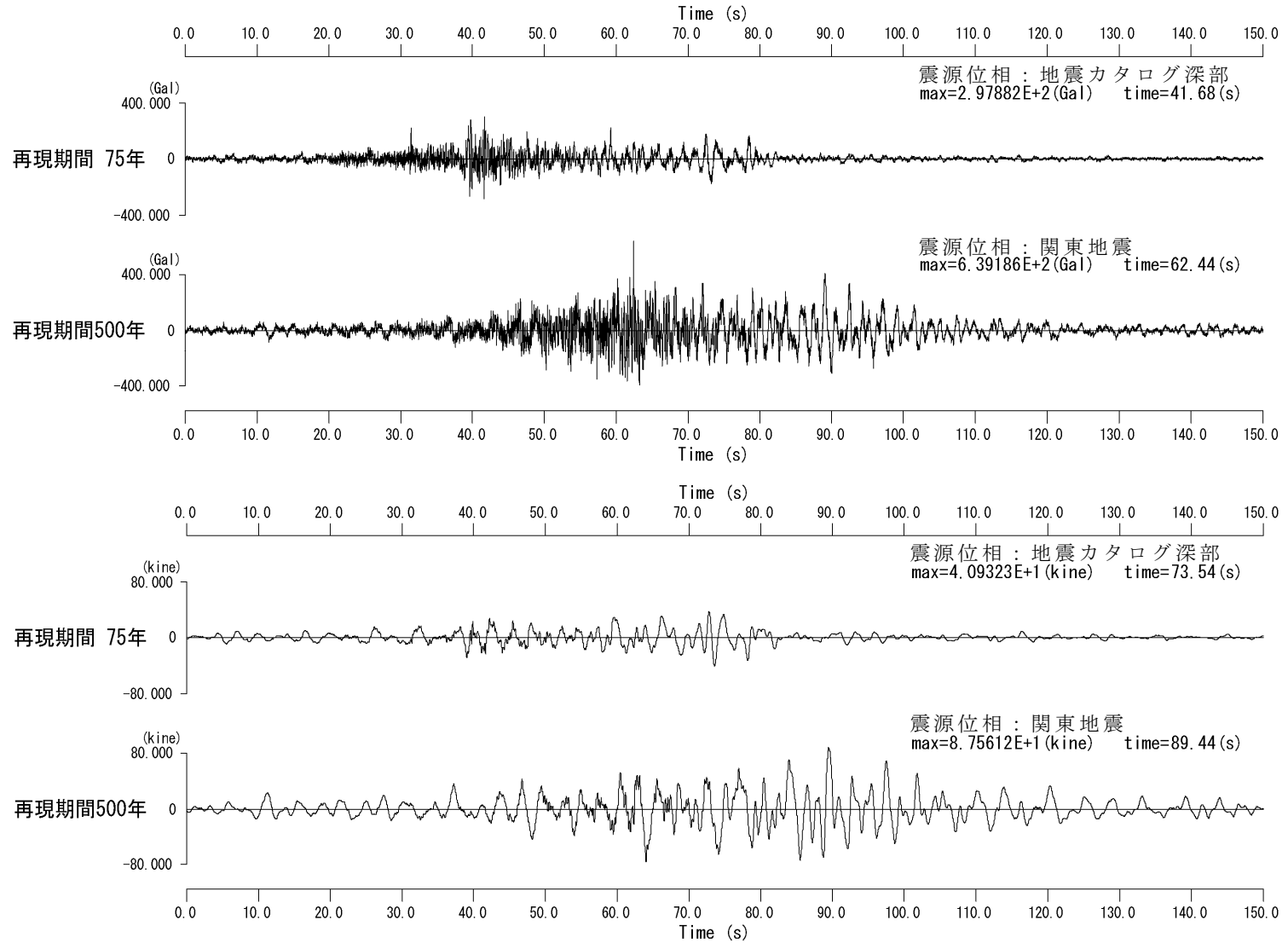


図 3.14(a) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する波形—メッシュA(上段：加速度，下段：速度)—

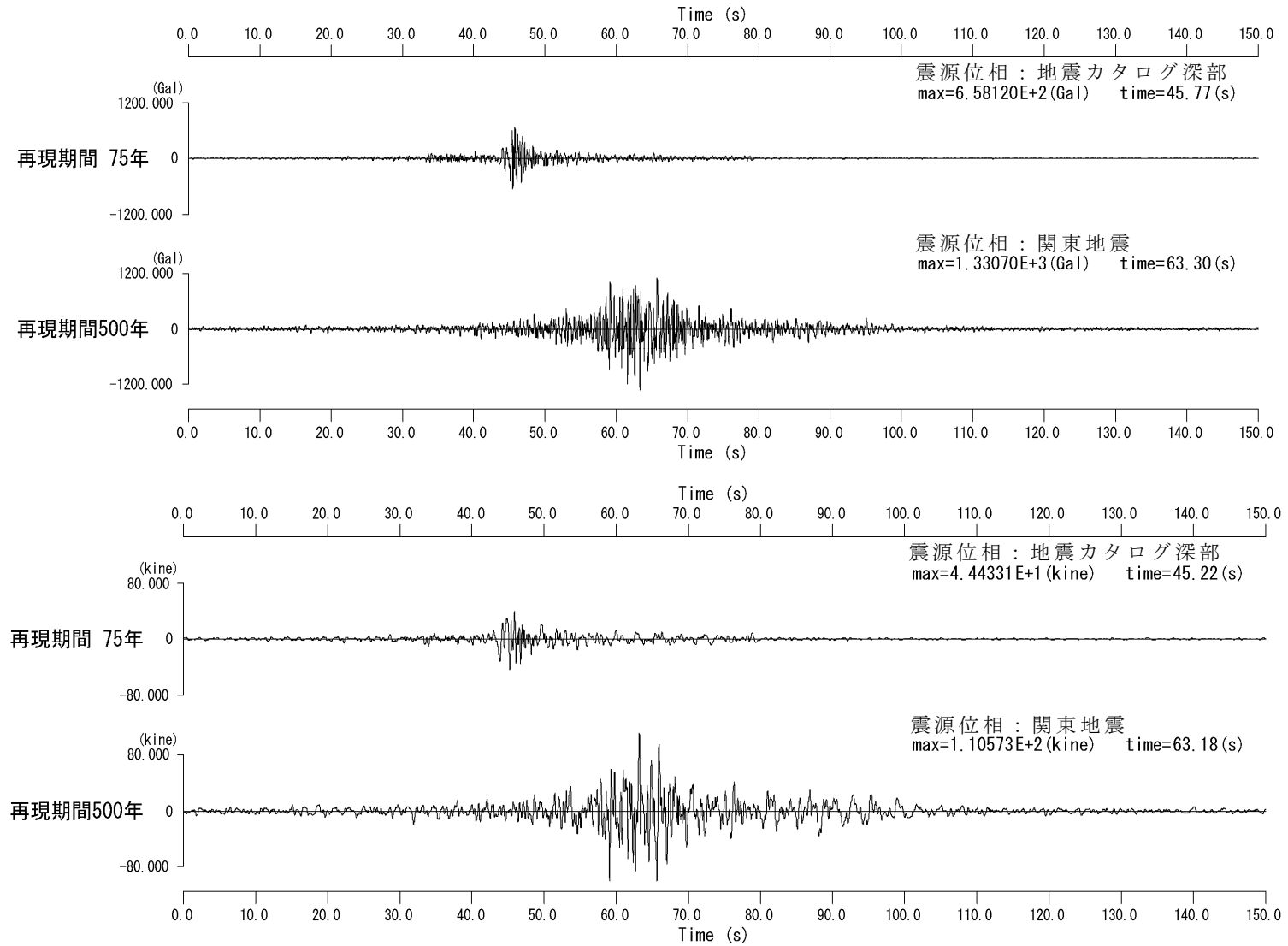


図 3.14 (b) 一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに対応する波形—メッシュ B (上段：加速度，下段：速度)—

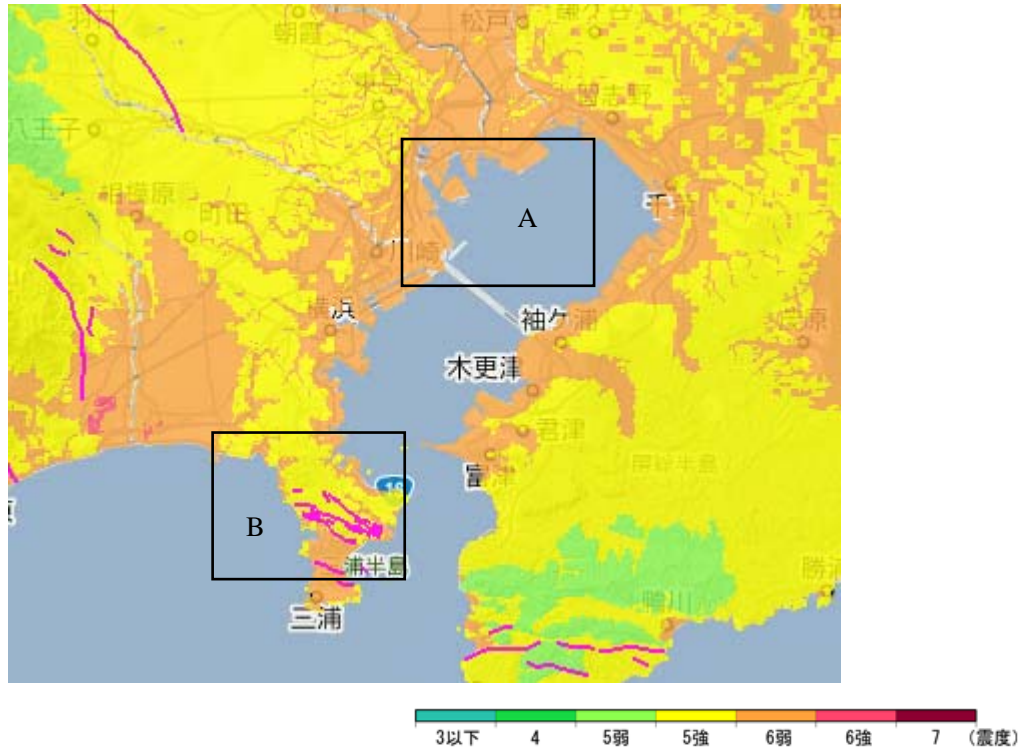


図 3.15 確率論的地震動予測地図

(50年39%の確率で一定の揺れに見舞われる計測震度の領域図)

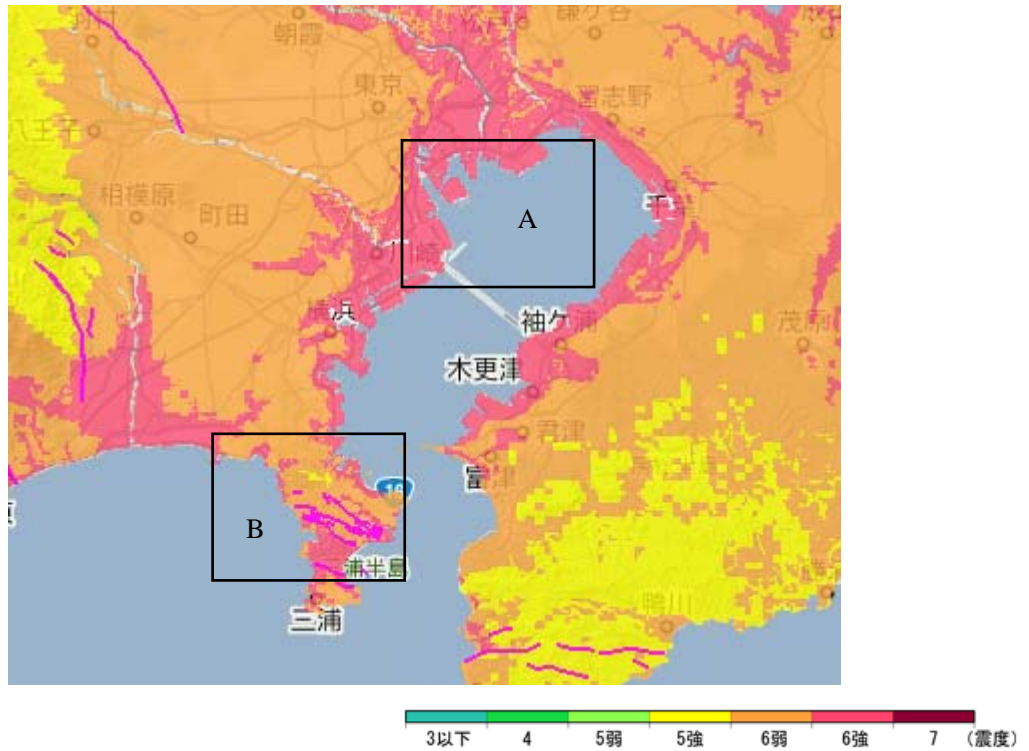


図 3.16 確率論的地震動予測地図

(50年10%の確率で一定の揺れに見舞われる計測震度の領域図)

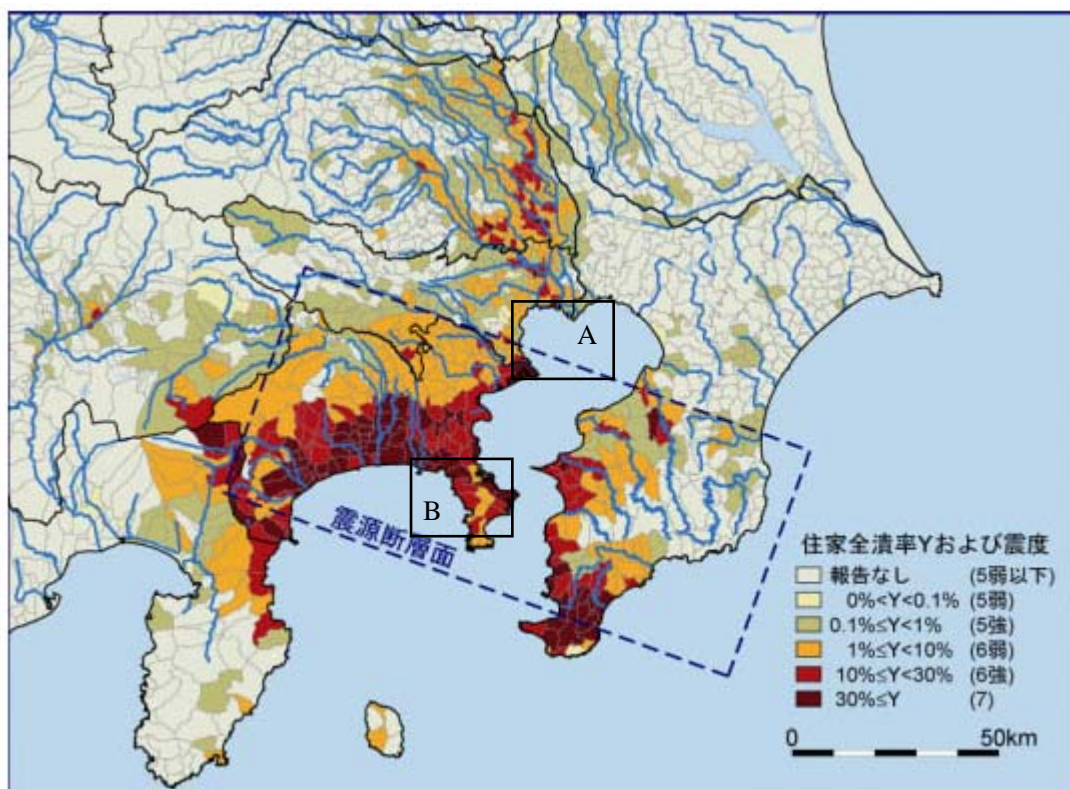


図 3.17 関東大地震の震度分布

表 3.7 確率論的入力地震波の評価

メッシュ		A		B	
再現期間		75年	500年	75年	500年
本研究	計測震度	5.7	6.3	6.1	6.8
	震度階	6弱	6強	6強	7
地震調査委員会	震度階	6弱	6強	5強～6弱	6弱～6強
	再現期間	100年 (50年39%)	475年 (50年10%)	100年 (50年39%)	475年 (50年10%)
1923年 関東地震	震度階	—	5強～7	—	6弱～7

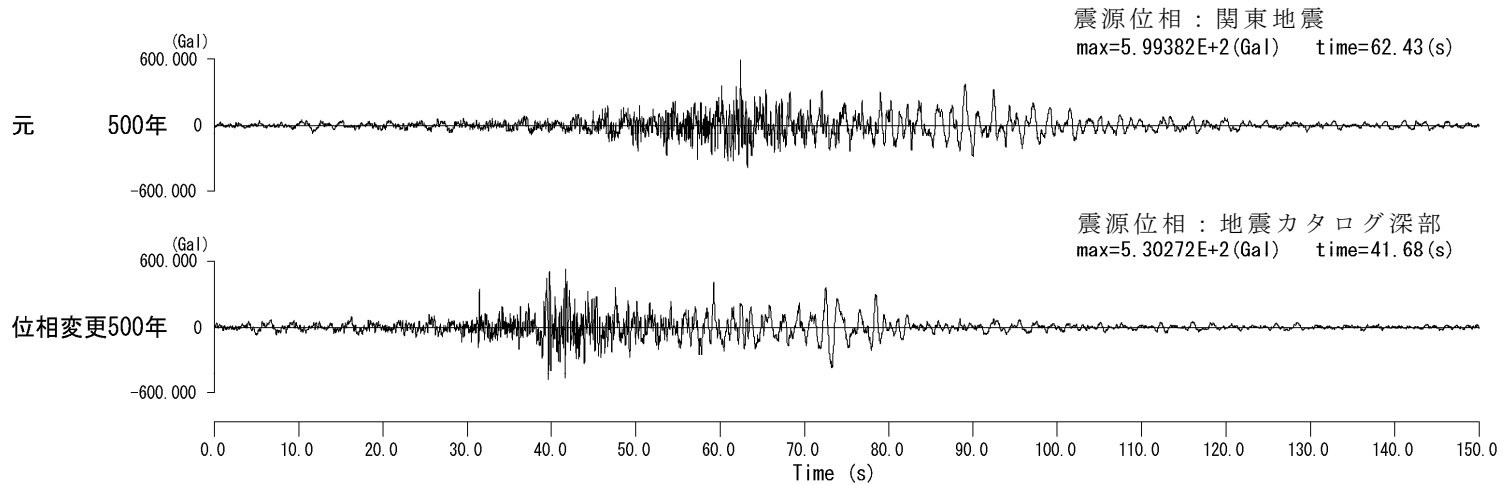
### 3.6.5. 確率論的入力地震波の工学的利用

メッシュ A の再現期間 500 年およびメッシュ B の再現期間 75 年の貢献度指数は、関東地震と地震カタログ深部の値が近接している。上述のとおり、貢献度指数は、0.5~2.0Hz 間の平均値を用いているため、周波数によって逆転することが考えられる。

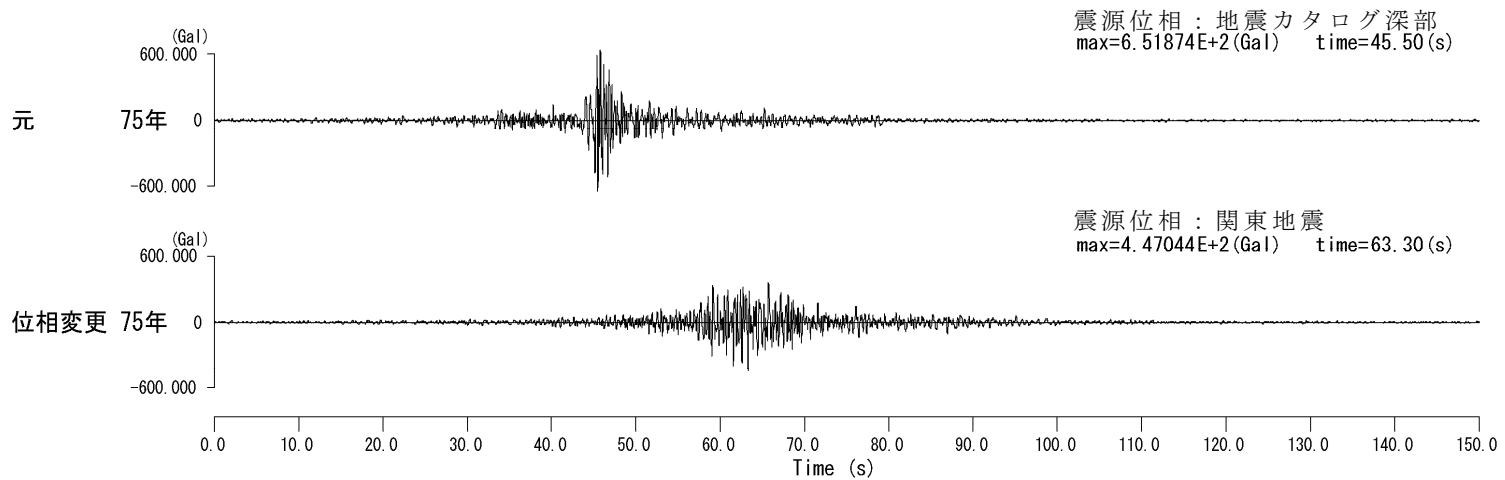
いま仮にメッシュ A において、短周期建造物の設計を行うものとする。一様ハザードフーリエ振幅スペクトルは、有効な全周波数範囲においてハザードレベルが一様であるため、建造物の周期によって影響を受けることはない。しかしながら、位相特性は、対象建造物が短周期であれば、短周期における貢献度指数を用いて選定することが望ましい。短周期では、関東地震よりも地震カタログ深部の貢献度指数が卓越するものと考え、予測される地震動の時刻歴波形は図 3.18(a)、その応答スペクトルは図 3.19(a)となる。時刻歴波形は、位相特性を反映して、特に後続波の継続時間が短くなり、応答スペクトルでは短周期成分が大きくなっていることがわかる。

一方、メッシュ B において、長周期建造物の設計を行うものとする。メッシュ A と同様に、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルは、有効な全周波数範囲においてハザードレベルが一様であるため、建造物の周期によって影響を受けることはない。しかしながら、位相特性は、対象建造物が長周期であれば、長周期における貢献度指数を用いて選定することが望ましい。長周期では、地震カタログ深部よりも関東地震の貢献度指数が卓越するものと考え、予測される地震動の時刻歴波形は図 3.18(b)、その応答スペクトルは図 3.19(b)となる。時刻歴波形は、位相特性を反映して、継続時間が長くなり、応答スペクトルでは短周期成分が小さくなっていることがわかる。

提案法は、建造物の周期特性に応じて、適切な地震動を与えることを示唆しているものと考えられ、信頼性設計法<sup>54)</sup>への適用など、工学的利用価値が高いものと考えられる。なお、非線形応答解析に適用するためには、位相の異なる複数の波形を用いるなどの工夫を行うことで、より合理的な評価を行うことが可能となろう。



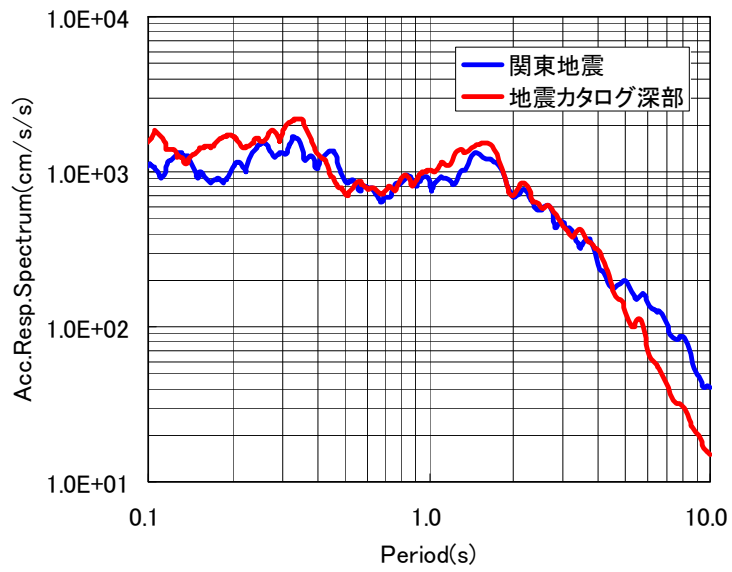
(a) メッシュA - 再現期間 500 年 (上段：元の位相，下段：位相変更)



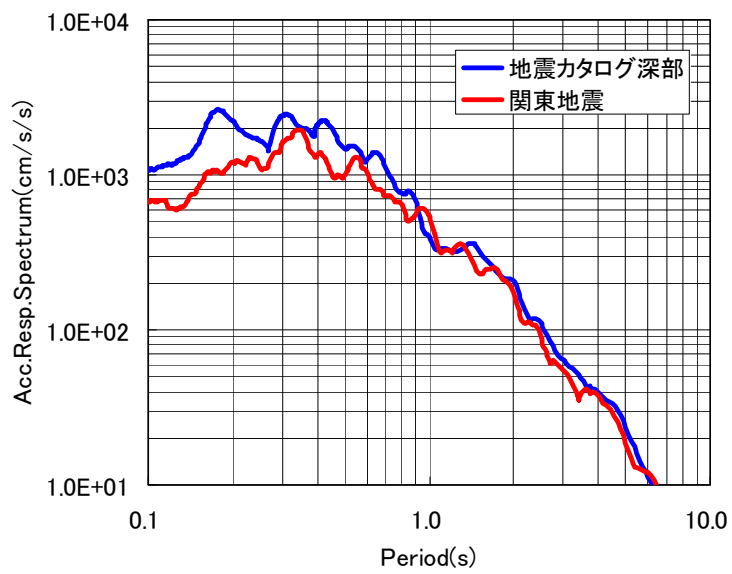
(b) メッシュB - 再現期間 75 年 (上段：元の位相，下段：位相変更)

