

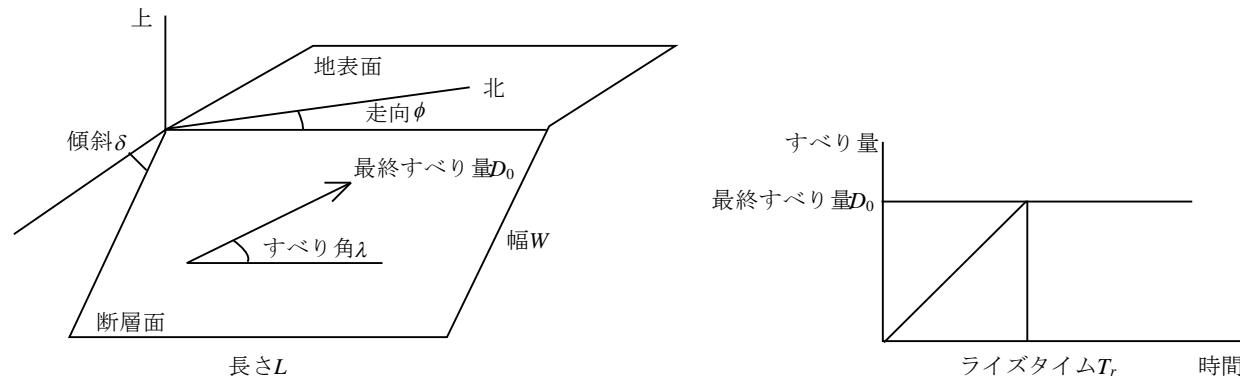
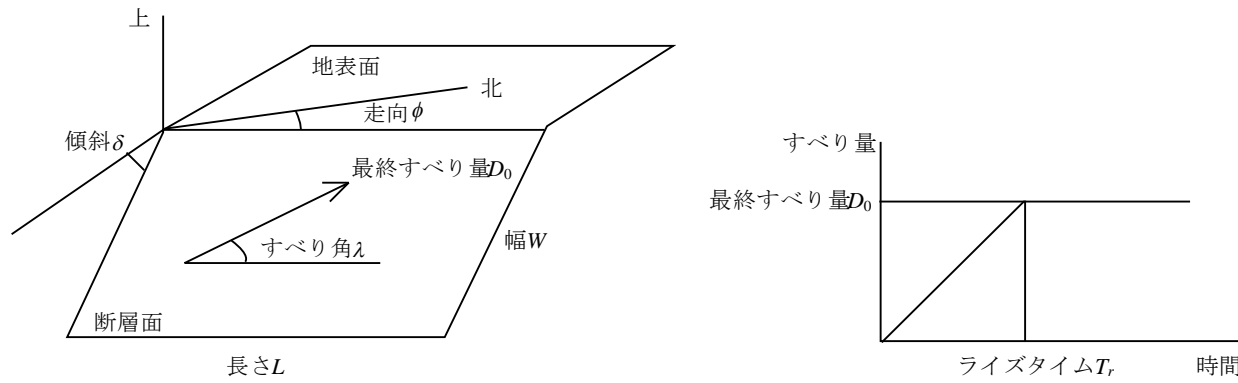
項目	現行	改訂
第3編 作用及び材料強度条件編 第4章 地震 P.330	〔解説〕 (1) 地震動を設定する深度 レベル一地震動及びレベル二地震動の時刻歴波形を設定する深度を②で定める工学的基盤とすることを標準とする。なお、技術基準対象施設の性能照査において工学的基盤以外の深度における地震動の設定が必要な場合には、一次元の地震応答計算等の方法により工学的基盤における地震動に基づいた当該深度における地震動を設定する。	〔解説〕 (1) 地震動を設定する深度 レベル一地震動及びレベル二地震動の時刻歴波形を設定する深度を(2)で定める工学的基盤とすることを標準とする。なお、技術基準対象施設の性能照査において工学的基盤以外の深度における地震動の設定が必要な場合には、一次元の地震応答計算等の方法により工学的基盤における地震動に基づいた当該深度における地震動を設定する。
第3編 作用及び材料強度条件編 第4章 地震 1.1.1 震源特性 P.333	(3) アスペリティ 大地震の震源断層面上のすべりは一様ではなく不均質であることが明らかにされてきている。震源断層面の中で特にすべりの大きい領域はアスペリティと呼ばれる。1995年兵庫県南部地震の際に神戸市内で観測されたような強い地震動を説明するためにはアスペリティを考慮することが必要である ⁴⁾ 。海溝型地震の場合、断層面上の同じ部分が繰り返しアスペリティとなっているとの考えが最近の研究で有力になってきている ¹¹⁾ 。活断層で発生する地震のアスペリティに再来性があるかについては十分に研究されていない。断層面上における最終滑り量の不均質な分布を表現するモデルとしては、最終滑り量を連続関数として表現するモデル(variable slip model)と、断層面上に矩形のアスペリティを複数配置し、その内部では滑り量などが一様であるとするモデル(特性化震源モデル)がある。	(3) アスペリティ 大地震の震源断層面上のすべりは一様ではなく不均質であることが明らかにされてきている。 内陸地殻内地震において 、震源断層面の中で特にすべりの大きい領域はアスペリティと呼ばれる。1995年兵庫県南部地震の際に神戸市内で観測されたような強い地震動を説明するためにはアスペリティを考慮することが 必要である ⁴⁾ 。 断層面上における最終滑り量の不均質な分布を表現するモデルとしては 、最終滑り量を連続関数として表現するモデル(variable slip model)と、断層面上に矩形のアスペリティを複数配置し、その内部では滑り量などが一様であるとするモデル(特性化震源モデル)がある。 ただし、海溝型巨大地震については、断層面上ですべりの大きい領域と強震動を生成する領域が一致しないことがわかってきている ¹¹⁾ 。 また、 2011年東北地方太平洋沖地震を始めとする海溝型地震では、震源付近の観測点において、周期1～数秒程度のパルス状の地震動が数多く観測されている ^{11-1) 11-2) 11-3)} 。これらを含め、工学的に重要性の高い周期帯域における波形の特徴を十分再現できるように設定された海溝型地震のための震源モデルとして SPGAモデル ^{11-1) 11-2)} がある。これは、海溝型地震の断層面上に、 SPGA (Strong-motion Pulse Generation Area、強震動パルス生成域) と呼ばれる 一辺が数km程度の領域を(複数)配置した震源モデルである 。
第3編 作用及び材料強度条件編 第4章 地震 1.3.3 震源パラメータの設定 P.354～355	1. 3. 3 震源パラメータの設定 レベル2地震動の評価に必要な震源パラメータには巨視的震源パラメータ(基準点位置、走向、傾斜、長さ、幅、面積、地震モーメント)、微視的震源パラメータ(アスペリティの数、アスペリティの面積、アスペリティの地震モーメント、ライズタイムなど)及びその他のパラメータ(破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播様式)がある。それらのパラメータの意味するところを図-1.3.3に示す。震源パラメータは、以下に示す標準的な設定方法に従って設定するか、もしくは別途詳細な調査を行って設定する。 	1. 3. 3 震源パラメータの設定 レベル2地震動の評価に必要な震源パラメータには巨視的震源パラメータ(基準点位置、走向、傾斜、長さ、幅、面積、地震モーメント)、微視的震源パラメータ(アスペリティ等の数、面積、地震モーメント 、ライズタイムなど)及びその他のパラメータ(破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播様式)がある。それらのパラメータの意味するところを図-1.3.3に示す。震源パラメータは、以下に示す標準的な設定方法に従って設定するか、もしくは別途詳細な調査を行って設定する。 

