



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

野津厚¹⁾、長尾毅²⁾、山田雅行³⁾

1) 独立行政法人港湾空港技術研究所、主任研究官 工博

e-mail: nozu@pari.go.jp

2) 国土技術政策総合研究所、室長 工博

e-mail: nagao-t92y2@ysk.nilim.go.jp

3) 株式会社ニュージェック、チームマネージャー 工修

e-mail: yamadams@newjec.co.jp

要約

本研究は、全国のK-NET、KiK-net等の強震記録に対してスペクトルインバージョンを適用し、強震観測地点におけるサイト増幅特性を求め、また、これを利用した強震動シミュレーションを実施し、その有用性を示したものである。スペクトルインバージョンに関しては、すでに類似の研究も行われているが、本研究では、後続位相を含む波形全体から計算されるフーリエスペクトルを解析の対象とすることにより、古和田他の方法による強震動評価に適したサイト増幅特性の算定を行っている。また、基準観測点の選定に関しても新たなクライテリアを設けている。解析の結果得られた震源スペクトルから地震モーメントを計算したところ、F-netのCMT解と良く一致する結果となった。また、算定されたサイト増幅特性を利用し、既往の内陸活断層地震および海溝型地震を対象に、古和田他の方法による強震動シミュレーションを実施した結果、適切な震源モデルさえ与えられれば、0.2-1Hzの速度波形を適切に評価できる見通しが得られた。

キーワード：地震動， サイト増幅特性， 位相特性， スペクトルインバージョン， 強震動評価

1. はじめに

一般に地震動は震源断層の破壊過程の影響（震源特性）と震源から地震基盤に至る伝播経路の影響（伝播経路特性）、それに地震基盤から地表に至る堆積層の影響（サイト特性）の三者によって決まる。このうち、サイト特性としては、工学的基盤面より上方の表層地盤の影響と、工学的基盤面より下方の深層地盤の影響とがある。従来、土木建造物の耐震設計では、データの豊富な表層地盤の影響についてのみ地点毎に評価することが多かったが、深層地盤の影響についても地点毎に評価することが本来は必要である¹⁾。深層地盤の影響を含む形でサイト特性を評価する方法の一つとして、地下構造探査の結果に基づいて対象地点周辺の地下構造モデルを作成し、弾性波動論によりサイト特性の評価を行う方法がある。しかしながらこの方法は詳細

な地下構造情報を必要としており、情報の多寡に応じて、適用できる地域や地震動の周波数に制約があるのが実状である。深層地盤の影響を含む形でサイト特性を評価するためのもう一つの方法として、強震記録を利用する方法がある。これにはいくつかのバリエーションがあるが、最もよく利用される方法としてスペクトルインバージョン²⁾がある。この方法による場合、対象地域の地下構造情報の多寡に左右されることなく、深層地盤の影響を含む形でサイト増幅特性を評価することができる。なお、ここで「サイト増幅特性」なる用語を用いたが、以下本稿では、堆積層が地震動のフーリエ振幅スペクトルに与える影響を指す用語として「サイト増幅特性」を、堆積層が地震動に及ぼす影響を一般的に指す用語として「サイト特性」を用いる。

強震記録に基づくサイト増幅特性の評価は、点的な評価にとどまり、強震観測が行われていない地点に応用できないというデメリットを有することも事実である。しかしながら、土木工学の分野における強震動評価は、多くの場合、重要構造物の設計入力地震動の策定を目的としており、その場合、対象構造物の建設予定地点は比較的早い時期に決まっていることが一般的である。従って、耐震設計の実施に先立ち、現地数年程度の地震観測を行えば、サイト増幅特性の評価に必要な中小地震記録を取得できる場合も多いものと考えられる。このようなデータの存在を前提とすることができるならば、上述のデメリットは重要ではないことになる。

以上のような背景の下、本研究では、全国の K-NET³⁾、KiK-net⁴⁾、港湾、空港および関西地震観測研究協議会の強震記録に対してスペクトルインバージョンを適用し、サイト増幅特性の評価を実施した。また、算定されたサイト増幅特性を利用し、既往の内陸活断層地震および海溝型地震を対象とした強震動シミュレーションを実施し、その有用性を示した。

スペクトルインバージョンに関しては、すでに全国規模の解析も実施され、その結果が報告されている⁵⁾⁶⁾。それらの研究と比較した場合の本研究の特徴として、まず、後続位相を含む波形全体から計算されるフーリエスペクトルを解析の対象としている点を挙げることができる。これは、本研究では古和田他⁷⁾の方法による強震動評価に適したサイト増幅特性の算定を意図しているためである。古和田他⁷⁾の方法では、後述のように、後続位相を含むフーリエスペクトルに関するサイト増幅特性を用いることが必要となる。また、本研究の特徴の第二点として、後述のように、基準観測点の選定に関して新たなクライテリアを設けている。また、その妥当性を検討するため、得られた震源スペクトルから対象地震の地震モーメントを算定し、これを F-net の CMT 解と比較している。

強震動シミュレーションは、内陸活断層地震である 1995 年兵庫県南部地震と、海溝型地震である 1968 年十勝沖地震および 2003 年十勝沖地震を対象として実施した。1995 年兵庫県南部地震については、既往の震源モデルを用い、アスペリティに起因する velocity pulse が良好に再現されるかという点に最も注目して解析を実施した。1968 年十勝沖地震および 2003 年十勝沖地震については、今回新たに特性化震源モデル（内部において最終すべり量等が一樣な矩形アスペリティの組み合わせによる震源モデル）を構築し、特にサイト増幅特性の顕著な地点での波形合成結果に注目して解析を実施した。

2. スペクトルインバージョンの方法

いま M 個の地震 ($i=1,2,\dots,M$) の記録が N 個の観測点 ($i=1,2,\dots,N$) で得られているものとする。そのとき、観測記録のフーリエ振幅スペクトルは震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性の積として式(1)で表現することができる^{例えば2)}。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) P_{ij}(f) G_j(f) \quad (1)$$

ここに $S_i(f)$ は第 i 地震の震源特性（震源スペクトル）、 $P_{ij}(f)$ は第 i 地震の震源から第 j 地点の地震基盤までの伝播経路特性、 $G_j(f)$ は第 j 地点のサイト増幅特性である。伝播経路特性は、震源から球面状に広がる実体波の幾何減衰 ($1/r$) と非弾性減衰を考慮すると、次式で表すことができる。

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{r_{ij}} \exp\left(-\pi f r_{ij} / QV_s\right) \quad (2)$$

式(2)の r_{ij} は震源距離、 V_s は伝播経路における平均的な S 波速度である。式(1)の両辺の常用対数をとると次式を得る。

$$\log O_{ij} = \log S_i + \log P_{ij} + \log G_j \quad (3)$$

ここでは表現を簡単にするため、周波数への依存を示す f を省略した。本研究では、 Q 値は既知のものを与え、震源特性 S_i とサイト増幅特性 G_j の併せて $M+N$ 個の未知数を周波数毎に最小自乗法で求める。

さて、式(3)を解こうとするとき、震源特性 S_i とサイト増幅特性 G_j の間にはトレードオフの関係がある。例えば、ある S_i と G_j の組み合わせが解であるとするとき、 $S_i/2$ と $2G_j$ の組み合わせも解となってしまう。このことを避けるための方法として、あらかじめ選定した岩盤観測点（基準観測点という）において、サイト特性は 1 であるとする方法がある。岩盤サイトと見なすことのできる特定の観測点を基準観測点とすることもあがあるが、表層の風化等の影響により、基準観測点において特定の周波数が増幅されやすい場合も考えられる。その場合、インバージョンの結果として得られる他のサイトの増幅特性には、物理的に意味のない谷が生じることになる。このことを避けるため、ここでは次の考え方⁸⁾で基準観測点の選定を行った。まず、予備的解析の結果に基づき、周波数ごとにサイト増幅特性の最も小さい地点を基準観測点として選定する。ただし、軟弱地盤において高周波数領域の振幅が小さくなることを考慮し、基準観測点として採用する地点を表層付近の S 波速度が十分に大きい地点に限定する。具体的には地表から 10m までの平均 S 波速度が 400m/s 以上の地点から基準観測点を選択する。また、個々の記録の特性が結果に大きく影響することを避けるため、複数

(5 地震程度) の観測記録が得られている地点に限定する。以上の考え方で選定された基準観測点が妥当なものであるかについては、実際にインバージョンを行った結果得られる震源特性 S_i の低周波部分が CMT 解（ここでは防災科学技術研究所の F-net によるもの）と整合するか等の検討を踏まえた上で判断することとした。

スペクトルインバージョン（もしくは他の方法）に基づいてサイト増幅特性を算出する場合、観測スペクトルをどのような時間区間から算定するかについて、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、そのフーリエスペクトルを解析対象とする考え方である^{2,5,6)}。もう一つは、S 波だけでなく後続位相も対象としてフーリエスペクトルを算出し、これを解析対象とする考え方である^{9,10,11)}。前者の場合、「S 波部分」に関するサイト増幅特性が求まることになり、後者の場合、S 波と後続位相を併せた部分のサイト増幅特性が求まることになる。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、本研究の場合、算定されたサイト増幅特性を用いて、古和田他⁷⁾の方法により、S 波のみならず後続位相の寄与も考慮した強震動評価を行うことを意図しているため、後者の立場をとる。

ただし、地震動の後続位相には、盆地生成表面波^{例えば12)}の他に、 L_g 波^{例えば13)}など、震源に由来する表面波も含まれる場合がある。このうち盆地生成表面波は、堆積層の影響によるものであるから、盆地生成表面波の観測スペクトルへの寄与は G_j に含まれるものと考えれば、盆地生成表面波を含む観測スペクトルに対して式(1)を適用しても特段の矛盾は生じない。しかしながら、 L_g 波のように震源に由来する表面波については、伝播経路が S 波と異なっており、また、式(2)で仮定するような実体波的な幾何減衰も当てはまらないため、式(1)を適用することは適切でない。従って、式(1)に基づいてサイト増幅特性を算定しようとする場合には、震源に由来する表面波の影響を可能な限り避ける必要がある。そのため、本研究では、震央距離 150km 以上の記録を解析から除外することとした。以上を整理すると、本研究では、盆地生成表面波については積極的に解析対象として取り込もうとしており、その一方で、震源に由来する表面波については可能な限り解析から排除しようとしている。

フーリエスペクトルを算出する時間区間に関連して、本研究では、スペクトルインバージョンを次の二段階に分けて実施することとした。まず、第一段階では、S 波を含む 40 秒間のデータを対象として観測スペクトル O_{ij} を算出し、既知の Q 値を与え、式(3)を解くことにより S_i を求める。第二段階では、S 波と後続位相を

