



震源特性は次式で与えられる。

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

ここに、 $M_{0e}$ は小地震の地震モーメント、 $f_{ce}$ は小地震のコーナー周波数、 $\rho$ は震源域の密度、 $\beta$ は震源域の S 波速度、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーション係数、 $FS$ は自由表面による増幅の効果 (=2)、 $PRTITN$ は地震動エネルギーの水平 2 成分への分散を表す係数であり、水平 2 成分の自乗和は 1 である。小地震の地震モーメント $M_{0e}$ はアスペリティまたは SPGA 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 $f_{ce}$ は Brune<sup>11)12)</sup>の次式により求めることができる。

$$f_c = \frac{0.66\beta}{\sqrt{S_e}} \quad (2)$$

ここに $S_e$ は小地震の破壊領域の面積である。式(2)は非常に多くの仮定に基づいて求められており、弾性波動論の帰結として正当化することは難しいが、断層サイズとコーナー周波数の大局的關係を表す式としては依然として意義を有している。式(1)の $R_{\theta\phi}$ としては全方位への平均値 0.63を用いる場合が多い。また、 $PRTITN$ としては、予測問題では、水平 2 成分にエネルギーが等しく分配されると考えて 0.71 を用いる場合が多い。

伝播経路特性としては次式に示す一般的な伝播経路特性を用いる場合が多い。

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp\left(-\frac{\pi fr}{Q\beta}\right) \quad (3)$$

Q 値としては地域毎の推定値を用いる。

式(1)(3)は Boore<sup>10)</sup>により提案されたものであるが、ハスケルモデルによる理論地震動のスペクトルと比較すると、震源スペクトルが $\omega^{-2}$ モデルに従うものとなっていること、ラディエーション係数が全方位への平均値となっていること、自由表面による増幅の効果が考慮されていること、非弾性減衰が考慮されていること以外は同じであり、理論的背景の下に提案された式であることがわかる。

以上により定まるフーリエ振幅と対象地点での小地震記録のフーリエ位相を組み合わせてフーリエ逆変換することで小地震波形を求める。この手順を具体的に式で書くと次のようになる。

$$F(f) = S(f)P(f)G(f) \frac{O(f)}{|O(f)|_p} \quad (4)$$

ここに $F(f)$ は小地震波形のフーリエ変換（複素数）、 $S(f)$ は小地震の震源特性（実数）、 $P(f)$ は伝播経路特性（実数）、 $G(f)$ はサイト増幅特性（実数）、 $O(f)$ は位相特性の評価に用いる小地震記録のフーリエ変換（複素数）、 $|O(f)|_p$ はその絶対値に Parzen ウィンドウを適用して平滑化したものである。このとき用いる小地震記録は、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。なお、式(4)の平滑化が因果性を満足する地震波を生成する上で重要な役割を果たすことについては別な稿で説明している。Parzen ウィンドウのバンド幅は 0.05 Hz とすることが多い（以下の事例はすべて 0.05Hz）。

式(4)の $G(f)$ としては経験的サイト増幅特性を用いる。経験的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<sup>13)</sup>。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<sup>14)</sup>。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、修正経験的グリーン

関数法では、小地震記録のフーリエ位相に S 波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となって含まれていることから、経験的サイト増幅特性についても両者の寄与を考慮して算定されたものを用いる必要がある。そのため、修正経験的グリーン関数法では、両者の寄与を考慮して算定された文献<sup>14)</sup>の経験的サイト増幅特性が用いられることが多い。文献<sup>14)</sup>の経験的サイト増幅特性は港湾空港技術研究所のホームページで公開されている。

このようにして算定された小地震波形を一般的な経験的グリーン関数法と同様の方法で重ね合わせることでアスペリティまたは SPGA からの地震動を算定することができる。重ね合わせには文献<sup>15)</sup>の方法が用いられることが多い。アスペリティ等が複数ある場合は、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。

### 3. 修正経験的グリーン関数法の適用例

修正経験的グリーン関数法の内陸地殻内地震や海溝型地震への適用例を既往の文献<sup>3)4)16)17)</sup>からいくつか紹介する。なお、以下の事例では特に断らない限り  $R_{\theta\phi} = 0.63$ ,  $PRTITN = 0.71$ としている。

#### 3.1 1995 年兵庫県南部地震への適用例<sup>3)</sup>

1995 年兵庫県南部地震の震源モデルとしては釜江・入倉<sup>18)</sup>が経験的グリーン関数法による強震動シミュレーションのために作成した特性化震源モデルが著名である。また、釜江・入倉の震源モデルを改良し波形の再現精度をさらに向上させた山田他<sup>19)</sup>の特性化震源モデルも存在する。ここでは後者の震源モデルを用いる。図-2 に山田他の震源モデルの平面図を示す。この図に示すように山田他の震源モデルは淡路側から神戸側にかけて 4 つのアスペリティを配したモデルである。山田他の震源モデルのうち神戸側部分を図-3 に、その諸元を表-1 に示す。表-1 にはアスペリティの分割数を示しているが、これは他の震源パラメタから本稿の筆者が推定したものである。また、余震とのモーメント比および応力降下量の比 ( $C$ ) も記入されているが、ここで言う余震とは 1995 年 2 月 2 日 16:19 の余震 (東経 135.150 度, 北緯 34.695 度, 深さ 17.9km, M4.2) である。山田他のモデルに含まれる 4 つのアスペリティのうち、淡路側のアスペリティ 3 は、神戸市に対しては破壊伝播方向にないため、神戸市内の地震動を検討する場合には、神戸側の 3 つのアスペリティだけを考慮すれば良いことが確かめられている<sup>6)</sup>。そこで、以下の検討では神戸側の 3 つのアスペリティを考慮する。

