

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1112

December 2005

スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等におけるサイト増幅特性

野津 厚

長尾 毅

独立行政法人 港湾空港技術研究所
Independent Administrative Institution,
Port and Airport Research Institute, Japan



目 次

要 旨	3
1. はじめに	5
2. 解析手法	6
3. 九州地方におけるサイト増幅特性	8
3.1 解析条件	9
3.2 解析結果	9
3.3 サイト増幅特性の検証－1997年3月26日鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーション	13
3.4 港湾におけるサイト増幅特性	17
4. 中国・四国地方におけるサイト増幅特性	18
4.1 解析条件	18
4.2 解析結果	18
4.3 九州地方の結果との比較	21
4.4 港湾におけるサイト増幅特性	21
5. 近畿地方におけるサイト増幅特性	22
5.1 解析条件	23
5.2 解析結果	23
5.3 中国・四国地方の結果との比較	30
5.4 港湾におけるサイト増幅特性	30
6. 中部地方におけるサイト増幅特性	31
6.1 解析条件	31
6.2 解析結果	31
6.3 サイト増幅特性の検証－2001年4月3日静岡県中部の地震の強震動シミュレーション	34
6.4 近畿地方の結果との比較	38
6.5 港湾におけるサイト増幅特性	38
7. 関東地方におけるサイト増幅特性	39
7.1 解析条件	40
7.2 解析結果	40
7.3 中部地方の結果との比較	42
7.4 港湾におけるサイト増幅特性	43
8. 東北・北海道地方におけるサイト増幅特性	45
8.1 解析条件	46
8.2 解析結果	46
8.3 中部地方・関東地方の結果との比較	48
8.4 港湾におけるサイト増幅特性	50

9. 港湾と背後のK-NET, KiK-net観測点のサイト増幅特性の平均的關係	53
10. まとめ	54
謝辞	54
参考文献	55

SITE AMPLIFICATION FACTORS FOR STRONG-MOTION SITES IN JAPAN BASED ON SPECTRAL INVERSION TECHNIQUE

Atsushi NOZU*

Takashi NAGAO**

Synopsis

Site amplification factors are evaluated for strong-motion sites in Japan by using spectral inversion technique. A new criteria is introduced to determine the reference site, where site amplification factor is assumed to be unity. The analysis is conducted for six regions in Japan, namely, Kyushu, Chugoku-Shikoku, Kinki, Chubu, Kanto and Tohoku-Hokkaido regions.

Site amplification factors are evaluated for strong-motion sites all over Japan including K-NET sites, KiK-net sites and sites at major ports. The seismic moment calculated from the source spectra, which is obtained through the analysis, agrees well with that of the CMT solution of the F-net, indicating the validity of the criteria to determine the reference site. For several sites, where large site amplification factors are obtained, strong motion simulations are conducted to validate the amplification factors.

The amplification factors thus obtained can be used to evaluate strong ground motions from future large earthquakes in conjunction with the stochastic Green's function method. The source spectra and the site amplification factors obtained in this study are available on the attached CD.

Key Words: strong ground motion, site amplification factor, spectral inversion
Strong Motion Observation in Japanese Ports, K-NET

* Senior Researcher, Geotechnical and Structural Engineering Department

** Head, Port Facilities Division, Port and Harbor Department, NILIM

3-1-1 Nagase Yokosuka 239-0826, Japan

Phone: +81-46-844-5058 Fax: +81-46-844-0839 E-mail: nozu@pari.go.jp

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

野津 厚*
長尾 毅**

要 旨

全国の港湾等における強震動評価の精度向上に資することを目的として、スペクトルインバージョンを我が国の各地方に適用し、サイト増幅特性の評価を実施した。スペクトルインバージョン（岩田・入倉、1986）は、複数の地点で取得された複数の地震による強震記録に対して一種の回帰分析を適用し、震源スペクトルやサイト増幅特性を推定するための手法である。本研究では、港湾地域強震観測の強震記録にK-NET、KiK-net等の強震記録を加えたデータセットに対して本手法を適用し、各地点におけるサイト増幅特性を評価した。その際、基準観測点の選定に関して新たなクライテリアを設けた。解析は九州、中国・四国、近畿、中部、関東、東北・北海道の6つの地域で実施した。対象周波数は、一般的な港湾構造物の振動特性や強震記録の精度を考慮し、0.2-10Hzとした。

本研究の成果として、港湾を始めとする各地の強震観測地点でのサイト増幅特性を推定することができた。また、解析の副産物として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。このことから、採用した基準観測点の選定方法は概ね妥当なものであると考えられる。サイト増幅特性が比較的大きな値となった一部の観測地点については、算定されたサイト増幅特性を用いた強震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較を実施することにより、サイト増幅特性が妥当なものであることを確認した。