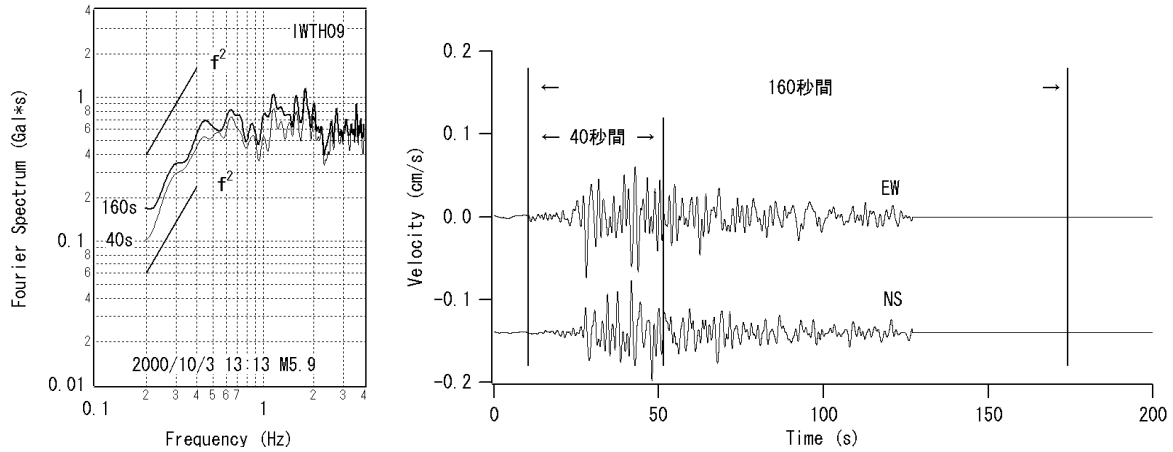


図1 40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合のフーリエスペクトルの比較（左）とスペクトルの算定に用いた時間区間（右）

含む160秒間のデータを対象として観測スペクトル O_j を再度算定し、既知の Q 値と先に求めた S_i を与え、式(3)を解くことにより G_j を求める。このように、解析を二段階に分けて実施することとしたのは、岩盤観測点といえども、40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合とでは、算定されるフーリエスペクトルに違いのある場合も見受けられたためである。図1にその一例を示す。この例では、2000年10月3日13:13の地震(M5.9)に対し、IWTH09でのフーリエスペクトルを計算している。IWTH09は東北・北海道地方の解析では0.2Hz付近で基準観測点に選定されている岩盤サイトである。図1に示すように、40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合では、フーリエスペクトルに違いが見られ、特に0.2Hz付近での違いが著しい。なお、加速度波形を積分して求めた速度波形(0.1-1Hz)と、フーリエスペクトルの算出に用いた時間区間を図1に併記している。堆積平野の観測点であれば、盆地生成表面波の影響を受けるため、40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合でフーリエスペクトルが異なることは当然である。しかし、この場合、岩盤観測点であるにも関わらず、40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合でフーリエスペクトルに違いが見られるのは、震源に由来する表面波の影響である可能性がある。本研究では、震央距離150km以上の記録を解析対象から除外しているものの、解析対象とした記録には震源に由来する表面波の影響が残されている可能性がある(ここに示した記録の震央距離は144km)。この場合、もしも160秒間のデータを用いて震源スペクトルの算定を行ったならば、震源に由来する表面波の影響により震源スペクトルを過大評価する可能性がある。ここでは、このような過大評価を避けるため、震源スペクトルを算定する場合に限り40秒間のデータを用いる。こうして算定された震源スペクトルの低周波部分は、以下に述べるように、F-netのCMT解ともよく一致するため、40秒間のデータから震源スペクトルを算定することは妥当であると考えられる。本研究ではサイト増幅特性の算定を160秒間のデータを用いて実施することとしているため、40秒間のデータを用いる場合と160秒間のデータを用いる場合で基準観測点のフーリエスペクトルに違いがあれば、その違いは本研究では基準観測点のサイト増幅特性として取り扱われることになる。また、基準観測点以外でも、160秒間のデータに震源に由来する表面波の影響が含まれていれば、最終的に求まるサイト増幅特性にはその影響が含まれている可能性がある。

その他の解析条件について以下に述べる。規模の小さい地震の記録は低周波側でS/N比の良好でない場合が多い。ここでは、低周波側は0.2Hzまで精度を確保することを意図し、M4.5以上の記録を用いることとした。また、解析に用いる各々の記録について、低周波側でのスペクトルの傾きに基づき、低周波側でのS/N比の確認を行った。一方、規模の大きい地震の記録は、震源断層の破壊過程の影響を受けやすく、方位に関係なく一つの震源特性を考慮することが適切でなくなる。そこで、M6.0以上の記録の使用を避け、M4.5以上M6.0未満の地震の記録を解析に用いることとした。表層地盤の非線形挙動の影響を避けるため、最大加速度が100Galを越える記録は解析から除外した。すべての解析対象記録について水平2成分のフーリエスペクトル

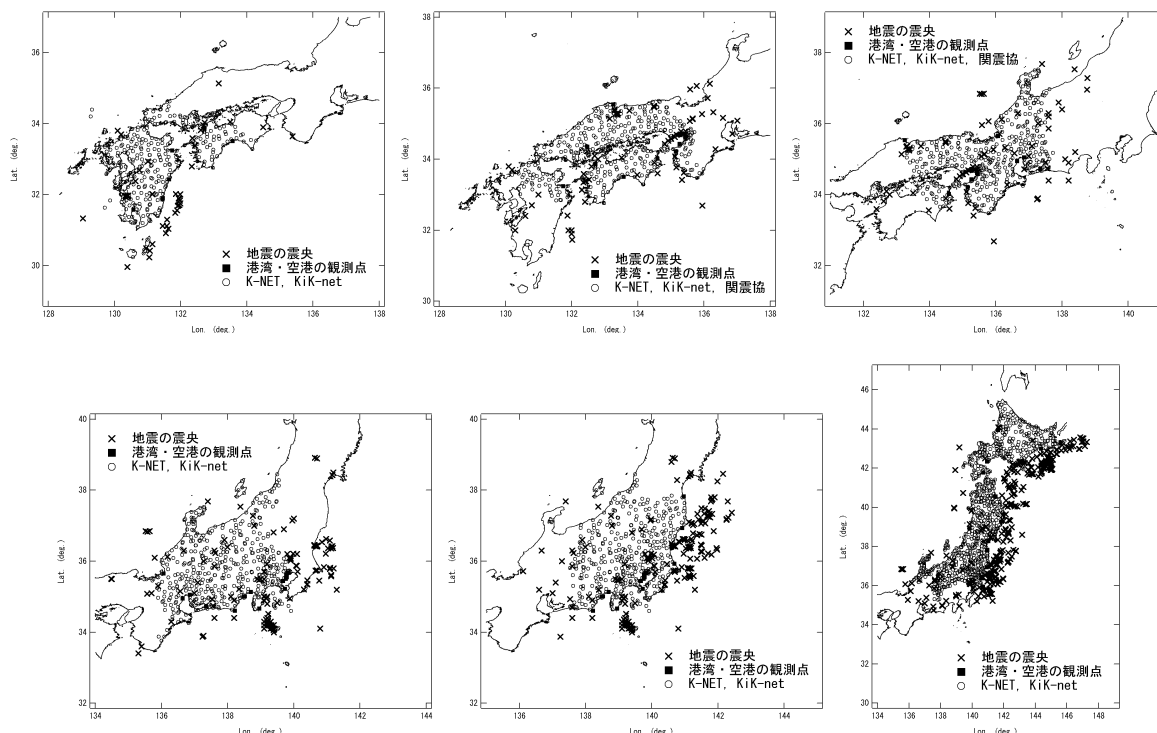


図2 対象地震の震央と観測点の位置。上段は左から九州ブロック、中国・四国ブロック、近畿ブロック。下段は左から中部ブロック、関東ブロック、東北・北海道ブロック。

ルを算出し、そのベクトル和を求め、バンド幅 0.05Hz の Parzen ウィンドウを作用させた。

解析は九州、中国・四国、近畿、中部、関東、東北・北海道の 6 つのブロックで実施した。各ブロックの解析で用いた観測点と地震の震央を図 2 に示す。図 2 に示すように、隣り合うブロック間で算定されるサイト増幅特性の連続性を保つため、観測点を重複させている。九州ブロックでは、九州地方の 213 地点に中国地方の 33 地点と四国地方の 55 地点を加えた計 301 地点を対象とし、48 の地震による 1949 の記録 (3898 の水平成分) を用いて解析を行った。中国・四国ブロックでは、中国・四国地方の 243 地点に九州地方の 56 地点と近畿地方の 106 地点を加えた計 405 地点を対象とし、63 の地震による 3092 の記録 (6184 の水平成分) を用いて解析を行った。近畿ブロックでは、近畿地方の 194 地点に中国・四国地方の 75 地点と四国地方の 153 地点を加えた計 422 地点を対象とし、72 の地震による 3354 の記録 (6708 の水平成分) を用いて解析を行った。中部ブロックでは、中部地方の 316 地点に近畿地方の 44 地点と関東地方の 108 地点を加えた計 468 地点を対象とし、240 の地震による 5401 の記録 (10802 の水平成分) を用いて解析を行った。関東ブロックでは、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 地点を対象とし、295 の地震による 8982 の記録 (17964 の水平成分) を用いて解析を行った。東北・北海道ブロックでは、東北・北海道地方の 474 地点に中部地方の 139 地点と東北地方の 82 地点を加えた計 695 地点を対象とし、318 の地震による 11496 の記録 (22992 の水平成分) を用いて解析を行った。伝播経路の Q 値については、本研究では既知の値を用いており、九州ブロックの解析では加藤¹⁴⁾により鹿児島県および熊本県を対象に求められている Q 値 ($Q=104 \times f^{0.63}$)、中国・四国ブロックの解析では佐藤・巽⁵⁾による西日本海溝型地震の Q 値 ($Q=152 \times f^{0.38}$)、近畿ブロックの解析では Petukhin et al.¹⁵⁾による "aseismic zone" の Q 値 ($Q=90 \times f^{0.8}$)、中部・関東・東北・北海道ブロックの解析では佐藤・巽⁵⁾による東日本海溝型地震の Q 値 ($Q=114 \times f^{0.92}$) をそれぞれ用いた。