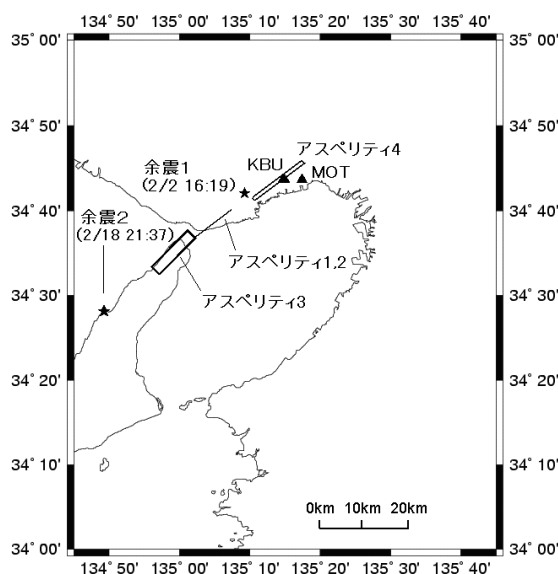


図-2 山田他<sup>19)</sup>の特性化震源モデルと余震および観測点 (KBU と MOT) の位置

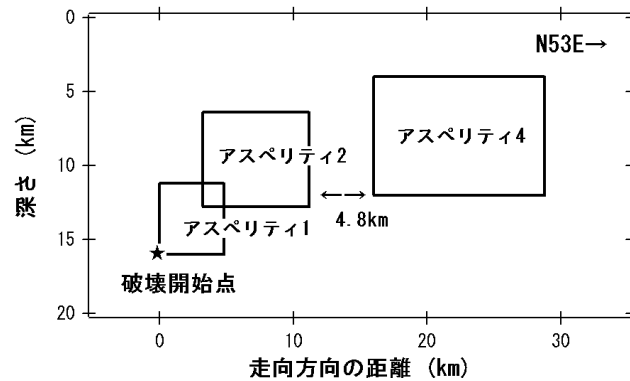


図-3 山田他<sup>19)</sup>の特性化震源モデル (神戸側部分)

表-1 山田他<sup>19)</sup>の特性化震源モデル (神戸側部分) のパラメータ

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ4
走向(度)	N53E	N53E	N233E
傾斜(度)	90	90	85
長さ(km)	4.8	8.0	12.8
幅(km)	4.8	6.4	8.0
NL×NW×ND	5×5×5	10×8×9	16×10×14
C	2.7	1.8	1.0
余震とのモーメント比	338	1296	2240
ライズタイム (s)	0.4	0.5	0.6
破壊開始時刻 (s)	0.0	1.8	6.9
破壊開始点	左下	左下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8	2.8

山田他<sup>19)</sup>のモデルは経験的グリーン関数法のためのモデルであり、本震の各アスペリティと余震とのモーメント比が与えられている。そこで、波形合成に用いている余震の地震モーメントが与えられれば、本震の各アスペリティの地震モーメントが決まることになる。1995年2月2日16:19の余震については、釜江・入倉<sup>18)</sup>により地震モーメントは $M_0=1.7 \times 10^{15} \text{Nm}$ と推定されている。しかし、実際にこの値を用いて神戸市内の強震観測点であるKBUとMOTにおける余震のスペクトルを計算すると、低周波側のフラットレベルを過大に評価してしまうことがわかった。そこで、ここではKBUとMOTにおける余震のスペクトルが良好に再現されるように余震の震源パラメータを再決定し、これに基づいて本震のアスペリティのパラメータを評価する。余震の規模はさほど大きくないので点震源として取り扱う。震源特性(式(1))と伝播経路特性(式(3))の積として地震基盤でのフーリエ振幅を求め、これにサイト増幅特性を乗じることにより地表でのフーリエ振幅を求める。震源特性を規定する二つのパラメータである地震モーメントとコーナー周波数を、KBUとMOTでの観測スペクトルが再現されるように設定する。その際、震源域のS波速度は $3.5 \text{km/s}$ 、密度は $2.7 \text{g/cm}^3$ とした<sup>18)20)</sup>。地震動エネルギーの水平2成分への分散を表す係数である $PRTITN$ は1.0とした。これは、比較の相手方である観測スペクトルを水平2成分の自乗和平方根としたためである。伝播経路のQ値はPetukhin et al.<sup>21)</sup>による近畿地方の"seismogenic layer"のQ値( $Q = 180f^{0.7}$ )とした。サイト増幅特性としては文献<sup>14)</sup>のものを用いた(図-4)。検討の結果、地震モーメントを $1.0 \times 10^{15} \text{Nm}$ 、コーナー周波数を $4.6 \text{Hz}$ とした場合に、KBUとMOTにおけるフーリエスペクトルを比較的良好に再現できることがわかった(図-5)。そこで、余震の震源パラメータとしてこれらの値を用いる。ここで得られた余震のパラメータを山田他<sup>19)</sup>の特性化震源モデル(の神戸側部分)と組み合わせると、表-2に示す修正経験的グリーン関数法のための震源モデルが得られる。

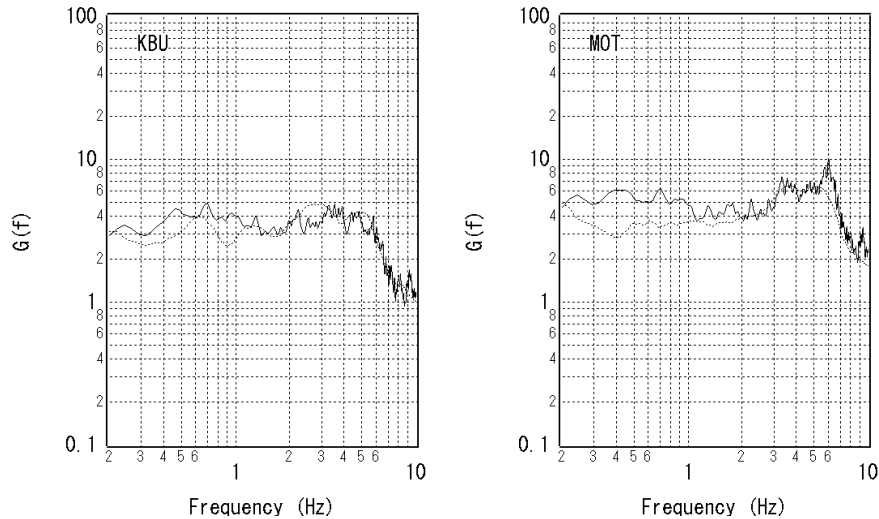


図-4 KBU と MOT における経験的サイト増幅特性. 実線は野津・長尾<sup>14)</sup>によるもの. 破線は鶴来他<sup>22)</sup>によるもの. 本研究では前者を用いた.