図-1.3.3 震源パラメータの意味

図-1.3.3 震源パラメータの意味

(1) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合

東南海・南海地震のように、過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合には、過去に実際に発生した地震（過去のイベントという）に関する資料を可能な限り活用することが望ましい。

巨視的震源パラメータについては、過去のイベントのパラメータが明らかにされている場合には、それらのパラメータを用いることができる。過去の多くの地震の巨視的震源パラメータについて文献 35) に記載がある。地震モーメント M_0 と断層面積 S のうち、一方のみが与えられ他方を推定しようとする場合には、次式⁵⁷⁾⁵⁸⁾により推定することができる（式(1.3.1)と Eshery⁵⁹⁾による円形クラックの式を組み合わせると断層面全体の平均的な応力降下量は 3MPa となる。）。

$$S(\text{km}^2) = 1.88 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (1.3.1)$$

微視的震源パラメータ（アスペリティ位置など）については、過去のイベント（地震）に関するデータの多寡に応じて異なる対応が必要となる。まず、波形データ等に基づいて過去のイベントの微視的震源パラメータがよく調べられている場合には、それらのパラメータを用いることができる。例えば 1923 年関東地震⁶⁰⁾の再来や 1968 年十勝沖地震⁴⁴⁾の再来、1978 年宮城県沖地震⁴⁴⁾の再来を考える場合がこれに相当する。次に、過去のイベントの波形データは残されていない場合、歴史資料から各地の震度がわかっている場合、その震度情報と整合するように設定された微視的震源パラメータを用いることができる。例えば宝永地震や安政東海地震、安政南海地震の再来を考える場合がこれに相当する。各地の震度と整合するように定められた微視的震源パラメータの一例として、中央防災会議⁶¹⁾による想定東南海・南海地震の微視的震源パラメータ（図-1.3.4）がある。

その他のパラメータ（破壊開始点など）についても微視的震源パラメータと同様である。

活断層で発生する地震の場合、平均的な活動間隔が長い場合、過去のイベントを参考にできないことがほとんどであるが、例外として 1995 年兵庫県南部地震の再来を想定する場合などは、(2) 活断層で発生する地震を想定する場合によらず上記の考え方によることができる。

(1) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合

海溝型地震などで、過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合には、過去に実際に発生した地震（過去のイベントという）に関する資料を可能な限り活用することが望ましい。

巨視的震源パラメータについては、過去のイベントのパラメータが明らかにされている場合には、それらのパラメータを用いることができる。過去の多くの地震の巨視的震源パラメータについて文献 35) に記載がある。地震モーメント M_0 と断層面積 S のうち、一方のみが与えられ他方を推定しようとする場合には、次式⁵⁷⁾⁵⁸⁾により推定することができる（式(1.3.1)と Eshery⁵⁹⁾による円形クラックの式を組み合わせると断層面全体の平均的な応力降下量は 3MPa となる。）。

$$S(\text{km}^2) = 1.88 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne} \cdot \text{cm}) \quad (1.3.1)$$