3. スペクトルインバージョンの結果

3.1 震源特性

各ブロックの解析で得られた震源特性（震源スペクトル）を図3に示す。これを見ると、低周波側には周波数の自乗に比例する部分が見受けられ（規模が大きめの地震では0.2-0.3Hz付近、規模が小さめの地震では0.5-1.0Hz付近）、概ね ω^{-2} モデル¹⁶⁾に従うものとなっている。なお図3に示すスペクトルには自由地表面による増幅の効果(=2)は含まれていない。

2. で述べたように、スペクトルインバージョンでは基準観測点に関する仮定を必要としているため、震源スペクトルの算定結果は基準観測点の選定次第では変わりうるものである。仮に岩盤でない観測点が基準観測点として選定されていれば、震源スペクトルは過大評価となる。そこで、図3の震源スペクトルから各々の地震の地震モーメントを算出し、これをF-net（防災科学技術研究所、www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html）のCMT解と比較することにより、基準観測点選定の妥当性について検討を行った。地震モーメントの算定にあたっては、図3の震源スペクトルから変位スペクトルの低周波側のフラットレベル U_0 を読みとり、次式により地震モーメント M_0 を算定した。

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_s^3}{R_{0\phi} \cdot PRTTN} U_0 \quad (4)$$

ここに ρ と V_s は震源付近の媒質の物性である。ここでは、得られた地震モーメントをF-netのものと比較するため、福山他¹⁷⁾の地下構造モデルから当該地震の深さに対応する媒質を選び、その物性を式(4)で用いた。 $R_{0\phi}$ はラディエーション係数であり、ここでは全方位の平均値0.63とした。 $PRTTN$ は地震波のエネルギーの水

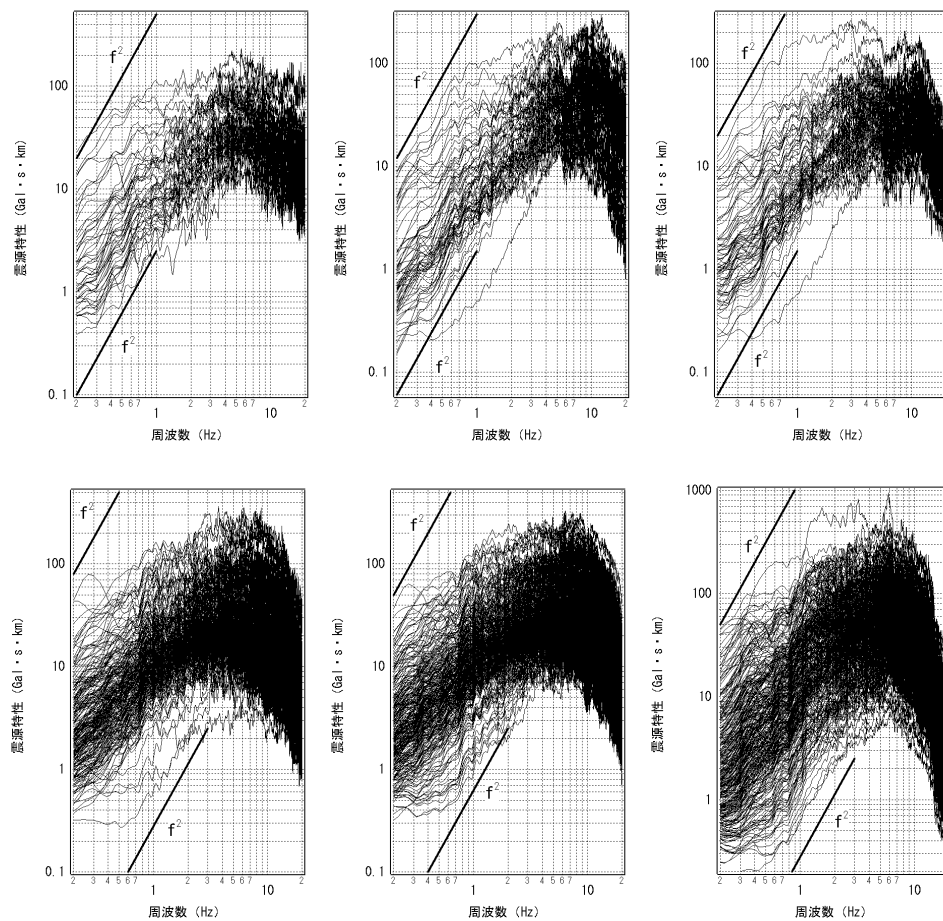


図3 算定された震源スペクトル。上段は左から九州ブロック、中国・四国ブロック、近畿ブロック。下段は左から中部ブロック、関東ブロック、東北・北海道ブロック。

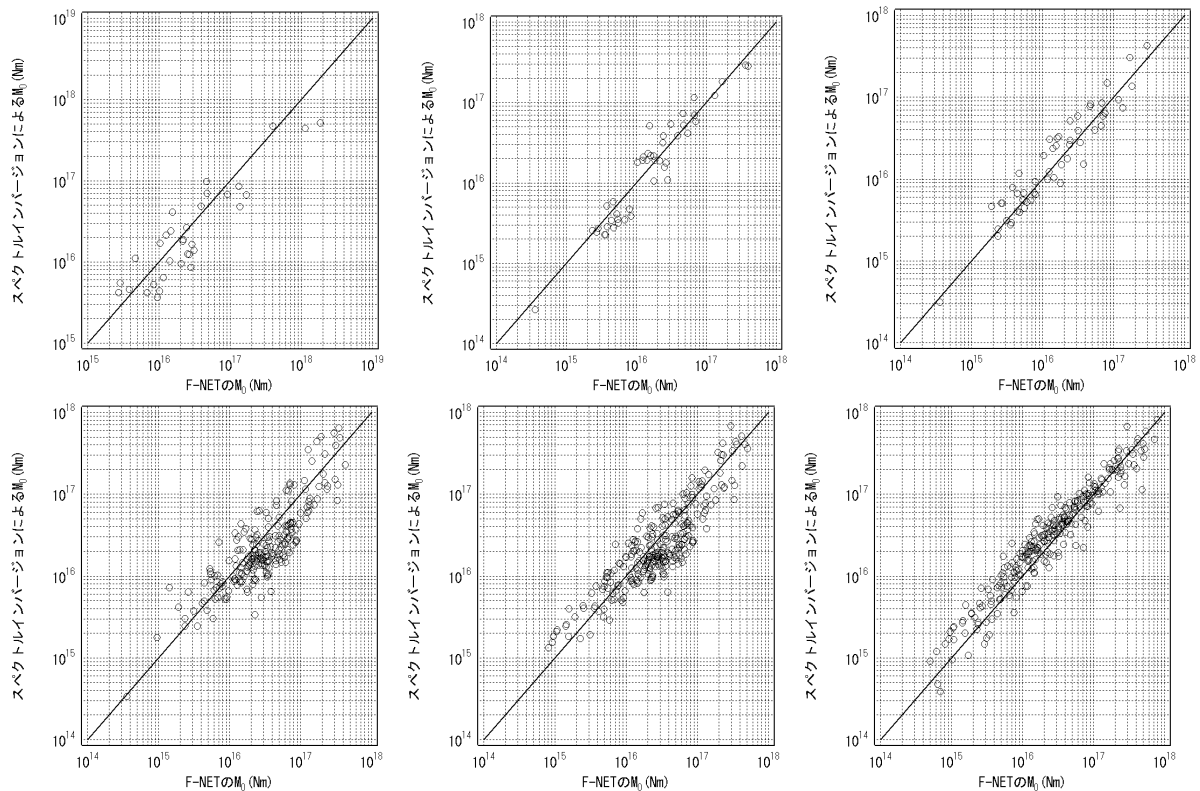


図4 震源スペクトルから求めた M_0 と F-net の M_0 の比較。上段は左から九州ブロック、中国・四国ブロック、近畿ブロック。下段は左から中部ブロック、関東ブロック、東北・北海道ブロック。

平 2 成分への分配を示す係数であるが、ここで対象としているスペクトルはもともと水平 2 成分のベクトル和であるため、ここでは $PRITN=1$ とした。震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較結果を図 4 に示す。同図に示すように、震源スペクトルから求めた地震モーメントは F-net の地震モーメントと概ね整合していることから、少なくとも地震モーメントの算定にかかわるような低周波側（概ね 1Hz 以下）においては、2. で述べた考え方により、適切な基準観測点が選定されているものと考えられる。なお、基準観測点としては、各ブロックとも数カ所程度の非常に堅固な観測点が選定されている（九州ブロックの例が野津他¹⁸⁾に掲載されている）。図 4 にみられるばらつきの原因は現時点では明らかでないが、例えば伝播経路特性の取り扱いを精緻化することなどにより、将来的にはばらつきを低減できる可能性があると考えている。

3.2 サイト増幅特性

算定されたサイト増幅特性について以下に述べる。紙面の制約から、ここでは特徴的な地域をいくつか選定し、そのサイト増幅特性について述べる。なお、算定された全地点のサイト増幅特性のデジタル値を港空研資料 No.1112¹⁹⁾の付録 CD に収録しているので、興味のある方は参考にしていただきたい。九州地方では、周期数秒の帯域で著しく大きなサイト増幅特性を示す地点がピンポイント的に存在していること、また、その多くはカルデラのような火山性の地形・地質と対応づけられること等がわかってきた。九州地方のサイト増幅特性に関しては野津他¹⁸⁾に詳しく記述しているので参考にしていただければ幸いである。

鳥取県から島根県にかけての日本海側には中海と宍道湖を取り囲むように沖積平野が分布している（米子、境港、松江、出雲等を含む地域）。図 5 左に示す沖積平野とその南の中国山地に位置する観測点に対して算定されたサイト増幅特性を図 5 右に示す。図 5 右のサイト増幅特性は基準観測点におけるサイト増幅特性を 1 として示している。以下、本稿においてサイト増幅特性を示す場合にはいずれもこの規則に従うものとする。沖積平野に位置する港湾地域強震観測の境港-G、K-NET の TTR008（米子）、SMN002（松江）、SMN005（出