図 3.18 位相特性を変更した予測地震動の時刻歴波形





(a) メッシュ A - 再現期間 500 年 (青 : 元の位相, 赤 : 位相変更)



(b) メッシュ B - 再現期間 75 年 (青 : 元の位相, 赤 : 位相変更)

図 3.19 位相特性を変更した予測地震動の応答スペクトル

### 3.7. まとめ

2章で提案した、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法を関東地方に適用し、提案した手法の工学的な有効性について検討を行った。本手法の特徴は、

- ・震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できること
- ・統計的グリーン関数法を用いることにより，最大加速度，加速度応答スペクトルの距離減衰式や選定する時刻歴波形算定方法に左右されない時刻歴波形を得ることができること
- ・複数の周波数帯域において同時に，与えられた確率レベルを満足させることができること

と考えている。

関東地方へ適用した結果，提案法が以下に示すような有効性を有していることを明らかにできた。

- ① 距離減衰式を用いて地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをしない，統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法により，実際に，関東地方における地域の地震環境を反映したテストサイトの時刻歴波形を算定することができた。
- ② 深層地盤によるサイト増幅特性として，スペクトルインバージョン法によって求めたサイト増幅特性を適用することにより，得られた一様ハザード振幅スペクトルにおいて，対象地域の地盤の特徴を反映していることが確認できた。
- ③ 貢献度指数を用いて，影響の大きい震源の位相特性を選定し，これに地震基盤～工学的基盤の増幅における位相特性を加味することにより，得られた時刻歴波形の継続時間やエンベロープにおいて，その場所に影響する震源の特徴や地盤の特徴を反映したものとなっていることが確認できた。
- ④ 提案法によって得られた時刻歴波形から計測震度，震度階を算定し，地震調査研究推進本部地震調査委員会による確率論的地震動予測地図および1923年関東地震時の震度分布との比較を行った結果，提案法による予測値が概ね妥当であり，地域の地震環境を反映したものであることが評価できた。
- ⑤ 位相特性選定における貢献度指数の周波数範囲を変化させることによって，構造物の周期特性に応じて，適切な地震動を与えることができるため，工学的利用価値が高いものと考えられる。

以上から，提案法は，合理的な確率論的時刻歴波形を与える工学的に有効な手法

であることが示された。

一方、2章において、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルは統計処理によって平滑化されるため、スペクトルのリップル(細かな山谷)が表現できないこと、また、本来、構造物に影響を及ぼすスペクトルのピークが再現できないことが懸念された。しかしながら、実際に算定した図 3.11 に示す一様ハザードフーリエ振幅スペクトルをみると、スペクトルの山谷は有意に表現されているものと考えられ、十分に工学的利用に供せられるものと考えられる。また、これより細かいリップルについては、振幅スペクトルと位相スペクトルとの間でトレードオフがあること<sup>55)</sup>が考えられる。すなわち、細かいリップルの成分を含む適切な位相スペクトルを用いて時刻歴波形を算定することによって、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルにおいて細かいリップルによるピークを考慮したものと同等の地震動となる可能性が考えられる。

フーリエ位相スペクトルに関しては、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルとマッチングする保証がないことが懸念される。位相特性は、貢献度指数によって寄与の大きい震源を特定し、その震源に対して算定された予測地震動 100 波の中から平均的なものを選定して用いている。寄与の大きい震源を選定していることから、一様ハザードフーリエ振幅スペクトルとフーリエ位相スペクトルの間にはある一定の相関は保たれていると考えられるが、上述の 100 波の中から選定する際に、そのフーリエ振幅スペクトルが一様ハザードフーリエ振幅スペクトルに最も近いものを選定することで、両者の整合性を向上させることが可能であると考えられる。なお、非線形応答解析に適用するためには、位相の異なる複数の波形を用いるなどの工夫を行うことで、より合理的な評価を行うことが可能となろう。

## 参考文献

- 1) 長尾 毅, 山田雅行, 野津 厚: フーリエ振幅と群遅延時間に着目した確率論的地震ハザード解析, 土木学会論文集, No.801, I -73, pp.141-158, 2005.
- 2) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332, 1998.
- 3) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara, and Y. Okada: New strong-motion observation network: *KiK-net*, *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 81, 329.
- 4) 深澤清尊, 佐藤陽子, 野津厚, 菅野高弘: 港湾地域強震観測年報(2001), 港湾空港技術研究所資料, No.1019, 2002.
- 5) 野津厚, 安中正, 佐藤陽子, 菅野高弘: 羽田空港の地震動特性に関する研究(第1報)表面波の特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1022, 2002.
- 6) 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, Vol.39, No.4, pp.579-593, 1986.
- 7) 理論地震動研究会編著: 地震動その合成と波形処理, 鹿島出版会, 1994.
- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), [http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul\\_chuokozosen/furoku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/furoku.pdf), 2005.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会: 森本・富樫断層帯の評価, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec\\_morimoto/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec_morimoto/index.htm), 2001.
- 10) 活断層研究会編: 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 1991.
- 11) 中田高, 今泉俊文: 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, 2002.
- 12) 国土地理院: 都市圏活断層図, 1995~2010.
- 13) 入倉孝次郎, 三宅弘恵: シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.894-875, 2001.
- 14) Ito, K.: Seismogenic layer, reflective lower crust, surface heat flow and large inland-earthquakes, *Tectonophysics*, 306, pp.423-433, 1999.
- 15) Dalguer, L.A., K. Irikura, J. Riera and H. C. Chiu: Fault Dynamic Rupture Simulation of the Hypocenter area of the Thrust Fault of the 1999 Chi-Chi (Taiwan) Earthquake, *Geophysical Research Letters*, vol.28, No.7, pp.1327-1330, 2001.
- 16) Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, 70, pp.59-80, 1999.
- 17) Wells, D.L. and K.J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement,

- Bull.Seism.Soc.Am., 84, pp.974-1002, 1994.
- 18) Eshelby, J. D. : The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems, Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 241(1226), 376-396, 1957.
  - 19) 香川敬生 : 地震動予測手法&地震動予測のための地盤モデル, 地震荷重—性能設計への展望, 日本建築学会, 第II編3章, 2008.
  - 20) 杉山雄一, 関口春子, 栗田泰夫, 伏島祐一郎, 下川浩一 : 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, pp.119-129, 2002.
  - 21) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透 : 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, pp.51-62, 2001.
  - 22) Boatwright, J. : The seismic radiation from composite models of faulting, Bull.Seism.Soc.Am., Vol.78, No.2, pp.489-508, 1988.
  - 23) 宮腰研, 関口春子, 岩田知孝 : すべりの空間的不均質性の抽出, 平成12年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, pp.99-109, 2001.
  - 24) 石井透, 佐藤俊明, P. G. Somerville : 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 527, pp.61-70, 2000.
  - 25) Madariaga, R. : On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, J. Geophys. Res., 84, pp.2243-2250, 1979.
  - 26) 壇一男, 佐藤俊明, 入倉孝次郎 : アスペリティモデルに基づく強震動予測のための震源モデルの特性化手法, 第11回日本地震工学シンポジウム, pp.555-560, 2002.
  - 27) 地震調査委員会強震動評価部会 : 糸魚川-静岡構造線断層帯(北部, 中部)を起震断層と想定した強震動評価手法(中間報告), 平成13年5月25日公表, 2001.
  - 28) 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明 : 近畿地方で発生する地震の  $f_{max}$  に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p.103, 1997.
  - 29) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明 : 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, pp.79-89, 1994.
  - 30) 中村洋光, 宮武隆 : 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, pp.1-9, 2000.
  - 31) Geller, R.J. : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes,

- Bull.Seism.Soc.Am, 66, pp.1501-1523, 1976.
- 32) 宮腰研, A. Petukhin : 内陸地震の震源インバージョン結果に基づいた破壊伝播速度の不均質性に関する検討, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, CD-ROM, 2005.
  - 33) 菊地正幸, 山中佳子 : 『既往大地震の破壊過程=アスペリテイの同定』, サイスマ, 5(7), p.67, 2001.
  - 34) Yamanaka, Y. and M. Kikuchi : Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets Space, 55, e21-e24, 2003.
  - 35) Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide : Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, Earth Planets Space, 56, pp.329-334, 2004.
  - 36) Yagi, Y. : Source rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake determined by joint inversion of teleseismic body wave and strong ground motion data, Earth Planets Space, 56, pp.311-316, 2004.
  - 37) Wells, R.E., R.J. Blakely, Y. Sugiyama, D.W. Scholl and P.A. Dinterman : Basin-Centered Asperities in Great Subduction Zone Earthquake: A Link between Slip, Subsidence, And Subduction Erosion, Journal of Geophysical Research, Vol.108, No.B10, 2507, ESE16 1-30, 2003.
  - 38) Sugiyama, Y. : Asperities And Multi-Segment Ruptures in Subduction Zones And Inland Active Fault Systems , Proceedings of International Conference in Commemoration of 5<sup>th</sup> Anniversary of The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan, pp.1-9, 2004.
  - 39) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 宮城県沖地震を想定した強震動評価, [http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03jun\\_miyagi/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03jun_miyagi/index.htm) , 2003.
  - 40) Takemura, M., Ikeura, T. and Sato, R. : Scaling relations for source parameters and magunitude of Earthquakes in the Izu Peninsula Region, Japan , *Tohoku Geophysics Journal*, Vol.32, Nos.3,4, pp.77-89, 1990.
  - 41) 佐藤智美, 巽誉樹 : 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 556 号, pp.15-24, 2002.
  - 42) 松田時彦 : 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 2 , Vol.28, No.3, pp.269-284, 1975.
  - 43) Kanamori, H. : Faulting of the great kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, Vol.49, pp.13-18, 1971.

- 44) Wald, D.J. and Somerville, P.G. : Variable-Slip Rupture Model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: Geodetic and Body-Waveform Analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, pp. 159-177, 1995.
- 45) Matsu'ura, M., Iwasaki, T., Suzuki, Y. and Sato, R. : Statical and dynamical study on the faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.28, pp.119-143, 1980.
- 46) 入倉孝次郎 : 強震動予測レシピ —大地震による強震動の予測手法—, 京都大学防災研究所年報, 第 47 号 A, pp.25-45, 2004.
- 47) 池田隆明, 三輪滋, 釜江克宏, 入倉孝次郎 : 1923 年関東地震を想定した東京での地震動評価, 土木学会年次学術講演会講演概要集, 第 1 部, Vol.55<sup>th</sup>, No.B, pp.606-607, 2000.
- 48) 入倉孝次郎, 三宅弘恵 : 予測のための震源のモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.213-223, 2002.
- 49) 鷺谷威 : GPS 連続データから推定されるフィリピン海プレート間相互作用とテクトニクス, 地震研究所彙報, Vol.73, 1998.
- 50) Annaka, T. and Nozawa, Y. : A Probabilistic model for seismic hazard estimation in the Kanto district, *Proceedings of Ninth World Conference on Earthquake Engineering*, pp. II -107-112, 1988.
- 51) 石川裕 : 確率論的想定地震と低頻度巨大外力評価への応用に関する研究, 京都大学学位論文, 1998.
- 52) 地震調査研究推進本部地震調査委員会 : 全国地震動予測地図 2010 年版, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10\\_yosokuchizu/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/10_yosokuchizu/index.htm), 2010.
- 53) 武村雅之 : 『関東大震災—大東京圏の揺れを知る』, 鹿島出版会, 2003.
- 54) 国土交通省 : 土木・建築にかかる設計の基本, 2002.
- 55) 野津 厚, 長尾 毅, 山田雅行 : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良—因果性を満足する地震波の生成, 土木学会論文集 A, No.65, No.3, pp.808-813, 2009.

## 4. 確率論的地震動予測における精度向上に関する検討

### 4.1. 本章の内容

前章までは、震源特性、伝播経路特性、深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに、複数の周波数帯域において同時に与えられた確率レベルを満足させることのできる、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みの提案を行い、提案した手法を関東地方への適用を行うことによって、その有効性について検討を行った。

本章では、この統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の精度向上に資する目的で、バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討、震源パラメータのバラツキの検討、サンプリングの検討、強震動予測結果のバラツキ検討を行うものである。

統計的グリーン関数法を用いて  $V_s=3000\text{m/s}$  の地震基盤における強震動予測を行い、強震動予測結果の最大加速度(PGA)、最大速度(PGV)、固有周期 0.2s, 0.5s, 1.0s, 2.0s, 5.0s の加速度応答スペクトルの値(R0.2, R0.5, R1.0, R2.0, R5.0)についてバラツキの検討を行った。なお、統計的グリーン関数法は、地震調査委員会<sup>1)2)3)</sup>の詳細法、すなわちハイブリッド法では短周期帯域(~1.0s)の計算に用いられているが、単独で用いる場合には、周期 5.0s 程度までの計算に適用されている。したがって、ここでは周期 5.0s 程度の広帯域まで用いることを念頭に検討を行った。

特定サイトにおける強震動予測結果のバラツキ検討では、特定サイトのPGA, PGVのヒストグラムを作成し、その分布性状の検討を行った。面的な強震動予測結果のバラツキ検討として、PGA, PGV, 加速度応答スペクトル(0.2, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0s)の対数標準偏差の空間分布図を作成し、バラツキの空間分布に対して統計処理を行った。ここでは、このバラツキ量と距離減衰式のバラツキ量の比較を行っている。距離減衰式では各地で観測された多くの地震による主に空間的なバラツキにエルゴード性を仮定してシナリオ毎のバラツキとしているのに対して、強震動予測を用いることにより地震のタイプや断層との位置関係による空間変動と、断層破壊シナリオが毎回変化することによる時間的な地震動の変動を合理的に分離できる可能性が考えられる。

また、確率論的地震ハザード解析の長周期成分において差分法を適用することを念頭に、差分法を用いて  $V_s=3000\text{m/s}$  の地震基盤における強震動予測を行い、最大速度(PGV)、固有周期 1.0s, 2.0s, 5.0s の加速度応答スペクトルの値(R1.0, R2.0, R5.0)の対数標準偏差について空間分布の検討を行った。

なお、本章は、「強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～震源



パラメータのバラツキについて～(日本地震工学会論文集)」<sup>4)</sup>、「強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～逆断層と横ずれ断層の比較～(土木学会地震工学論文集)」<sup>5)</sup>、「強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～バラツキ空間分布形状の定量的評価の試み～(日本地震工学会・大会－2008 梗概集)」<sup>6)</sup>、「Statistical Analysis of Ground Motions Estimated on the Basis of a Recipe for Strong-motion Prediction ~Approach to Quantitative Evaluation of Average and Standard Deviation of Ground Motion Distribution~”(Pure and Applied Geophysics)」<sup>7)</sup>において発表した論文をとりまとめ、新たな計算を追加して考察を加えたものである。

## 4.2. バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討

### 4.2.1. “バラツキ”の分類

強震動予測における“バラツキ”は既往の研究<sup>8)</sup>によって偶発的バラツキと認識論的不確定性に分類されている。さらに、それぞれをモデル化とパラメータ設定に分類し、表 4.1 に示すように 4 種類に分類されている。

これは、距離減衰式を基本とする確率論的ハザード解析を念頭に分類されたものであるが、ここでは震源・伝播経路・サイトの影響を物理的に考慮した強震動予測に対しても適用することができるものと考えて、表 4.1 の分類の具体化を行った。

分類①：「モデル化における偶発的バラツキ」は、震源特性、伝播経路特性、サイト特性のモデル化がどれだけ適切かということになる。距離減衰式では、最大加速度や最大速度などの地震動強度を地震規模と距離の関数で表現するため、式の形や係数の選び方が大きな影響を与える可能性が考えられる。一方、強震動予測では、震源・伝播経路・サイトの物理的な要因を考慮することにより、可能な限り適切なモデル化を行っていると考えられるため、この影響は比較的少ないものと考えられる。

分類②：「パラメータ設定における偶発的バラツキ」が、強震動予測における入力パラメータ値の“バラツキ”であり、一般に言われる“バラツキ”はこれを指すことが多い。通常、予測モデルにおいては確率変数により表現され、確率論的地震動算定におけるハザードカーブの計算に用いられる。

分類③：「モデル化の違いによる認識論的不確定性」は、判断の違い、用いる手法、用いる経験式の違いなどを意味し、確率論的な地震動算定ではロジックツリーとして表現されることが多い。

分類④：「知識やデータが不足していることに起因する認識論的不確定性」とは、

例えば、震源パラメータでは断層の位置、走向、傾斜で、地質調査・地質解析データの多少によって、その精度は異なったものとなる。また、伝播経路特性やサイト増幅特性に関する不確定性もここに含まれるものと考えられる。

強震動予測に対して具体化を行った結果、分類①による影響は比較的少ないと考えられるため、バラツキの検討を行う対象から除外できるものと考えられる。一方、分類④については、断層の位置、走向、傾斜などの巨視的震源パラメータやサイト増幅特性を決定する地下構造に関する不確定性は、地質調査を積み重ね、地質解析データを蓄積することによって十分に減じることが可能であると考えられる。また、伝播経路特性、すなわち、岩盤内の減衰特性に関しても、地震観測記録の蓄積とその解析によって、その不確定性は減じることが可能であると考えられる。また、レシピ<sup>1)</sup>に基づいた強震動予測について検討を行うことから、分類③のモデル化に関しては「レシピ<sup>1)</sup>に従う」という前提条件を設けることができる。

したがって、ここで扱うべきバラツキを与えるパラメータは、主に分類②に相当する震源パラメータと考えることができる。

表 4.1 “バラツキ” の分類

	Aleatory variability (偶発的バラツキ)	Epistemic uncertainty (認識論的不確定性)
Modeling モデル化	①モデル化しない(できない)ことによって生じる偶発的バラツキ	③モデル化の違いによる認識論的不確定性
Parametric パラメータ設定	②真値が存在しない(地震発生までわからない)ことによる偶発的バラツキ	④知識やデータが不足していることに起因する認識論的不確定性

#### 4.2.2. 強震動予測における震源パラメータの整理

ここで取り扱うバラツキは、震源断層を特定した後に、その震源のパラメータを強震動予測レシピに従って設定する際に生じるバラツキを指すものとしている。

強震動予測を行う場合に設定しなければならない震源パラメータを、強震動予測レシピを参考に整理した結果を表 4.2 に示す。表 4.2 における括弧は、他のパラメータに連動して変化するパラメータを示す。ただし、応力降下量に関しては、短周期帯域の検討において地震モーメントとは独立と考えて、連動しないパラメータとして整理した。

表 4.2 震源パラメーター一覧

巨視的震源パラメータ	微視的震源パラメータ	その他のパラメータ
基準点位置(緯度・経度)	アスペリティの数	破壊伝播速度
走向・傾斜	アスペリティの位置	破壊開始点
長さ・幅(面積)	アスペリティの面積	破壊形態
断層上端深さ	アスペリティの地震モーメント	
(地震モーメント)	(アスペリティの平均すべり量)	
(平均すべり量)	アスペリティの平均応力降下量	
(平均応力降下量)	(背景領域の地震モーメント)	
	(背景領域の平均すべり量)	
	(背景領域の平均応力降下量)	
	$f_{max}$	
	(ライズタイム)	

※ () : レシピにおいて他のパラメータに連動して変化するパラメータ

#### 4.2.3. バラツキを考慮すべき震源パラメータの選定

まず、表4.2に整理した震源パラメータのうち、ここで対象としないものは以下のとおりとなる。

- ・巨視的震源パラメータに関しては、活断層の長期評価<sup>例えば、<sup>9)</sup></sup>に従って設定しているため、前提条件と考えることができる。また、上述のように巨視的震源パラメータは、分類④の認識論的不確実性が支配的であると判断できるため、ここでは対象としない。したがって、地震モーメントのバラツキは考慮しないこととした。
- ・レシピにおいて他のパラメータに連動して変化するパラメータは、連動するパラメータのバラツキが、このパラメータのバラツキに相当すると考え、バラツキを考慮すべき震源パラメータに含めない。

これらの前提条件に基づいて、各震源パラメータを表4.1の②と③に分類した結果を表4.3に示す。

両者に分類可能なものについては、支配的と考えられる方を記載した。まず、微視的震源パラメータのうち、アスペリティの数、アスペリティの面積は、本来自然現象としては分類②の偶発的バラツキとして分類される“バラツキ”を含んでいると考えられる。しかし、レシピに従ったパラメータ設定では、アスペリティの数は

1個または2個とされ，“バラツキ”を表現することができないことに加え，アスペリティの面積は3.4.1節に示すように短周期レベルの関数とされており，その“バラツキ”は短周期レベルとトレードオフを生じることになることから，ここでは分類③の認識論的不確定性が支配的であるものと考えた．また，その他のパラメータのうち，破壊形態についても“バラツキ”を表現することができないため，分類③の認識論的不確定性が支配的であるものと考えた．さらに，高周波遮断振動数 $f_{max}$ については，“バラツキ”の分類は②が支配的であると考えられるが，その値自体が研究途上であることから，現状では，分類③の認識論的不確定性が支配的であるものと考えた．

以上から，分類②とした，アスペリティの位置，アスペリティの強度(アスペリティの地震モーメントおよびアスペリティの応力降下量)，破壊伝播速度，破壊開始点の5つの震源パラメータを，バラツキを考慮すべき震源パラメータとして選定した．

なお，動力学的断層破壊シミュレーション<sup>例えば，<sup>10)</sup></sup>では，応力降下量と破壊伝播速度の間には関連性が指摘されている．しかし，本研究では，強震動予測レシピに従う震源パラメータの設定を前提としており，強震動予測レシピにおいては，応力降下量と破壊伝播速度のパラメータ設定において共通の変数がないことから，ここでは両者を独立なものとして取り扱うこととした．

表 4.3 バラツキを考慮すべき震源パラメータ一覧

微視的震源パラメータ	その他のパラメータ
アスペリティの数 ③	破壊伝播速度 ②
アスペリティの位置 ②	破壊開始点 ②
アスペリティの面積 ③	破壊形態 ③
アスペリティの地震モーメント ②	
アスペリティの平均応力降下量 ②	
$f_{max}$ ③	

### 4.3. 震源パラメータのバラツキの検討

前節で選定した震源パラメータは，レシピに従って経験式によって与えられるパラメータとそうではないパラメータに区分できる．前者が，アスペリティの強度(アスペリティの地震モーメントおよびアスペリティの応力降下量)，破壊伝播速度，後者が，アスペリティの位置，破壊開始点である．

アスペリティの位置，破壊開始点については，その分布に明確な根拠を与えることができず，かつ分布の範囲が断層内に限定されるため，震源断層内に一様な確率で存在するものと考えた．ただし，破壊開始点は，レシピにも記述があるように，アスペリティよりも深部に存在するという既往の研究結果<sup>11)12)</sup>に基づいて，アスペリティ位置とは無関係に断層下端の3箇所(両端と中央)にランダムに配置する方法，または，アスペリティの下端中央にアスペリティに連動して配置する方法が考えられる．

次に，震源パラメータがレシピの経験式によって与えられるアスペリティの強度と破壊伝播速度については，経験式が求められた際のバラツキを震源パラメータのバラツキとして与えた．そこで，経験式が求められた際のバラツキについて，再計算または整理を行うこととした．

レシピによると，断層全体とアスペリティの平均すべり量の比からアスペリティの地震モーメント，一方，短周期レベルとアスペリティの面積からアスペリティの応力降下量を設定することと記述されている．したがって，アスペリティの地震モーメントのバラツキは，平均すべり量の比のバラツキに相当し，石井ら<sup>13)</sup>に記されている平均値(2.0)および標準偏差(0.6)を用いることとした．一方，アスペリティの応力降下量は，アスペリティの面積を一定とみなし，短周期レベルによってバラツキを生じるものとして取扱うこととした．短周期レベルのバラツキは壇ら<sup>14)</sup>には明記されていないため，壇ら<sup>14)</sup>が整理した表4.4の地震を用いて，短周期レベルAと地震モーメントの3乗根の比の常用対数 $\text{Log}_{10}(A/(\text{Mo}^{1/3}))$ に対して標準偏差(0.254)を求めた．図4.1に短周期レベルと地震モーメントの関係を示す．

また，破壊伝播速度( $V_r$ )は，最近の宮腰・Petukhin<sup>15)</sup>の研究において整理されている．しかしながら，宮腰・Petukhin<sup>15)</sup>にはバラツキを表す記述がないため，宮腰・Petukhin<sup>15)</sup>が整理した表4.5に基づいて，S波速度( $V_s$ )との比 $V_r/V_s$ の平均値と標準偏差を図4.2のように求めた．図4.2のヒストグラムの上には標準偏差 $\sigma$ および $\chi^2$ の値を併記した<sup>例えば，16)</sup>． $V_r/V_s$ は， $\chi^2$ 値がデータ区間，すなわち，自由度を9の有意水準5%における基準値16.9を下回るため，正規分布に一致するという帰無仮説が棄却されず，正規分布で表現することが有意であることがわかる．