微視的震源パラメータ（**アスペリティ等の位置**など）については、過去のイベント（地震）に関するデータの多寡に応じて異なる対応が必要となる。まず、波形データ等に基づいて過去のイベントの微視的震源パラメータがよく調べられている場合には、それらのパラメータを用いることができる。例えば 1923 年関東地震⁶⁰⁾の再来や 1968 年十勝沖地震⁴⁴⁾の再来、1978 年宮城県沖地震⁴⁴⁾の再来を考える場合がこれに相当する。次に、過去のイベントの波形データは残されていない場合、歴史資料から各地の震度がわかっている場合、その震度情報と整合するように設定された微視的震源パラメータを用いることができる。

その他のパラメータ（破壊開始点など）についても微視的震源パラメータと同様である。

活断層で発生する地震の場合、平均的な活動間隔が長い場合、過去のイベントを参考にできないことがほとんどであるが、例外として 1995 年兵庫県南部地震の再来を想定する場合などは、(2) 活断層で発生する地震を想定する場合によらず上記の考え方によることができる。

なお、海溝型地震を対象とする場合には、波形データまたは震度情報に適合させる震源モデルとして SPGA モデルを用いることができる。SPGA モデルの一例として、2011 年東北地方太平洋沖地震の波形データに適合するように設定された SPGA モデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾を図-1.3.4 に示す。

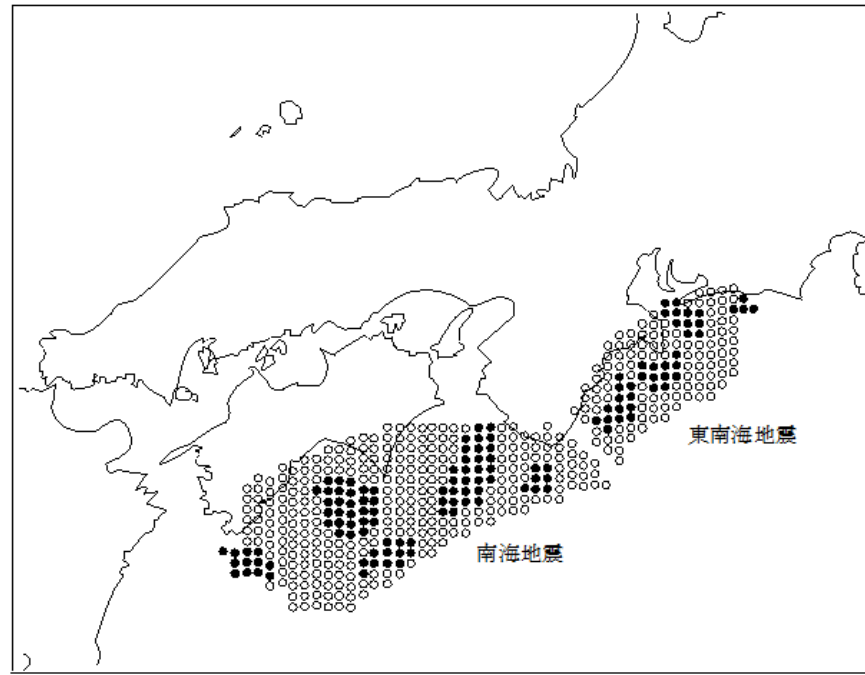


図-1.3.4 中央防災会議⁶¹⁾による想定東南海・南海地震の震源モデル

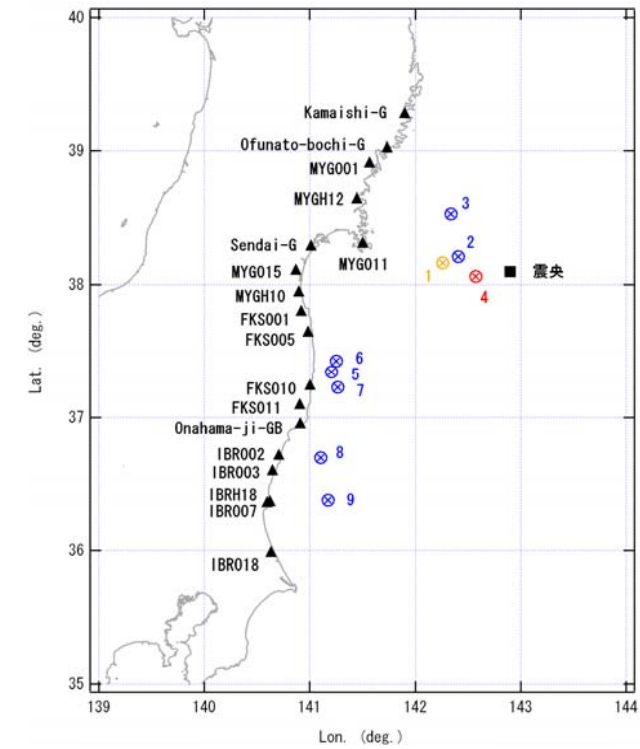


図-1.3.4 2011年東北地方太平洋沖地震を対象とするSPGAモデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾

第3編 作用及び
材料強度条件編
第4章 地震
1.3.3 震源パラ
メータの設定
P.356

(3) M6.5の直下地震を想定する場合

地震モーメント M_0 は次式⁶⁶⁾によりマグニチュードから算定することができる。

$$\log M_0 = 1.17M + 17.72 \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} \quad (1.3.4)$$

よって、断層面積 S は式(1.3.2)より求めることができる。傾斜角 δ は 90° とすることができる。以下は(2)活断層で発生する地震を想定する場合と同様である。アスペリティの個数は1個とする。