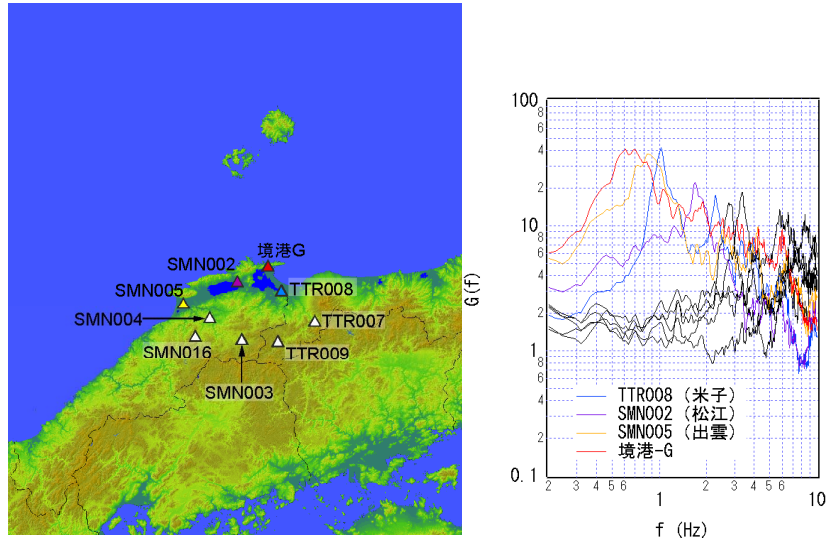


図5 中海・宍道湖周辺の観測点（左）とそこでのサイト増幅特性（右）
 (サイト増幅特性の小さい中国山地の観測点を黒、沖積平野の観測点をそれ以外の色で示している)

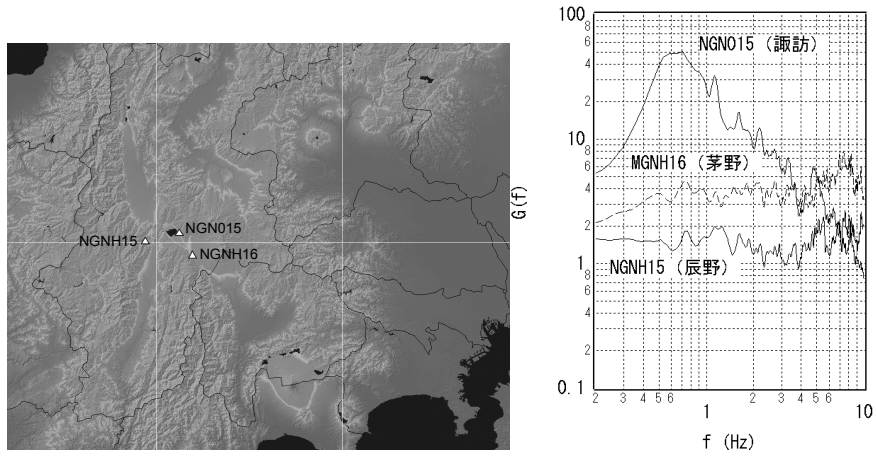


図6 諏訪湖周辺の観測点（左）とそこでのサイト増幅特性（右）

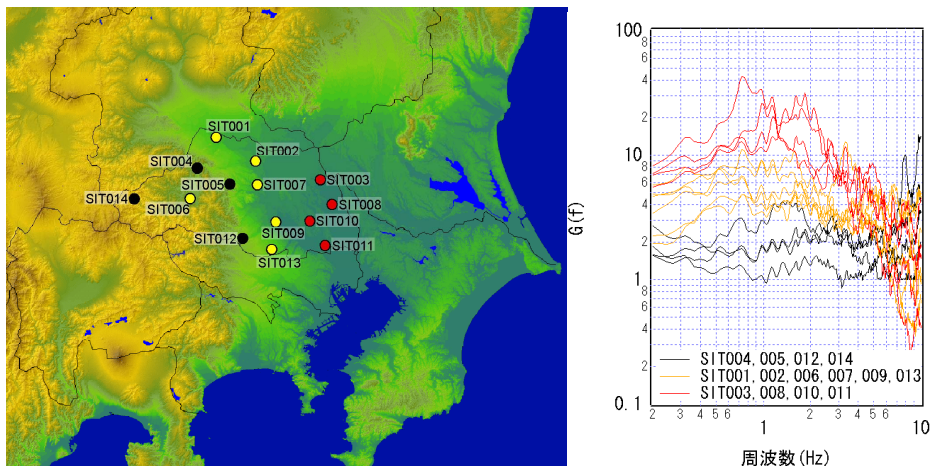


図7 埼玉県におけるK-NET 観測点（左）とそこでのサイト増幅特性（右）
 (サイト増幅特性の大きい地点を赤、中程度の地点を黄、小さい地点を黒で示している)

雲)では、地点によってピークの横軸上の位置は異なるものの、いずれも0.5-2Hzの範囲に10を越えるピークを有する。一方、山地に位置するTTR007、TTR009、SMN003、SMN004、SMN016ではいずれも1Hz以下の範囲ではサイト増幅特性は1~2の範囲にあり、岩盤に近い条件であることがわかる。このように、平野と山地ではサイト増幅特性に著しい相違がある。沖積平野の観測点で、地点によって横軸上のピークの位置が異なるのは、それぞれの地点における堆積層の厚さを反映したものである可能性がある。鳥取県と島根県の県境付近で発生した2000年鳥取県西部地震は、1995年兵庫県南部地震と同じM7.3の大地震であったにもかかわらず、幸い地震による死者は発生していないが、震源付近のサイト増幅特性が小さい傾向にあったことも一因であると推察される。宇佐美²⁰⁾によると、宝永地震の震度分布は、瀬戸内海沿岸ではV~VIとなっているところが多いが、松江と出雲では震源距離が大きいかにも関わらず震度VIとなっている。また、安政南海地震の震度分布は、瀬戸内海沿岸ではV~VIとなっているところが多いが、出雲ではVI~VIIとなっている。このように、中海と宍道湖を取り囲む沖積平野では震度が大きい傾向にあるが、これは図5右に示すようにサイト増幅特性が大きいためであると推察される。

長野県の諏訪盆地とその周辺の観測点(図6左)におけるサイト増幅特性の比較を図6右に示す。諏訪盆地内のNGN015(諏訪)におけるサイト増幅特性は0.6-0.7Hzを中心に著しく大きな値を示すのに対し、周辺のNGNH15(辰野)およびNGNH16(茅野)におけるサイト増幅特性は小さい。1944年東南海地震の際、長野県内の震度は平均的にはIV程度であるが²⁰⁾、諏訪の震度はVIと飛び抜けて大きくなっている^{20),21)}。このような諏訪盆地の震度の特異性は中央防災会議による想定東海地震の強震動評価でも重視されている²²⁾。過去の地震による諏訪盆地での大きな震度を再現するためには、図6右に示されるようなサイト増幅特性の特異性を考慮することが必要であると考えられる。

埼玉県のK-NET観測点(図7左)におけるサイト増幅特性を図7右に示す。これを見ると、西部の山間部に位置するSIT004、SIT005、SIT012、SIT014(黒で表示)ではサイト増幅特性は小さな値を示すのに対し、東部の低地に位置するSIT003、SIT008、SIT010、SIT011(赤で表示)ではサイト増幅特性は大きな値を示すことがわかる。西部の山間部でも、山間の小盆地である秩父(SIT006)では、周辺の観測点より多少大きなサイト増幅特性を示すこともわかる。武村²³⁾によると、1923年関東地震の際、埼玉県東部では震度6に相当する著しい被害が生じたとされているが、大きな被害の生じた地域と図7右で大きなサイト増幅特性の算定されている地域は類似している。

以上、中海・宍道湖周辺、諏訪湖周辺および埼玉県の三地域について算定されたサイト増幅特性の紹介を行った。以上の結果を総合すると、サイト増幅特性の大小と地形・地質との間には明瞭な関係が認められること、平野内外のサイト増幅特性のコントラストはかなり大きいものであることなどが指摘できる。

4. 強震動シミュレーションの方法

以下においては、3.で算定されたサイト増幅特性を利用し、既往の内陸活断層地震および海溝型地震を対象とした強震動シミュレーションを実施し、その有用性を示す。ここで用いる強震動評価手法は、古和田他⁷⁾により提案された、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法である。この手法は、統計的グリーン関数法²⁴⁾のバリエーションの一つであり、観測点周辺の堆積層が地震動の振幅および位相の双方に及ぼす影響を考慮できる手法である。ここではその概要について述べる。

一般に地震動のフーリエ振幅は式(1)に示したように震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。一方、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²⁵⁾。古和田他は、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サイト特性を表現していると考え、このことを利用した強震動評価手法を考案している。すなわち、まず、対象地震による地震基盤での地震動を評価し(その方法については後述する)、次に、地震基盤での地震動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、フーリエ逆変換する。なお、古和田他の論文には述べられていないが、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。以上の方法で堆積層の影響を評価する場合、現地取得された中小地震記録の群遅延時間には S 波の寄与と後続位相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、両者の寄与を考慮したサイト増幅特性を用いることが必要である。3. で求めたサイト増幅特性はこのような条件を満足している。

対象地震による地震基盤での地震動は通常の統計的グリーン関数法と同様に評価することができる。すなわち、まず、対象地震の断層面上で発生する小地震を考え、小地震による地震基盤での加速度フーリエスペクトルを震源特性(5)と伝播経路特性(6)の積として与える。

$$S(f) = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \cdot \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \cdot \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (5)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (6)$$

式(5)において M_{0e} は小地震の地震モーメント、 f_c は小地震のコーナー周波数、 ρ は地震基盤における媒質の密度、 V_s は S 波速度を示す。 $R_{\theta\phi}$ 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)、 $PRTITN$ は地震動のエネルギーが水平方向の 2 成分に分散する効果を示す。以下の計算例では、 $R_{\theta\phi}$ は全方位の平均値 0.63 とし、 $PRTITN$ は地震波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 0.71 とする。式(6)において r は震源距離を、 Q は伝播経路における媒質の Q 値を示す。小地震のコーナー周波数は Brune^{26,27)}の式で与える。

次に、以上の方法で定まる地震基盤での加速度フーリエスペクトルに適合するような波形を求め、これを小地震による地震基盤での加速度波形(要素波)とする。最後に、対象地震の震源モデルに従って、経験的グリーン関数法と同様の波形合成²⁸⁾を行うことにより、対象地震による地震基盤での加速度波形を求める。