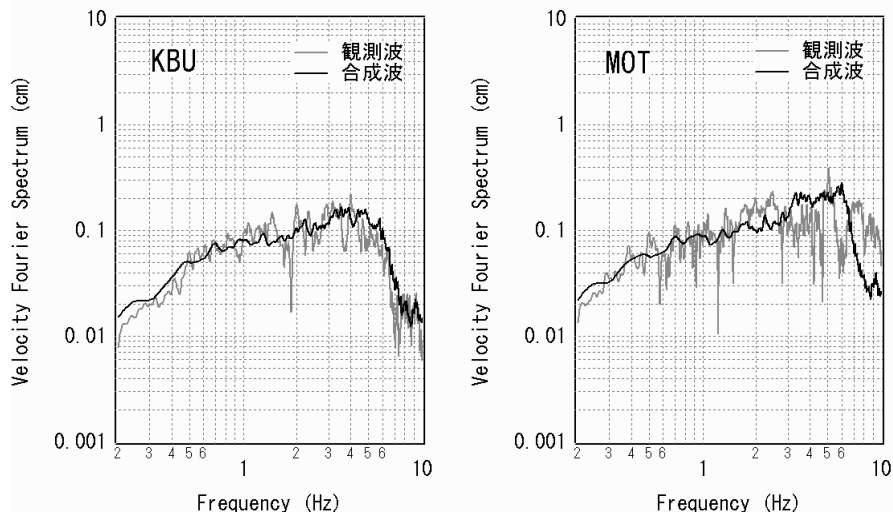


図-5 再決定された震源パラメタによる余震のフーリエスペクトルの再現

表-2 余震の震源パラメタの再決定を踏まえた修正経験的グリーン関数法のための震源モデル

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ4
走向(度)	N53E	N53E	N233E
傾斜(度)	90	90	85
長さ(km)	4.8	8.0	12.8
幅(km)	4.8	6.4	8.0
地震モーメント(Nm)	3.4E+17	1.3E+18	2.3E+18
ライズタイム(s)	0.4	0.5	0.6
破壊開始時刻(s)	0.0	1.8	6.9
破壊開始点	左下	左下	左下
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状
破壊伝播速度(km/ε)	2.8	2.8	2.8

次に、表-2の震源モデルに基づき、本震記録の再現を行う。震源域のS波速度と密度、伝播経路のQ値、サイト増幅特性は余震記録の場合と同様とした。位相特性の評価に用いる小地震記録としては、両地点とも1995年2月2日16:19の余震記録を用いた。なお、アスペリティの分割数はいずれも $10 \times 10 \times 10$ とした。両地点における速度波形と速度フーリエスペクトルの計算結果を図-6と図-7にそれぞれ示す。計算結果は観測

と良く一致している。特に、アスペリティに起因する大振幅の速度パルスがいずれの地点においても良好に再現されている。大振幅の速度パルスは神戸における甚大な構造物被害の原因と考えられており<sup>例えば 23)</sup>、これを再現できることは強震動評価手法にとって重要なことである。