ここで算定されたサイト増幅特性は、統計的グリーン関数法により各地の港湾等における強震動を評価する際に活用することができる。また、空港など、これまで強震観測が実施されていない地点においても、今後、短期間でも強震観測を実施することにより、本研究でサイト増幅特性の推定されている地点とのスペクトル比をとることなどにより、サイト増幅特性を推定することも可能である。

キーワード： 地震動， サイト増幅特性， スペクトルインバージョン， 港湾地域強震観測， K-NET

* 地盤・構造部 主任研究官

** 国土技術政策総合研究所 港湾研究部 港湾施設研究室長
〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 独立行政法人 港湾空港技術研究所
Phone:046-844-5058 Fax:046-844-0839 E-mail: nozu@pari.go.jp

1. はじめに

一般に、地震による地盤の揺れ（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と考えられている（図-1.1）。ここに地震基盤とは一般に花崗岩でS波速度が3km/s以上の地層を言う。

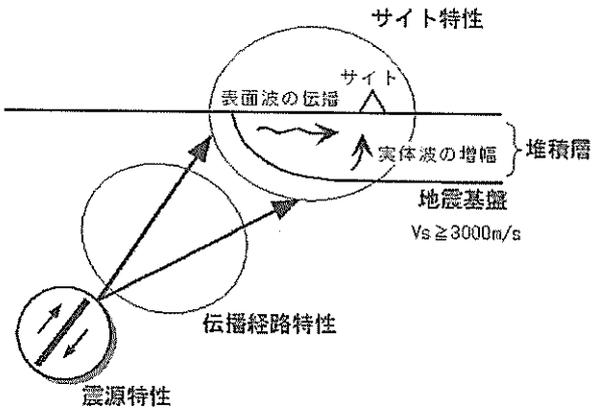


図-1.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

堆積層が地震の揺れに大きな影響を与えた事例は数多く知られている。その一例として2000年鳥取県西部地震の例を図-1.2～図-1.4に示す。鳥取県境港市の気象庁観測点と港湾の観測点（境港-G）は弓ヶ浜半島の堆積層の上に位置しており、一方、防災科学技術研究所の観測点（SMN001とSMNH10）は島根半島の山麓に位置している（図-1.2, 図-1.3）。2000年10月6日に発生した鳥取県西部地震の最大速度は前者が後者の4倍程度となっており（図-1.4）、堆積層の影響が大きいことを示している。被害も境港市内に集中している。