さて、要素波の求め方には、加速度フーリエスペクトルと加速度波形の包絡線の両方を近似的に満足するような波形を求める Boore²⁹⁾の方法と、要素波の位相を 0 とする方法がある。Boore の方法で加速度波形(要素波)を生成するとき、生成された要素波のフーリエスペクトルと目標スペクトルとの間には、ある程度の残差が含まれる。従って、Boore の方法を採用する場合には、かなり多数の要素波を生成し、その中で、構造物に対して影響の大きい周波数帯域(例えば一般的な港湾構造物を対象とする場合には 2Hz 以下)で残差の小さい要素波を選ぶことが必要である。しかし、その場合でも、要素波の任意性の問題は残る。最近、このような要素波の任意性に関わる問題に解決を与える方法として、久田³⁰⁾は、要素波の位相を低周波側で 0 とする方法を提案している。本研究では、久田³⁰⁾の考え方をさらに進め、高周波側を含め位相=0 とする考え方を適用する。この方法による場合、要素波には任意性が無く、かつ、生成された要素波のスペクトルは目標スペクトルに完全に一致する。さらに、最適な要素波を探索する必要がないので計算時間も短い。

5. 強震動シミュレーションの結果

5.1 1995 年兵庫県南部地震 (M7.3)

兵庫県南部地震の際に神戸市内で得られた強震記録に対しては、経験的グリーン関数法^{31,32)}が適用され、適切な震源モデルを用いれば、観測波形を十分に再現できることが確かめられている^{33,34)}。本研究では、古和田他の方法を適用した場合、神戸市内の揺れがどの程度再現されるか検討する。

1995 年兵庫県南部地震の震源モデルとして、ここでは、釜江・入倉³³⁾の特性化震源モデルを改良した山田他³⁴⁾の特性化震源モデルを用いる。図 8 左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。さて、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、神戸市内の地震動に対してほとんど寄与しないことが確認されている³⁵⁾。そこで、以下においては、山田他の特性化震源モデルのうち神戸側部分を考慮した検討を行う。山田他の特性化震源モデルのうち

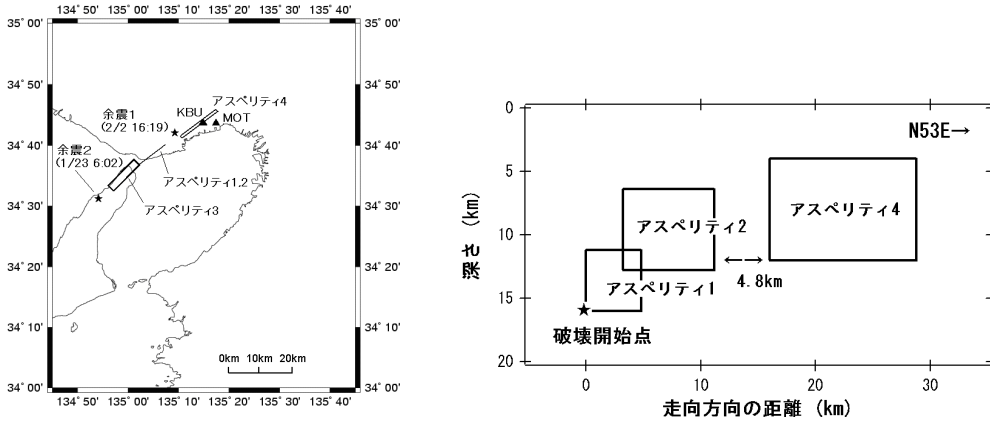


図8 山田他³⁴⁾の特性化震源モデルと余震および観測点の位置 (左) および山田他³⁴⁾の特性化震源モデル (神戸側部分) の断面 (右)

表1 山田他³⁴⁾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	南西下端	南西下端	南西下端
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

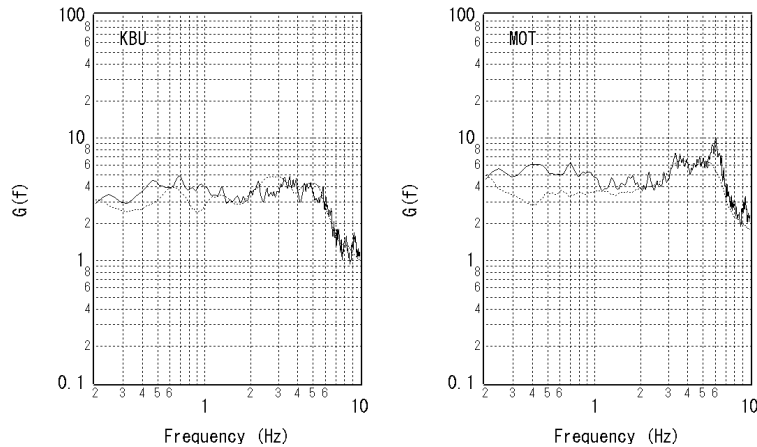


図9 KBU と MOT におけるサイト増幅特性。実線は本研究、破線は鶴来他¹¹⁾

神戸側部分の断面を図8右に、その諸元を表1に示す。表1には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³⁴⁾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確定できる。1995年2月2日16:19の余震については、釜江・入倉³³⁾により地震モーメント $M_0 = 1.7 \times 10^{15} \text{Nm}$ と推定されている。しかし、実際にこの値を用いてKBUとMOTにお

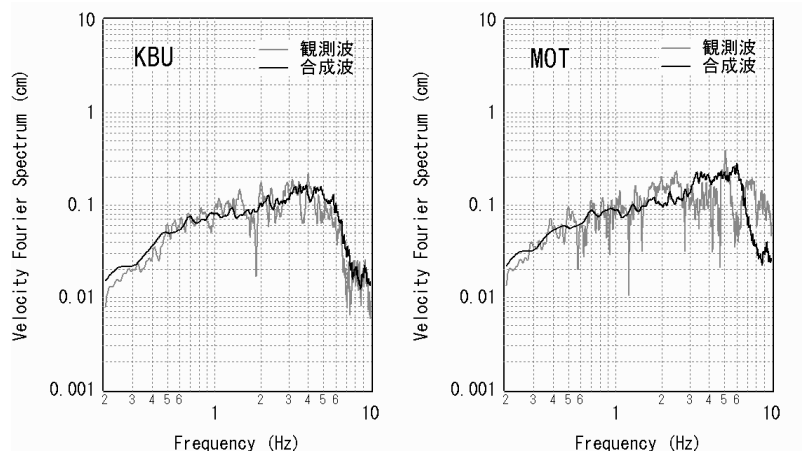


図10 再決定された震源パラメタによる余震の速度フーリエスペクトルの再現（水平2成分のベクトル和）

表2 余震の震源パラメタの再決定を踏まえた統計的グリーン関数法のための震源モデル

	アスベリティ1	アスベリティ2	アスベリティ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	南西下端	南西下端	南西下端
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

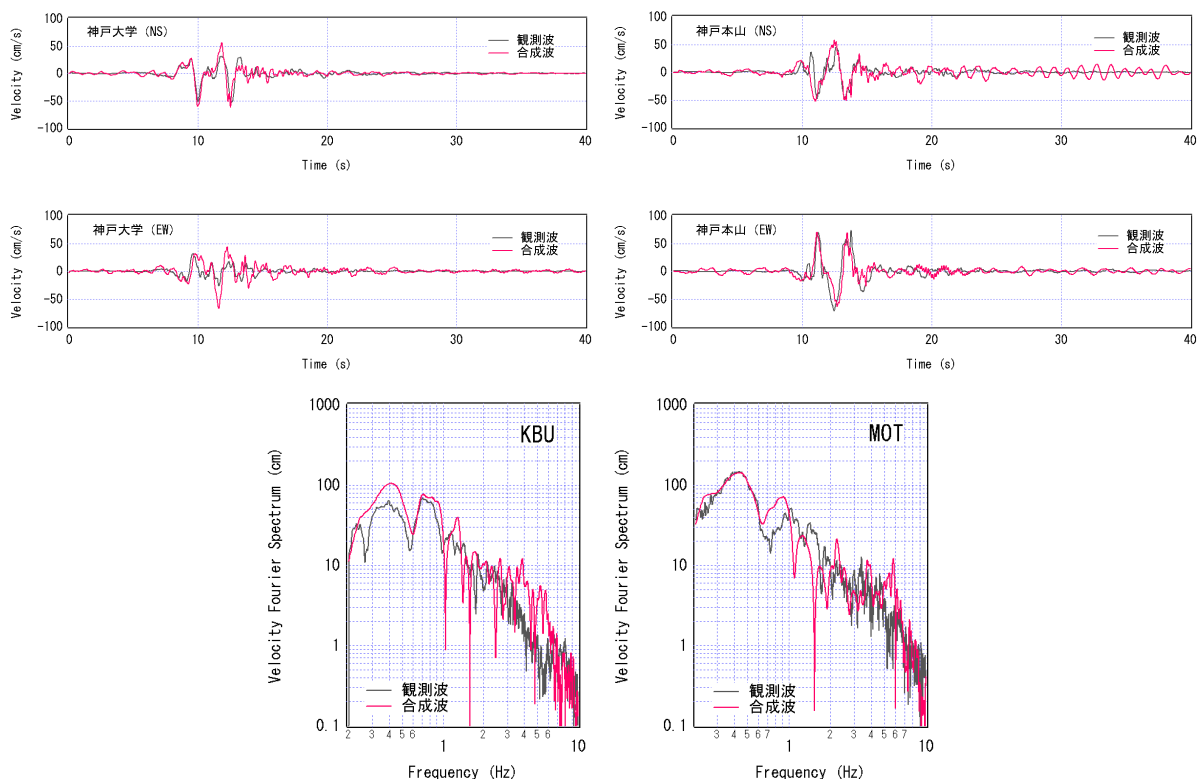


図11 古和田他の方法による神戸大学と神戸本山における速度波形と速度フーリエスペクトルの再現

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タを評価することにした。

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5)と伝播経路特性(式6)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、震源付近の S 波速度は 3.5km/s ³³⁾、密度は 2.7g/cm^3 とした³⁶⁾。伝播経路の Q 値は Petukhin et al.¹⁵⁾による近畿地方の"seismogenic layer"の Q 値 ($Q=180 \times f^{0.7}$) とした。サイト増幅特性としては 3. で算定されたものを用いた(図9)。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 4.6Hz とした場合に、KBU と MOT (位置を図8に示す)における速度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10)。そこで、余震の震源パラメタとして本研究ではこれらの値を用いる。ここで得られた余震のパラメタを山田他の特性化震源モデルの神戸側部分(表1)と組み合わせると、表2に示す統計的グリーン関数法のための震源モデルが得られる。

次に、表2の震源モデルに基づき、本震記録の再現を行う。計算に必要な条件のうち S 波速度、密度、Q 値は余震記録の場合と同様とした。対象サイトの位相特性を考慮するための観測記録としては、両地点とも 1995年2月2日16:19の余震記録を用いた。アスペリティの分割数はいずれも $10 \times 10 \times 10$ とした。図11は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示したものである。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 velocity pulse 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 velocity pulse 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³⁷⁾、これを再現できることは重要なことである。