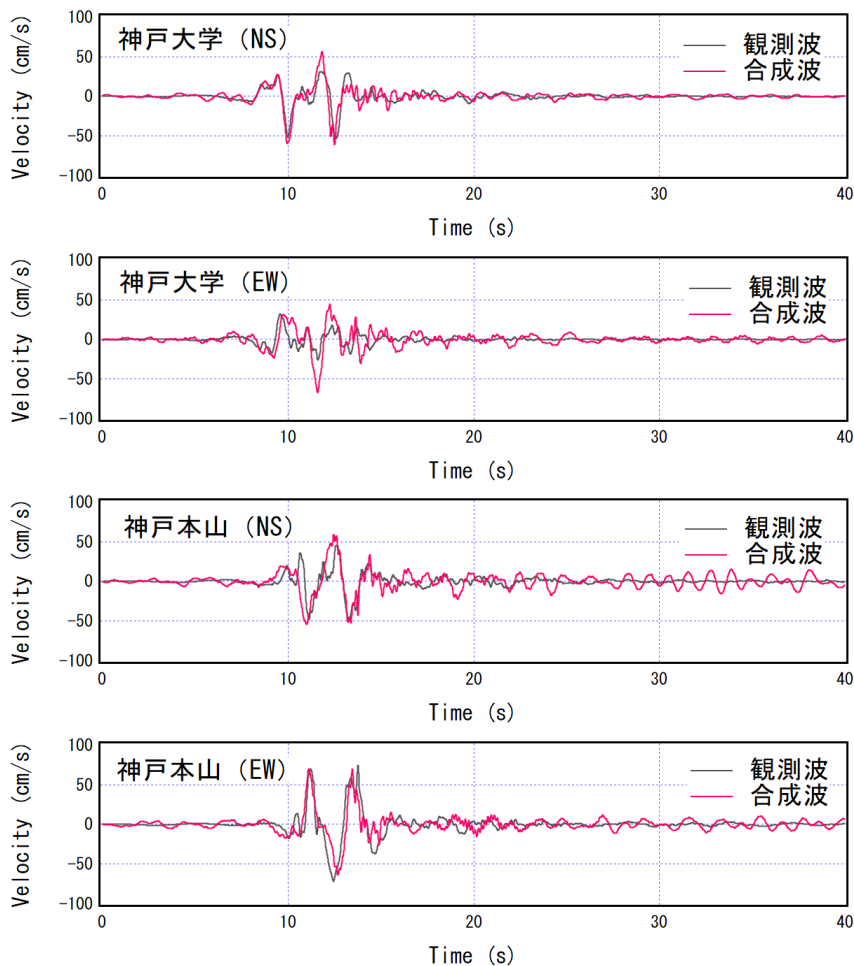


図-6 神戸大学 (KBU) と神戸本山 (MOT) における速度波形の再現

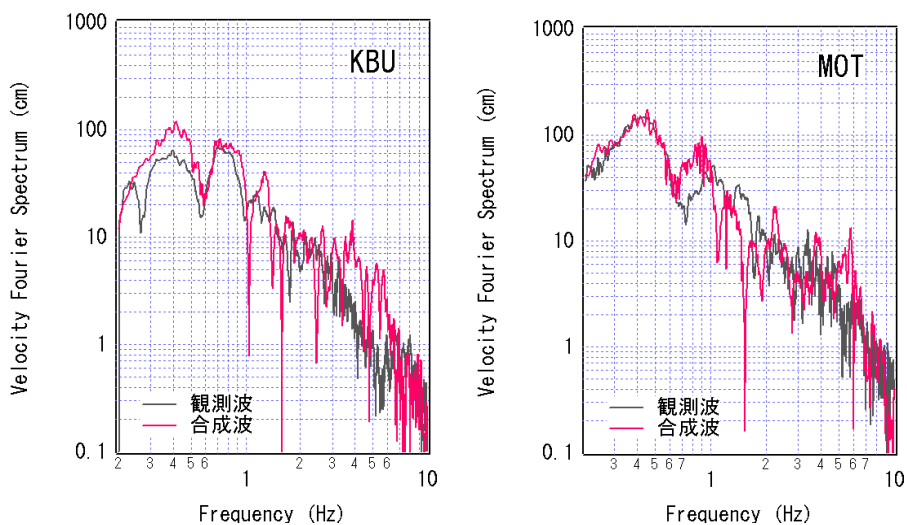


図-7 神戸大学 (KBU) と神戸本山 (MOT) における速度フーリエスペクトルの再現

さて、一般的な経験的グリーン関数法ではアスペリティの分割数はアスペリティのサイズと小地震のサイズの比によって規定されるが、修正経験的グリーン関数法では分割数を任意に選べるため、アスペリティの分割数に関する検討は重要である。ここではアスペリティの分割数を  $10 \times 10 \times 10$  とした場合の結果を示したが、分割数を  $20 \times 20 \times 20$  としても、計算結果に対する影響は小さいことが確認できる<sup>6)</sup>。一般にアスペリティの分割数の影響は、アスペリティのサイズに起因するコーナー周波数よりも高周波側に表れるが、内陸地殻内地震の破壊伝播方向に位置する観測点では、もともとコーナー周波数が高いので、分割数の影響は表れにくい。従って、上の例のように内陸地殻内地震の破壊伝播方向に位置する観測点で強震動を評価する場合は、分割数の影響についてはあまり心配する必要はない。破壊伝播方向に位置しない観測点で強震動を評価する場合は、中間周波数帯域での落ち込みの影響を考慮する必要がある。

アスペリティのライズタイム（アスペリティ上のある場所ですべりが継続する時間）は、アスペリティに起因する速度パルスを再現する上で重要なパラメタの一つである。一般にライズタイムとして小さな値を与えるほど算定される地震動は大きくなる。アスペリティのライズタイムがどのようなメカニズムで決定されるかについては様々な議論があり<sup>例えば 24)</sup>、必ずしもコンセンサスが得られているとは言えない。ライズタイム  $\tau$  の推定式の一つに次式がある。

$$\tau = W_a / (2v_r) \quad (5)$$

ここに  $W_a$  はアスペリティの幅、 $v_r$  は破壊伝播速度である。式(5)は、断層面上の摩擦構成則を仮定して数値計算で求めた断層面上のすべり速度時間関数のライズタイムを近似する式として Day<sup>25)</sup>により提案されたものであるが、特定の摩擦構成則と境界条件の下に得られた式であること、観測記録を説明する式として求められた式ではないこと等の問題点が残されている。一方、過去の大地震による観測記録を説明できるような震源モデルを収集し、そのライズタイムを整理した次式が片岡他<sup>26)</sup>により提案されている。

$$\tau = W_a / (4v_r) \quad (6)$$

1995 年兵庫県南部地震に関する表-2 の震源モデルのライズタイムは式(6)と調和的である。表-2 のライズタイムをすべて式(5)で算定されるものに置き換えると、震源近傍の速度パルスを大幅に過小評価する結果となる<sup>6)</sup>。この結果から、内陸地殻内地震のライズタイムの設定にあたっては、既往の強震記録と調和的な式(6)を用いることが適切と判断される。

### 3.2 2003 年十勝沖地震への適用例<sup>3)4)</sup>

2003 年十勝沖地震は全国をカバーする強震観測網である K-NET<sup>27)</sup>および KiK-net<sup>28)</sup>の導入以後初めて発生した海溝型巨大地震であり、各種の強震動評価手法の海溝型地震への適用性を検討する上で極めて重要な地震となっている。この地震に対して Nozu and Irikura<sup>29)</sup>は経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンを適用し、図-8 に示すように、三箇所ですべりの集中した比較的シンプルなすべり量分布を得ている。野津・菅野<sup>6)</sup>は、このすべり量分布に基づき、図-9 および表-3 に示すような特性化震源モデルを構築している。この特性化震源モデルを構成するサブイベントを、野津・菅野<sup>6)</sup>ではアスペリティと呼んでいたが、その後、文献<sup>17)</sup>では海溝型巨大地震においてパルス状の地震波を生成した領域を SPGA と呼ぶこととしており、この定義に照らして、本稿では図-9 および表-3 のサブイベントを SPGA と呼ぶ。

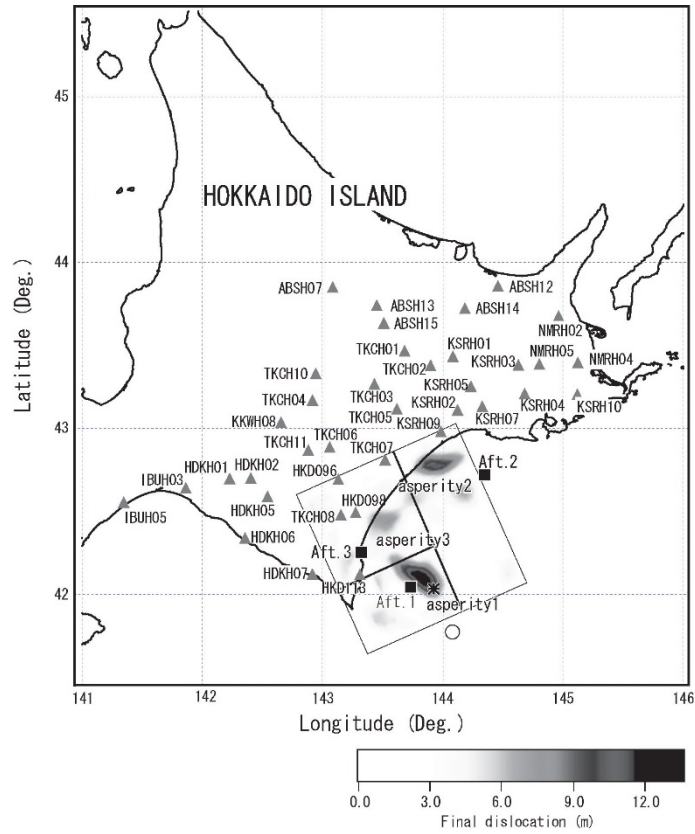


図-8 経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンによる2003年十勝沖地震のすべり量分布<sup>29)</sup>