表4.6に各震源パラメータのバラツキ検討結果の一覧を示す．

表 4.4 壇ら<sup>14)</sup>が短周期レベルのバラツキを算定した地震一覧

内陸地震	地震モーメント $M_0(\text{dyne}\cdot\text{cm})$	短周期レベル $A(\text{dyne}\cdot\text{cm}/\text{s}^2)$
1992Landers	7.50E+26	1.15E+26
1978Tabas	5.80E+26	1.45E+26
1989Loma Prieta	3.00E+26	1.70E+26
1995Hyogo-Ken Nambu	2.40E+26	6.20E+25
1983Borah Peak	2.30E+26	2.81E+26
1985Nahanni	1.50E+26	1.81E+26
1994Northridge	1.10E+26	1.80E+26
1985Nahanni	1.00E+26	2.81E+26
1979Imperial Valley	5.00E+25	3.77E+25
1986North Palm Springs	1.80E+25	7.40E+25
1987Whittier Narrows	1.00E+25	9.88E+25
1979Coyote Lakes	3.50E+24	2.84E+25

表 4.5 既往地震の破壊伝播速度(宮腰・Petukhin<sup>15)</sup>に加筆)

No.	Earthquake	$V_s$ [km/s]	$V_r$ (All) [km/s]	$V_r(\text{All})/V_s$
1	Landers	3.6	2.41	0.67
2	Tabas	3.52	2.5	0.71
3	Kobe_sekiguchi	3.5	2.31	0.65
4	Kobe_wald	3.5	2.47	0.71
5	Tottori	3.5	1.8	0.52
6	Nahanni(12/23)	3.57	2.52	0.71
7	Northridge	3.6	2.46	0.68
8	Nahanni(10/05)	3.57	2.52	0.71
9	Imperial Valley	3	2.37	0.79
10	Superstition Hills 3	3.2	2.36	0.74
11	Kagoshima(3/26)	3.41	2.11	0.62
12	Whittier Narrows	3.13	2.56	0.82
平均値				0.694
標準偏差				0.078

表 4.6 各震源パラメータのバラツキ検討結果

パラメータ	記号	平均値の設定方法	バラツキの設定方法
アスペリティの位置	—	活断層で発生する地震の場合、活断層の変位量の分布をもとに「推定」または「仮定」	一様分布
アスペリティの強度 (平均すべり量の比)	Da/D	Da/D=2.0 (石井ら, 2000) <sup>13)</sup>	正規分布, 標準偏差 0.6 (石井ら, 2000) <sup>13)</sup>
アスペリティの強度 (短周期レベル)	Log <sub>10</sub> (A/(Mo <sup>1/3</sup> ))	Log <sub>10</sub> (A/(Mo <sup>1/3</sup> ))=17.391 (壇ら, 2001) <sup>14)</sup>	正規分布, 標準偏差 0.254
破壊伝播速度 (Vr と Vs の比)	Vr/Vs	Vr/Vs=0.694 (宮腰ほか, 2005) <sup>15)</sup>	正規分布, 標準偏差 0.078 (宮腰ほか, 2005) <sup>15)</sup>
破壊開始点	—	アスペリティ下端とすることが多い	アスペリティの位置と連動 (アスペリティ下端に固定)

Da: アスペリティの平均すべり量 (cm), D: (震源全体の) 平均すべり量 (cm), Vs: S 波速度 (km/s),  
Vr: 破壊伝播速度 (km/s)

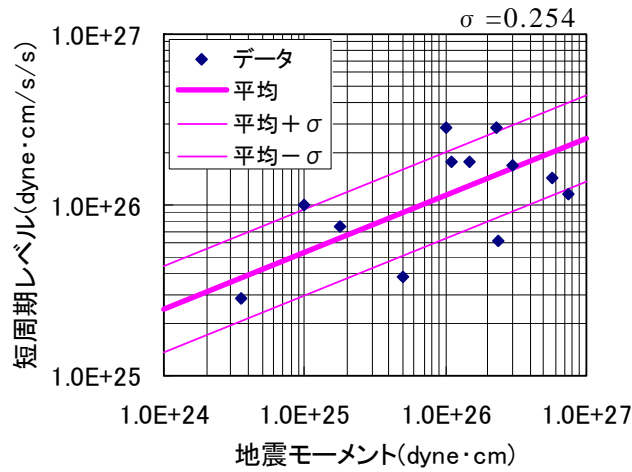


図 4.1 短周期レベルのバラツキの算定結果

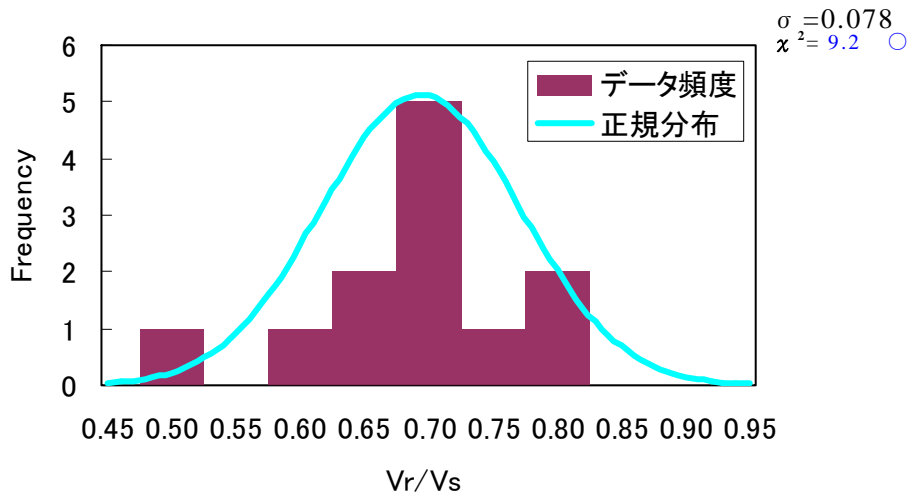


図 4.2 破壊伝播速度のヒストグラム

## 4.4. サンプリング方法の検討

### 4.4.1. バラツキ検討の流れと問題点

一般的な強震動予測の流れに、バラツキ検討を加味したフローを図 4.3 に示す。図 4.3 には、伝播経路特性、サイト特性の設定についても記載しているが、4.2 節において分類④：「知識やデータが不足していることに起因する認識論的不確定性」と分類し、バラツキ検討の対象としていないため、ここでも伝播経路特性、サイト特性についてはバラツキを考慮しないこととする。

まず、通常の高震動予測と同様に、対象断層、対象地点の選定を行い、平均値となる震源パラメータ、伝播経路特性、サイト特性を設定する。次に、バラツキ評価の対象とする震源パラメータの選定を行った上で、震源パラメータのバラツキの検討を行い、それぞれの入力パラメータのサンプリングを行うことが基本となる。しかし、データのサンプリングについては、その方法やサンプル数について検討された資料は見当たらない。さらに、サンプリングされた各入力データに対して、高震動計算を実施し、サンプル数だけ得られた予測結果についてバラツキの検討を行うことになる。予測結果は時刻歴波形として得られており、時刻歴波形を含め、PGA、PGV、応答スペクトル、フーリエスペクトルなどさまざまな指標が考えられる。

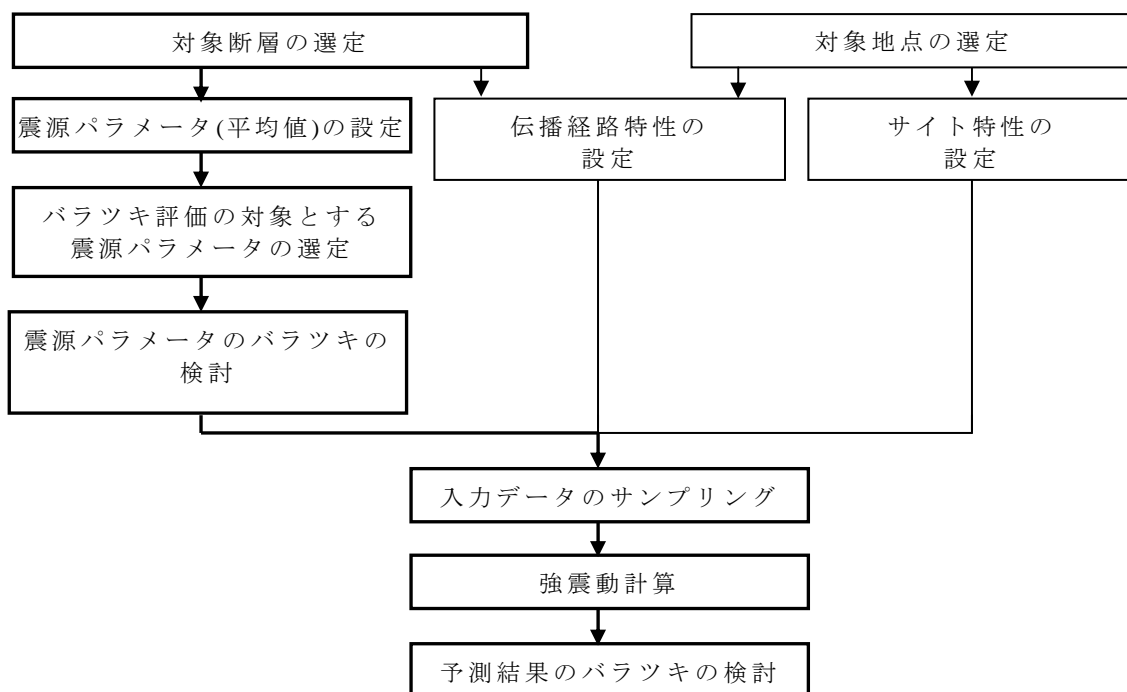


図 4.3 強震動予測におけるバラツキ検討の流れ



#### 4.4.2. サンプルング方法の検討

ここでは、震源パラメータのバラツキによって生じる強震動予測結果のバラツキ検討を行うために、モンテカルロシミュレーションを適用し、強震動予測を行う場合に適切なサンプルングの方法やサンプルング数について検討を行った。

検討対象とするパラメータは、アスペリティの強度(平均すべり量の比)および破壊伝播速度とした。これらはそのバラツキが正規分布に従うと仮定され、分布形状は平均値と標準偏差によって表されている。したがって、サンプルングは、それぞれのパラメータの平均値と標準偏差に従う正規乱数によって行うこととした。しかしながら、必要なサンプル数を合理的に判断することはきわめて難しい。

そこで、以下に示す 3 通りのサンプルング方法について、サンプルング方法とサンプルング数の比較検討を行った。

(a) 正規乱数(RS と略す)による 10000 個のサンプルング(RS10000)

(b) LHS(Latin Hypercube Sampling)<sup>17)</sup>による 50 個のサンプルング (LHS50)

(c) LHS(Latin Hypercube Sampling)<sup>17)</sup>による 100 個のサンプルング (LHS100)

LHS は図 4.4 に示すように、①ある分布関数に対してサンプル数の等面積に区分し、②各区分から 1 個ずつサンプルングを行うことによって、効率化を図る手法である。

まず、図 4.5 に 3 通りのサンプルング方法による入力値のサンプルング結果のヒストグラムを示す。これを見ると、アスペリティ強度における入力値のサンプルング(b)の分布に若干乱れがあるものの、どのサンプルングも元の正規分布を概ね良好に再現できていることがわかる。なお、ここでは平均値まわりのバラツキ検討に主眼をおいているため、アスペリティの強度が 1.0 を下回るような特異値については、十分低頻度であることから特別な取り扱いをしないこととしている。

図 4.5 の各ヒストグラムの右上には  $\chi^2$  の値を併記した。有意水準 5%において、アスペリティの強度(平均すべり量の比)はデータ区分、すなわち、自由度を 24 としたため、基準値は 36.4 となり、破壊伝播速度は自由度を 14 としたため、基準値は 23.7 となる。これよりいずれも各ヒストグラムの  $\chi^2$  値が、基準値を下回るため、サンプルング結果、すなわち、ヒストグラムが正規分布に一致するという帰無仮説が棄却されず、すなわち両者が一致していると判断でき、正規分布に従うサンプルングが良好に行われていることがわかる。

このすべてのサンプルング値に対して、統計的グリーン関数法を用いて、図 4.6 に示すパイロットポイントにおける強震動予測を行った。図 4.6 に示すパイロットポイントは、対象震源との相対位置関係を示したものである。なお、ここでは、地震調査研究推進本部地震調査委員会から強震動評価<sup>1)</sup>が公開されており、アスペリ

ティ配置が単純な、森本・富樫断層帯の特性化震源モデルを代表例として用いた(図 4.7).

強震動予測結果のうち PGV の平均値および標準偏差と RS によるサンプリング数の関係を図 4.8 に示す. 図 4.8 において, 平均値および標準偏差は, いずれのケース, 地点でも RS によるサンプリング数 1000 を超えると安定し, RS によるサンプリング数 10000 に相当する (a) の RS10000 は十分収束値とみなすことができることがわかる. しかしながら, 実際の検討では, 10000 回のサンプリング, すなわち 10000 回の強震動予測は現実的ではないと考えられる.

図 4.8 の PGV の平均値と標準偏差とサンプリング数の関係において, アスペリティの強度, 破壊伝播速度ともに (b)LHS=50 および (c)LHS=100 の値は, (a)RS10000 の収束値に対する誤差  $\pm 3\%$  以内となり, (b)LHS=50 および (c)LHS=100 の値は, (a)RS10000 の収束値に概ね一致しているとみなすことができる. アスペリティの強度について, 地点 3 における (b)LHS=50 の標準偏差が収束値に対して小さい値を示しており, バラツキの検討を行う上では過小評価となる可能性が懸念される. したがって, 入力値のサンプリングおよび予測値の収束性および安全性を考慮して, アスペリティの強度, 破壊伝播速度ともに, (c) の LHS による 100 個のサンプリングが合理的であると判断した.

強震動予測結果のバラツキを取り扱う上で, サンプリング方法およびサンプリング数の問題は, 検討結果の精度に影響するだけでなく, 現実的に検討可能かどうかを左右するため, 非常に重要であると考えられる. 本節において, LHS 法を用いることによって, 100 回のサンプリングが合理的であるという現実的な回数を得られたことは非常に有益であると考えられる. なお, 3 章の確率論的地震ハザード解析におけるサンプリングについてもこの考え方に基づいており, また, 次節でもこの方法を用いてサンプリングを行っている.

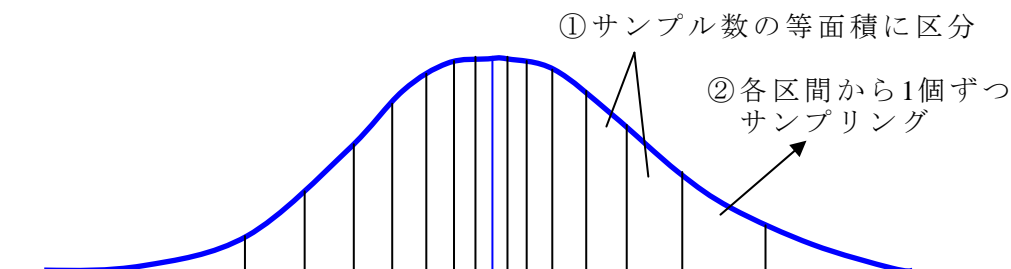


図 4.4 LHS (Latin Hypercube Sampling)

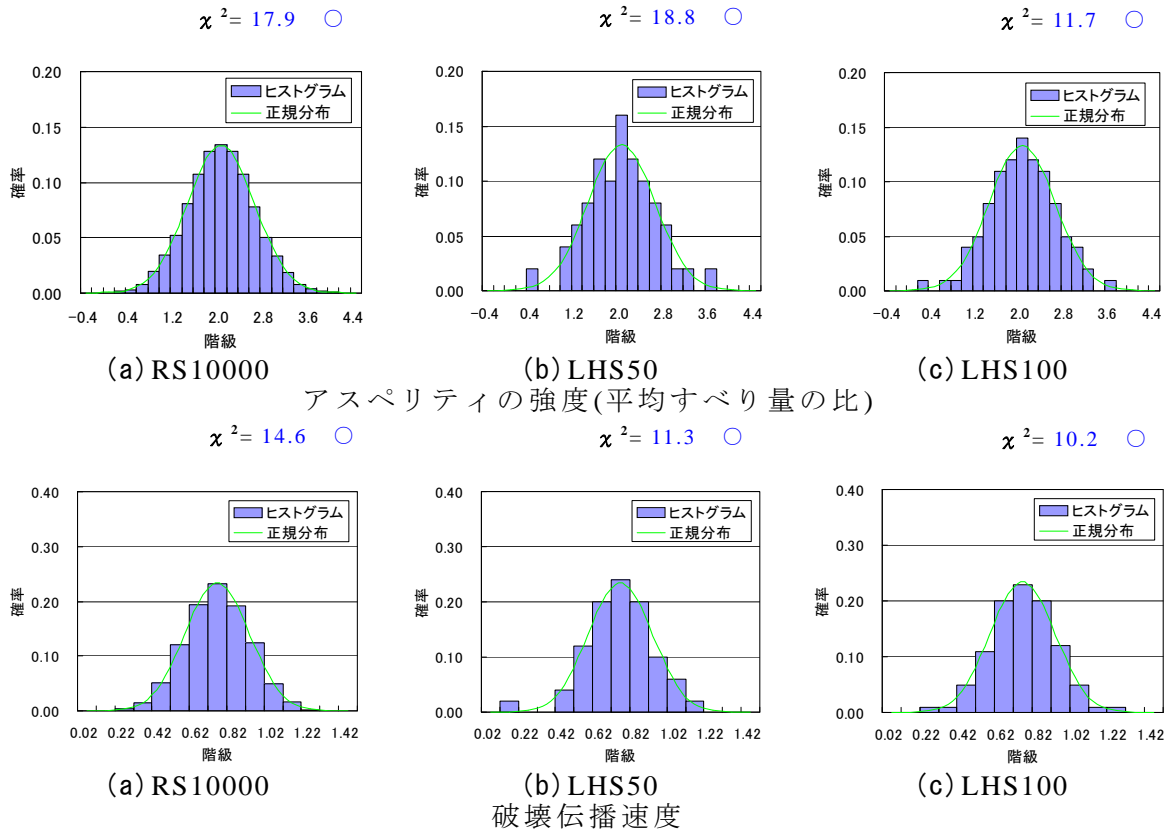


図 4.5 入力値のサンプリング結果のヒストグラム

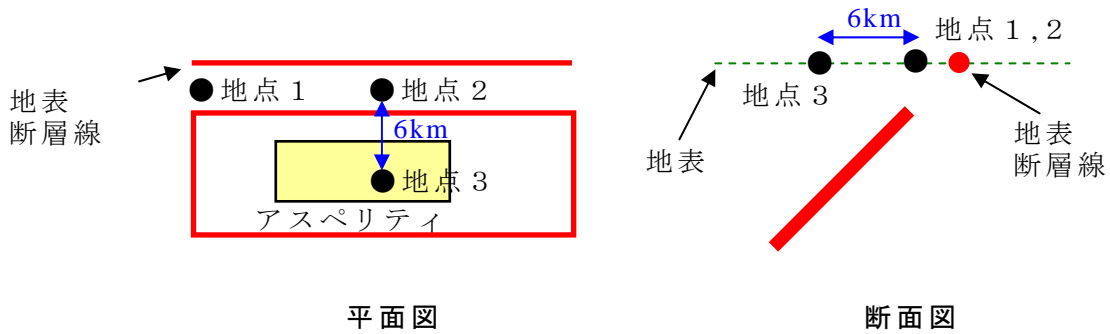
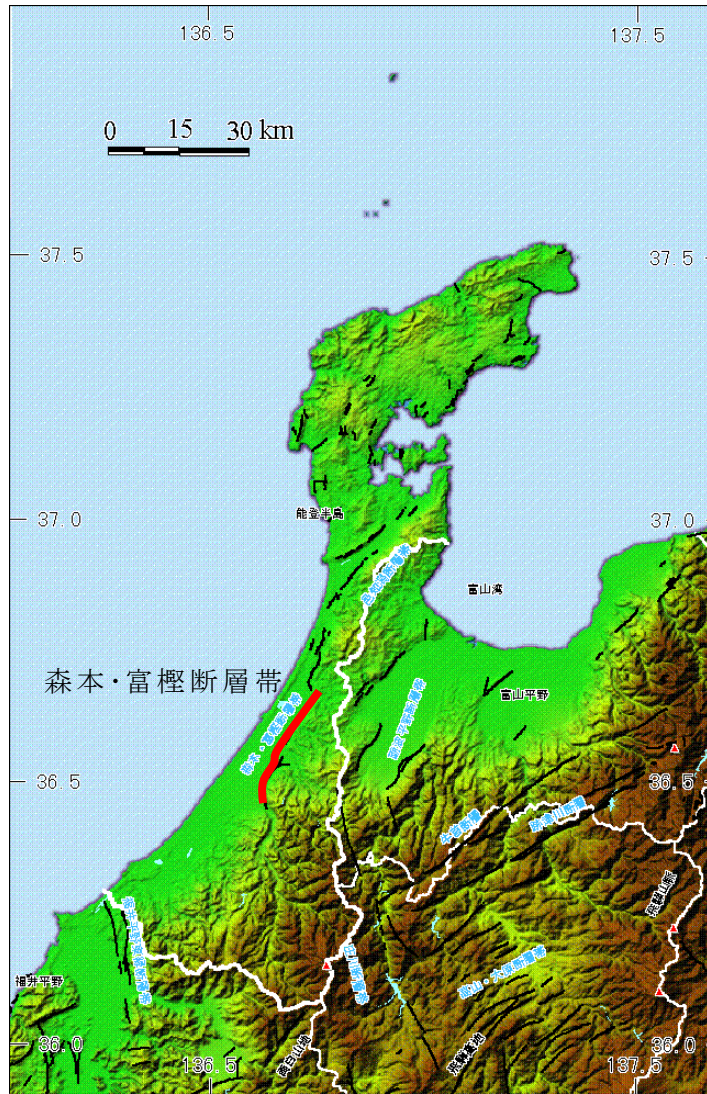
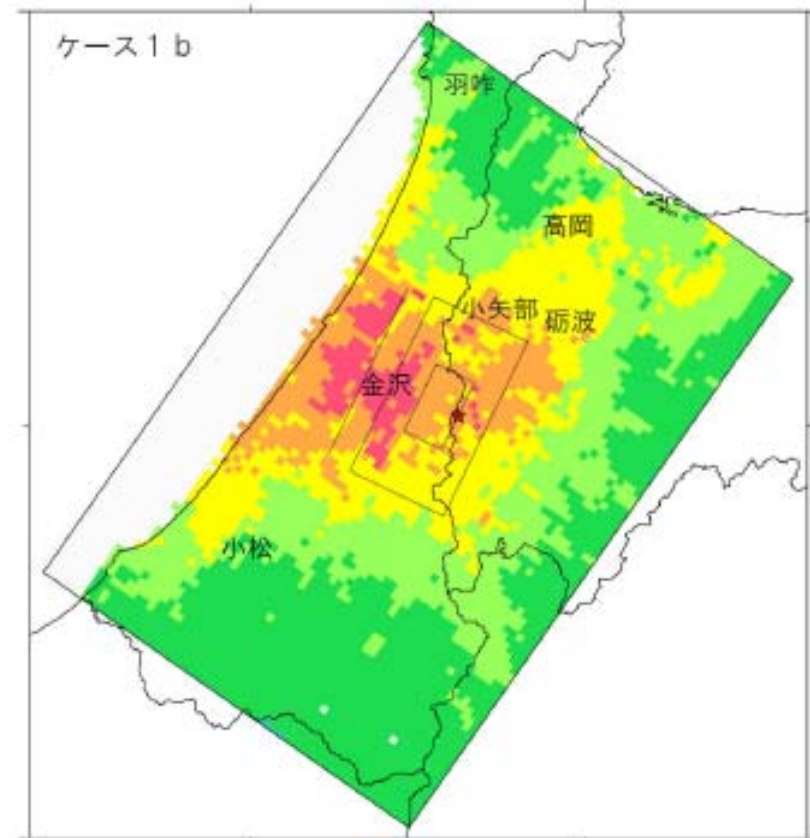


図 4.6 パイロットポイント



(a) 森本・富樫断層帯位置図



(b) 森本・富樫断層帯による強震動予測結果

図 4.7 森本・富樫断層帯(地震調査委員会より引用)