(3) 歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定する場合

2011年東北地方太平洋沖地震の発生をきっかけとして、他の地域においても、歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定した強震動評価が行われるようになってきた。その場合の震源モデルとしては、東北地方太平洋沖地震など既往の巨大地震への高い適用性が確認されているSPGAモデル¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾⁶¹⁻¹⁾⁶¹⁻²⁾を用いることができる。その微視的震源パラメータは、東北地方太平洋沖地震と同程度の規模の巨大地震を想定する場合には、東北地方太平洋沖地震のSPGAモデル(図-1.3.4)のパラメータを参照して設定することができる⁶⁵⁻¹⁾⁶⁵⁻²⁾。また、これとは異なる規模の巨大地震を想定する場合の微視的震源パラメータを設定するための経験式も提案されている¹¹⁻¹⁾¹¹⁻²⁾。歴史地震を越える規模の海溝型巨大地震を想定する場合には、歴史地震の震度分布からSPGAの位置を推定することができないため、SPGAの位置に不確実性があるという点に注意する必要がある。従って、文献⁶⁵⁻¹⁾⁶⁵⁻²⁾で行われているように、極めて多数のSPGA配置を検討する必要があるが、いずれかの配置を選択する必要がある。例えば、南海トラフの巨大地震($M_w 9.0$)を想定する場合においては、それら多数の検討ケースの中で、内閣府⁶⁵⁻³⁾の想定する震度分布と全体的に整合するレベルの地震動を採用する方法も考えられる。SPGAモデルによる震度分布と内閣府による震度分布の比較を行っている事例として文献⁶⁵⁻⁴⁾がある。

(4) M6.5の直下地震を想定する場合

地震モーメント M_0 は次式⁶⁶⁾によりマグニチュードから算定することができる。

$$\log M_0 = 1.17M + 17.72 \text{ (dyne}\cdot\text{cm)} \quad (1.3.4)$$

よって、断層面積 S は式(1.3.2)より求めることができる。傾斜角 δ は 90° とすることができる。以下は(2)活断層で発生する地震を想定する場合と同様である。アスペリティの個数は1個とする。

(2) 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法は、まず、小規模な地震による対象地点での地震動を評価し（これを統計的グリーン関数という）、これを重ね合わせることで、大地震による揺れを評価する手法である。具体的な手順としては次のようになる。

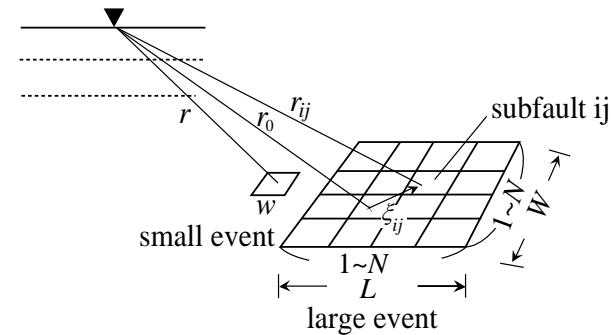


図-1.3.6 統計的グリーン関数法

まず、想定地震のアスペリティ（の一つ）に注目し（図-1.3.6のlarge event）、これを $N \times M$ に分割し、分割後の各々の小断層と同じ面積の小地震（図-1.3.6のsmall event）を考える。小地震の震源特性式式(1.3.5)及び伝播経路特性式式(1.3.6)の積として、地震基盤における小地震波形（地震基盤における統計的グリーン関数）のフーリエ振幅を定める⁷⁵⁾。

$$S(f) = R_{\theta\phi} FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (1.3.5)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (1.3.6)$$

ここに、

- M_{0e} : 小地震の地震モーメント
- f_c : 小地震のコーナー周波数
- ρ : 地震基盤における媒質の密度
- V_s : 地震基盤における媒質のS波速度
- $R_{\theta\phi}$: ラディエーション係数
- FS : 自由表面による増幅の効果 (=2)
- $PRTITN$: 地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果
- r : 小地震の震源距離
- Q : 伝播経路における媒質の Q 値

活断層で発生する地震を対象とする場合、 $\rho=2.7\text{g/cm}^3$ 、 $V_s=3.5\text{km/s}$ とすることができる。 $R_{\theta\phi}$ としては全方位への平均値0.63を用いることができる。活断層で発生する地震の震源近傍（断層面からの距離が概ね10km以内）での地震動を推定する場合には、走向直交成分に対して $PRTITN=0.85$ 、走向平行成分に対して0.53とすることができる。これらの値は、活断層で発生する地震の震源近傍で、走向直交成分のフーリエ振幅が走向平行成分の約1.6倍⁸⁾となることを考慮して定めたものである。活断層で発

(2) 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法は、まず、小規模な地震による対象地点での地震動を評価し（これを統計的グリーン関数という）、これを重ね合わせることで、大地震による揺れを評価する手法である。具体的な手順としては次のようになる。