なお、3. で算定されたサイト増幅特性は、少なくとも地震モーメントの算定にかかわるような低周波側(概ね 1Hz 以下)においては、地震基盤を基準としたサイト増幅特性となっていることを 3. で述べたが、図11では、 $1\text{-}10\text{Hz}$ のフーリエ振幅も、良好に再現される結果となっている。紙面の都合でここでは紹介していないが、東海地方でも、やはり既往の震源モデルと本研究のサイト増幅特性を用いた波形合成により、 $1\text{-}10\text{Hz}$ のフーリエ振幅が良好に再現される結果を得ている¹⁹⁾。以上の結果から、 $1\text{-}10\text{Hz}$ の成分についても、本研究によりほぼ地震基盤を基準としたサイト増幅特性が算定されていると判断している。なお、図10に示す余震記録の解析では、コーナー周波数を観測と整合するように設定したが、図11に示す本震の解析では、コーナー周波数は既往の震源モデルにより決定されているという点に注意する必要がある。

兵庫県南部地震に関するより詳しい解析結果については文献35)を参照していただきたい。文献35)ではアスペリティの分割数の影響、ライズタイムの影響、さらに、表層地盤の非線形性の影響が顕著なポートアイランドにおける波形合成結果について報告している。アスペリティの分割数については $10 \sim 20$ の範囲で結果に大きな影響を及ぼさないことが確認されている。

5.2 1968年十勝沖地震(M7.9)

海溝型巨大地震への適用事例として 1968年十勝沖地震に関する解析結果を示す。この地震では14の港湾で SMAC-B2 型強震計による記録が得られた³⁸⁾。このうち釧路・室蘭・青森・八戸・宮古の各港の記録はデジタル化され、デジタルデータとして残されている。本研究ではこのうち青森・八戸・宮古の各港で得られた記録に着目し、速度波形($0.2\text{-}1\text{Hz}$)に重点をおいた特性化震源モデルの構築と、それによる強震動シミュレーションを試みた。

図12は本研究で推定された各港の強震観測地点におけるサイト増幅特性である。青森港の港湾地域強震観測の観測地点である青森-GはM6未満の記録が得られていないためスペクトルインバージョンの対象となっていない。しかし、これまでに青森-GとAOM020(K-NET青森)で同時に得られているM6以上の記録の比較³⁹⁾から、青森-Gのサイト増幅特性はAOM020とほぼ同等であると判断される。また、青森-Gと1968年十勝沖地震の際に記録の得られた青森-Sはほぼ同一地点である^{39),40)}。そこで、本研究では図12に示すAOM020におけるサイト増幅特性を青森-Sに適用する。八戸港の現在の強震観測地点である八戸-Gは、1968年十勝沖地

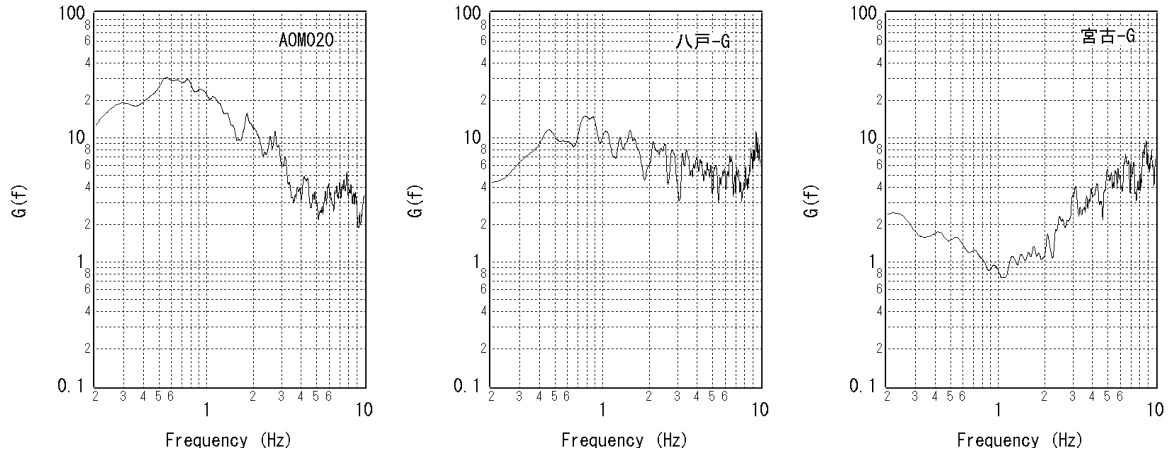


図 12 青森港 (AOMO20)、八戸港 (八戸-G)、宮古港 (宮古-G) におけるサイト増幅特性

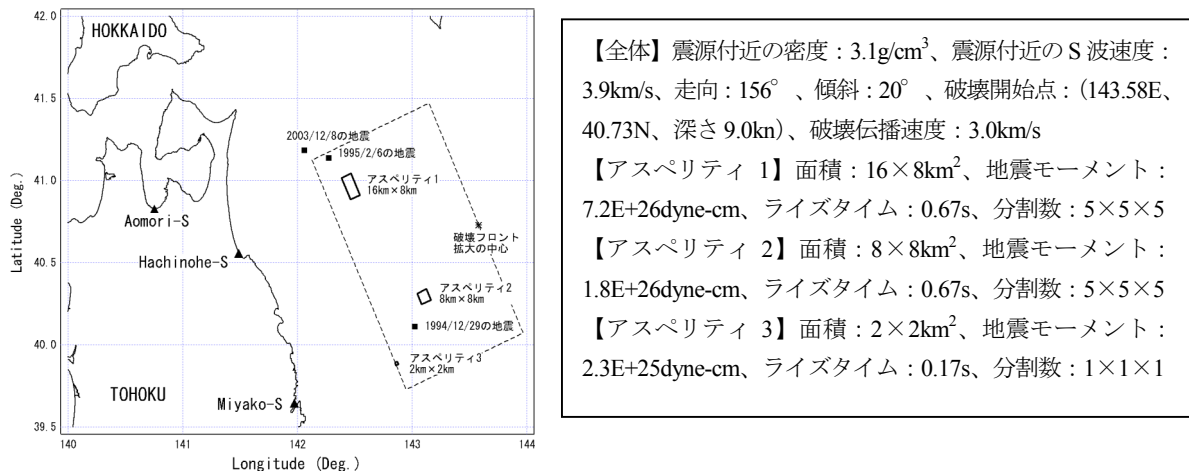


図 13 1968 年十勝沖地震の特性化震源モデル

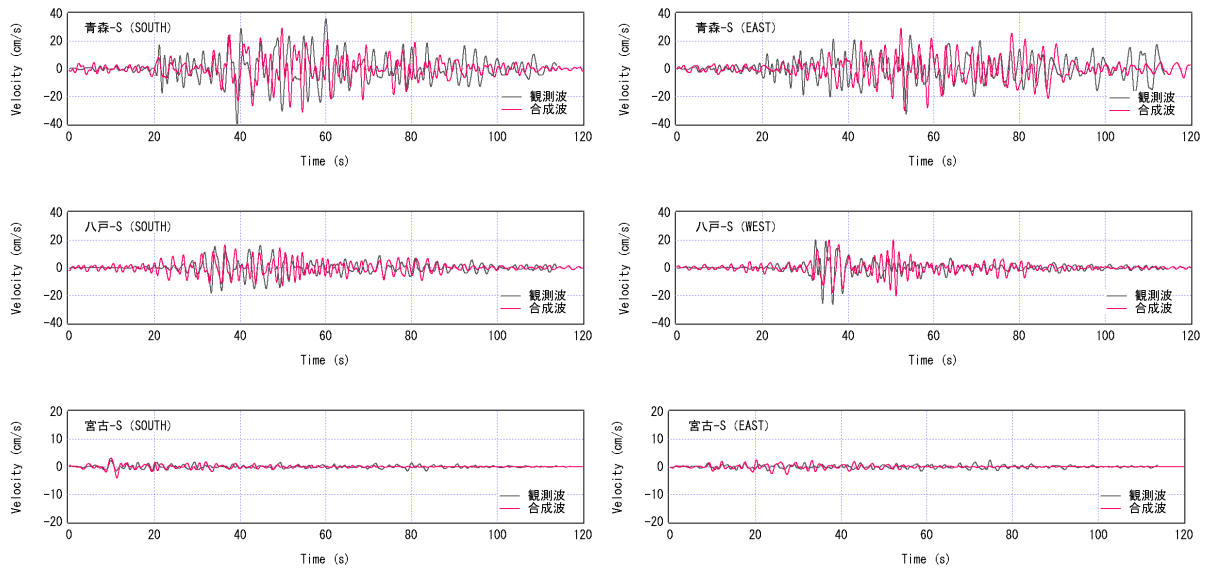


図 14 青森・八戸・宮古における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

震の記録を得た八戸-S とは 250m ほど隔たっている^{40,41)}。しかしながら、両地点で観測された地震波の卓越周期に違いが見られないことから⁴²⁾、ここでは図 12 に示す八戸-G におけるサイト増幅特性を八戸-S に適用する。宮古港の現在の強震観測地点である宮古-G は、1968 年十勝沖地震の記録を得た宮古-S と同一地点である^{40,41)}。従って、ここでは図 12 に示す宮古-G におけるサイト増幅特性を宮古-S に適用する。各港のサイト増幅特性を見ると、青森、八戸、宮古の順にサイト増幅特性は小さくなっている。

1968 年十勝沖地震について、永井他⁴³⁾による波形インバージョン結果を参考に、図 13 に示すような特性化震源モデルを構築した。図 13 の★は破壊開始点を示しており、永井他に倣い (143.58E、40.73N、深さ 9km) とした。参考までに気象庁発表の震源は (143.58E、40.73N、深さ 0km) となっている。断層の走向と傾斜は永井他に倣い 156° および 20° とした。アスペリティは永井他で滑り量の大きいとされているところに置いている。図 13 のモデルでアスペリティ 1 は永井他の C、アスペリティ 2 は永井他の B、アスペリティ 3 は永井他の B' にそれぞれ対応している。震源付近の密度と S 波速度は地震調査研究推進本部⁴⁴⁾を参考に設定した。