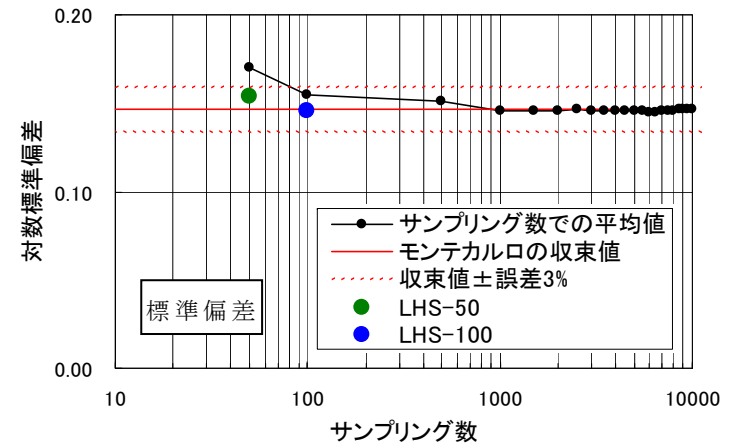
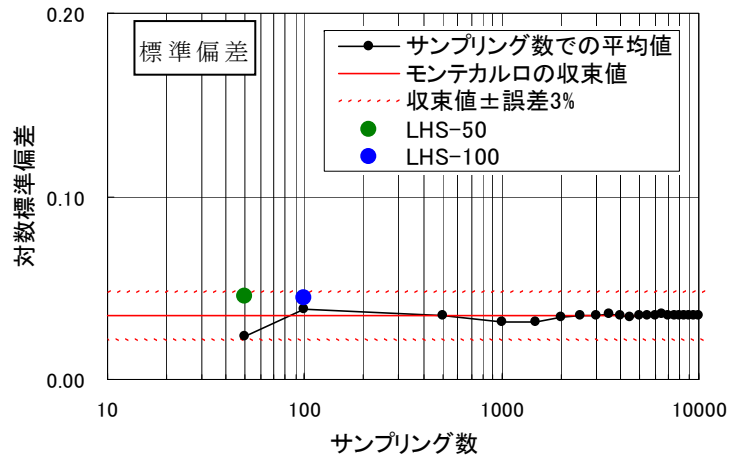
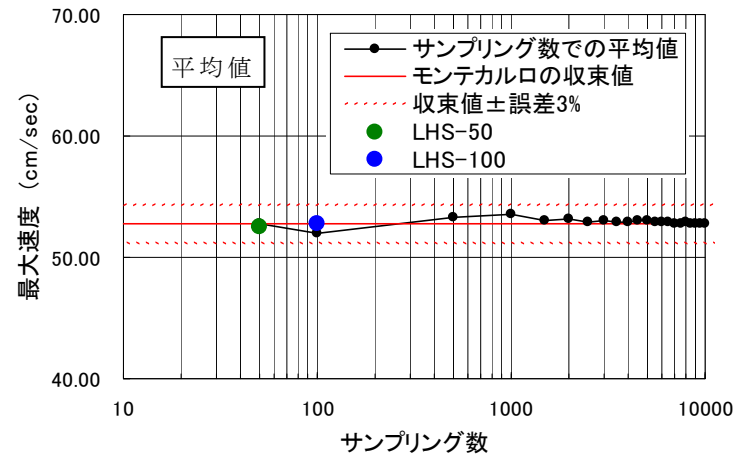
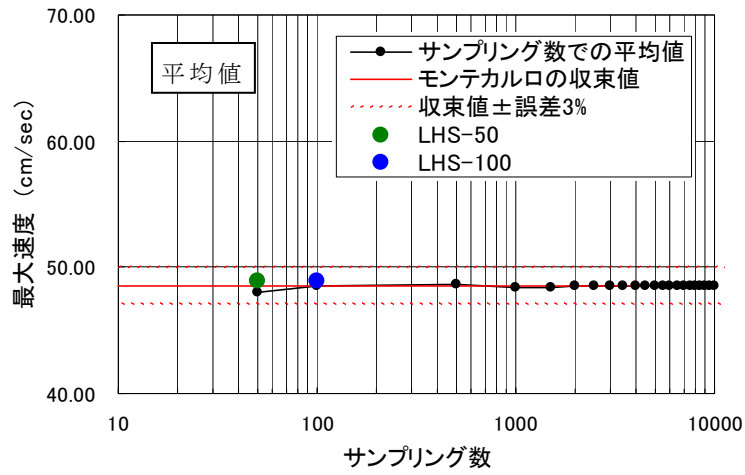


図 4.8(1) 強震動予測を行った結果 (PGV) の平均値と標準偏差 (地点 1)  
 (左 : アスペリティの強度 (平均すべり量の比), 右 : 破壊伝播速度)

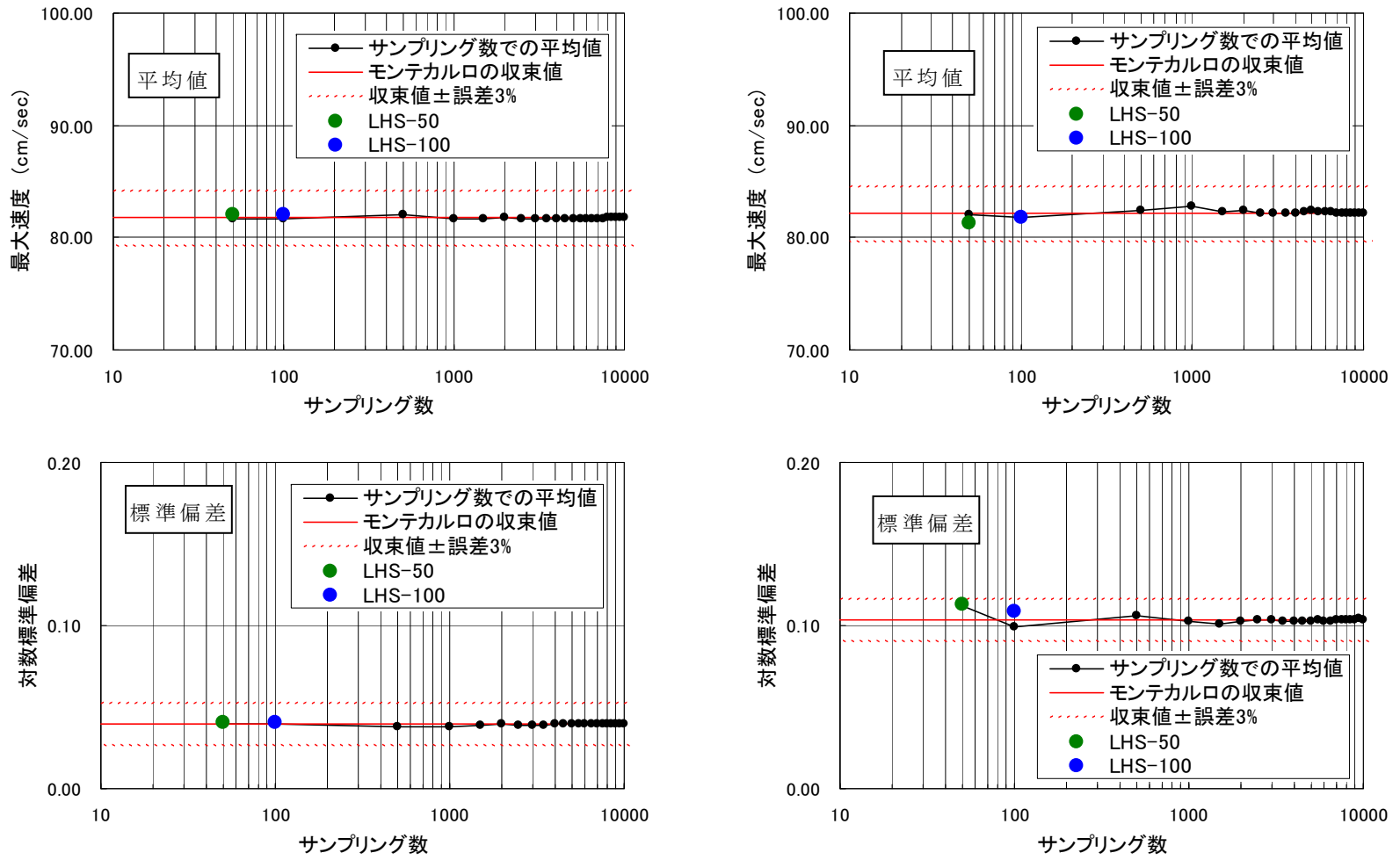


図 4.8(2) 強震動予測を行った結果 (PGV) の平均値と標準偏差 (地点 2)

(左: アスペリティの強度(平均すべり量の比), 右: 破壊伝播速度)

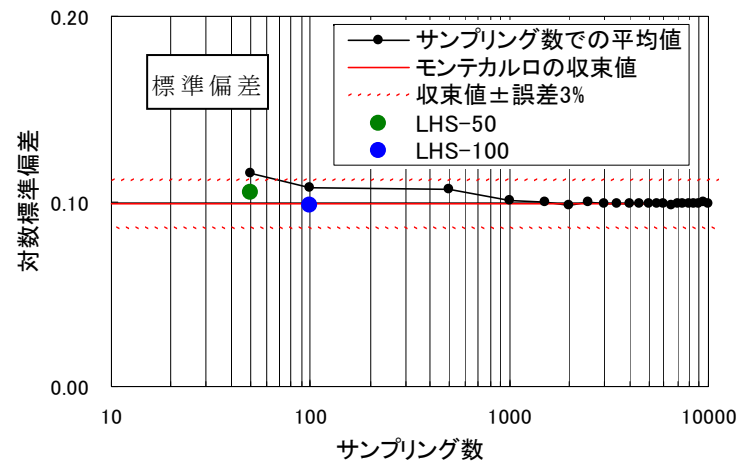
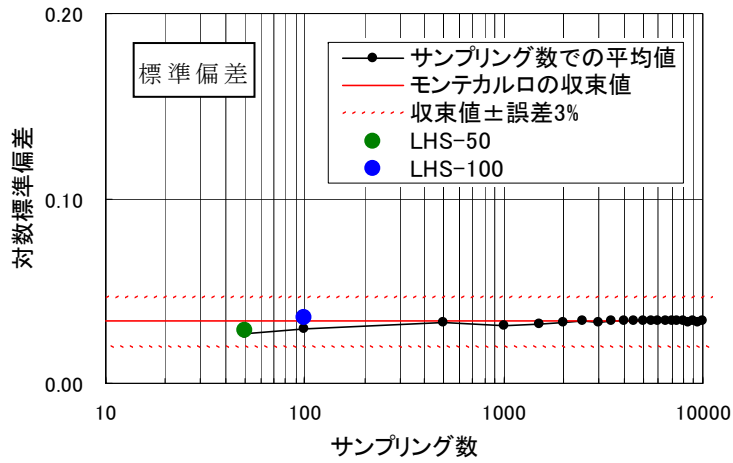
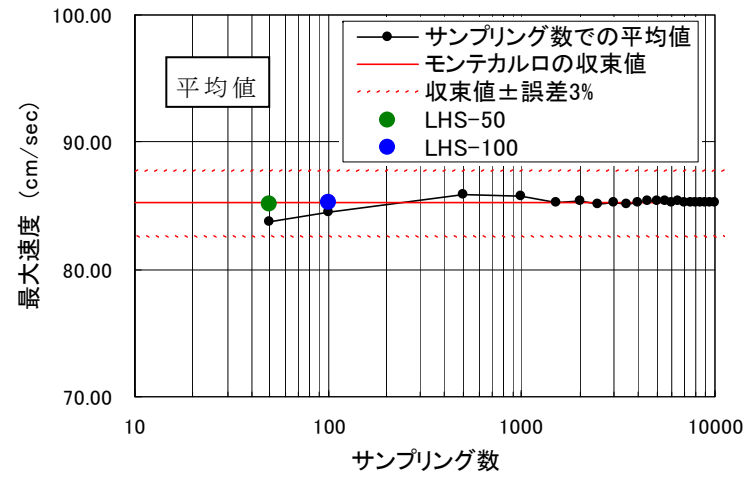
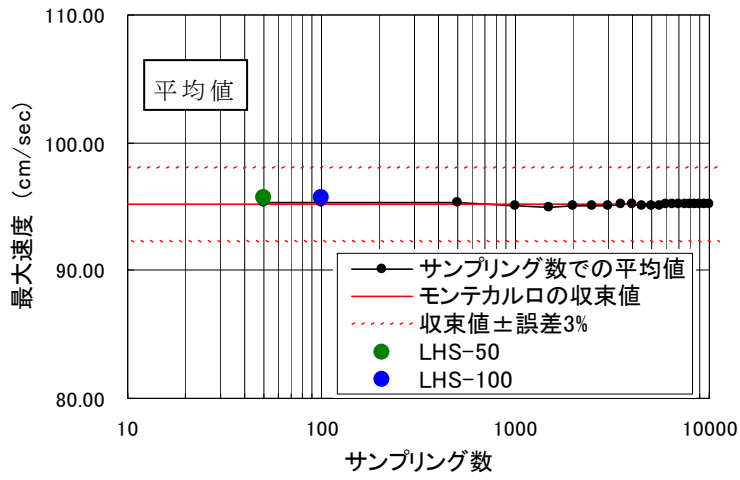


図 4.8(3) 強震動予測を行った結果(PGV)の平均値と標準偏差 (地点 3)  
 (左: アスペリティの強度(平均すべり量の比), 右: 破壊伝播速度)

#### 4.5. 統計的グリーン関数法による強震動予測結果のバラツキ検討

確率論的地震ハザード解析において、統計的グリーン関数法による強震動予測結果から得られたバラツキが妥当な値であったかどうかの検証を行う。

統計的グリーン関数法を用いて $V_s=3000\text{m/s}$ の地震基盤における強震動予測を行い、強震動予測結果の最大加速度(PGA), 最大速度(PGV), 固有周期0.2s, 0.5s, 1.0s, 2.0s, 5.0sの加速度応答スペクトルの値(R0.2, R0.5, R1.0, R2.0, R5.0)についてバラツキの検討を行った。最大加速度(PGA), 最大速度(PGV), 固有周期0.2s, 0.5s, 1.0s, 2.0s, 5.0sの加速度応答スペクトルの値(R0.2, R0.5, R1.0, R2.0, R5.0)の対数標準偏差をバラツキ量の指標とした。

統計的グリーン関数法は、地震調査委員会<sup>1)2)3)</sup>の詳細法、すなわちハイブリッド法では短周期帯域( $\sim 1.0\text{s}$ )の計算に用いられているが、単独で用いる場合には、周期5.0s程度までの計算に適用されている。したがって、ここでは周期5.0s程度までの広帯域まで用いることを念頭に検討を行った。

##### 4.5.1. 想定断層の基本震源パラメータ

ここでは、地震調査研究推進本部地震調査委員会から強震動評価が公開されており、アスペリティ配置が単純な、森本・富樫断層帯の特性化震源モデルを参考とした仮想の断層(逆断層, 横ずれ断層)をモデル断層とした。地震調査委員会<sup>2)</sup>に倣って、想定断層(逆断層・横ずれ断層)の基本震源パラメータの設定を行った。基本震源パラメータの一覧を表4.7に示す。ここでは逆断層・横ずれ断層に対する予測結果の比較を容易にするため、両者の断層面積、すなわち断層幅を等しく設定した。

図4.9に示すように震源モデルは $13\times 9$ の小断層に分割され、その中の黄色に着色した $6\times 4$ の小断層が1個のアスペリティに相当する。これを基本ケースとし、黄色で示したアスペリティを走向方向(横方向)、傾斜方向(縦方向)に移動させてサンプリングを行った。また、破壊開始点位置は図4.9のように断層下端の左端, 中央, 右端に設定した。



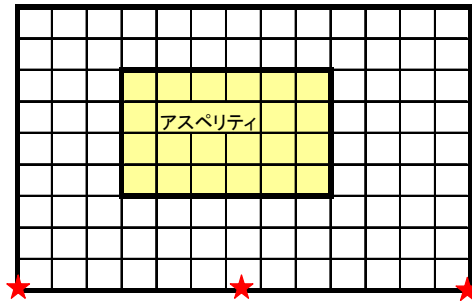


図 4.9 アスペリティと破壊開始点位置

表 4.7 想定断層(逆断層・横ずれ断層)の基本震源パラメータ<sup>2)</sup>

パラメータ		記号	逆断層	横ずれ断層	単位
巨視的震源特性	断層総面積	S	468	468	km <sup>2</sup>
	地震モーメント	M0	1.218E+19	1.218E+19	Nm
	地震規模	Mw	6.66	6.66	
	短周期レベル	A	1.220E+19	1.220E+19	Nm/s <sup>2</sup>
	走向	str	N0.0° E	N0.0° E	
	傾斜角	dip	45° E	90° E	
	平均滑り量	D	80.54	80.54	cm
	滑り方向	Rake	90.0°	0.0°	
	断層上端深さ	dep	3	3	km
	断層面の長さ	L	26	26	km
	断層面の幅	W	18	18	km
	断層面積	S	468	468	km <sup>2</sup>
微視的震源特性	アスペリティ				
	地震モーメント	M0a	4.747E+18	4.747E+18	Nm
	面積	Sa	91.18	91.18	km <sup>2</sup>
	平均滑り量	Da	161.08	161.08	cm
背景領域	静的応力降下量	$\Delta \sigma_a$	15.05	15.05	MPa
	短周期レベル	A	1.220E+19	1.220E+19	Nm/s <sup>2</sup>
	地震モーメント	M0b	7.436E+18	7.436E+18	Nm
	面積	Sb	376.82	376.82	km <sup>2</sup>
その他の震源特性	平均滑り量	Db	61.05	61.05	cm
	実効応力	$\Sigma \sigma_b$	3.025	3.025	MPa
	アスペリティ位置		中央		
	アスペリティ深さ		上端		
	破壊開始点の深さ		アスペリティ下端中央		km
	破壊様式		同心円上		
	破壊伝播速度		2.4 ( $\beta=3.46$ の 69.4%)		km/s
	Fmax		6		Hz
震源時間関数		中村・宮武(2000)による			

#### 4.5.2. 特定サイトにおける強震動予測結果のバラツキ検討

特定サイトにおける強震動予測結果が、統計的に処理可能かどうかについて検討を行った。すなわち、特定サイトにおける強震動予測結果に対して、ヒストグラムを作成し、その分布が正規分布に従うかどうかの検討を行うものである。強震動予測結果の分布が、正規分布に従うということが確認できれば、その分布形状は平均値と標準偏差によって規定することが可能となる。

しかしながら、強震動予測結果は時刻歴波形として得られており、ヒストグラムを作成する指標は、時刻歴波形を含め、PGA, PGV, 加速度応答スペクトル, フーリエスペクトルなどさまざまな指標が考えられる。ここでは、①時刻歴波形の代表値として一般に用いられており、②周波数帯別の特徴を表現することができ、③物理的意味の明確さ、という観点から、PGA, PGVをヒストグラムの作成指標として選定した。PGAが短周期を代表する指標、PGVがやや長周期を代表する指標といった位置付けである。

想定断層に対して、図 4.10 に示したパイロットポイントのうち地点 2 の予測結果の対数値について、ヒストグラムの作成および正規分布による近似を試みた結果を図 4.11, 図 4.12 に示す。図 4.11, 図 4.12 の各ヒストグラムの右上には  $\chi^2$  の値を併記した。各ヒストグラムの  $\chi^2$  値が、データ区間(自由度)19, 有意水準 5%の  $\chi^2$  の基準値 30.1 を下回れば(青字および○印), サンプルング, すなわち、ヒストグラムが正規分布に一致するという帰無仮説が棄却されず、すなわち両者が一致していると判断できる。

アスペリティの強度(すべり量の比)以外において、 $\chi^2$ の値が基準値を下回っており、有意水準5%の  $\chi^2$ 検定を用いて正規分布で近似できると判断できる。アスペリティの強度(すべり量の比)は、逆断層, 横ずれ断層ともに、 $\chi^2$ の値が基準値を上回っており、有意水準5%の  $\chi^2$ 検定を用いて正規分布で近似できると判断できない。しかしながら、アスペリティの強度(すべり量の比)のヒストグラムは大部分が平均値-標準偏差  $\sigma$  ~ 平均値+標準偏差  $\sigma$  の間に分布しているため、そのバラツキを標準偏差によって推定することは可能であると考えられる。このことから、統計的グリーン関数法による強震動予測結果のバラツキを検討する場合に、PGA, PGVの対数標準偏差が適切な指標であることが明らかとなった。

次節以降、強震動予測結果のバラツキを表現する指標として、対数標準偏差を基本と考える。

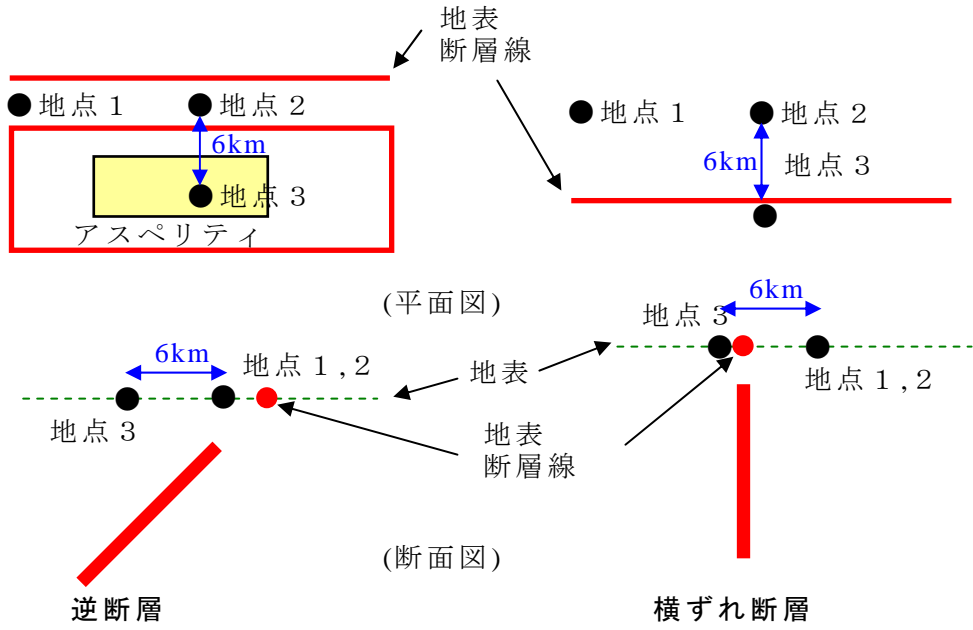
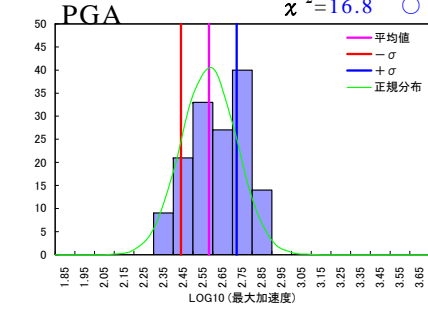
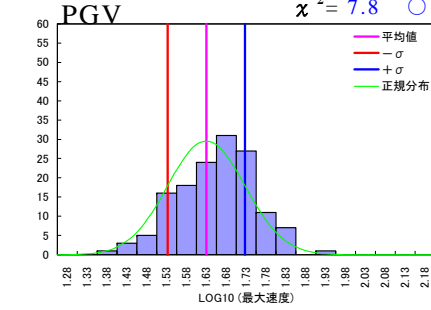


図 4.10 ヒストグラム算定のパイロットポイント

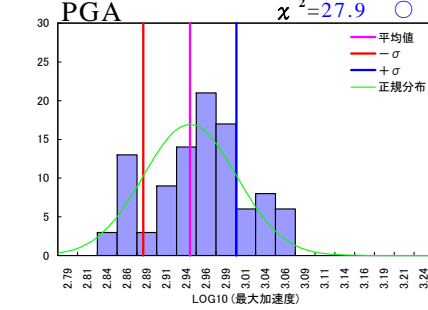
平均値 2.63E+00  
標準偏差 0.140854296



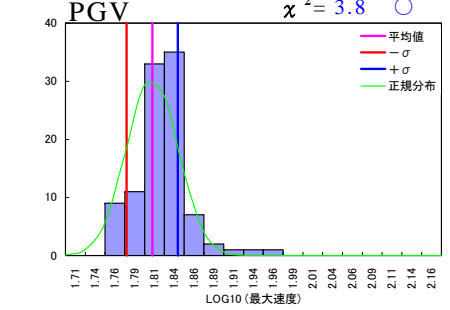
平均値 1.65E+00  
標準偏差 0.096924509



平均値 2.95E+00  
標準偏差 0.058977691



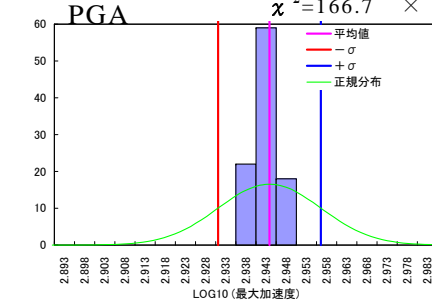
平均値 1.82E+00  
標準偏差 0.03247083



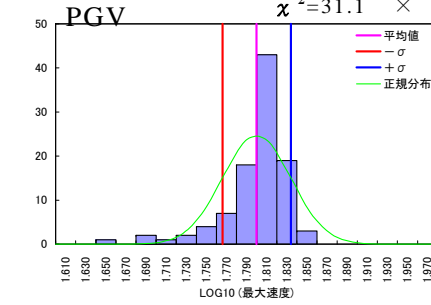
(1) アスペリティの位置

(4) 破壊伝播速度

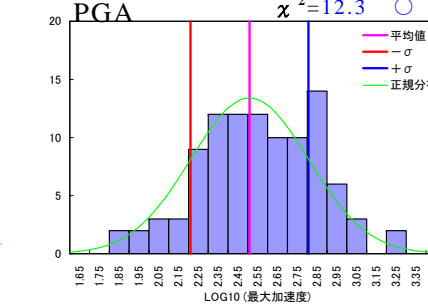
平均値 2.94E+00  
標準偏差 0.012053308



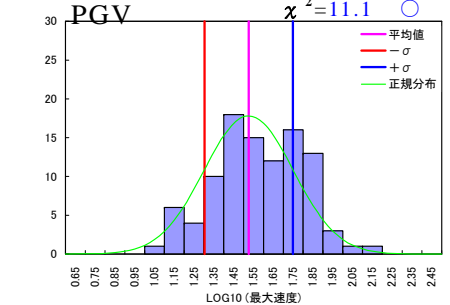
平均値 1.80E+00  
標準偏差 0.032239436



平均値 2.56E+00  
標準偏差 0.298038188



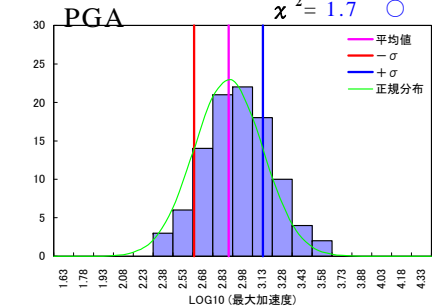
平均値 1.58E+00  
標準偏差 0.223557802



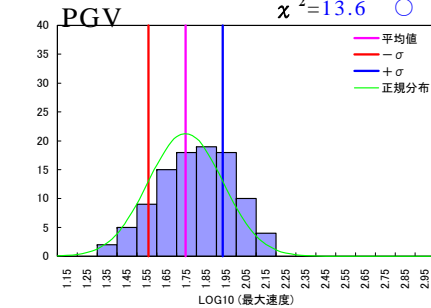
(2) アスペリティの強度 (平均すべり量の比)