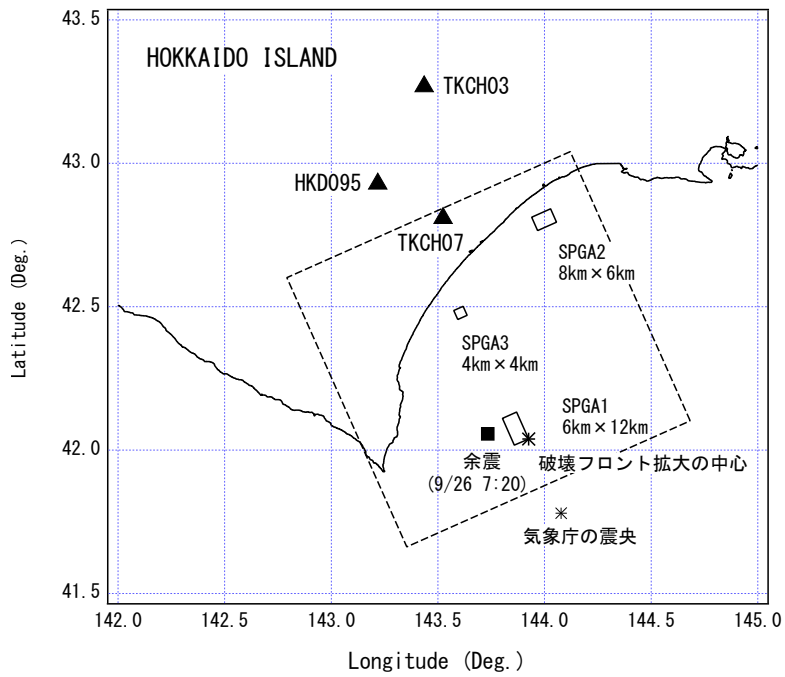


図-9 2003年十勝沖地震のSPGAモデル<sup>6)</sup>および以下に結果を示す地点(▲)



表-3 2003年十勝沖地震の SPGA モデル<sup>6)</sup>のパラメタ

全体	震源域の密度	3.1 g/cm <sup>3</sup>
	震源域の S 波速度	3.9 km/s
	走向	246°
	傾斜	18°
	破壊フロント中心	143.925E, 42.039N, 深さ 30.1 km
	破壊伝播速度	2.7 km/s
SPGA1	面積	6×12 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	4.2×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.6 s
	分割数	5×5×5
SPGA2	面積	8×6 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.1×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.6 s
	分割数	3×3×3
SPGA3	面積	4×4 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.4×10 <sup>25</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.4 s
	分割数	1×1×1

以下においては、この地震による TKCH07, TKCH03, HKD095 の 3 地点 (図-9) における強震動シミュレーション結果を示す。計算に際し、伝播経路の Q 値としては、佐藤・巽<sup>30)</sup>による東日本海溝型地震の Q 値 ( $Q = 114f^{0.92}$ ) を用いている。サイト増幅特性としては文献<sup>14)</sup>のものを用いている。位相特性の評価に用いる小地震記録は、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選ぶことが望ましく、ここでは対象地点に対して最も影響の大きい SPGA1 の近くで発生している 2003 年 9 月 26 日 7:20 の余震 (M5.2) の記録を用いている。この地震の震央を図-9 に示す。結果を図-10 および図-11 に示す。図-10 より、各地点の速度波形 (0.2-1Hz) の再現性は良好である。特に TKCH07 で観測されたパルス状の波形、HKD095 で観測されたサイクル数の多い継続時間の長い波形など、地点毎の特徴が良く捉えられている。これは、本手法では、堆積層が地震動のフーリエ振幅に及ぼす影響だけでなく、フーリエ位相に及ぼす影響についても考慮できるためである。

従来、海溝型巨大地震による強震動を予測するための震源のモデル化手法については様々な議論が行われてきた。例えば、地震調査研究推進本部<sup>31)</sup>は 2003 年十勝沖地震の強震記録に基づいて既往のモデル化手法の検証を行い、周期 1-5 秒の帯域での地震動の再現性に改善の余地があること、震源のモデル化や計算手法のさらなる改良も必要であることを指摘した。震源のモデル化に関しては、アスペリティ内部でのランダムな不均質の考慮<sup>32)</sup>、あるいは破壊伝播の複雑化<sup>33)</sup>など、どちらかと言えば震源モデルをより複雑化していく方向の提案も行われてきている。しかしながら、ここに示した事例からもわかるように、比較的シンプルな特性化震源モデルと経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の組み合わせにより、海溝型巨大地震による周期 1-5 秒の帯域の地震動は説明可能であることがわかる。このことは次節で述べる 2011 年東北地方太平洋沖地震に対する検討結果からもわかる。

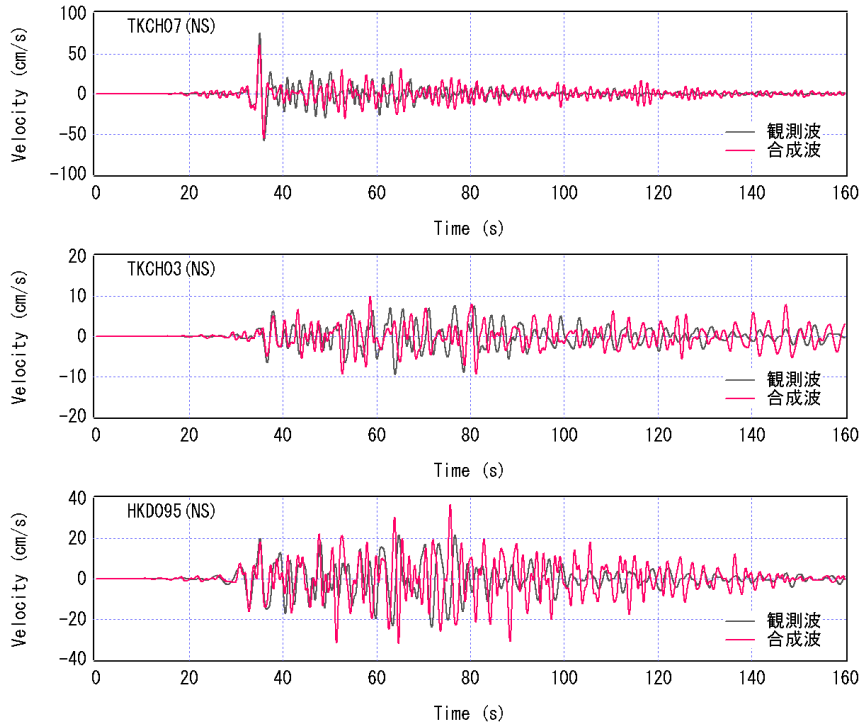


図-10 TKCH07, TKCH03, HKD095 の3地点における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