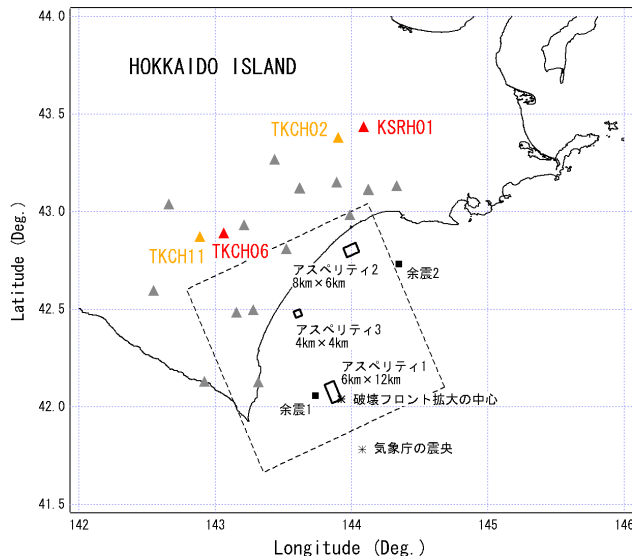
図 13 の震源モデルに基づいて計算した場合の速度波形の再現状況を図 14 に示す。なお、計算に際し、伝播経路の Q 値としては佐藤・巽⁵⁾による東日本海溝型地震の Q 値 ($Q=114 \times f^{0.92}$) を用いている。また、対象サイトの位相特性を考慮するための観測記録としては、対象サイトへの入射角が 1968 年十勝沖地震と類似するような地震として、青森港に関しては 1995 年 2 月 6 日の地震 (M5.5)、八戸港に関しては 2003 年 12 月 8 日の地震 (M4.9)、宮古港に関しては 1994 年 12 月 29 日の地震 (M6.4) の記録をそれぞれ用いている。図 14 より、提案モデルを用いれば、青森港、八戸港、宮古港の速度波形 (0.2-1Hz) はかなり良好に再現されることがわかる。青森港では、この地震の際、八戸港よりも震源距離が大きいにもかかわらず、八戸港よりも大きい振幅の速度波形が観測されているが、この状況は、低周波側で増幅の大きい青森港のサイト増幅特性 (図 12) を考慮することにより再現可能である。これら三港における地震動の再現は地震調査研究推進本部⁴⁴⁾も試みているが、観測波形を十分に再現できなかったとしている。地震調査研究推進本部の検討も統計的グリーン関数法を用いて行われているが、本研究と異なる点として、深層地盤による地震動の増幅特性を 1 次元の重複反射理論で評価しており、深層地盤が地震動に及ぼす複雑な影響を十分考慮できていないことが、波形の再現が良好でない理由の一つであろう。図 14 に示す結果は、強震動評価手法において経験的サイト増幅・位相特性を考慮することの利点を示すものと考えている。なお、紙数の関係で省略するが、0.2-5Hz のフーリエスペクトルについても、ある程度良好な再現結果が得られている³⁵⁾。

5.3 2003 年十勝沖地震 (M8.0)

海溝型巨大地震への適用事例の二つ目として 2003 年十勝沖地震に関する解析結果を示す。この地震は K-NET および KiK-net の導入以後始めて発生した海溝型巨大地震であり、これらの観測網で得られた多数の強震記録は、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、極めて貴重な存在となっている。本研究では、震源に比較的近い図 15 の 20 地点で得られた強震記録に着目し、0.2-1Hz の速度波形を説明できるような特性化震源モデルの構築と、それによる強震動シミュレーションを試みた。

震源モデルについては、経験的グリーン関数を用いた波形インバージョンの結果⁴⁵⁾で滑り量の大きい三箇所にアスペリティを置き、図 15 に示すような特性化震源モデルを構築した。震源付近の密度と S 波速度は地震調査研究推進本部⁴⁶⁾を参考に設定した。

紙面の都合上、すべての地点での波形合成結果を示すことはできないので、互いに近い位置にあるにもかかわらず、サイト増幅特性が著しく異なる地点の組を選定し、そこでの波形合成結果を示す。まず、図 15 に示す地点のうち、TKCH06 (芽室) と TKCH11 (清水) は、互いに近い位置にあるがサイト増幅特性は大きく異なっている (図 16)。また、KSRH01 (阿寒北) と TKCH02 (足寄東) も、互いに近い位置にあるがサイト増幅特性は大きく異なっている (図 16)。これらの地点で、2003 年十勝沖地震の際に実際に観測された記録は、サイト増幅特性の大小を反映し、互いに近い二点であるにもかかわらず、その振幅は大きく異なるものとなっている (図 17, 18 の黒線)。図 17, 18 の赤線は古和田他⁴⁷⁾の方法による波形合成結果を示したものである。計算にあたり、伝播経路の Q 値としては佐藤・巽⁵⁾による東日本海溝型地震の Q 値 ($Q=114 \times f^{0.92}$) を用いている。また、対象サイトの位相特性を考慮するための観測記録としては、対象サイトへの入射角が対象地震と



【全体】震源付近の密度： $3.1\text{g}/\text{cm}^3$ 、震源付近のS波速度： $3.9\text{km}/\text{s}$ 、走向： 246° 、傾斜： 18° 、破壊フロント中心：(143.925E , 42.039N 、深さ 30.1kn)、破壊伝播速度： $2.7\text{km}/\text{s}$

【アスペリティ1】面積： $6 \times 12\text{km}^2$ 、地震モーメント： $4.2\text{E}+26\text{dyne-cm}$ 、ライズタイム： 0.6s 、分割数： $5 \times 5 \times 5$

【アスペリティ2】面積： $8 \times 6\text{km}^2$ 、地震モーメント： $2.1\text{E}+26\text{dyne-cm}$ 、ライズタイム： 0.6s 、分割数： $3 \times 3 \times 3$

【アスペリティ3】面積： $4 \times 4\text{km}^2$ 、地震モーメント： $2.4\text{E}+25\text{dyne-cm}$ 、ライズタイム： 0.4s 、分割数： $1 \times 1 \times 1$

図15 2003年十勝沖地震の特性化震源モデル。大きな長方形はおよその震源域を、小さな長方形は本研究で用いたアスペリティを、▲は解析対象地点を示す。

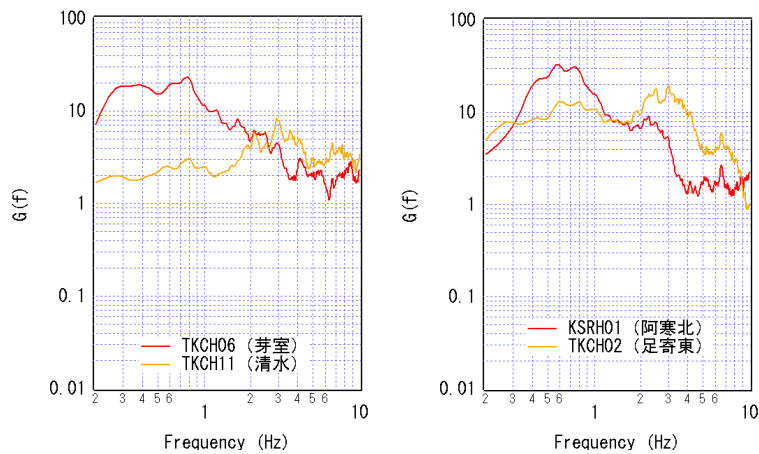


図16 波形合成に用いたサイト増幅特性 (TKCH06、TKCH11、KSRH01、TKCH02)

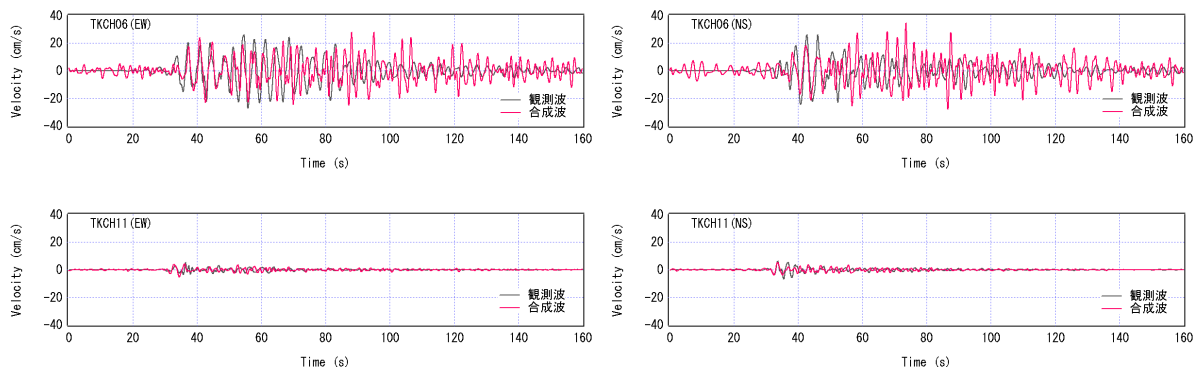


図17 TKCH06 および TKCH11 における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

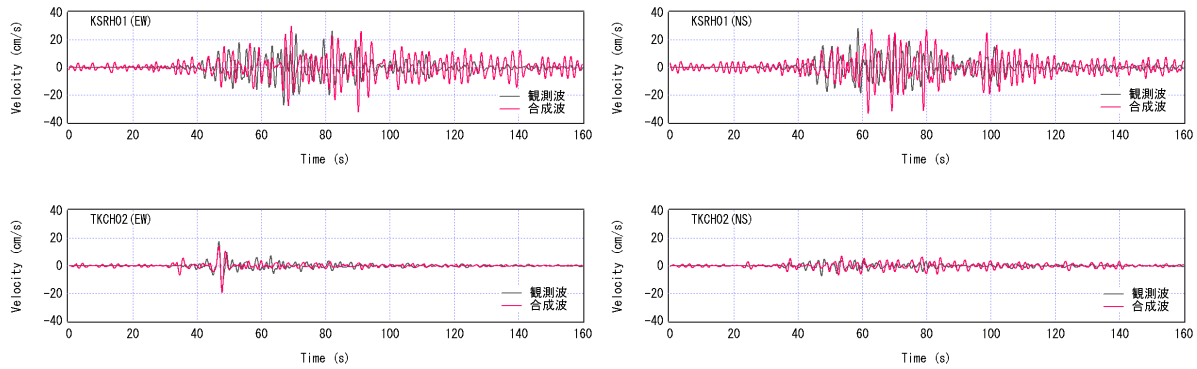


図 18 KSRH01 および TKCH02 における速度波形 (0.2-1Hz) の再現

類似した中小地震を選ぶことが望ましいが、対象地震は複数のアスペリティで構成されており、対象地点によって、波形に対して最も影響の大きいアスペリティは異なっている。そこで、アスペリティ 1 の影響の大きい TKCH06 と TKCH11 についてはアスペリティ 1 の近くで発生している 2003 年 9 月 26 日 7:20 の余震 1 (M5.2) の記録を用い、アスペリティ 2 の影響の大きい KSRH01 と TKCH02 についてはアスペリティ 2 の近くで発生している 2003 年 9 月 27 日 17:06 の余震 2 (M5.2) の記録を用いた。余震 1 および余震 2 の震央を図 15 に示す。この結果を見る限り、各地点で観測された地震波の振幅の大小は、図 16 のサイト増幅特性を用いることでかなり良好に再現されており、特に、KSRH01 や TKCH06 で観測されたサイクル数の多い継続時間の長い波形、TKCH02 で観測されたインパルス状の波形など、地点毎の波形の特徴が良く再現されている。この結果から、3. で算定したサイト増幅特性を古和田他の方法と組み合わせて用いることは有効であると判断される。なお、TKCH06 と KSRH01 では、波形後半部分の振幅がやや過大評価となっている。これは表層地盤の多重非線形効果⁴⁷⁾によるものである可能性があり、今後さらに検討を加える必要がある。