(5) 全パラメータ

平均値 2.94E+00  
標準偏差 0.259962698



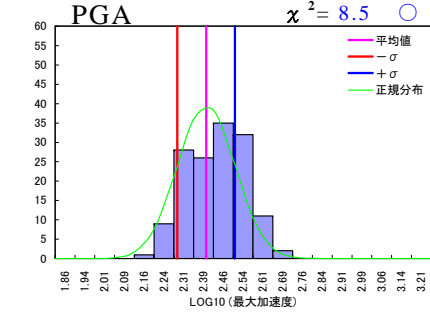
平均値 1.79E+00  
標準偏差 0.186980613



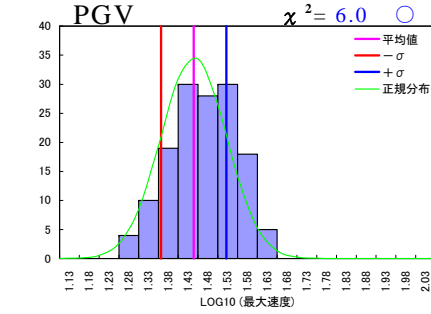
(3) アスペリティの強度 (応力降下量)

図 4.11 強震動予測結果のヒストグラム (逆断層)

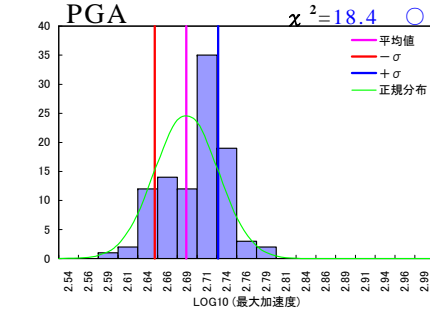
平均値 2.43E+00  
標準偏差 0.108822278



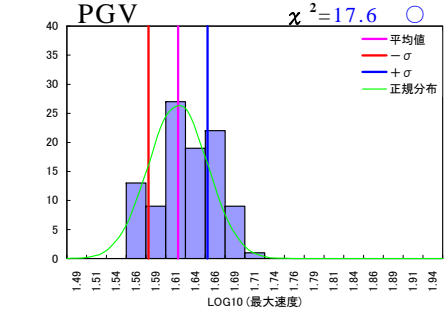
平均値 1.46E+00  
標準偏差 0.082902722



平均値 2.70E+00  
標準偏差 0.040176525



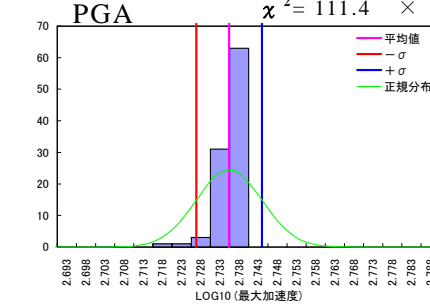
平均値 1.63E+00  
標準偏差 0.03735106



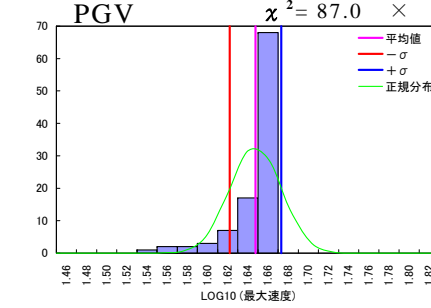
(1) アスペリティの位置

(4) 破壊伝播速度

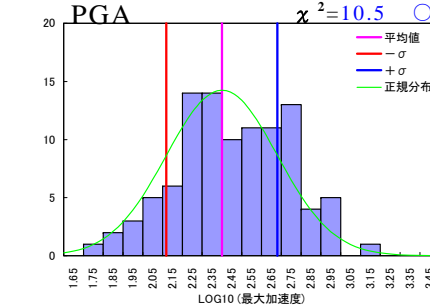
平均値 2.74E+00  
標準偏差 0.00813059



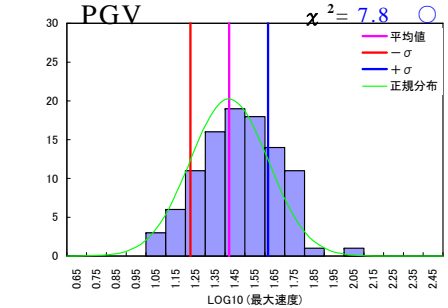
平均値 1.65E+00  
標準偏差 0.024229002



平均値 2.45E+00  
標準偏差 0.280328324



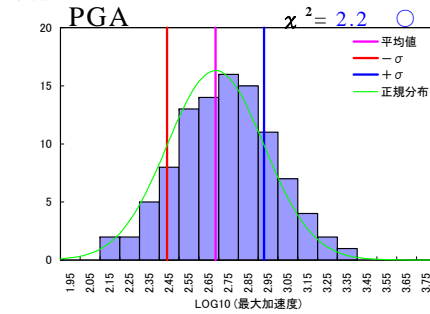
平均値 1.47E+00  
標準偏差 0.196615108



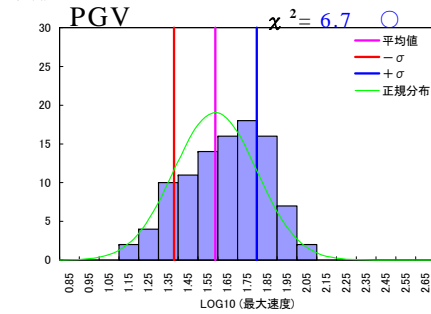
(2) アスペリティの強度 (平均すべり量の比)

(5) 全パラメータ

平均値 2.73E+00  
標準偏差 0.24465678



平均値 1.64E+00  
標準偏差 0.209244876



(3) アスペリティの強度 (応力降下量)

図 4.12 強震動予測結果のヒストグラム (横ずれ断層)

#### 4.5.3. 面的な強震動予測結果のバラツキ検討

確率論的地震ハザード解析を面的に適用することを想定し、統計的グリーン関数法を用いた強震動予測結果のバラツキが、面的にどのような分布性状を示すかについて検討を行った。

そこで、震源断層を中心に、約80km×約50kmのエリア内において、1km間隔の対象点を設定し、前節と同様に入力パラメータにバラツキを考慮して全対象点の強震動予測を行った。強震動予測によって得られた時刻歴波形から、PGA、PGV、加速度応答スペクトル(0.2, 0.5, 1.0, 2.0, 5.0s)を計算し、対象点ごとに、それぞれの平均値および対数標準偏差を算定した。この平均値および対数標準偏差を対象点位置にプロットしたものが、平均値および対数標準偏差の空間分布図である。

まず、図 4.13 は、逆断層、横ずれ断層に対して、強震動予測を行った結果の PGA、PGV の平均値の空間分布である。ここでは全パラメータを変化させた場合の平均値を表示した。なお、図中の四角形は地表に投影した断層面、黒線は地表断層線を示す。次に、図 4.14、図 4.15 は、(a)アスペリティの位置と破壊開始点、(b)アスペリティの強度(すべり量の比)、(c)アスペリティの強度(応力降下量)、(d)破壊伝播速度、(e)全パラメータを変化させた場合について、バラツキ指標として地震動強度の常用対数標準偏差の空間分布図を示したものである。図 4.16、図 4.17 には、図 4.14、図 4.15 に表示された PGA、PGV のバラツキの常用対数標準偏差のヒストグラムを示す。

逆断層、横ずれ断層に対する空間分布図からは、以下の点を読み取ることができる。

- ・逆断層と横ずれ断層において、PGA、PGV の平均値の空間分布は大局的にみるとよく似ていることがわかる。ただし、逆断層の地表断層線が対象エリア中央より左に位置するため、最も値の大きいエリアは対象エリア中央より左に位置している。
- ・逆断層と横ずれ断層において、PGA、PGV および応答スペクトル対数標準偏差の空間分布も大局的にみると似ていることがわかる。ただし、あまり明瞭ではないが、逆断層ではバラツキの大きい領域が断層の下盤側にあたる図の左側に分布する傾向が見られている。
- ・対数標準偏差の大きさは、PGA、PGV を見ると、アスペリティ強度(応力降下量)が最も大きく、アスペリティの位置と破壊開始点、破壊伝播速度と続いている。
- ・アスペリティ強度(応力降下量)の対数標準偏差の分布はサイトの位置によらずほぼ一定の値を示しており、PGA、0.2, 0.5, 1.0s の応答スペクトルでは大きな値を示しているが、PGV、2.0, 5.0s の応答スペクトルでは小さくなる傾向が見られ

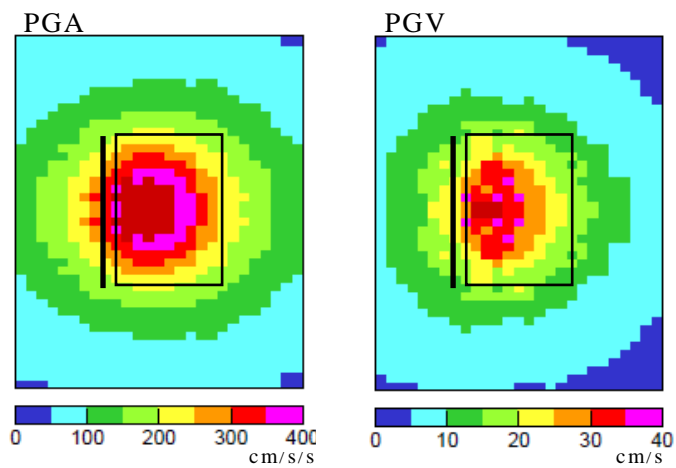
る。本来、応力降下量が予測地震動の高周波数成分を左右するパラメータであることを反映したものとなっている。

- ・逆に、アスペリティの位置と破壊開始点の対数標準偏差は、PGA, 0.2, 0.5s の応答スペクトルではそれほど大きな値を示さないが、PGV, 1.0, 2.0, 5.0s の応答スペクトルでは大きくなる傾向が見られる。また、図の上下、すなわち地表断層線の両端方向にバラツキが大きくなる領域が見られる。アスペリティの位置と破壊開始点の位置の相対関係によって、地表断層線の両端方向ではディレクティビティ効果<sup>18)</sup>によって強い地震動と弱い地震動が生じ、バラツキが大きくなったものと考えられる。なお、ディレクティビティ効果とは、断層破壊の進行方向において強い地震動が生じる現象である。
- ・全パラメータの対数標準偏差の分布において、PGA, 0.2, 0.5s の応答スペクトルではアスペリティ強度(応力降下量), 2.0, 5.0s の応答スペクトルではアスペリティの位置と破壊開始点に依存し、PGV, 1.0s の応答スペクトルでは両者の影響を受けた分布となっているものと考えられる。

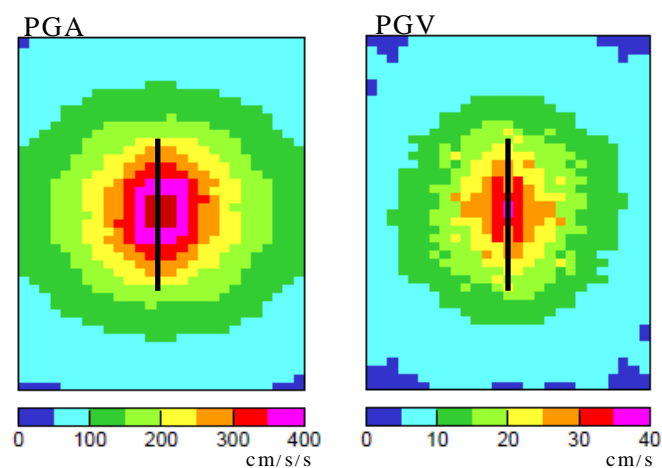
バラツキの空間分布に対するヒストグラムからは、次の点を読み取ることができる。

- ・PGA のバラツキは逆断層、横ずれ断層(全パラメータ)とも、0.26~0.31 の範囲で分布しており、平均値はそれぞれ 0.278, 0.276 である。
- ・PGV のバラツキは逆断層、横ずれ断層(全パラメータ)とも、0.16~0.31 の範囲で分布し、平均値はそれぞれ 0.230, 0.224 となっている。PGV は、バラツキの小さい領域が存在し、PGA に比べてバラツキの範囲が広がっている。
- ・上述のように、全パラメータのバラツキ分布は、PGA ではアスペリティ強度(応力降下量)、PGV ではアスペリティ強度(応力降下量)とアスペリティの位置と破壊開始点の両者の影響を受けたものとなっているため、PGA のバラツキの範囲は狭く、PGV のバラツキの範囲が広がったものと考えられる。
- ・司・翠川<sup>19)</sup>では、距離減衰式のバラツキ(標準偏差)は PGA, PGV に対して、それぞれ 0.25, 0.23(距離 100km 以内)と記載されている。奥村ほか<sup>20)</sup>は、地点が異なることに起因するバラツキを除去し、0.2 としている。したがって、強震動予測結果のバラツキは、最近の知見による実際の地震観測記録のバラツキと比べて同程度と考えることができる。なお、本手法による強震動予測結果の PGA, PGV が司・翠川<sup>19)</sup>による距離減衰式と整合することは、山田ら(2007)<sup>4)</sup>に示されている。
- ・ただし、上述のとおり、長周期帯域では、距離減衰式のバラツキよりも大きな領域が存在している。これは、Kagawa(2009)<sup>21)</sup>および香川(2010)<sup>22)</sup>にも示されて

いるように，長周期帯域の地震動は，ディレクティビティ効果などにより距離減衰式による予測とは異なる可能性があることを示唆していると考えられる。



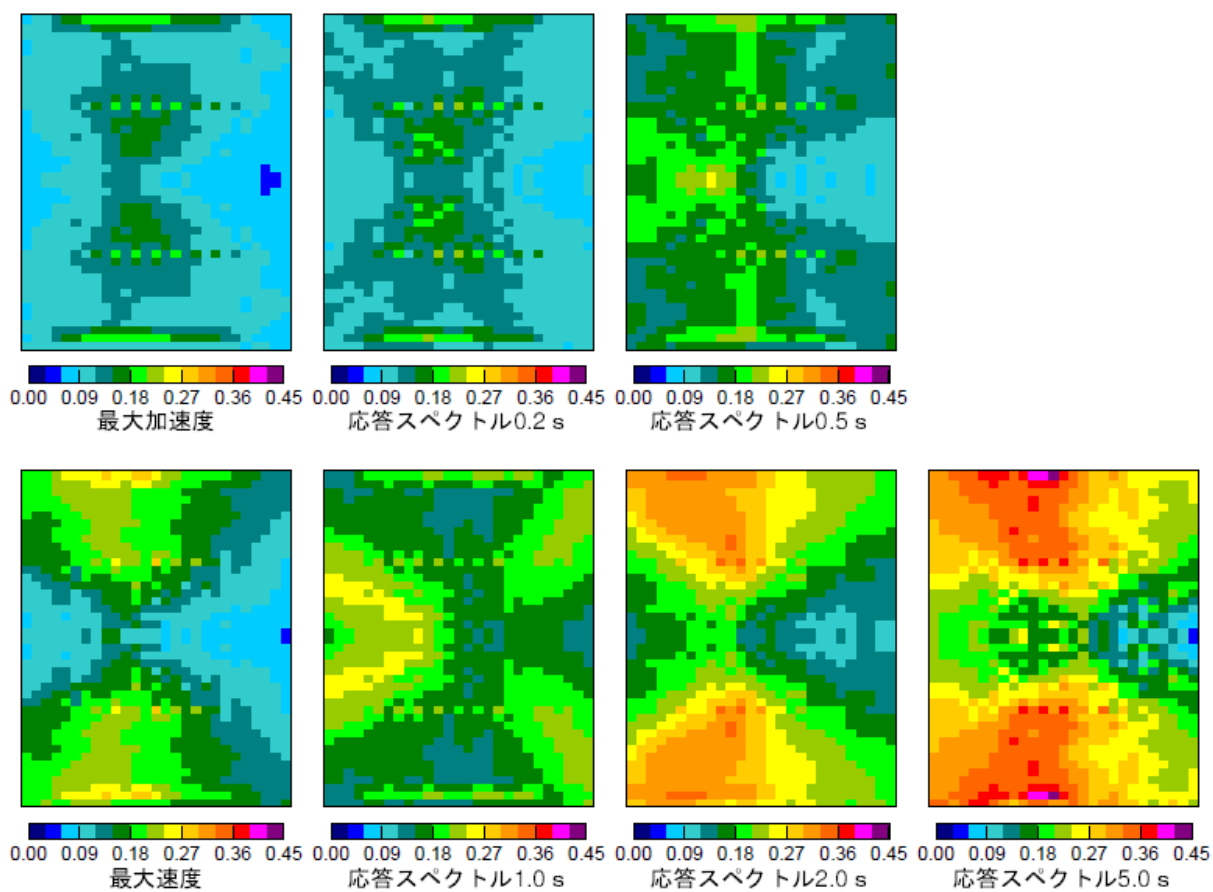
(a) 逆断層



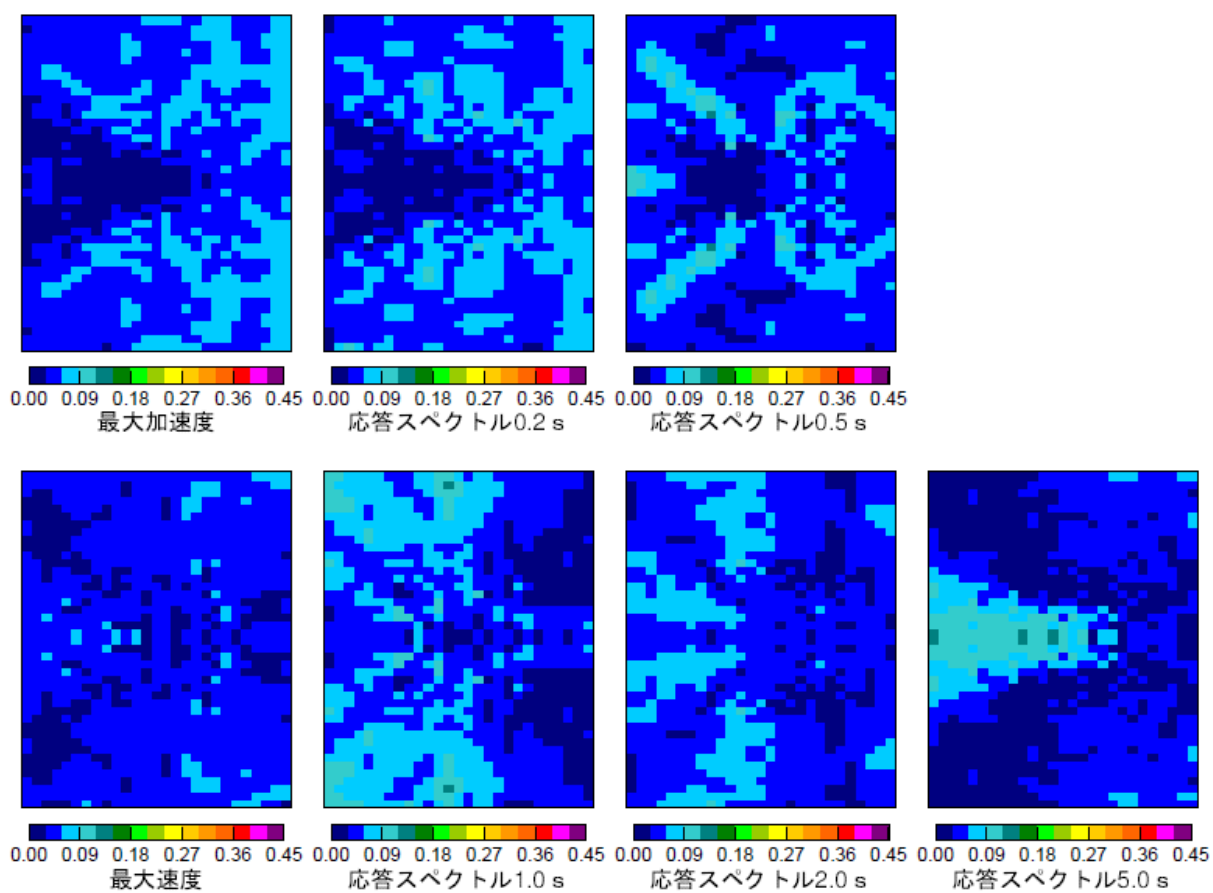
(b) 横ずれ断層

図 4.13 PGA, PGV の平均値の空間分布



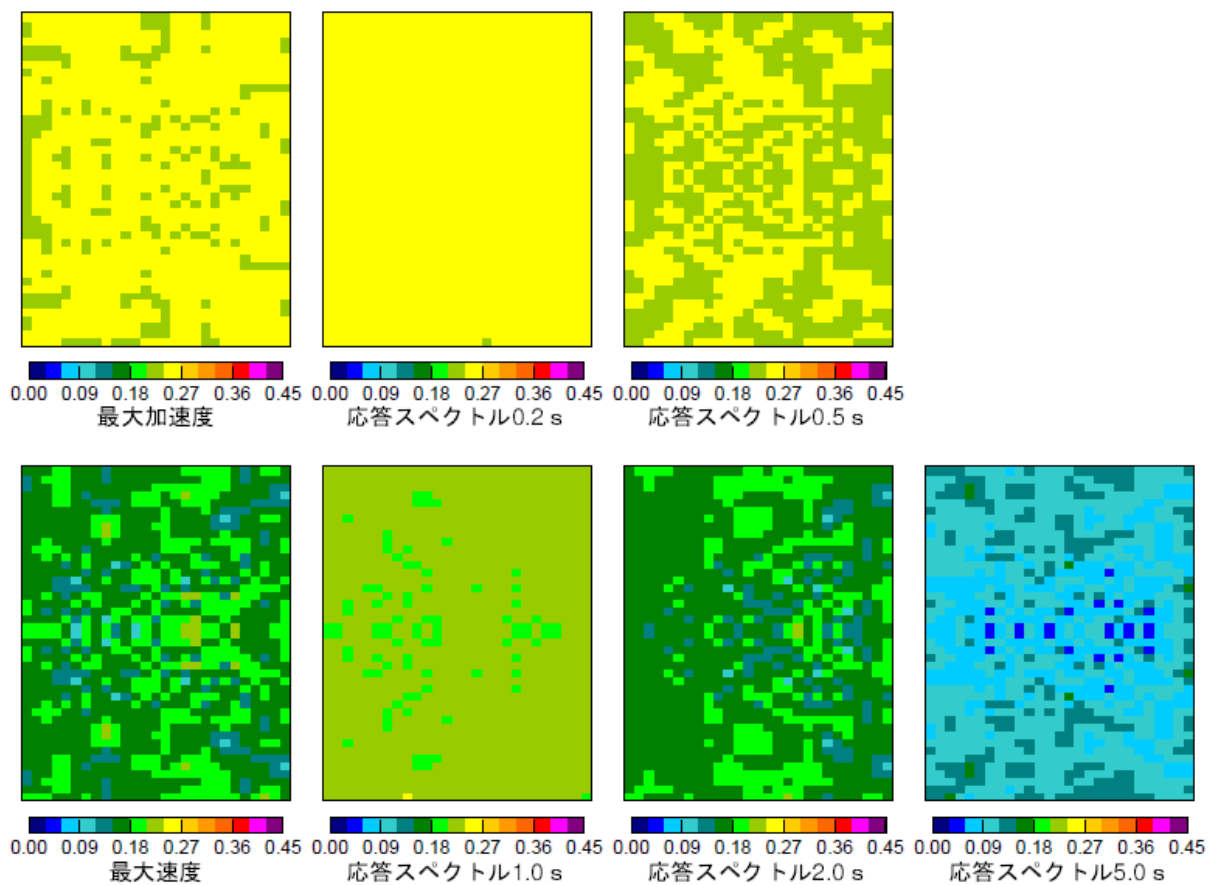


(a) アスペリティの位置

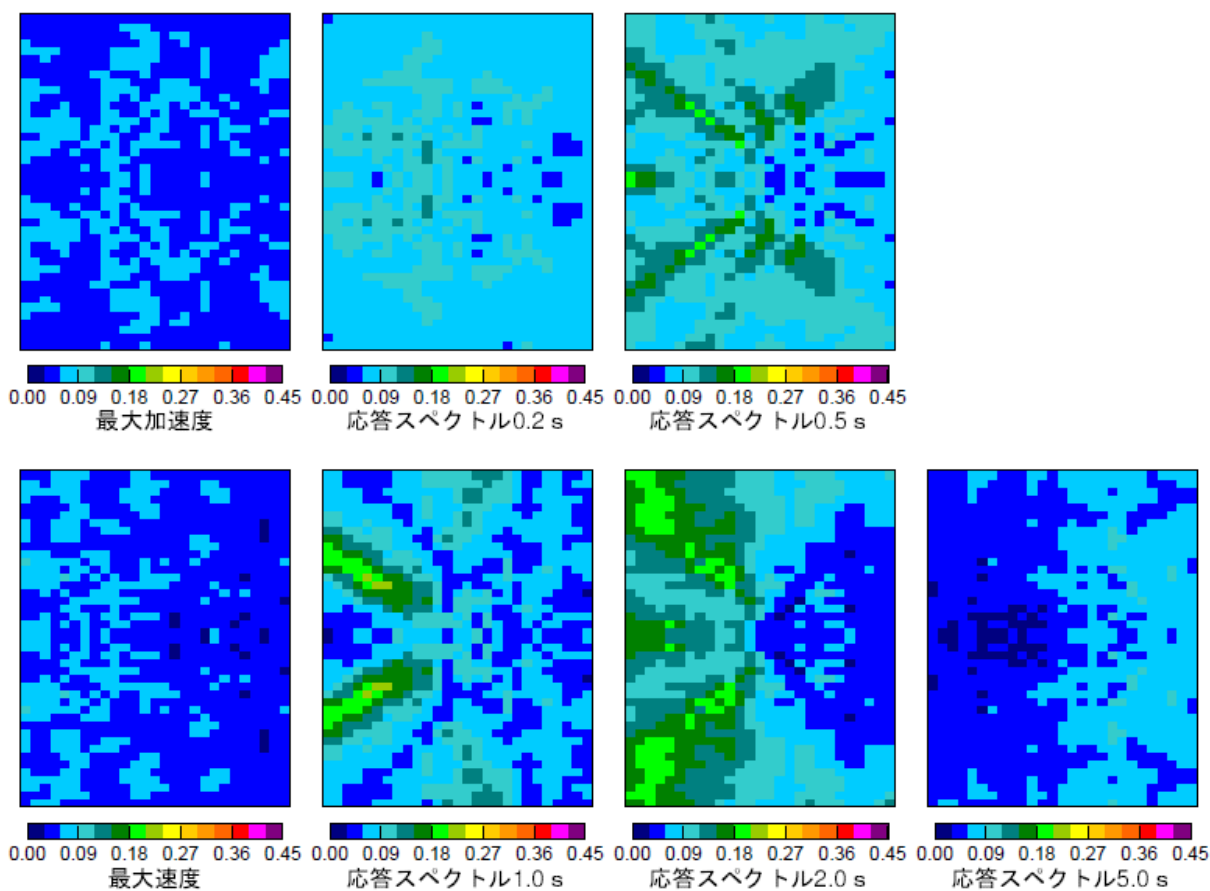


(b) アスペリティの強度 (平均すべり量の比)