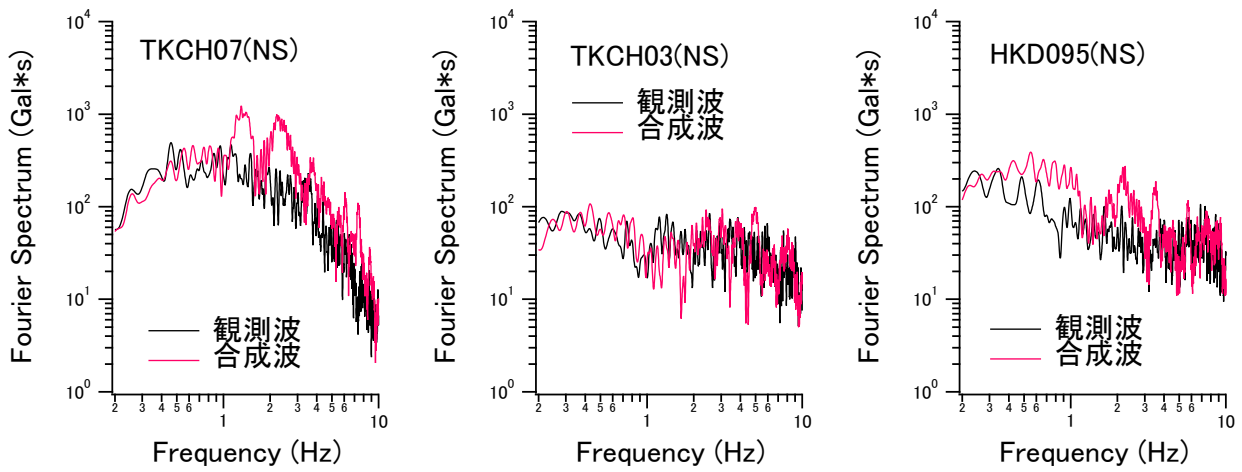
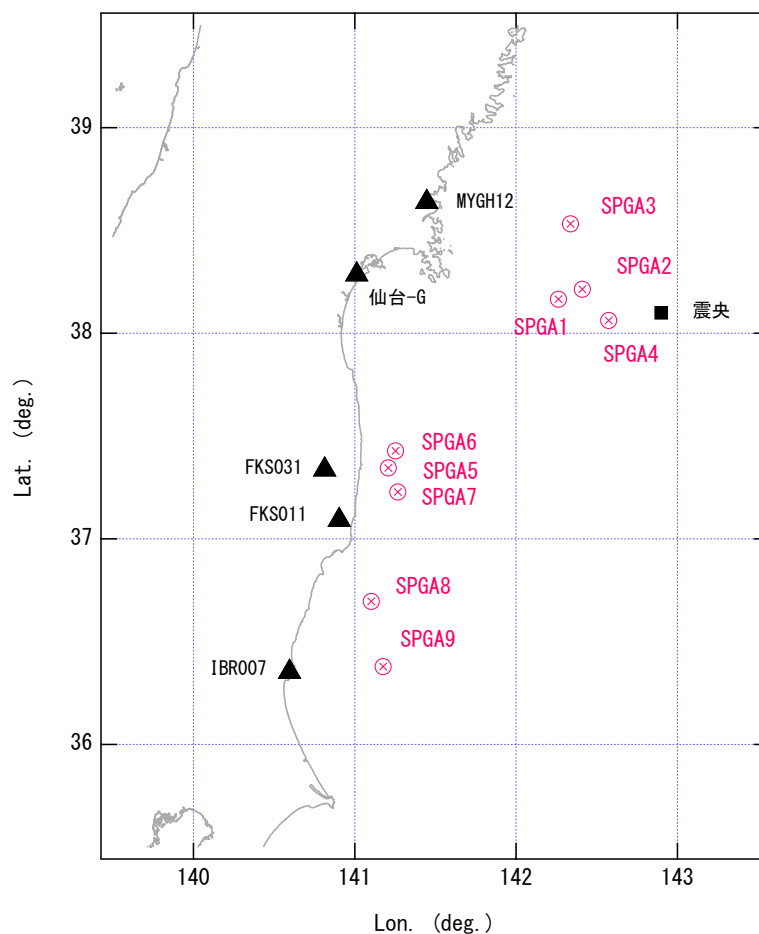


図-11 TKCH07, TKCH03, HKD095 の3地点における加速度フーリエスペクトルの再現 (水平2成分の自乗和平方根, バンド幅 0.05Hz の Parzen ウィンドウを適用)

### 3.3 2011年東北地方太平洋沖地震への適用例<sup>16)17)</sup>

2011年東北地方太平洋沖地震の際、震源に近い観測点で観測された0.2-1Hzの帯域の地震動はコヒーレントなパルスによって特徴付けられていた。この帯域の地震動がランダムなものとならずコヒーレントなものとなるという事実は、震源について多くのことを語っている。筆者<sup>16)</sup>は、これらのパルスを含む地震動を説明するため、**図-12**および**表-4**に示すように、宮城県沖から茨城県沖にかけて9つのSPGAを配した特性化震源モデルを構築した<sup>16)</sup>。この震源モデルを構成するサブイベントを、当初<sup>16)</sup>はスーパーアスペリティと呼んでいたが、その後、文献<sup>17)</sup>では、海溝型巨大地震においてパルス状の地震波を生成した領域をSPGAと呼ぶこととしており、この定義に照らして、本稿では**図-12**および**表-4**のサブイベントをSPGAと呼ぶ。



**図-12** 2011年東北地方太平洋沖地震のSPGAモデル<sup>16)</sup>および以下に結果を示す地点(▲)

以下においては、この地震によるMYGH12、仙台-G、FKS031、FKS011、IBR007の5地点(**図-12**)における強震動シミュレーション結果を示す。計算に際し、地震動エネルギーの水平2成分への分散を表す係数である $PRTITN$ は、水平2成分の自乗和が1であるとの制約の下に、水平2成分の観測結果をできるだけ再現できる値を選択している。伝播経路のQ値としては、佐藤・巽<sup>30)</sup>による東日本海溝型地震のQ値( $Q = 114f^{0.92}$ )を用いている。サイト増幅特性としては文献<sup>14)</sup>のものを用いている。位相特性の評価に用いる小地震記録は、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選ぶとの方針で選定<sup>16)</sup>している。結果を**図-13**および**図-14**に示す。**図-13**より、各地点のパルスを含む速度波形(0.2-1Hz)の再現性は良好である。なお、IBR007では後続位相が過大評価となっているが、これは表層地盤の非線形挙動を考慮していないためである可能性がある。

表-4 2011年東北地方太平洋沖地震の SPGA モデル<sup>16)</sup>のパラメタ

全体	震源域の密度	3.1 g/cm <sup>3</sup>
	震源域の S 波速度	3.9 km/s
	走向	203°
	傾斜	10°
	破壊フロント中心	SPGA 毎に設定
	破壊伝播速度	3.0 km/s
SPGA1	面積	3×2 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.8×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.17 s
	分割数	5×5×5
SPGA2	面積	4×3 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.8×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.25 s
	分割数	5×5×5
SPGA3	面積	4×2 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.4×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.17 s
	分割数	5×5×5
SPGA4	面積	3.5×3 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.1×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.25 s
	分割数	5×5×5
SPGA5	面積	3×4 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.3×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.33 s
	分割数	5×5×5
SPGA6	面積	3×4 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.3×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.33 s
	分割数	8×8×8
SPGA7	面積	6×2 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.5×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.17 s
	分割数	8×8×8
SPGA8	面積	8×3 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	0.9×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.25 s
	分割数	5×5×5
SPGA9	面積	7×7 km <sup>2</sup>
	地震モーメント	2.0×10 <sup>26</sup> dyne-cm
	ライズタイム	0.58 s
	分割数	8×8×8