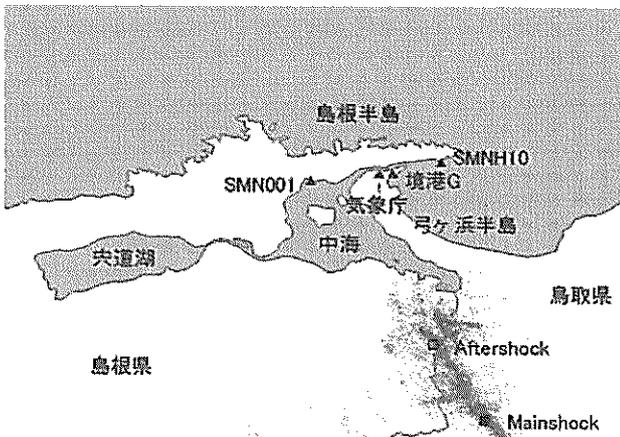


図-1.2 境港周辺の強震観測点



図-1.3 境港周辺の地形（第八管区海上保安本部提供）

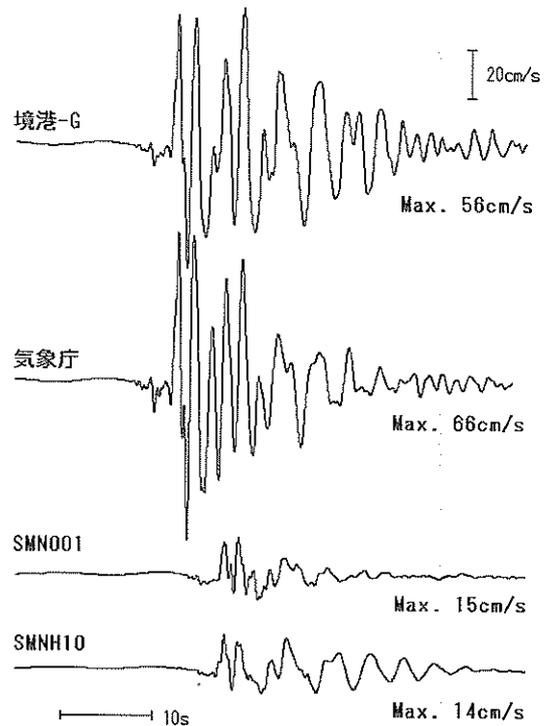


図-1.4 2000年鳥取県西部地震の際に境港周辺で観測された速度波形（断層直交成分）

このように、堆積層の存在が地震動に及ぼす影響は非常に大きいため、将来の地震による揺れの推定を行う場合、対象地点周辺の堆積層が地震動に及ぼす影響、すなわちサイト特性を適切に考慮することが重要である。このとき、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のみならず、工学的基盤面より下方の深層地盤の影響も重要であることが最近では認識されるようになってきている（土木学会，2000）。

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、複数の地点で得られた強震記録のフーリエ振幅スペクトルに対して一種の回帰分析を適用するスペクトルインバージョン（岩田・入倉, 1986）は、最もよく利用される方法の一つである。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への応用に制限がある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、重要構造物の設計用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。

本研究は、全国の港湾等における強震動評価の精度向上に資することを目的として、スペクトルインバージョンを我が国の各地方に適用し、サイト増幅特性の評価を実施したものである。解析は、後に詳しく述べるように、九州、中国・四国、近畿、中部、関東、東北・北海道の6つの地域で実施した。対象周波数は、一般的な港湾構造物の振動特性や強震記録の精度を考慮し、0.2-10Hzとした。スペクトルインバージョンでは基準観測点の考え方が重要である。本研究では、後に紹介するように、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、解析の副産物として推定される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解と比較することにより、基準観測点の選定が妥当であることを確認して

いる（CMT解とは、サイト特性の影響を受けないような非常に長周期の地震観測記録を用いて、観測波形を最もよく説明する地震の位置・規模・発震機構を同時に求めたものである）。さらに、比較的大きなサイト増幅特性の得られた一部の観測地点については、算定されたサイト増幅特性を用いた強震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較を実施することにより、サイト増幅特性が妥当なものであることを確認している。

なお、本稿に示すサイト増幅特性の図ではすべて基準観測点におけるサイト増幅特性を1としている。基準観測点のサイト増幅特性を2としている論文もあるので、比較する場合には注意が必要である。

2. 解析手法

各地域毎の解析条件の詳細については3.以下で述べることとし、ここでは各地域に共通する事柄について述べる。

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(1.1)で表現することができる（例えば岩田・入倉, 1986）。

$$O_{ij}(f) = S_i(f) P_{ij}(f) G_j(f) \quad (1.1)$$

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 $P_{ij}(f)$ 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。

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{r_{ij}} \exp\left(-\pi f r_{ij} / Q V_s\right) \quad (1.2)$$

式(1.2)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。また、式(1.2)の Q は Q 値と呼ばれるもので、この値が小さいほど伝播経路での非弾性減衰が大ききことを意味する。

強震記録に基づいてサイト増幅特性を評価する方法には、観測スペクトル $O_{ij}(f)$ を、別途評価した震源特性と伝播経路特性で除す方法（鶴来他, 1997）もある。しかし、この方法が適用できるのは、別の情報に基づいて震源特性と伝播経路特性が評価できている場合に限られるため、ここでは以下に述べる方法（スペクトルインバージョン）によりサイト増幅特性の評価を行う。

式(1.1)の両辺の常用対数をとると次式を得る。

$$\log O_{ij} = \log S_i + \log P_{ij} + \log G_j \quad (1.3)$$

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。式 (1.3) には震源特性 S_i とサイト増幅特性 G_j の併せて $M+N$ 個の未知数が含まれていることになる (Q 値を既知とする場合)。一方、式の本数は使用可能な記録の数に等しい。そこで、使用可能な記録の数が $M+N$ よりも多ければ、最小自乗法により式 (1.3) の残差を最小とするような未知数の組み合わせを周波数 f 毎に求めることができる。以上がスペクトルインバージョンの基本的考え方である。なお、もともと式 (1.1) では震源特性をサイトの方位によらず $S_i(f)$ という一つの変数で表しており、また、サイト増幅特性を震源の方位によらず $G_j(f)$ という一つの変数で表している。従って、式 (1.3) を最小自乗法的に解いて得られる震源特性とサイト増幅特性は、方位に関して平均化された震源特性とサイト増幅特性であるということになる。