図 4.14(1) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (逆断層)

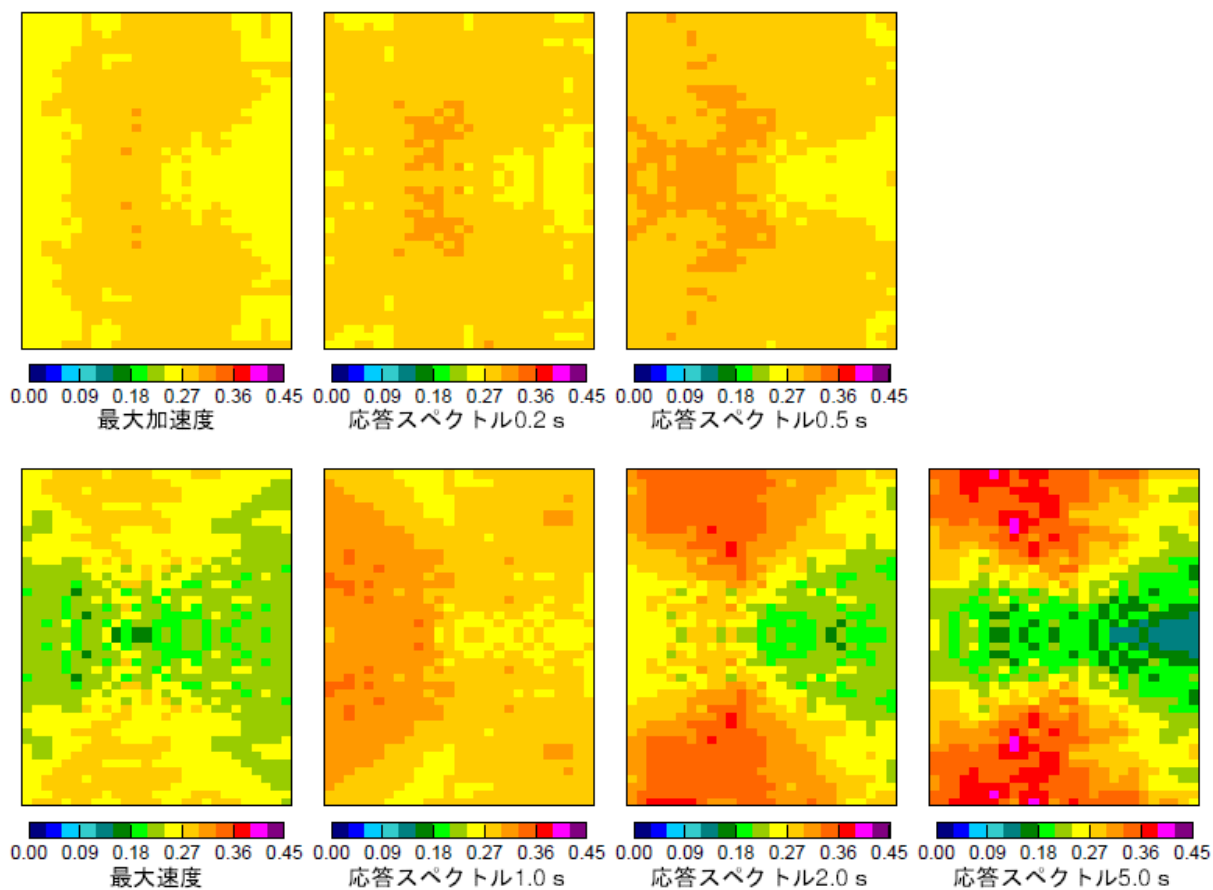


(c) アスペリティの強度 (応力降下量)



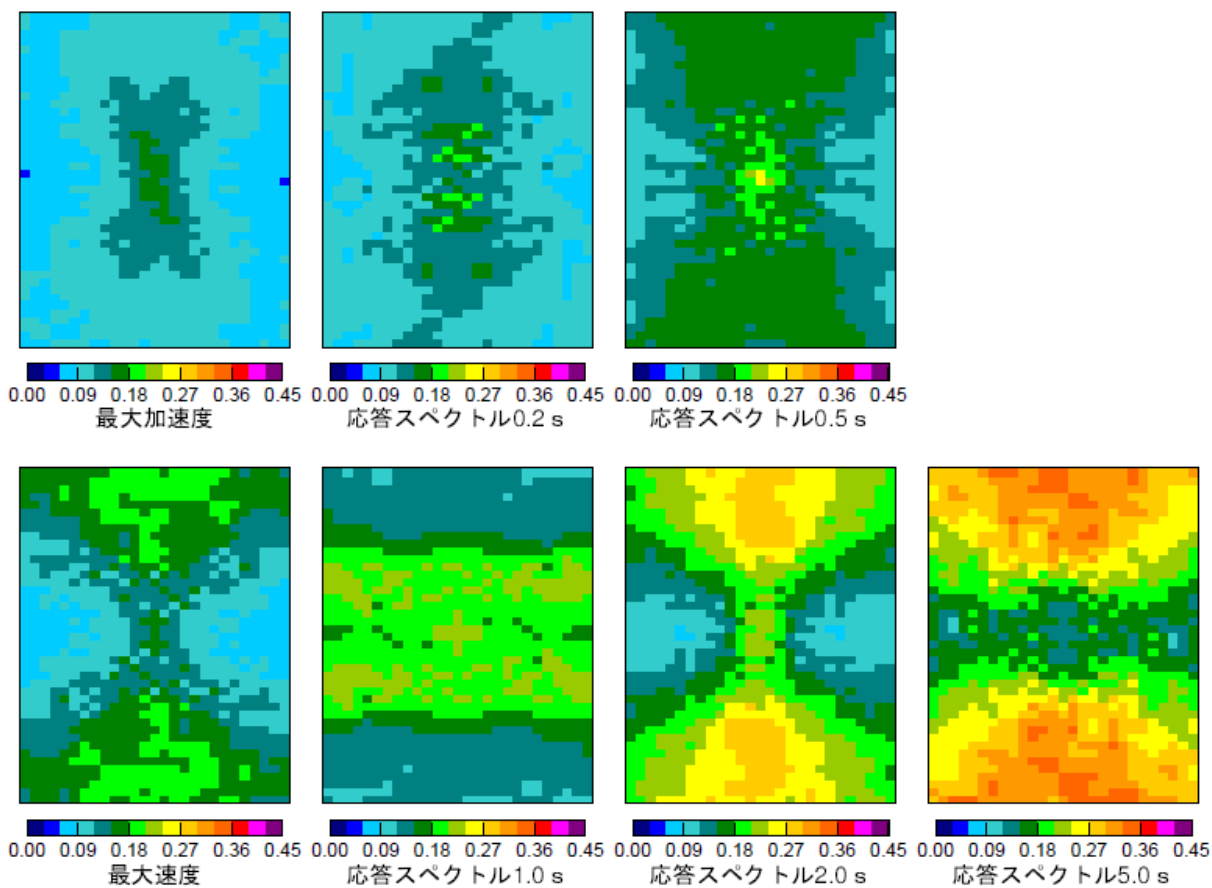
(d) 破壊伝播速度

図 4.14(2) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (逆断層)

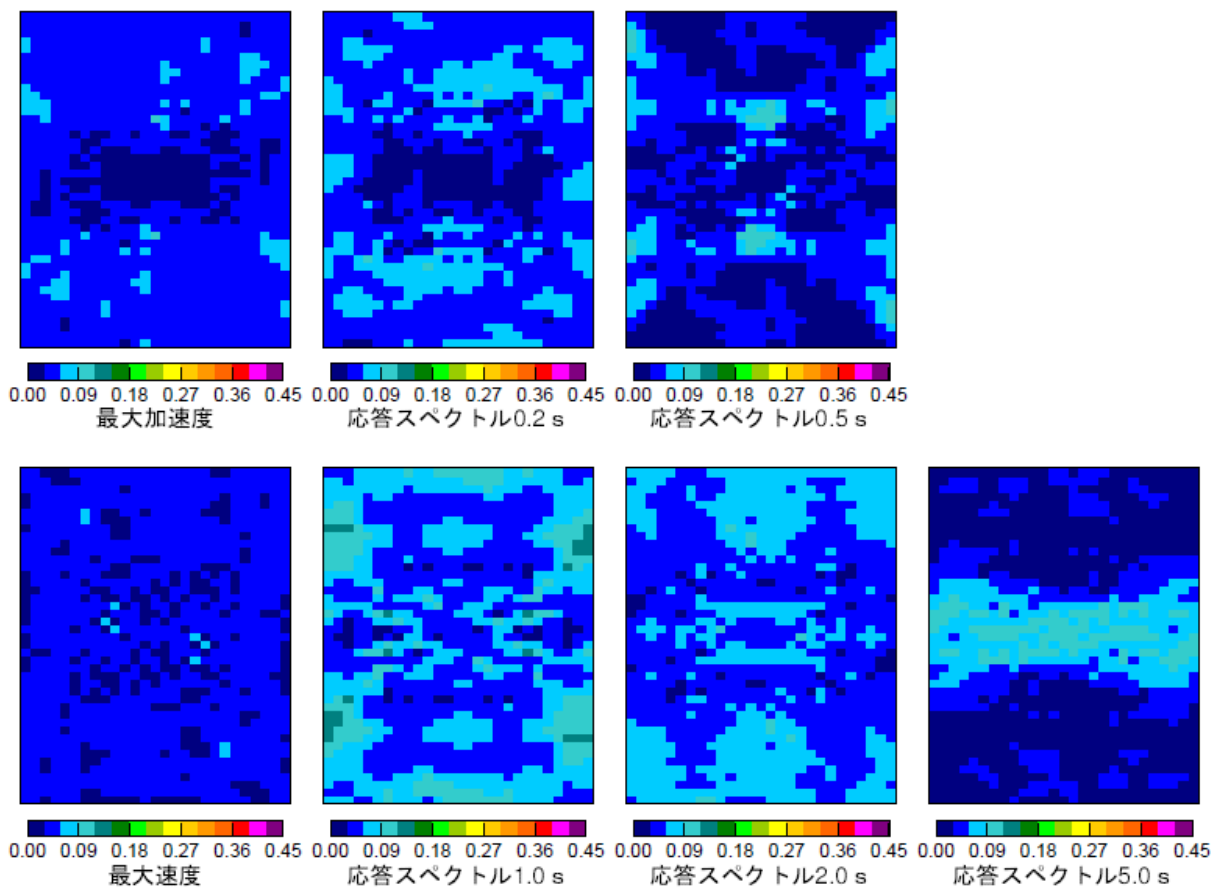


(e) 全パラメータ

図 4.14(3) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布(逆断層)

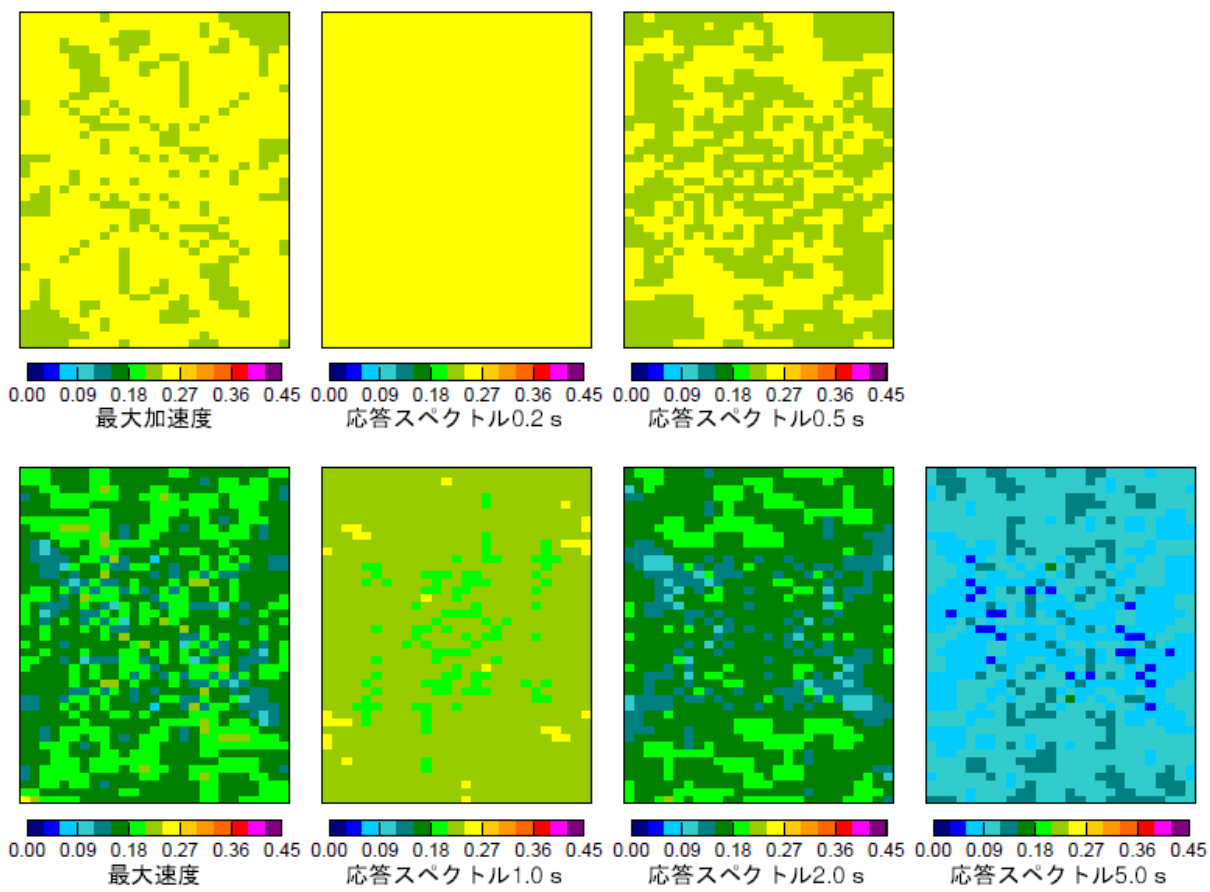


(a) アスペリティの位置

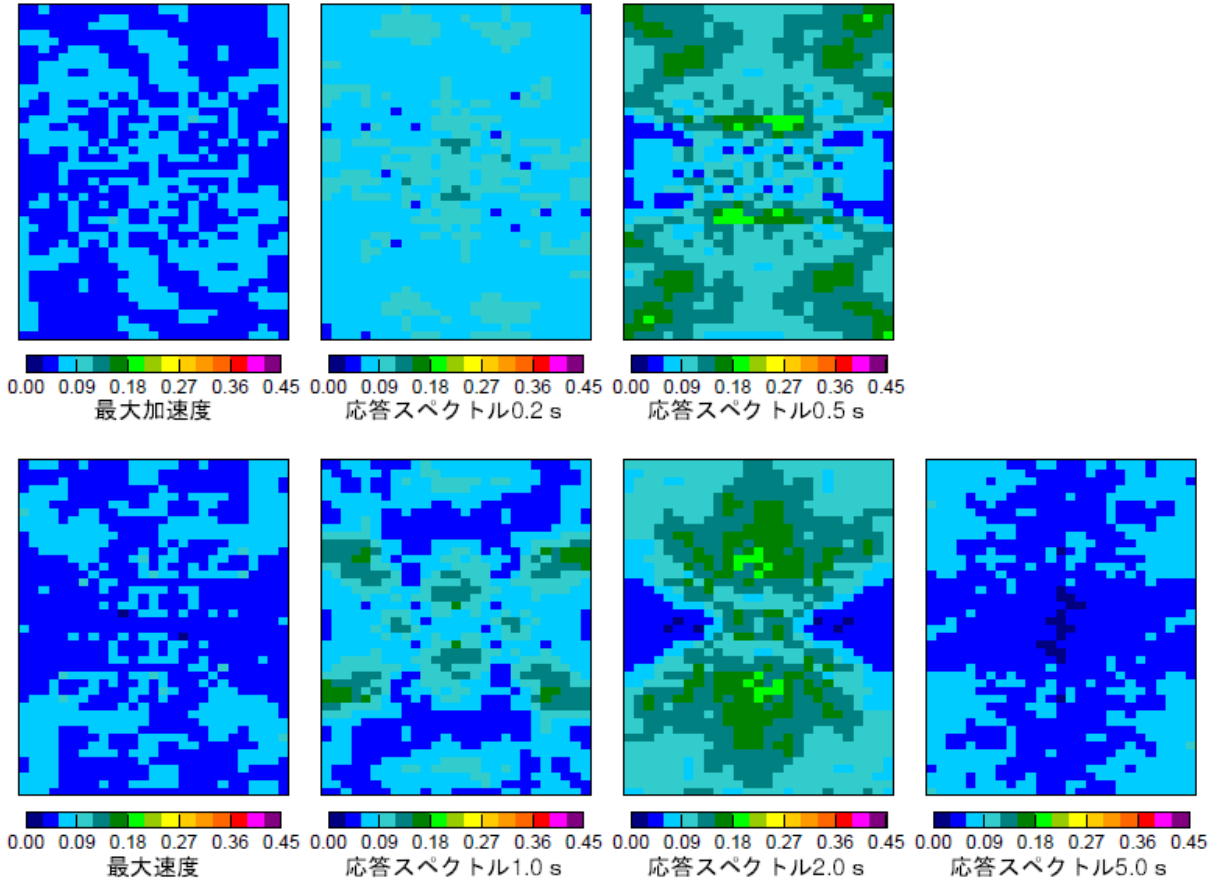


(b) アスペリティの強度 (平均すべり量の比)

図 4.15(1) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (横ずれ断層)

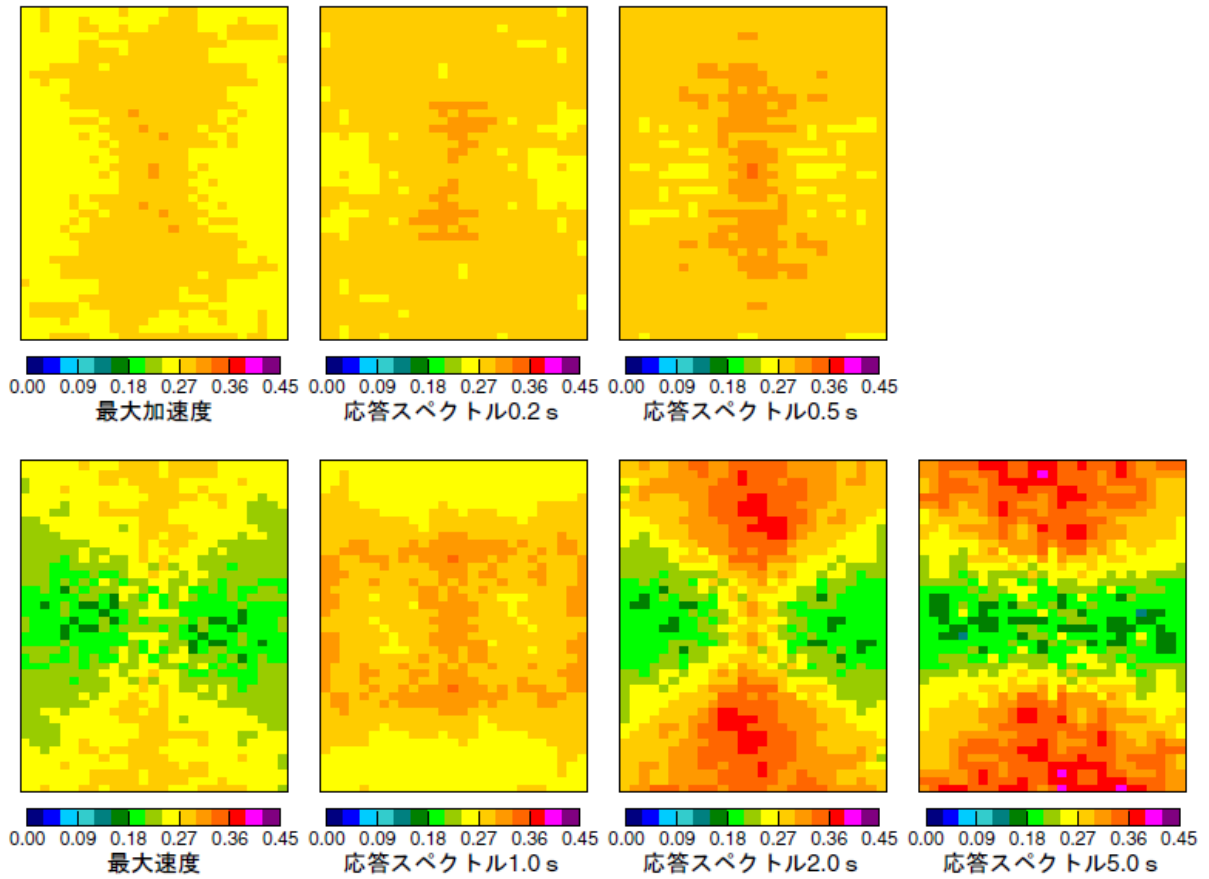


(c) アスペリティの強度 (応力降下量)



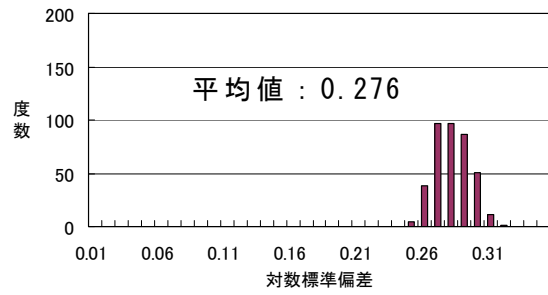
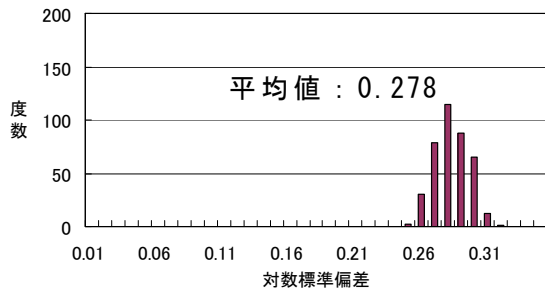
(d) 破壊伝播速度