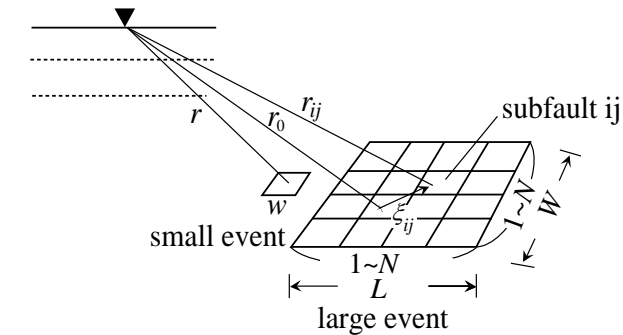


図-1.3.6 統計的グリーン関数法

まず、想定地震のアスペリティ等（の一つ）に注目し（図-1.3.6のlarge event）、これを $N \times M$ に分割し、分割後の各々の小断層と同じ面積の小地震（図-1.3.6のsmall event）を考える。小地震の震源特性式式(1.3.5)及び伝播経路特性式式(1.3.6)の積として、地震基盤における小地震波形（地震基盤における統計的グリーン関数）のフーリエ振幅を定める⁷⁵⁾。

$$S(f) = R_{\theta\phi} FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_c)^2} \quad (1.3.5)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (1.3.6)$$

ここに、

- M_{0e} : 小地震の地震モーメント
- f_c : 小地震のコーナー周波数
- ρ : 地震基盤における媒質の密度
- V_s : 地震基盤における媒質のS波速度
- $R_{\theta\phi}$: ラディエーション係数
- FS : 自由表面による増幅の効果 (=2)
- $PRTITN$: 地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果
- r : 小地震の震源距離
- Q : 伝播経路における媒質の Q 値

活断層で発生する地震を対象とする場合、 $\rho=2.7\text{g/cm}^3$ 、 $V_s=3.5\text{km/s}$ とすることができる。 $R_{\theta\phi}$ としては全方位への平均値0.63を用いることができる。活断層で発生する地震の震源近傍（断層面からの距離が概ね10km以内）での地震動を推定する場合には、走向直交成分に対して $PRTITN=0.85$ 、走向平行成分に対して0.53とすることができる。これらの値は、活断層で発生する地震の震源近傍で、走向直交成分のフーリエ振幅が走向平行成分の約1.6倍⁸⁾となることを考慮して定めたものである。活断層で発

生ずる地震による遠方での地震動を評価する場合、及び、それ以外の地震による地震動を評価する場合には、地震動のエネルギーが水平2成分に等しく分配されると仮定して $PRTITN=0.71$ とすることができる。いずれにしても $PRTITN$ は水平2成分の自乗和が1となるように設定する必要がある。表-1.3.1に $PRTITN$ の標準値を示す。

表-1.3.1 $PRTITN$ の標準値

	震源近傍	震源近傍以外
海溝型地震	0.71	0.71
内陸活断層地震	0.85 (走向直交成分)	0.71
	0.53 (走行平行成分)	
M6.5の直下地震	0.71	0.71

小地震の地震モーメント M_{0el} はアスペリティの地震モーメントを N^3 で除すことにより求めることができる。小地震のコーナー周波数 f_c は Brune⁷⁶⁾⁷⁷⁾ の次式により求めることができる。

$$f_c = 0.66V_s / \sqrt{S_e} \quad (1.3.7)$$

ここに、

S_e : 小地震の破壊領域の面積

式(1.3.7)は「Bruneの式(36)」⁷⁶⁾ そのものである。式(1.3.7)と Esherby⁵⁹⁾ による円形クラックの式を組み合わせると、コーナー周波数を地震モーメントと応力降下量の関数として表現する著名な式を導くことができる。式(1.3.6)において伝播経路における媒質の Q 値は地域に応じて適切な値を用いる。地域毎に推定されている Q 値の例として、東日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=114 f^{0.92}$ 、西日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=152 f^{0.38}$ 、東日本の内陸部に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=166 f^{0.76}$ 、関西地方に対して推定⁷⁹⁾ されている $Q=63.8 f^{1.00}$ 、鹿児島県・熊本県に対して推定⁸⁰⁾ されている $Q=104 f^{0.63}$ 等がある。

以上により定まる地震基盤でのフーリエ振幅を満足するような波形を Boore⁷⁵⁾ の方法又は野津・菅野⁴⁴⁾ の方法で求め、これを地震基盤における統計的グリーン関数とする。

次に、地表における小地震波形（地表における統計的グリーン関数）を求める。その際、堆積層が地震動の振幅と位相の双方に及ぼす影響（サイト特性）を考慮する。具体的には以下の方法⁷⁴⁾ で算定することができる。先に述べたように、一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる¹⁾。

$$O(f) = S(f)P(f)G(f) \quad (1.1.1参照)$$

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (1.1.2参照)$$

いま、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式(1.1.2)の右辺第三項、すなわちサイト特性を表現していると考えられる。そこで、先に求めた地震基盤での統計的グリーン関数をいったんフーリエ変換し、振幅を $G(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フー

生ずる地震による遠方での地震動を評価する場合、及び、それ以外の地震による地震動を評価する場合には、地震動のエネルギーが水平2成分に等しく分配されると仮定して $PRTITN=0.71$ とすることができる。いずれにしても $PRTITN$ は水平2成分の自乗和が1となるように設定する必要がある。表-1.3.1に $PRTITN$ の標準値を示す。

表-1.3.1 $PRTITN$ の標準値

	震源近傍	震源近傍以外
海溝型地震	0.71	0.71
内陸活断層地震	0.85 (走向直交成分)	0.71
	0.53 (走行平行成分)	
M6.5の直下地震	0.71	0.71