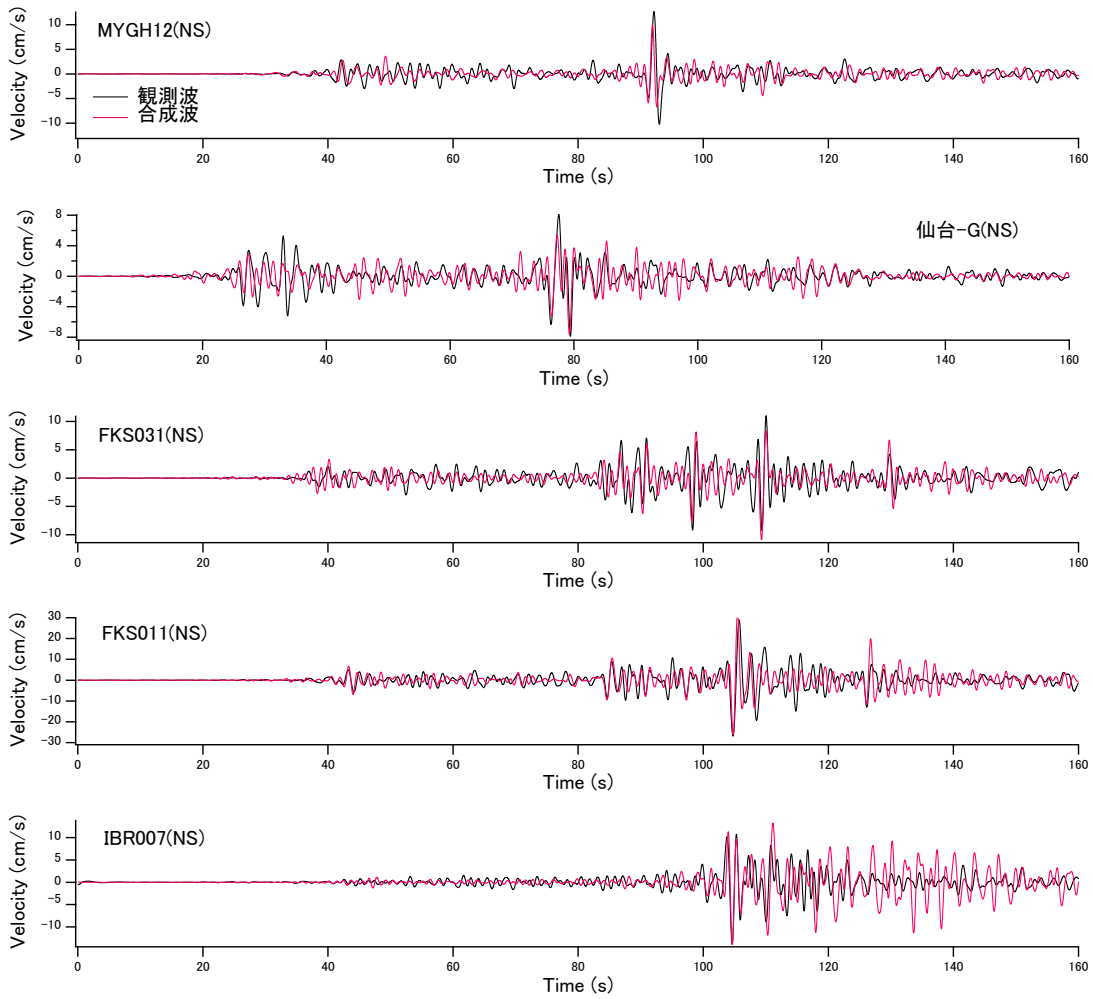


図-13 MYGH12, 仙台-G, FKS031, FKS011, IBR007 の5地点における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

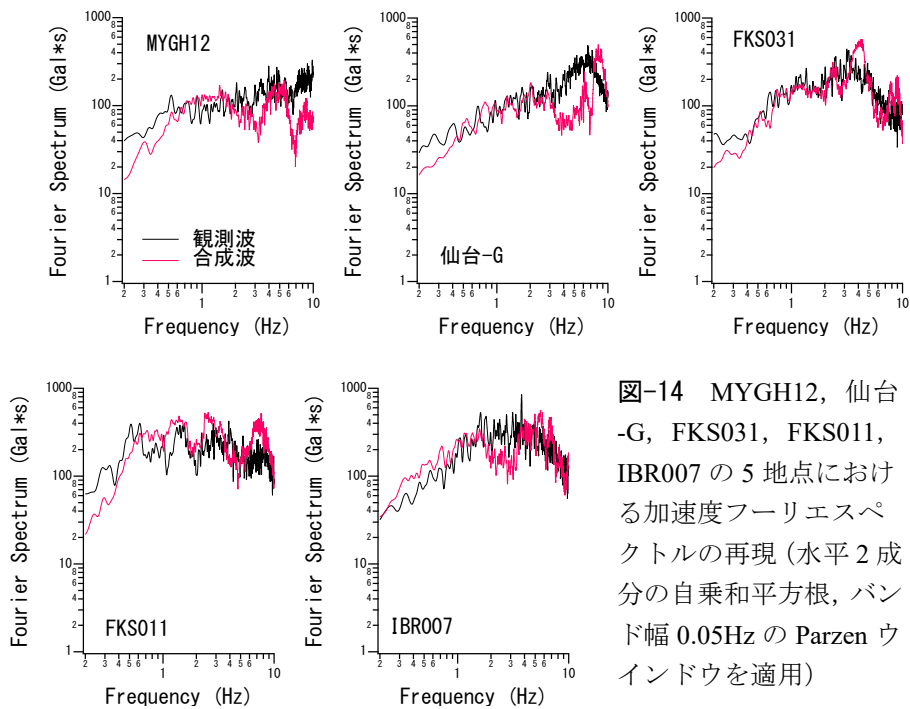


図-14 MYGH12, 仙台-G, FKS031, FKS011, IBR007 の5地点における加速度フーリエスペクトルの再現 (水平2成分の自乗和平方根, バンド幅 0.05Hz の Parzen ウィンドウを適用)