6. まとめ

以上、本研究では、全国の K-NET、KiK-net 等の強震記録に対してスペクトルインバージョンを適用し、サイト増幅特性の評価を実施した。また、算定されたサイト増幅特性を利用し、既往の内陸活断層地震および海溝型地震を対象とした強震動シミュレーションを実施し、その有用性を示した。

スペクトルインバージョンに関しては、解析に必要となる基準観測点の選定に関して、新たなクライテリアを導入した。スペクトルインバージョンには震源特性とサイト増幅特性の間のトレードオフの問題があるが、ここで得られた震源スペクトルから対象地震の地震モーメントを算定したところ、F-NET の CMT 解と概ね調和する結果となった。この結果から、少なくとも地震モーメントの算定にかかわるような低周波側 (概ね 1Hz 以下) においては、本研究により、地震基盤を基準としたサイト増幅特性が算定されていると考えられる。算定されたサイト増幅特性の大小と地形・地質との間には明瞭な関係が認められる。また、平野内外のサイト増幅特性のコントラストはかなり大きいものであることが指摘される。

強震動シミュレーションに関しては、内陸活断層地震として 1995 年兵庫県南部地震、海溝型地震として 1968 年十勝沖地震と 2003 年十勝沖地震をとりあげ、波形合成を実施した。その結果、本研究で算定されたサイト増幅特性と古和田他の方法を組み合わせて用いることにより、震源モデルさえ適切なものが与えられれば、各地の揺れ、特に 0.2-1Hz の範囲の速度波形を適切に評価できる見通しが得られた。特に、1995 年兵庫県南部地震の震源近傍における波形合成結果から、アスペリティに起因する大振幅の速度パルスが、本手法によっても良好に再現されることが明確に示された。海溝型地震に関しては、今回独自に構築した特性化震源モデルと本研究で求めたサイト増幅特性の組み合わせにより、1968 年十勝沖地震と 2003 年十勝沖地震で観測された 0.2-1Hz の速度波形が良好に再現されることを確認した。従来より、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⁴⁶⁾

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、アスペリティの階層化、破壊伝播の複雑化など、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いる。しかしながら、本研究の結果は、比較的シンプルな特性化震源モデルを用いた場合でも、サイト特性の評価さえ適切に行われていれば、海溝型巨大地震による周期1-5秒の帯域の地震動はかなり良好に説明できることを示している。ただし、本研究で用いた海溝型地震の特性化震源モデルは、従来想定されているよりもかなりアスペリティ面積の小さいものとなっている。こうした点を踏まえ、今後、海溝型巨大地震の震源のモデル化手法について検討を加えていく予定である。

本研究は、謝辞に掲げる各機関の努力により蓄積された貴重な強震記録が無ければ全くなし得なかったものである。強震観測の果たす役割の重要性について一層の社会的理解が得られることを祈念する次第である。なお、本研究に使用した古和田他の方法による波形合成プログラムは、港空研資料No.1120³⁵の付録CDにソースコードを含め収録しているので、活用していただければ幸いである。

謝辞

本研究では防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録、F-netのCMT解、関西地震観測研究協議会の強震記録を利用しています。関係機関の皆様には深甚の謝意を表します。

参考文献

- 1) 土木学会：土木構造物の耐震設計法に関する第3次提言と解説、www.jsce.or.jp/committee/earth/index.html、2000年。
- 2) 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、1986年、pp.579-593。
- 3) Kinoshita, S.: Kyoshin Net (K-net), Seim. Res. Lett., Vol. 69, 1998, pp.309-332.
- 4) Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S.: New strong-motion observation network: KiK-net, EOS. Trans. Am. Geophys. Union, 2000, Vol. 329.
- 5) 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、2002年、pp.15-24。
- 6) 川瀬博、松尾秀典：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析、日本地震工学会論文集、第4巻、第1号、2004年、pp.33-52。
- 7) 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、1998年、pp.97-104。
- 8) 山田雅行、野津厚、長尾毅：スペクトルインバージョンにおける岩盤サイトの選定に関する一考察、地球惑星科学関連学会2004年合同大会予稿集、2004、CD-ROM。
- 9) 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、第50巻、1997年、pp.215-227。
- 10) 佐藤智美、川瀬博、松島信一：1996年8月秋田・宮城県境付近の地震群のK-NET強震記録から推定した震源・伝播・サイト特性、地震2、第50巻、1998年、pp.415-429。
- 11) 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、2002年、pp.577-586。
- 12) 川瀬博：表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション、地震2、第46巻、1993年、pp.171-190。
- 13) Street, R., R. Herrmann and O. Nuttli: Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United States earthquakes, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol.41, 1975, pp.51-63.
- 14) 加藤研一：K-NET強震記録に基づく1997年鹿児島県西北部地震群の震源・伝播経路・地盤増幅特性評価、日本建築学会構造系論文集、第543号、2001年、pp.61-68。
- 15) 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, 2003, pp.1498-1515.
- 16) Aki, K.: Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, 1967, pp.1217-1231.
 - 17) 福山英一、石田瑞穂、Douglas S. Dreger、川井啓廉：オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定、地震2、第51巻、1998年、pp.149-156.
 - 18) 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、2006年、pp.891-905.
 - 19) 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年.
 - 20) 宇佐美龍夫：[最新版]日本被害地震総覧[416]-2001、東京大学出版会、2003年.
 - 21) 宮坂五郎、市川一雄：戦争が消した諏訪"震度6"、信濃毎日新聞社、1992年.
 - 22) 中央防災会議：東海地震に関する専門調査会報告、<http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/11/siryou1.pdf>、2001年.
 - 23) 武村雅之：関東大震災ー大東京圏の揺れを知る、鹿島出版会、2003年.
 - 24) 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、1991年、pp.1-9.
 - 25) 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、1998年、pp.915-920.
 - 26) Brune, J.N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, 1970, pp.4997-5009.
 - 27) Brune, J.N.: Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, 1971, pp.5002.
 - 28) 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年.
 - 29) 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, 1983, pp.1865-1894.
 - 30) 久田嘉章：統計的グリーン関数法の震源域及び長周期帯域への拡張、日本地震工学会大会ー2004梗概集、2004年、pp.368-369.
 - 31) Hartzell, S.H.: Earthquake aftershock as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.5, 1978, 104p.
 - 32) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's functions, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 1986, pp.151-156.
 - 33) 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、1997年、pp.29-36.
 - 34) 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年.
 - 35) 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ー、港湾空港技術研究所資料No.1120、2006年.
 - 36) 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、Vol.51、1998年、pp.31-40.
 - 37) 瀧澤一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震、*科学*、Vol.66、No.2、1996年、pp.93-97.
 - 38) 土田肇、倉田栄一、須藤克子：1968年十勝沖地震とその余震の港湾地域における強震記録、港湾技研資料、No.80、1969年.
 - 39) 倉田栄一、土田肇、須藤克子：港湾地域強震観測地点資料（その2）、港湾技研資料、No.107、1970年.
 - 40) 一井康二、佐藤幸博、佐藤陽子、星野裕子、井合進：港湾地域強震観測地点資料（その6）、港湾技研資料、No.935、1999年.
 - 41) 土田肇、山田通一郎、倉田栄一：港湾地域強震観測地点資料（その1）、港湾技研資料、No.34、1967年.

- 42) 深澤清尊、野津厚、佐藤陽子、菅野高弘：港湾地域強震観測地点における地震動の卓越周期、港湾空港技術研究所資料、No.1052、2003年。
- 43) 永井理子、菊地正幸、山中佳子：三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－、地震2、第54巻、2001年、pp.267-280。
- 44) 地震調査研究推進本部：三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について、www.jishin.go.jp/main、2004年。
- 45) 野津厚：長周期地震動は断層面のどこで生じたのか－経験的グリーン関数を用いた2003年十勝沖地震の波形インバージョン－、月刊地球号外、2006年、pp.77-84。
- 46) 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、www.jishin.go.jp/main、2004年。
- 47) 野津厚、盛川仁：表層地盤の多重非線形効果を考慮した経験的グリーン関数法、地震2、第55巻、2003年、pp.361-374。

(受理：2006年4月5日)
(掲載決定：2006年12月5日)

Site Amplification Factors for Strong-Motion Sites in Japan Based on Spectral Inversion Technique and Their Use for Strong-Motion Evaluation

Atsushi NOZU¹⁾, Takashi NAGAO²⁾ and Masayuki YAMADA³⁾

1) Senior Researcher, Port and Airport Research Institute, Dr. Eng.

2) Head, National Institute for Land and Infrastructure Management, Dr. Eng.

3) Team Manager, Newjec, Mr. Eng.

ABSTRACT

Site amplification factors were evaluated for strong-motion sites in Japan by using the spectral inversion technique. The seismic moment calculated from the source spectra, which were obtained through the analysis, agrees well with that of the CMT solution of the F-net, indicating the validity of the newly-introduced criteria to determine the reference site. Because the site amplification factors obtained in this study include the effects of later phases, they are suitable to be used for simulating strong ground motions by Kowada's method. Strong ground motions from the 1995 Hyogo-ken Nanbu, the 1968 Tokachi-oki and the 2003 Tokachi-oki earthquakes were simulated by the method to confirm the usefulness of the site amplification factors obtained in this study.

Key Words: Strong Ground Motion, Site Amplification Factor, Phase Characteristics, Spectral Inversion, Strong Motion Evaluation