小地震の地震モーメント M_{0el} はアスペリティ等の地震モーメントを N^3 で除すことにより求めることができる。小地震のコーナー周波数 f_c は Brune⁷⁶⁾⁷⁷⁾ の次式により求めることができる。

$$f_c = 0.66V_s / \sqrt{S_e} \quad (1.3.7)$$

ここに、

S_e : 小地震の破壊領域の面積

式(1.3.7)は「Bruneの式(36)」⁷⁶⁾ そのものである。式(1.3.7)と Esherby⁵⁹⁾ による円形クラックの式を組み合わせると、コーナー周波数を地震モーメントと応力降下量の関数として表現する著名な式を導くことができる。式(1.3.6)において伝播経路における媒質の Q 値は地域に応じて適切な値を用いる。地域毎に推定されている Q 値の例として、東日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=114 f^{0.92}$ 、西日本の海溝型地震に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=152 f^{0.38}$ 、東日本の内陸部に対して推定⁷⁸⁾ されている $Q=166 f^{0.76}$ 、関西地方に対して推定⁷⁹⁾ されている $Q=63.8 f^{1.00}$ 、鹿児島県・熊本県に対して推定⁸⁰⁾ されている $Q=104 f^{0.63}$ 等がある。

以上により定まる地震基盤でのフーリエ振幅を満足するような波形を Boore⁷⁵⁾ の方法又は野津・菅野⁴⁴⁾ の方法で求め、これを地震基盤における統計的グリーン関数とする。

次に、地表における小地震波形（地表における統計的グリーン関数）を求める。その際、堆積層が地震動の振幅と位相の双方に及ぼす影響（サイト特性）を考慮する。具体的には以下の方法⁷⁴⁾ で算定することができる。先に述べたように、一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の和で与えられる¹⁾。

$$O(f) = S(f)P(f)G(f) \quad (1.1.1参照)$$

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (1.1.2参照)$$

いま、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式(1.1.2)の右辺第三項、すなわちサイト特性を表現していると考えられる。そこで、先に求めた地震基盤での統計的グリーン関数をいったんフーリエ変換し、振幅を $G(f)$ 倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅1に調整して乗じ、フー

リエ逆変換したものを地表における統計的グリーン関数とする。このことを具体的に式で書くと次のようになる。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O_s(f)}{|O_s(f)|} \quad (1.3.8)$$

ここに、

- $A(f)$: 地表における統計的グリーン関数のフーリエ変換 (複素数)
- $A_b(f)$: 地震基盤における統計的グリーン関数のフーリエ変換 (複素数)
- $G(f)$: サイト増幅特性 (地震基盤～地表) (実数)
- $O_s(f)$: 対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換 (複素数)

なお、このとき用いる対象地点の中小地震記録は、対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものをを用いることが望ましい。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

以上の方法で地表における統計的グリーン関数を評価する場合、あらかじめサイト増幅特性 $G(f)$ を評価しておく必要がある。サイト増幅特性を求めるにあたって主に二つの考え方がある。一つは観測された地震動から何らかの方法でS波部分を抜き出し、その増幅特性を求める考え方である¹⁸⁾。もう一つは、S波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルの増幅特性を求める考え方である²³⁾。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、S波のみならず表面波の寄与も考慮して強震動予測を行う場合には後者の立場をとる必要がある。特に、上述の方法を用いることを前提に考えると、現地で取得された中小地震記録の群遅延時間にはS波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても両者の寄与を考慮することが必要となる。

アスペリティからの地震動は、地表における統計的グリーン関数を次式⁸⁾により重ね合わせることで算定できる (図-1.3.6)。この重ね合わせを行うことにより、破壊伝播方向で揺れの強い指向性の効果が考慮される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * u(t-t_{ij}) \quad (1.3.9)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1/n' / (1-e^{-1}) \right\} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{-(k-1)/(N-1)/n'} \delta\{t - (k-1)\tau / (N-1)/n'\} \right] \quad (1.3.10)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (1.3.11)$$

ここに、

- $U(t)$: アスペリティからの地震動
- $u(t)$: 地表における統計的グリーン関数
- $f(t)$: 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
- r : 小地震の震源距離
- r_{ij} : ij 要素から対象地点までの距離
- N : 分割数 (図-1.3.6)
- τ : ライズタイム
- n' : 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

リエ逆変換したものを地表における統計的グリーン関数とする。このことを具体的に式で書くと次のようになる。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O_s(f)}{|O_s(f)|} \quad (1.3.8)$$

ここに、

- $A(f)$: 地表における統計的グリーン関数のフーリエ変換 (複素数)
- $A_b(f)$: 地震基盤における統計的グリーン関数のフーリエ変換 (複素数)
- $G(f)$: サイト増幅特性 (地震基盤～地表) (実数)
- $O_s(f)$: 対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換 (複素数)

なお、このとき用いる対象地点の中小地震記録は、対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものをを用いることが望ましい。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

以上の方法で地表における統計的グリーン関数を評価する場合、あらかじめサイト増幅特性 $G(f)$ を評価しておく必要がある。サイト増幅特性を求めるにあたって主に二つの考え方がある。一つは観測された地震動から何らかの方法でS波部分を抜き出し、その増幅特性を求める考え方である¹⁸⁾。もう一つは、S波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルの増幅特性を求める考え方である²³⁾。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、S波のみならず表面波の寄与も考慮して強震動予測を行う場合には後者の立場をとる必要がある。特に、上述の方法を用いることを前提に考えると、現地で取得された中小地震記録の群遅延時間にはS波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても両者の寄与を考慮することが必要となる。