#### 4. 経験的グリーン関数法との比較

本稿で述べた修正経験的グリーン関数法と一般的な経験的グリーン関数法との比較を表-5に示す。表-5からわかるように、小地震波形のフーリエ位相と重ね合わせ方法は共通である。唯一の違いは小地震波形のフーリエ振幅であり、修正経験的グリーン関数法では $\omega^{-2}$ モデルに従う震源特性と伝播経路特性・サイト増幅特性の積として小地震波形のフーリエ振幅が与えられるのに対し、一般的な経験的グリーン関数法では、選択した特定の小地震記録の震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性でフーリエ振幅が決まる。一般に個々の小地震記録の震源スペクトルは多少なりとも $\omega^{-2}$ モデルから外れているものであることを踏まえれば、修正経験的グリーン関数法は、震源スペクトルが $\omega^{-2}$ モデルに従うように補正を加えた経験的グリーン関数法であると言える。一般的な経験的グリーン関数法に関する説明の中で筆者は、経験的グリーン関数法の利用上の注意点として、①小地震記録がたまたまラディエーションの谷にあたる観測点で取得されている場合もあり、その記録を用いると合成結果が過小評価となる恐れがあるから、小地震記録がどのような条件下で観測された記録であるか確認する必要があること、②小地震記録の応力降下量を確認する必要があること、③小地震記録の震源スペクトルが $\omega^{-2}$ モデルから大きく外れていないか確認する必要があること、を指摘した。したがって、これらの検討が必要となる経験的グリーン関数法は専門家向けの方法であると指摘したが、実は専門家にとってもこれらの検討はそれほど簡単ではない。修正経験的グリーン関数法ではこれらの作業が必要でないという点は、修正経験的グリーン関数法の明らかな利点として指摘できる。

表-5 一般的な経験的グリーン関数法と修正経験的グリーン関数法の比較

	一般的な経験的グリーン関数法	修正経験的グリーン関数法
小地震波形のフーリエ振幅	選択した小地震記録の振幅	$S(f)P(f)G(f)$
小地震波形のフーリエ位相	選択した小地震記録の位相	選択した小地震記録の位相
重ね合わせ方法	入倉他(1997)など	入倉他(1997)など

#### 5. 計算プログラムについて

修正経験的グリーン関数法による地震動計算プログラムが文献<sup>3)</sup>の付録 CD および港湾空港技術研究所のホームページで公開されている。

#### 謝辞

本稿では関西地震観測研究協議会および防災科学技術研究所の取得した強震記録を利用しています。記して謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 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—統計的波形合成法による予測—, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9, 1991.
- 2) 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 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.
- 3) 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.
- 4) 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, 第65巻, 第3号, pp.808-813, 2009.
- 5) 日本港湾協会編: 港湾の施設の技術上の基準・同解説, 2018.

- 6) 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ー内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討, 港湾空港技術研究所資料, No.1120, 2006.
- 7) 野津厚, 山田雅行, 長尾毅: 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した盆地生成表面波のシミュレーションー九州地方のカルデラを例としてー, 土木学会論文集 A, 第 62 巻, 第 4 号, pp.891-905, 2006.
- 8) 野津厚, 長尾毅, 山田雅行: スペクトルインバージョンに基づく全国の強震観測地点におけるサイト増幅特性とこれを利用した強震動評価事例, 日本地震工学会論文集, 第 7 巻, 第 2 号, pp.215-234, 2007.
- 9) Nozu, A., Nagao, T. and Yamada, M.: Simulation of strong ground motions based on site-specific amplification and phase characteristics, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, CD-ROM, 2006.
- 10) 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.
- 11) Brune, J.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
- 12) Brune, J.: Correction, Journal of Geophysical Research, Vol.76, p.5002, 1971.
- 13) 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, 第 39 巻, pp.579-593, 1986.
- 14) 野津厚, 長尾毅: スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料 No.1112, 2005.
- 15) 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, 2, B25, 1997.
- 16) 野津厚: 東北地方太平洋沖地震を対象とした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, 第 12 巻, pp.21-40, 2012.
- 17) 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, 第 12 巻, pp.209-228, 2012.
- 18) 釜江克宏, 入倉孝次郎: 1995 年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第 500 号, pp.29-36, 1997.
- 19) 山田雅行, 平井俊之, 岩下友也, 釜江克宏, 入倉孝次郎: 兵庫県南部地震の震源モデルの再検討, 日本地震学会講演予稿集, A14, 1999.
- 20) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南荘淳: 常時微動アレー観測による大阪堆積盆地深部 S 波速度構造のモデル化, 地震 2, 第 51 巻, pp.31-40, 1998.
- 21) Petukhin, A., K. Irikura, S. Ohmi and T. Kagawa: Estimation of Q-values in the seismogenic and aseismogenic layers in the Kinki region, Japan, by elimination of the geometrical spreading effect using ray approximation, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.93, pp.1498-1515, 2003.
- 22) 鶴来雅人, 澤田純男, 宮島昌克, 北浦勝: 関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, Vol.48A, pp.577-586, 2002.
- 23) 川瀬博: 震源近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能ー1995 年兵庫県南部地震での震災帯の成因に学ぶー, 第 10 回日本地震工学シンポジウムパネルディスカッション資料集, pp.29-34, 1998.
- 24) Heaton, T. H.: Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.64, pp.1-20, 1990.
- 25) Day, S.: Three-dimensional finite difference simulation of fault dynamics: rectangular faults with fixed rupture velocity, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.72, pp.705-727, 1982.
- 26) 片岡正次郎, 日下部毅明, 村越潤, 田村敬一: 想定地震に基づくレベル 2 地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.15, 2003.
- 27) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seismological Research Letters, Vol. 69, pp.309-332, 1998.

- 28) Aoi, S., K. Obara, S. Hori, K. Kasahara and S. Okada: New strong-motion observation network: KiK-net, EOS, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 81, p.329, 2000.
- 29) Nozu, A. and K. Irikura: Strong-motion generation areas of a great subduction-zone earthquake: waveform inversion with empirical Green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.98, pp.180-197, 2008.
- 30) 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.
- 31) 地震調査研究推進本部：2003 年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について，2004.
- 32) Sekiguchi, H., M. Yoshimi, H. Horikawa, K. Yoshida, S. Kunimatsu and K. Satake: Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, Journal of Seismology, Vol.12, pp.185-195, 2008.
- 33) 渡辺基史，藤原広行，佐藤俊明，石井透，早川崇：断層破壊過程の複雑さが強震動予測結果に及ぼす影響とその支配的パラメータの抽出－2003 年十勝沖地震に対する検討－，地震 2，第 60 巻，pp.253-265，2008.