図 4.15(2) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (横ずれ断層)



(e) 全パラメータ

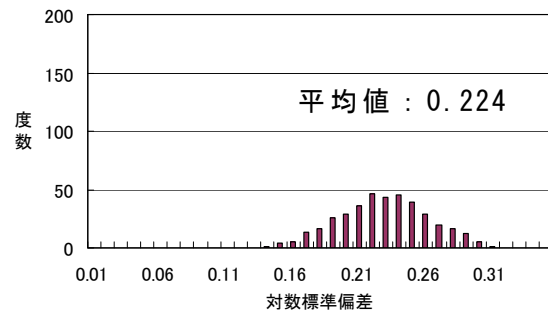
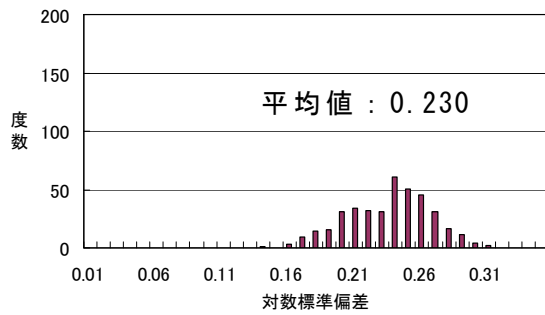
図 4.15(3) バラツキの常用対数標準偏差の空間分布(横ずれ断層)



逆断層 (全パラメータ)

横ずれ断層 (全パラメータ)

図 4.16 空間分布から得られた PGA のヒストグラム



逆断層 (全パラメータ)

横ずれ断層 (全パラメータ)

図 4.17 空間分布から得られた PGV のヒストグラム

#### 4.5.4. 破壊開始点をアスペリティ下端に固定した場合の面的な強震動予測結果のバラツキ検討

確率論的地震ハザード解析を面的に適用することを想定し、統計的グリーン関数法を用いた強震動予測結果のバラツキが、面的にどのような分布性状を示すかについて検討を行ったところ、全パラメータの対数標準偏差が、特にPGVおよび2.0, 5.0sの応答スペクトルについて、アスペリティの位置と破壊開始点のバラツキ分布の影響を強く受け、対数標準偏差の値も非常に大きな値を示した。このため、破壊開始点をアスペリティ下端に固定し、アスペリティと連動して移動するモデルについて検討を行った。アスペリティと破壊開始点の相対位置を図4.18に示す。

図4.19, 図4.20は、(a)アスペリティの位置と破壊開始点、(e)全パラメータを変化させた場合について、バラツキ指標として地震動強度の常用対数標準偏差の空間分布図を示したものである。図4.21, 図4.22には、図4.19, 図4.20に表示されたPGA, PGVのバラツキの常用対数標準偏差のヒストグラムを示す。

逆断層、横ずれ断層に対する空間分布図からは、以下の点を読み取ることができる。

- ・逆断層と横ずれ断層において、PGA, PGV および応答スペクトル対数標準偏差の空間分布も大局的にみると似ていることがわかる。ただし、あまり明瞭ではないが、逆断層ではバラツキの大きい領域が断層の下盤側にあたる図の左側に分布する傾向が見られている。
- ・アスペリティの位置と破壊開始点によるバラツキが、特に、PGV および 2.0, 5.0s の応答スペクトルにおいて、4.5.3項に比べて小さくなったことがわかる。アスペリティの位置と破壊開始点の位置の相対関係の変化が無くなったため、地表断層線の両端方向においてディレクティビティ効果による強い地震動と弱い地震動が生じなくなり、バラツキが小さくなったものと考えられる。
- ・これに伴って、全パラメータの対数標準偏差の分布においても、特に、PGV および 2.0, 5.0s の応答スペクトルにおいて、小さくなったことがわかる。
- ・全パラメータの対数標準偏差の分布において、PGA, 0.2, 0.5s の応答スペクトルではアスペリティ強度(応力降下量)、2.0, 5.0s の応答スペクトルではアスペリティの位置と破壊開始点に依存し、PGV, 1.0s の応答スペクトルでは両者の影響を受けた分布となっているものと考えられる。したがって、全パラメータの対数標準偏差の分布においても、PGA および 0.2, 0.5, 1.0s の応答スペクトルについては、顕著な変化は見られなかった。

バラツキの空間分布に対するヒストグラムからは、次の点を読み取ることができる。



- PGA のバラツキは逆断層，横ずれ断層(全パラメータ)とも，0.25～0.30 の範囲で分布しており，平均値はそれぞれ 0.270，0.266 である．
- PGV のバラツキは逆断層，横ずれ断層(全パラメータ)とも，0.10～0.26 の範囲で分布し，平均値はそれぞれ 0.195，0.190 となっている．PGV は，バラツキの小さい領域が存在し，PGA に比べてバラツキの範囲が広がっている．
- 上述のように，全パラメータのバラツキ分布は，PGA ではアスペリティ強度(応力降下量)，PGV ではアスペリティ強度(応力降下量)とアスペリティの位置と破壊開始点の両者の影響を受けたものとなっているため，PGA のバラツキの範囲は狭く，PGV のバラツキの範囲が広がったものと考えられる．さらに，破壊開始点をアスペリティ下端中央に固定したことによって，アスペリティの位置と破壊開始点による PGV のバラツキが小さくなったため，平均値が小さくなったものと考えられる．
- 司・翠川<sup>19)</sup>では，距離減衰式のバラツキ(標準偏差)は PGA，PGV に対して，それぞれ 0.25，0.23(距離 100km 以内)と記載されている．奥村ほか<sup>20)</sup>は，地点が異なることに起因するバラツキを除去し，0.2 としている．これより，強震動予測結果のバラツキは，最近の知見による実際の地震観測記録のバラツキと比べて，同程度と考えることができる．距離減衰式では各地で観測された多くの地震による主に空間的なバラツキにエルゴード性を仮定してシナリオ毎のバラツキとしているのに対して，強震動予測は地震のタイプや断層との位置関係による空間変動と，断層破壊シナリオが毎回変化することによる時間的な地震動の変動によるバラツキを含んだものとなっている．一方，本検討では，強震動予測のバラツキには伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを含んでいないことから，これらのバラツキが相殺されて，距離減衰式と強震動予測結果のバラツキが同程度となったものと類推される．言い換えると，真の地震動のバラツキは，強震動予測結果に伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを加味したもの，または，距離減衰式にシナリオが変化することによる時間的な地震動バラツキを加味したものに相当し，より大きなバラツキとなる可能性があることが示唆される．

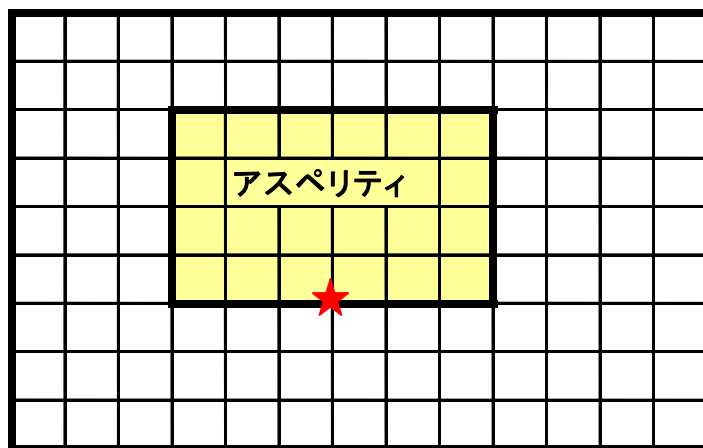


図 4.18 アスペリティと破壊開始点位置

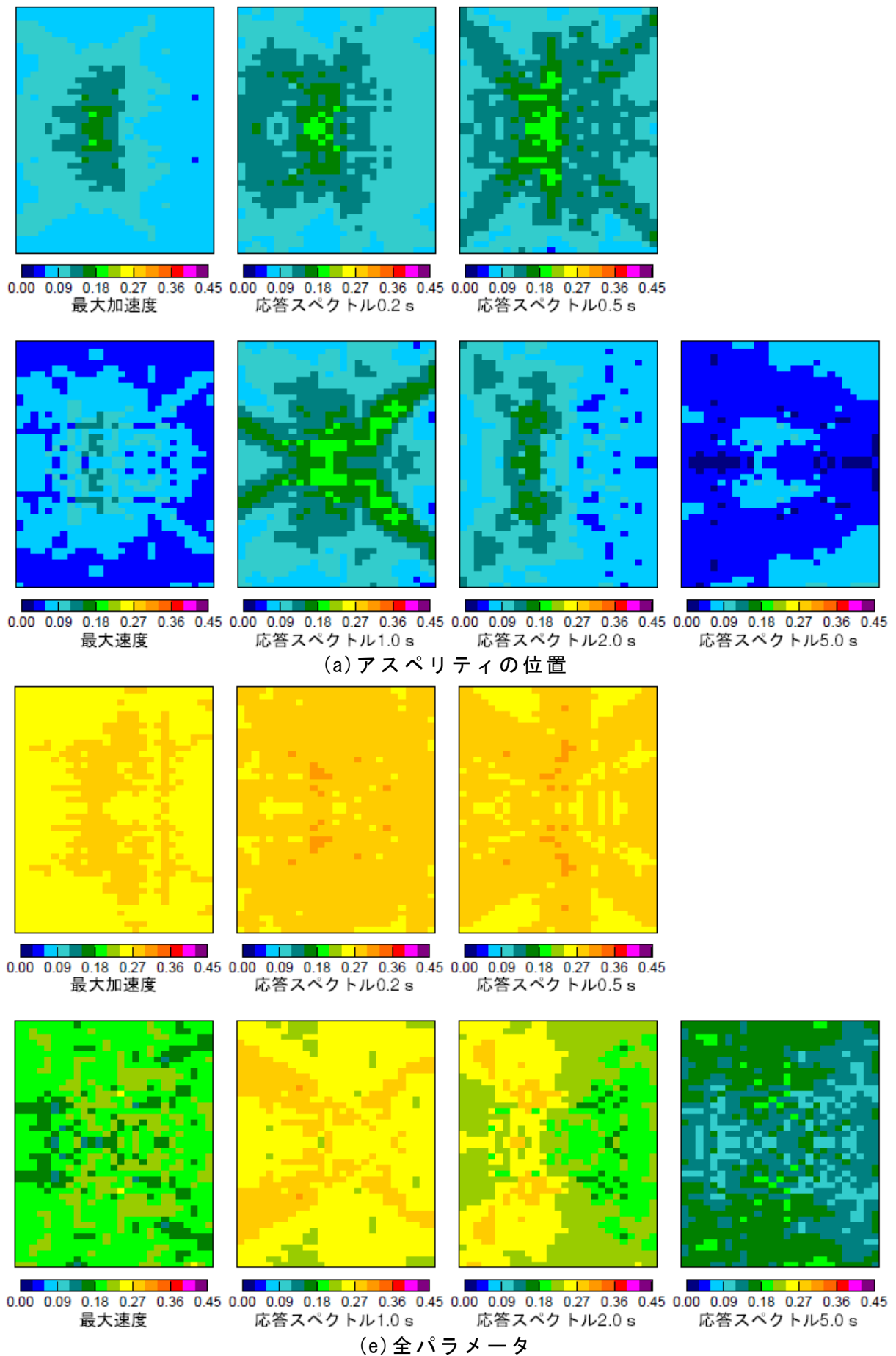


図 4.19 バラツキの常用対数標準偏差の空間分布(破壊開始点運動, 逆断層)

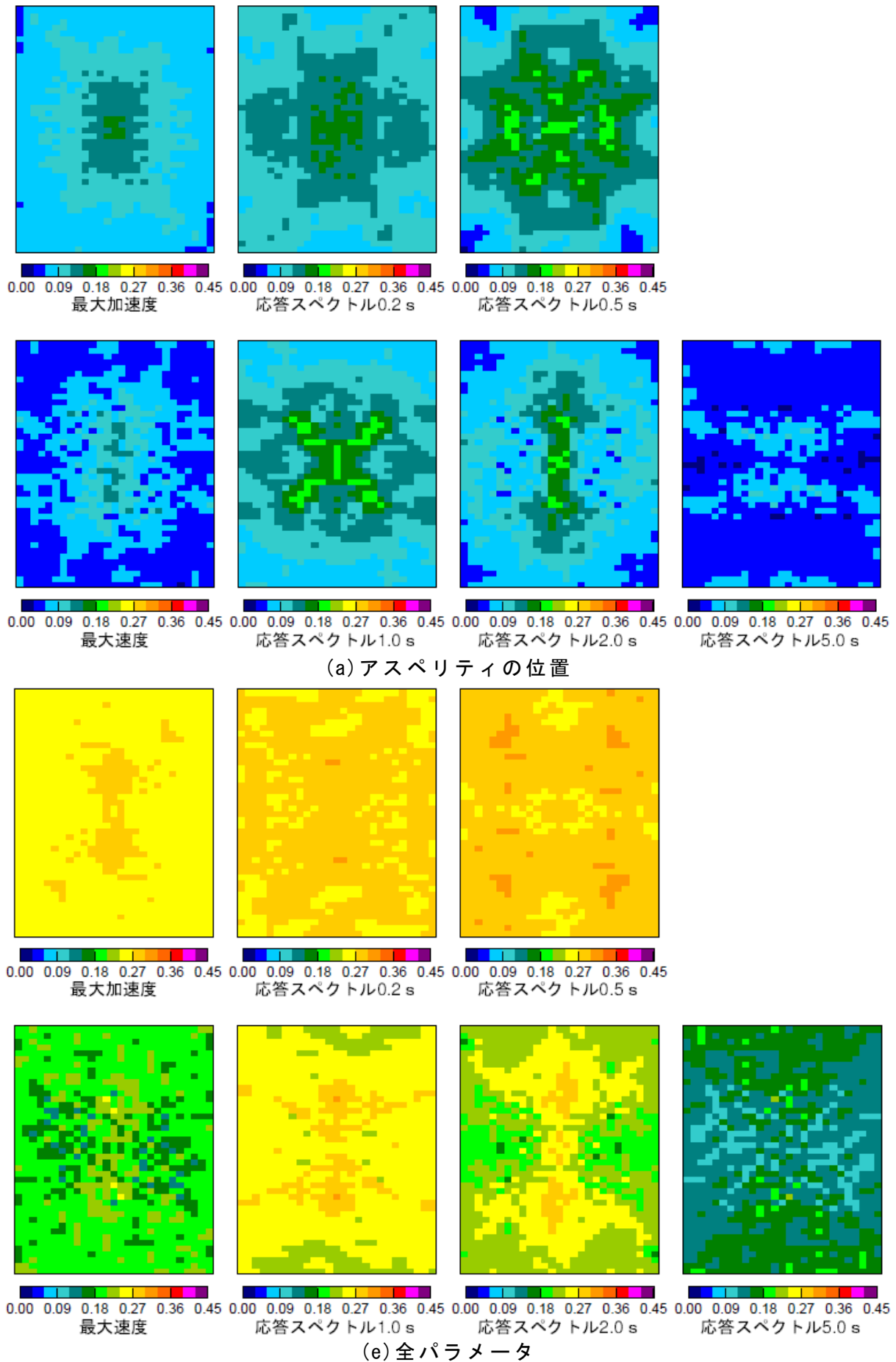
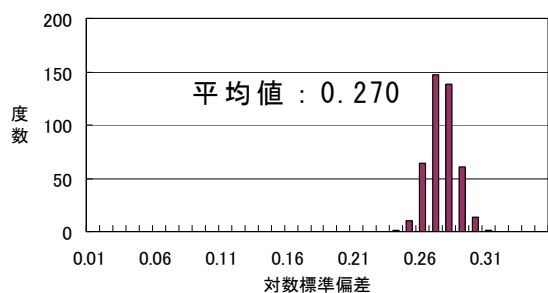
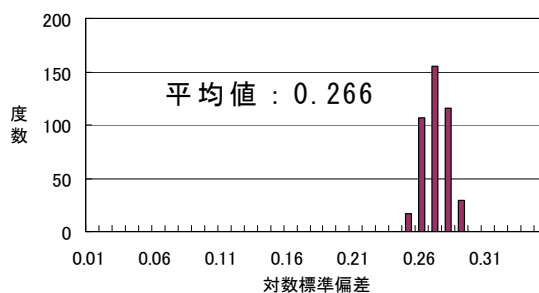


図 4.20 バラツキの常用対数標準偏差の空間分布(破壊開始点運動, 横ずれ断層)

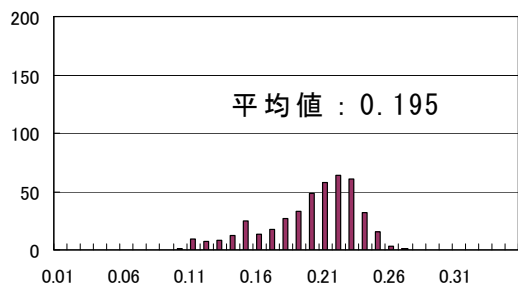


逆断層(全パラメータ)

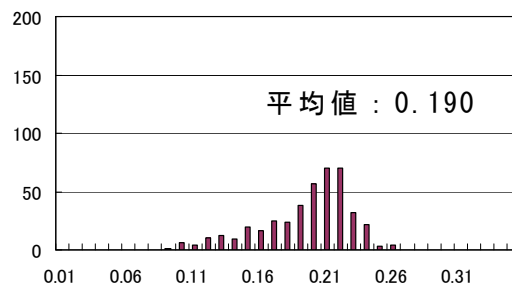


横ずれ断層(全パラメータ)

図 4.21 空間分布から得られた PGA のヒストグラム(破壊開始点連動)



逆断層(全パラメータ)



横ずれ断層(全パラメータ)

図 4.22 空間分布から得られた PGV のヒストグラム(破壊開始点連動)

#### 4.6. 差分法による強震動予測結果の長周期成分のバラツキ検討

地震調査委員会<sup>1)2)3)</sup>では、詳細法のうち周期1.0s以上の長周期帯域について、差分法を適用している。確率論的地震ハザード解析の長周期成分についても、差分法を適用することを念頭において、差分法を用いた強震動予測結果のバラツキが、面的にどのような分布性状を示すかについて検討を行った。

統計的グリーン関数法と同様に、地震調査研究推進本部地震調査委員会から強震動評価が公開されており、アスペリティ配置が単純な、森本・富樫断層帯を参考とした仮想の逆断層および横ずれ断層をモデル断層とした。地震調査委員会<sup>2)</sup>に倣って、想定した逆断層・横ずれ断層の基本震源パラメータの設定を行った。基本震源パラメータは表4.7と同様である。ここでは逆断層・横ずれ断層に対する予測結果の比較を容易にするため、両者の断層面積、すなわち断層幅を等しく設定した。ここでは、破壊開始点位置は前節と同様、図4.18のようにアスペリティ下端中央に設定した。

前節と同様に震源パラメータのバラツキを与えて100組の震源パラメータを作成し、地震調査委員会<sup>1)2)3)</sup>の詳細法のうち周期1.0s以上の長周期帯域に適用されている差分法を用いて、約80km×約50kmのエリア内における1km間隔の対象点ごとに、 $V_s=3000\text{m/s}$ の地震基盤における強震動予測を行った。この強震動予測結果の時刻歴波形から最大速度(PGV)、固有周期1.0s, 2.0s, 5.0sの加速度応答スペクトルの値(R1.0, R2.0, R5.0)を計算し、対象点ごとに統計処理を行い、バラツキの検討を行った。ここでは、バラツキとして、最大速度(PGV)、固有周期1.0s, 2.0s, 5.0sの加速度応答スペクトルの値(R1.0, R2.0, R5.0)の対数標準偏差の値を用いた。

図4.23に全パラメータをばらつかせた場合のPGVの平均値の空間分布を示す。なお、図中の四角形は地表に投影した断層面、黒線は地表断層線を示す。図4.24、図4.25にPGVおよびR1.0, R2.0, R5.0のバラツキの空間分布を示す。

図4.23のPGVの平均値の空間分布を見ると、逆断層が断層直上に値の大きな領域が見られるのに対して、横ずれ断層は断層を中心とするひし形状に分布していることがわかる。一方、図4.24、図4.25のバラツキの空間分布では、逆断層は下盤側にあたる図の左側が上盤側にあたる図の右側に比べて大きな値となり、また、断層の走向方向の両端部に2つの目玉のように見える特にバラツキの大きな部分が見られる。横ずれ断層は、地表断層線に並行および直交する方向に十字状に分布するバラツキの大きな領域が見られる。

前節に示した破壊開始点位置をアスペリティ下端中央とした統計的グリーン関数法によるバラツキと比較すると、R1.0ではバラツキの値は同程度と考えられるが、PGVおよびR2.0, R5.0では差分法の方が大きな値を示している。特に、R5.0では

差分法と統計的グリーン関数法の間には大きな違いが見られる。また、空間的な分布性状を比較すると、差分法では断層との位置関係によって明瞭な特徴が見られるのに対して、統計的グリーン関数法では差分法ほど明瞭ではないことがわかる。これは差分法において考慮されているラディエーションパターン<sup>23)</sup>の影響が考えられる。すなわち、差分法においては、震源からの方位によって、放射される地震動の振幅が異なる。破壊開始点がアスペリティ下端中央に固定されていても、アスペリティの位置が変化することによって、対象地点の方位が相対的に異なるため、その方位によって強い地震動が予測される場合とそうではない場合が生じ、バラツキが大きくなるものと考えられる。

これより、確率論的地震ハザード解析の長周期成分において、差分法を適用する場合には、

- PGVは、バラツキ量が増加することが予想されること
  - 2.0sよりも長周期成分については、バラツキ量が増加することが予想されること
  - 空間的なバラツキの分布性状が断層との位置関係によって明瞭に異なる場合があること
  - 空間的なバラツキの分布性状が逆断層および横ずれ断層の違いによって異なること
- に留意しなければならないことがわかる。

したがって、3章に示した統計的グリーン関数法による確率論的地震ハザード解析結果についても、2.0sよりも長周期成分が重要となる場合には、その使用に際して注意が必要な場合が考えられる。

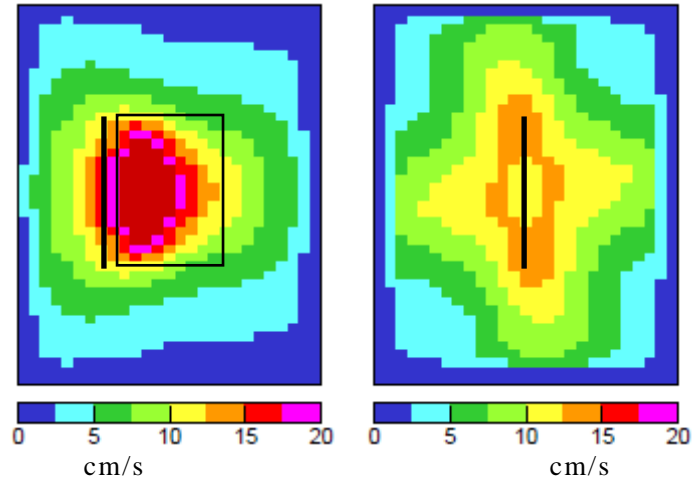


図 4.23 PGV の平均値の空間分布 (左 : 逆断層, 右 : 横ずれ断層)

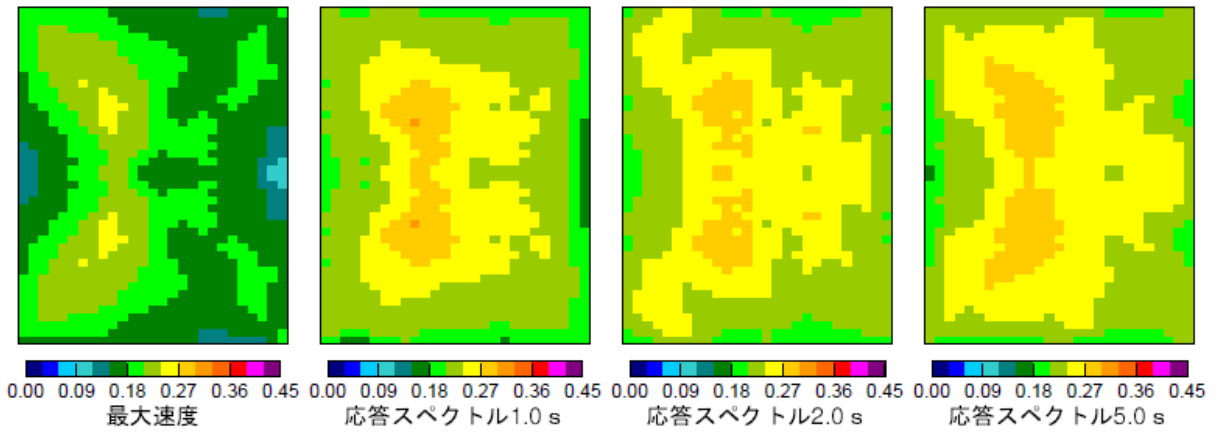


図 4.24 差分法によるバラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (逆断層)