アスペリティ等からの地震動は、地表における統計的グリーン関数を次式⁸⁾により重ね合わせることで算定できる (図-1.3.6)。この重ね合わせを行うことにより、破壊伝播方向で揺れの強い指向性の効果が考慮される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * u(t-t_{ij}) \quad (1.3.9)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1/n' / (1-e^{-1}) \right\} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{-(k-1)/(N-1)/n'} \delta\{t - (k-1)\tau / (N-1)/n'\} \right] \quad (1.3.10)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (1.3.11)$$

ここに、

- $U(t)$: **アスペリティ等**からの地震動
- $u(t)$: 地表における統計的グリーン関数
- $f(t)$: 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
- r : 小地震の震源距離
- r_{ij} : ij 要素から対象地点までの距離
- N : 分割数 (図-1.3.6)
- τ : ライズタイム
- n' : 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

r_0 : アスペリティの破壊開始点から対象地点までの距離
 ξ_{ij} : 破壊開始点から ij 要素までの距離
 V_S : 地震基盤の S 波速度
 V_r : 破壊伝播速度

アスペリティが複数あるときには、各アスペリティについて同様の作業を行い、各アスペリティからの寄与を加え合わせるにより、地表における（線形時の）レベル 2 地震動を算定する。最後に、表層地盤の地震応答計算により、工学的基盤におけるレベル 2 地震動（2E 波）を算定する。背景領域からの寄与は一般的な港湾施設の性能照査が目的の場合には無視しても差し支えない。

上記の算定の過程で、いったん地表における（線形時の）レベル 2 地震動が算定されるが、これは大地震時の表層地盤の非線形挙動の影響を含まないため、一般には過大評価となっていることに注意が必要である。本来の地表におけるレベル 2 地震動を算定するためには、いったん工学的基盤におけるレベル 2 地震動を求めた後で、表層地盤の非線形挙動を考慮した地震応答計算により、あらためて求めることが一般的である。

なお、ここで述べた強震波形計算手法により既往の大地震記録の再現を試みた事例が文献 44)で紹介されている。また、ここで述べた強震波形計算手法による計算プログラムが CD-ROM⁴⁴⁾で公開されている。

(3) 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法は、対象地震の震源断層のそばで発生した小地震の記録が対象地点で取得できている場合に、これを重ね合わせるにより、大地震による対象地点の揺れを評価する方法である。このとき重ね合わせに用いられる小地震記録は経験的グリーン関数と呼ばれる。対象地点で取得された記録には伝播経路特性とサイト特性の影響が自然に含まれているため、それらに関する評価を行うこと無しに、大地震による揺れを精度良く評価できる点が大きな特徴であるが、対象地点で適切な小地震記録が取得できていない場合には適用できない。また、以下に述べるように、やや専門的配慮を必要とする事項もある。

波形の重ね合わせには、統計的グリーン関数法の式(1.3.9)～式(1.3.11)をほぼそのまま用いることができる。ただし式(1.3.9)については、小地震の特性を適切に反映できるよう、補正係数 C を含む次式に置き換える必要がある⁸¹⁾。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * (Cu(t-t_{ij})) \quad (1.3.12)$$

重ね合わせに関連するパラメータ N と C は次式を満足するように定める。

$$\begin{aligned} M_{0a}/M_{0e} &= CN^3 \\ S_a/S_e &= N^2 \end{aligned} \quad (1.3.13)$$

ここに、

M_{0a} : アスペリティの地震モーメント

r_0 : **アスペリティ等**の破壊開始点から対象地点までの距離
 ξ_{ij} : 破壊開始点から ij 要素までの距離
 V_S : 地震基盤の S 波速度
 V_r : 破壊伝播速度

アスペリティ等が複数あるときには、**各アスペリティ等**について同様の作業を行い、**各アスペリティ等**からの寄与を加え合わせるにより、地表における（線形時の）レベル 2 地震動を算定する。最後に、表層地盤の地震応答計算により、工学的基盤におけるレベル 2 地震動（2E 波）を算定する。背景領域からの寄与は一般的な港湾施設の性能照査が目的の場合には無視しても差し支えない。

上記の算定の過程で、いったん地表における（線形時の）レベル 2 地震動が算定されるが、これは大地震時の表層地盤の非線形挙動の影響を含まないため、一般には過大評価となっていることに注意が必要である。本来の地表におけるレベル 2 地震動を算定するためには、いったん工学的基盤におけるレベル 2 地震動を求めた後で、表層地盤の非線形挙動を考慮した地震応答計算により、あらためて求めることが一般的である。

なお、ここで述べた強震波形計算手法により既往の大地震記録の再現を試みた事例が文献 44)で紹介されている。また、ここで述べた強震波形計算手法による計算プログラムが CD-ROM⁴⁴⁾で公開されている。

(3) 経験的グリーン関数法

経験的グリーン関数法は、対象地震の震源断層のそばで発生した小地震の記録が対象地点で取得できている場合に、これを重ね合わせるにより、大地震による対象地点の揺れを評価する方法である。このとき重ね合わせに用いられる小地震記録は経験的グリーン関数と呼ばれる。対象地点で取得された記録には伝播経路特性とサイト特性の影響が自然に含まれているため、それらに関する評価を行うこと無しに、大地震による揺れを精度良く評価できる点が大きな特徴であるが、対象地点で適切な小地震記録が取得できていない場合には適用できない。また、以下に述べるように、やや専門的配慮を必要とする事項もある。

波形の重ね合わせには、統計的グリーン関数法の式(1.3.9)～式(1.3.11)をほぼそのまま用いることができる。ただし式(1.3.9)については、小地震の特性を適切に反映できるよう、補正係数 C を含む次式に置き換える必要がある⁸¹⁾。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r/r_{ij}) f(t) * (Cu(t-t_{ij})) \quad (1.3.12)$$

重ね合わせに関連するパラメータ N と C は次式を満足するように定める。

$$\begin{aligned} M_{0a}/M_{0e} &= CN^3 \\ S_a/S_e &= N^2 \end{aligned} \quad (1.3.13)$$

ここに、

M_{0a} : **アスペリティ等**の地震モーメント

	<p>M_{0e} : 小地震の地震モーメント S_a : アスペリティの面積 S_e : 小地震の破壊領域の面積</p> <p>以上からわかるように、経験的グリーン関数法の適用にあたっては、小地震のパラメータを適切に見積もる必要がある。小地震の地震モーメント M_{0e} については CMT 解²⁰⁾ (例えば防災科学技術研究所の F-net によるもの) を参考にすることができる。小地震の破壊領域の面積 S_e は、小地震のコーナー周波数 f_c から式(1.3.7)により求めることができる。小地震のコーナー周波数を求めるには、近傍で発生した規模の異なる地震とのスペクトル比をとる方法⁸²⁾を用いることができる。</p> <p>経験的グリーン関数法を適用する際の他の注意点としてラディエーション係数の問題がある。震源からの地震波のラディエーション係数は理論上方位依存性があり²⁰⁾⁸³⁾、小地震のメカニズム(走向・傾斜・滑り角)によっては、観測点がたまたまラディエーション係数の谷に相当していることも考えられる。その場合、得られた記録をそのまま重ね合わせると、大地震による揺れを過小評価してしまう可能性がある。したがって、採用する小地震のメカニズムには十分に注意を払う必要がある。</p> <p>以上のように、経験的グリーン関数法による地震動の評価には専門的な判断を要する部分も少なくないため注意が必要である。</p>	<p>M_{0e} : 小地震の地震モーメント S_a : アスペリティ等の面積 S_e : 小地震の破壊領域の面積</p> <p>以上からわかるように、経験的グリーン関数法の適用にあたっては、小地震のパラメータを適切に見積もる必要がある。小地震の地震モーメント M_{0e} については CMT 解²⁰⁾ (例えば防災科学技術研究所の F-net によるもの) を参考にすることができる。小地震の破壊領域の面積 S_e は、小地震のコーナー周波数 f_c から式(1.3.7)により求めることができる。小地震のコーナー周波数を求めるには、近傍で発生した規模の異なる地震とのスペクトル比をとる方法⁸²⁾を用いることができる。</p> <p>経験的グリーン関数法を適用する際の他の注意点としてラディエーション係数の問題がある。震源からの地震波のラディエーション係数は理論上方位依存性があり²⁰⁾⁸³⁾、小地震のメカニズム(走向・傾斜・滑り角)によっては、観測点がたまたまラディエーション係数の谷に相当していることも考えられる。その場合、得られた記録をそのまま重ね合わせると、大地震による揺れを過小評価してしまう可能性がある。したがって、採用する小地震のメカニズムには十分に注意を払う必要がある。</p> <p>以上のように、経験的グリーン関数法による地震動の評価には専門的な判断を要する部分も少なくないため注意が必要である。</p>
<p>第3編 作用及び材料強度条件編 第4章 地震 1 地震動 P.364-1 P.365</p>	<p>[参考文献]</p> <p>11) 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), pp.6~7, 2001</p> <p>61) 中央防災会議: 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第7回) 図表集, 2002</p>	<p>[参考文献]</p> <p>11) Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K.D. Koper, A.R. Hutko, L. Ye, H. Yue and T.M. Rushing: Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, <i>J. Geophys. Res.</i>, Vol.117, B04311, 2012</p> <p>11-1) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅, 入倉孝次郎: 海溝型巨大地震における強震動パルスの生成とその生成域のスケーリング, 日本地震工学会論文集, Vol.12, No.4, pp.209-228, 2012</p> <p>11-2) 野津厚, 長尾毅: 海溝型巨大地震による地震動の予測のための震源パラメータの経験式-強震動パルスの生成に着目して-, 港湾空港技術研究所資料 No.1257, 2012</p> <p>11-3) Kurahashi, S. and K. Irikura: Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, <i>Bull. Seism. Soc. Am.</i>, Vol.103, pp.1373~1393, 2013</p> <p>61) 野津厚: 東北地方太平洋沖地震を対象とするスーパーアスペリティモデルの提案, 日本地震工学会論文集 Vol.12, No.2, pp.21-40, 2012</p> <p>61-1) 野津厚, 若井淳: 強震動を対象とした 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 港湾空港技術研究所報告 Vo.51, No.1, pp.23-53, 2012</p> <p>65-1) 野津厚: 南海トラフの地震 (Mw9.0) を対象とした SPGA モデルによる強震動評価事例, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) Vol.69, No.4, pp.I_872-I_888, 2013</p> <p>65-2) 野津厚, 若井淳: 南海トラフの地震 (Mw9.0) を対象とした強震動評価への SPGA モデルの適用, 港湾空港技術研究所資料 No.1271, 2013</p> <p>65-3) 内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会: 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告), http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai_trough/1st_report.pdf, 2012</p> <p>65-4) 野津厚, 若井淳, 長坂陽介: 表層地盤の非線形挙動を考慮した 2011 年東北地方太平洋沖地震の強震動シミュレーション, 港湾空港技術研究所資料 No.1284, 2014</p>