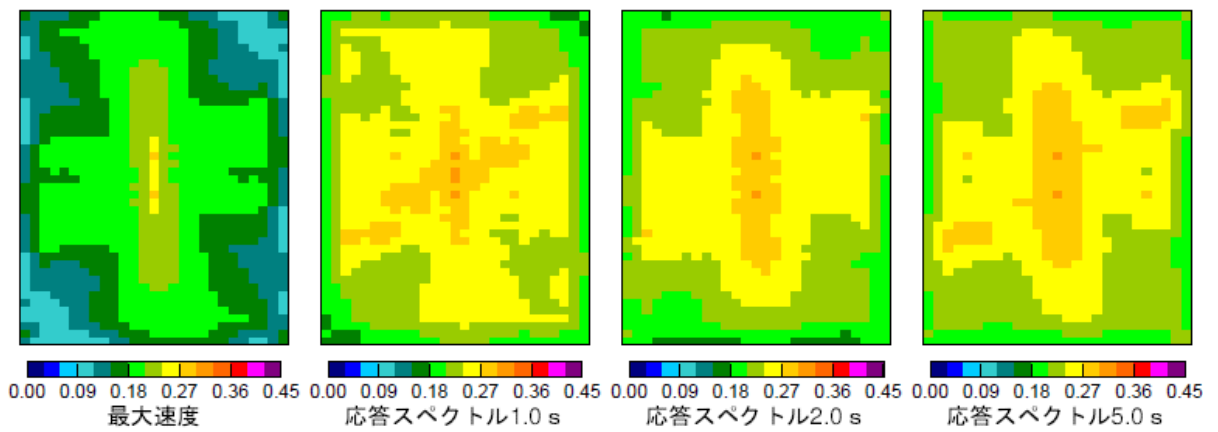


図 4.25 差分法によるバラツキの常用対数標準偏差の空間分布 (横ずれ断層)



#### 4.7. まとめ

統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の精度向上に資する目的で、バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討、震源パラメータのバラツキの検討、サンプリングの検討、強震動予測結果のバラツキ検討を行った。その結果を以下にまとめる。

①レシピに従って強震動予測を行う際に、バラツキを考慮すべき震源パラメータとして、以下のパラメータが選定された。

- アスペリティの位置と破壊開始点
- アスペリティの強度(平均すべり量の比)
- アスペリティの強度(応力降下量)
- 破壊伝播速度

②レシピに従って経験式によって与えられるパラメータとそうではないパラメータに区分した。前者がアスペリティの強度(アスペリティの地震モーメントおよびアスペリティの応力降下量)、破壊伝播速度、後者がアスペリティの位置、破壊開始点にあたる。アスペリティの位置、破壊開始点については、震源断層内に一様な確率で存在するものと考え、アスペリティの強度および破壊伝播速度については、経験式が求められた際のバラツキを震源パラメータのバラツキとして与えることとした。これは、3章に示した確率論的地震ハザード解析と同様の取り扱いとなる。

③サンプリングの検討では、強震動予測結果の **PGV** の平均値および標準偏差が、**LHS(Latin Hypercube Sampling)**による 100 個のサンプリングで、収束値とみなした正規乱数による 10000 個のランダムサンプリングに対して誤差±3%以内となり、合理的なサンプリング数の決定を行うことができた。3章に示した確率論的地震ハザード解析でもこの結果を用いて同様の取り扱いを行っている。

④特定サイトにおける強震動予測結果に対して、**PGA**、**PGV** に対するヒストグラムを求め、それを近似する正規分布をあてはめ、その分布の特性値によってバラツキ検討を行うことができることを示した。また、逆断層、横ずれ断層に対する特性値に大きな差異は見られなかった。

⑤面的な強震動予測結果に対して、地震動指標の対数標準偏差の空間分布図を作成すること、およびその空間分布のヒストグラムを作成することによってバラツキ検討を行った。まず、逆断層、横ずれ断層の結果において大きな差異は見られなかった。次に、全パラメータのバラツキ分布において、**PGA**、0.2、0.5s の応答スペクトルではアスペリティ強度(応力降下量)、2.0、5.0s の応答スペクトルではアスペリティの位置と破壊開始点に依存し、**PGV**、1.0s の応答スペクトルでは両者の影響を受けた分布となっていることがわかった。破壊開始点をアスペリティ下

端中央に固定した場合は，アスペリティと破壊開始点の相対位置に起因するディレクティビティ効果の影響が減少し，PGV および 2.0, 5.0s の応答スペクトルのバラツキが小さくなった。

⑥空間分布に対するヒストグラムからバラツキの平均値は 0.278～0.276(PGA)，0.230～0.224(PGV)となった。破壊開始点をアスペリティ下端中央に固定した場合の空間分布に対するヒストグラムからバラツキの平均値は 0.270～0.266(PGA)，0.195～0.190(PGV)となった。PGV のバラツキの分布範囲が広いことから，長周期帯域では，距離減衰式による予測と異なる可能性があることが示唆された。さらに，司・翠川<sup>19)</sup>に示された距離減衰式のバラツキ(標準偏差)，0.25(PGA)，0.23(PGV)や奥村ほか<sup>20)</sup>の 0.2(地点が異なることに起因するバラツキを除去)との比較を行った。これより，最近の知見による実際の地震観測記録のバラツキと比べて，強震動予測結果のバラツキは同程度と考えることができる。距離減衰式では各地で観測された多くの地震による主に空間的なバラツキにエルゴード性を仮定してシナリオ毎のバラツキとしているのに対して，強震動予測は地震のタイプや断層との位置関係による空間変動と，断層破壊シナリオがサンプルごとに変化することによる時間的な地震動の変動によるバラツキを含んだものとなっている。一方，本検討では，強震動予測のバラツキには伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを含んでいないことから，これらのバラツキが相殺されて，距離減衰式と強震動予測結果のバラツキが同程度となったものと類推される。言い換えると，真の地震動のバラツキは，強震動予測結果に伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを加味したもの，または，距離減衰式にシナリオが変化することによる時間的な地震動バラツキを加味したものに相当し，より大きなバラツキとなる可能性があることが示唆される。

⑦確率論的地震ハザード解析の長周期成分についても，差分法を適用することを念頭において，差分法による強震動予測結果のバラツキ検討を行った。統計的グリーン関数法によるバラツキと比較すると，R1.0 ではバラツキの値は同程度と考えられるが，PGV および R2.0, R5.0 では差分法の方が大きな値を示している。また，空間的な分布性状を比較すると，差分法ではラディエーションパターンの効果により断層との位置関係によって明瞭な特徴が見られることがわかった。

ラディエーションパターンを考慮した差分法による強震動予測のバラツキ検討では，バラツキの空間分布は一様ではなく，逆断層，横ずれ断層といった断層の種類によって特徴的な分布となることを明らかにできた。これにより，長周期を扱う確率論的地震ハザード解析において差分法を用いる場合には，

○PGV はバラツキ量が増加することが予想されること

○2.0s よりも長周期成分については、バラツキ量が増加することが予想されること  
○空間的なバラツキの分布性状が断層との位置関係によって明瞭に異なる場合があること

○空間的なバラツキの分布性状が逆断層および横ずれ断層の違いによって異なること

に留意しなければならないことが示唆された。したがって、3章に示した統計的グリーン関数法による確率論的地震ハザード解析結果について、2.0s よりも長周期成分が重要となる場合には、その使用に際して注意が必要な場合が考えられる。

一方、真の地震動のバラツキは、強震動予測結果に伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを加味したもの、または、距離減衰式にシナリオが変化することによる時間的な地震動バラツキを加味したものに相当し、より大きなバラツキとなる可能性があることが示唆される。

前者のアプローチについて、レシピに基づく震源パラメータのバラツキの取り扱いについて明らかにしてきたが、認識論的不確定性と位置付けた巨視的パラメータやアスペリティの数、面積などの取り扱いについてもさらに検討が必要であると考えられる。また、上述のとおり伝播経路特性、サイト増幅特性のバラツキについても検討を行うことが重要であると考えられる。

後者のアプローチについては、本研究の結果を利用して、距離減衰式のバラツキを補正する方法が考えられる。例えば、本研究で得られた断層破壊シナリオが変化することによる時間的な地震動の変動によるバラツキ分布に対して近似式<sup>例えば、7)</sup>を作成し、これを用いて距離減衰式のバラツキを補正することが考えられる。

## 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：付録 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)，[http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul\\_chuokozosen/furoku.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/05jul_chuokozosen/furoku.pdf)，2005.
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：森本・富樫断層帯の地震を想定した強震動評価について，[http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03mar\\_morimoto/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/kyoshindo/03mar_morimoto/index.htm)，2003.
- 3) 先名重樹，藤原広行，河合伸一，青井真，功刀卓，石井透，早川譲，森川信之，本多亮，小林京子，大井昌弘，八十島裕，神野達夫，奥村直子：森本・富樫断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討，防災科学技術研究所研究資料，第255号，2004.
- 4) 山田雅行，先名重樹，藤原広行：強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～震源パラメータのバラツキについて～，日本地震工学会論文集，第7巻，第1号，pp.43-60，2007.
- 5) 山田雅行，先名重樹，藤原広行：強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～逆断層と横ずれ断層の比較～，土木学会地震工学論文集，pp.104-113，2007.
- 6) 山田雅行，先名重樹，藤原広行：強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ評価の検討～バラツキ空間分布形状の定量的評価の試み～，日本地震工学会・大会－2008梗概集，pp.254-255，2008.
- 7) Yamada, M., S. Senna and H. Fujiwara : Statistical Analysis of Ground Motions Estimated on the Basis of a Recipe for Strong-motion Prediction ~Approach to Quantitative Evaluation of Average and Standard Deviation of Ground Motion Distribution~", *Pure and Applied Geophysics*, DOI:10.1007/s00024-010-0159-0, Online First, 2010.
- 8) Lawrence Livermore National Laboratory : Guidance for Performing Probabilistic Seismic Hazard Analysis for a Nuclear Plant Site: Example Application to the Southeastern United States, NUREG/CR-6607, UCRL-ID-133494, 2002.
- 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：森本・富樫断層帯の評価，[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec\\_morimoto/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/01dec_morimoto/index.htm)，2001.
- 10) 谷山尚：断層上の動力学的破壊モデルパラメータの推定法に関する研究，応用力学論文集，Vol.3，pp.541-546，2000.
- 11) Mai, P. M., P. Spudich and J. Boatwright : Hypocenter Locations in Finite-Source Rupture Models, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.95, pp. 965-980, 2005.

- 12) 菊地正幸, 山中佳子:『既往大地震の破壊過程=アスペリティの同定』, サイスマ, 5(7), 6-7, 2001.
- 13) 石井透, 佐藤俊明, Paul G. Somerville: 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 第 527 号, pp.61-70, 2000.
- 14) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第 545 号, pp.51-62, 2001.
- 15) 宮腰研, A. Petukhin: 内陸地震の震源インバージョン結果に基づいた破壊伝播速度の不均質性に関する検討, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会, CD-ROM, 2005.
- 16) 久米均: 統計解析への出発, 岩波書店, シリーズ入門統計的方法 1, 1989.
- 17) Mckay, R. L., W. J. Conover, R. J. Beckman: A Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code, Technometrics, Vol.21, pp.239-245, 1979.
- 18) 瀬瀬一起: 兵庫県南部地震と強震動地震学, 科学, 70(1), pp.66-71, 2000.
- 19) 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第 523 号, pp.63-70, 1999.
- 20) 奥村俊彦, 渡辺基史, 藤原広行: 2003 年十勝沖地震の本震・余震記録に基づく最大速度のばらつきの検討, 日本地震学会講演予稿集, 2004 年度秋季大会, B26, 2004.
- 21) Kagawa, T.: Study on probabilistic earthquake hazard analysis applying the fault rupture model, SAFETY, RELIABILITY AND RISK OF STRUCTURES, INFRASTRUCTURES AND ENGINEERING SYSTEMS, CRC Press, CD-ROM, Sep., 2009.
- 22) 香川敬生: 広域応力場を反映した断層モデルによる確率論的地震ハザード評価の試み, 第 13 回日本地震工学シンポジウム, PS2-Fri-58, pp.4165-4170, 2010.
- 23) 宇津徳治編集: 地震の事典, 1987.

## 5. おわりに

本論文では、地域の地震環境に基づいた確率論的な時刻歴波形を算定するために、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みを新たに提案することができた。この枠組みは、確率論的地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形について、

- ・震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できること
- ・統計的グリーン関数法を用いることにより，最大加速度，加速度応答スペクトルの距離減衰式や選定する時刻歴波形算定方法に左右されずに，合理的な時刻歴波形を直接得ることができること
- ・複数の周波数帯域において同時に，与えられた確率レベルを満足させることができること

といった特徴を有している。

この提案法を関東地方におけるテストサイトに対して適用し，確率論的地震動予測地図および1923年関東地震時の震度分布との比較を行った結果，考慮した震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子が反映されていること，予測された地震動レベルが妥当であることを評価することができ，その工学的利用価値が高いことを示した。

また，レシピに従って強震動予測を行う際に，バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討，震源パラメータのバラツキの検討，サンプリングの検討，強震動予測結果のバラツキ検討を行い，各震源パラメータにおけるバラツキの取り扱いについて明らかにするとともに，強震動予測のバラツキ量とバラツキ分布の整理を行い，提案した確率論的地震ハザード解析の高度化に資する知見を得ることができた。

各章における研究成果を以下に整理した。

2章では，地域の地震環境に基づいた確率論的な時刻歴波形を算定するために，統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の枠組みの提案を新たにを行った。すなわち，確率論的地震ハザード解析によって得られた時刻歴波形について，震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮できるとともに，複数の周波数帯域において同時に，与えられた確率レベルを満足させることのできる枠組みの提案を行った。提案法は以下に示す特徴を有している。

- ① 距離減衰式を用いて地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをせず，統計的グリーン関数法を用いることに

より，時刻歴波形を直接算定する．

- ② 深層地盤によるサイト増幅特性は，スペクトルインバージョン法によって求める．
- ③ 統計的グリーン関数法において，震源スペクトルを理論的に算定し，伝播経路特性，すなわち， $Q$  値は既往の地震観測データに基づく値を用い，深層地盤によるサイト増幅特性も既往の地震観測データに基づくサイト固有の増幅特性を用いたため，可能な限り地震動の物理的な影響因子を考慮した時刻歴波形を求めることができる手法であると考えられる．
- ④ 統計的グリーン関数法によって求めた時刻歴波形からフーリエ振幅スペクトルを求め，フーリエ振幅スペクトルに対して地震ハザード解析を適用し，一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを求めた．既往の手法と異なり，一様ハザードフーリエ振幅スペクトル，すなわち地震ハザードの算定において，震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性といった地震動の物理的な影響因子を考慮したものとなっている．
- ⑤ 算定された時刻歴波形の中から震源特性，伝播経路特性として適切な位相特性を選定し，群遅延時間を用いて選定したサイトの位相特性を考慮することにより，一様ハザードフーリエ振幅スペクトルを満足するような時刻歴波形を直接算定できる手法とした．同様に，既往の手法と異なり，位相特性の算定においても，震源特性，サイト増幅特性を考慮したものとなっている．
- ⑥ 震源特性，伝播経路特性，深層地盤によるサイト増幅特性を考慮した一様ハザードフーリエ振幅スペクトルと位相特性をフーリエ逆変換することにより，直接時刻歴波形を求めているため，この時刻歴波形は複数の周波数帯域において，同時に与えられた確率レベルを満足するものとなっている．

3章では，統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法を関東地方に適用し，提案した手法の有効性について検討を行った．その結果，提案法が以下に示す工学的な有効性を有していることを明らかにできた．

- ① 距離減衰式を用いて地震動の代表値である最大加速度や応答スペクトルなどの地震動強度を算定することをしない，統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析手法により，実際に，関東地方におけるテストサイトの時刻歴波形を算定することができた．
- ② 深層地盤によるサイト増幅特性として，スペクトルインバージョン法によって求めたサイト増幅特性を適用することにより，得られた一様ハザード振幅スペクトルにおいて，サイト特性の特徴を反映していることが確認できた．
- ③ 新たに拡張した貢献度指数を用いて，影響の大きい震源の位相特性を選定し，

これに地震基盤～工学的基盤のサイト増幅における位相特性を加味することにより、得られた時刻歴波形の継続時間やエンベロープにおいて、震源や地盤の特徴を反映したものとなっていることが確認できた。

④ 提案法によって得られた時刻歴波形から計測震度、震度階を算定し、地震調査研究推進本部地震調査委員会による確率論的地震動予測地図および1923年関東地震時の震度分布との比較を行った結果、提案法による予測値が概ね妥当であり、地域の地震環境を反映したものであることが評価できた。

⑤ 位相特性選定における貢献度指数の周波数範囲を変化させることによって、構造物の周期特性に応じて、適切な地震動を与えることができることを示唆し、工学的利用価値が高いものと考えられる。

以上から、提案法は、合理的な確率論的な時刻歴波形を与える手法であることを明らかにできたと考えられる。なお、非線形応答解析に適用するためには、位相の異なる複数の波形を用いるなどの工夫を行うことで、より合理的な評価を行うことが可能となろう。

提案法は、今後さらに研究が進むことによって、震源パラメータの取り扱いや統計的グリーン関数法を用いた強震動予測結果の取り扱いなどについて、精度の向上が期待できる。提案法は、震源特性、伝播経路特性、深層地盤による地震増幅特性といった地震動の物理的な影響因子が一連の地震ハザード解析の中で明確化されている手法であるため、各パラメータの平均値およびバラツキの推定精度向上など、最新の研究成果を容易に取り込むことができ、より合理的な確率論的な時刻歴波形を示すことができると考えられる。

4章において、統計的グリーン関数法を用いた確率論的地震ハザード解析の精度向上に資する目的で、バラツキを考慮すべき震源パラメータの検討、震源パラメータのバラツキの検討、サンプリングの検討、強震動予測結果のバラツキ検討を行った。その結果は以下のとおりである。

① レシピに従って強震動予測を行う際に、バラツキを考慮すべき震源パラメータとして、以下のパラメータを選定した。

- アスペリティの位置と破壊開始点
- アスペリティの強度(平均すべり量の比)
- アスペリティの強度(応力降下量)
- 破壊伝播速度

② レシピに従って経験式によって与えられるパラメータとそうではないパラメータに区分した。前者がアスペリティの強度(アスペリティの地震モーメントおよびアスペリティの応力降下量)、破壊伝播速度、後者がアスペリティの位



置，破壊開始点にあたる．アスペリティの位置，破壊開始点については，震源断層内に一様な確率で存在するものと考え，アスペリティの強度および破壊伝播速度については，経験式が求められた際のバラツキを震源パラメータのバラツキとして与える方法を選定した．これは，3章に示した確率論的地震ハザード解析と同様の取り扱いとなる．

- ③ サンプリングの検討では，強震動予測結果の **PGV** の平均値および標準偏差が，**LHS(Latin Hypercube Sampling)**による 100 個のサンプリングで，収束値とみなした正規乱数による 10000 個のサンプリングに対して誤差±3%以内となり，合理的なサンプリング数の決定を行うことができた．この結果を基に，3章に示した確率論的地震ハザード解析でも同様の取り扱いを行っている．
- ④ 特定サイトにおける強震動予測結果に対して，**PGA**，**PGV** に対するヒストグラムを求め，それらを近似する分布形状(正規分布)をあてはめ，その分布の特性値によってバラツキの検討を行うことができることを示した．また，逆断層，横ずれ断層の結果において大きな差異は見られなかった．
- ⑤ 面的な強震動予測結果に対して，地震動指標の対数標準偏差の空間分布図を作成すること，およびその空間分布のヒストグラムを作成することによってバラツキの検討を行った．まず，逆断層，横ずれ断層の結果において大きな差異は見られなかった．次に，全パラメータのバラツキ分布において，**PGA**，0.2，0.5s の応答スペクトルではアスペリティ強度(応力降下量)，2.0，5.0s の応答スペクトルではアスペリティの位置と破壊開始点に依存し，**PGV**，1.0s の応答スペクトルでは両者の影響を受けた分布となっていることがわかった．破壊開始点をアスペリティ下端中央に固定した場合は，アスペリティと破壊開始点の相対位置に起因するディレクティブティ効果と考えられるバラツキが小さくなるため，**PGV** および 2.0，5.0s の応答スペクトルのバラツキが小さくなった．
- ⑥ 空間分布に対するヒストグラムからバラツキの平均値は 0.278～0.276(**PGA**)，0.230～0.224(**PGV**)となった．破壊開始点をアスペリティ下端中央に固定した場合の空間分布に対するヒストグラムからバラツキの平均値は 0.270～0.266(**PGA**)，0.195～0.190(**PGV**)となった．**PGV** のバラツキの分布範囲が広いことから，長周期帯域では，距離減衰式による予測と異なる可能性があることが示唆された．さらに，司・翠川<sup>19)</sup>に示された距離減衰式のバラツキ(標準偏差)，0.25(**PGA**)，0.23(**PGV**)や奥村ほか<sup>20)</sup>の 0.2(地点が異なることに起因するバラツキを除去)との比較を行った．これより，最近の知見による実際の地震観測記録のバラツキと比べて，強震動予測結果のバラツキは同程度と考えることができる．距離減衰式では各地で観測された多くの地震による主に空間的なバラツキにエルゴード性を仮定してシナリオ毎のバラツキとしているのに対

して、強震動予測は地震のタイプや断層との位置関係による空間変動と、断層破壊シナリオが毎回変化することによる時間的な地震動の変動によるバラツキを含んだものとなっている。一方、本検討では、強震動予測のバラツキには伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを含んでいないことから、これらのバラツキが相殺されて、距離減衰式と強震動予測結果のバラツキが同程度となったものと類推される。言い換えると、真の地震動のバラツキは、強震動予測結果に伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを加味したもの、または、距離減衰式にシナリオが変化することによる時間的な地震動バラツキを加味したものに相当し、より大きなバラツキとなる可能性があることが示唆された。

⑦ 確率論的地震ハザード解析の長周期成分において差分法を適用することを念頭において、差分法による強震動予測結果のバラツキ検討を行った。統計的グリーン関数法によるバラツキと比較すると、1.0sの応答スペクトルではバラツキの値は同程度と考えられるが、PGVおよび2.0、5.0sの応答スペクトルでは差分法の方が大きな値を示している。また、空間的な分布性状を比較すると、差分法ではラディエーションパターンの効果により、断層との位置関係によって明瞭な特徴が見られることがわかった。

ここでは、レシピに基づく震源パラメータのバラツキの取り扱いについて明らかにし、震源パラメータに関して確率論的地震ハザード解析の高度化に資する知見を得ることができた。

ラディエーションパターンを考慮した差分法による強震動予測のバラツキ検討では、バラツキの空間分布は一様ではなく、逆断層、横ずれ断層といった断層の種類によって特徴的な分布をすることが明らかにできた。これに基づいて、長周期を扱う確率論的地震ハザード解析において差分法を用いる場合の留意点を示した。

また、真の地震動のバラツキが、強震動予測結果に伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキを加味したもの、または、距離減衰式にシナリオが変化することによる時間的な地震動バラツキを加味したものに相当し、より大きなバラツキとなる可能性があることを示した。これにしたがって、強震動予測に基づくバラツキに対して伝播経路特性やサイト増幅特性のバラツキの検討を加味するアプローチ、距離減衰式のバラツキを本研究で得られた時間的な地震動の変動によるバラツキ分布に対する近似式を作成して補正するアプローチといった新たな地震ハザード解析に関する提案を行った。

## 謝辞

まずはじめに、本論文の審査を快くお引き受けいただき、また、本論文を纏めるにあたりご指導いただきました鳥取大学 香川敬生教授に深く御礼申し上げます。また、本論文のはじめからおわりまで丁寧にご査読いただき、大変貴重なご指導をいただきました鳥取大学 谷口朋代教授、塩崎一郎准教授に深く感謝の意を表します。さらに、本審査の審査員として加わっていただいた鳥取大学 小野祐輔准教授、(独)防災科学技術研究所 藤原広行博士に深く感謝の意を表します。

確率論的地震ハザード解析に関しては、国土交通省国土技術政策総合研究所 長尾毅博士、(独)港湾空港技術研究所 野津厚博士にその元となった論文の共著者として、ご議論やご助言、ご指導をいただきました。また、確率論的地震ハザード解析に関する元となった論文を纏めるにあたり、京都大学防災研究所 澤田純男教授より貴重なご助言をいただきました。強震動予測レシピに基づく予測結果のバラツキ検討に関しては、(独)防災科学技術研究所 藤原広行博士、先名重樹博士にその元となった論文の共著者として、ご議論やご助言、ご指導をいただきました。

(財)地域 地盤 環境 研究所 宮腰研博士には、破壊伝播速度に関する貴重なデータをご提供いただきました。また、(株)ニュージェック 平井俊之博士には、統計的グリーン関数法の計算などのご助力をいただきました。(株)ニュージェック 技術開発グループの方々、協力会社の方々には、データ整理や図表作成などのご協力をいただきました。

(独)防災科学技術研究所の K-NET, KiK-net および国土交通省港湾局の港湾地域強震観測の観測記録を用いさせていただきました。

ここに記して深く謝意を表します。