式 (1.3) 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、 $S_i/2$ 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。基準観測点の選定は結果に対して重要な影響を及ぼすので、選定は慎重に行う必要がある。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。このようなことを避けるため、ここでは次の考え方 (山田他, 2004) 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 O_{ij} 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。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。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。既往の研究の中で岩田・入倉 (1986)、Kinoshita (1994)、佐藤・巽 (2002) などは前者の考え方を採用している。一方、鶴来他 (1997)、佐藤他 (1998)、鶴来他 (2002) などは後者の考え方を採用している。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、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 (川瀬, 1993) の他に、 L_g 波 (例えば Street et al., 1975) 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 $G_j(f)$ 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 (1.1) 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、そもそも伝播経路が S 波と異なっており、また、式 (1.2) で仮定するような実体波動的な幾何減衰も当てはまらないため、式 (1.1) を適用することは適切でない。従って、式 (1.1) 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 (1.3) を解くことにより S_i を求める。第二段階では、S 波と後続位相を含む 160 秒間のデータを対象として観測スペクトル O_{ij} を再度算定し、既知の Q 値と先に求めた S_i を与え、式 (1.3) 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-2.1 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、8. で述べるように、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-2.1 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-2.2 に示す。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、以下の各章に述べるように、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。しかしながら、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 G_j にはその影響が含まれている可能性がある。

その他、各地域に共通する事柄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ているため、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

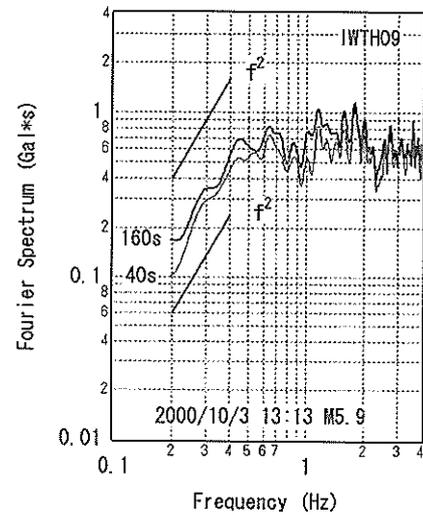


図-2.1 40 秒間のデータを用いる場合と 160 秒間のデータを用いる場合のフーリエスペクトルの相違

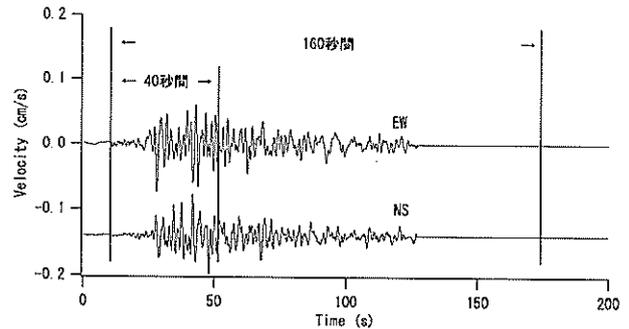


図-2.2 図-2.1 のスペクトルに対応する速度波形とスペクトルの算定に用いた時間区間

比の確認を行った (野津他, 2003)。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るため、方位に関係なく一つの震源特性 S_j を考慮することが適切でなくなる。従って、M6.0 以上の記録は避けることが望ましい。以上のことから、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。

3. 九州地方におけるサイト増幅特性

本章では九州地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。本研究の最大の目的は港湾におけるサイト増幅特性の評価にあるが、解析精度を確保するため、港湾地域強震観測の記録の他、K-NET (Kinoshita, 1998)、KiK-net (Aoi et al., 2000) 等、内陸部の強震観測地点で

のデータを利用している。また、九州地方の記録だけを用いて解析を行うことは基準観測点選定の観点から適切でないと判断されたため、中国地方と四国地方の観測点を解析に加えた。解析終了後の2005年3月20日に福岡県西方沖を震源とするM7.0の地震が発生したため、その余震記録を加え再度解析を実施し、それ以前の解析でサイト増幅特性を算定できていなかった17地点についても新たにサイト増幅特性を算定した。解析の結果、九州地方には、後述のように、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がわかってきた。算定されたサイト増幅特性を用いて1997年3月26日鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションを実施し、九州地方南部のカルデラ内外における観測記録と比較することにより、算定されたサイト増幅特性が妥当なものであることを確認した。

3.1 解析条件

2005年3月20日福岡県西方沖の地震(M7.0)の余震記録を含まない解析をケース1、含む解析をケース2とする。

ケース1では、対象地点は九州地方の198地点に中国地方の31地点と四国地方の55地点を加えた計284地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、46の地震による1788の記録(3576の水平成分)が選定された。

すべての解析対象記録について、2.で述べた時間区間に対し、水平2成分のフーリエスペクトルを算出し、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。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側でのS/N比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

スペクトルインバージョンでは、震源特性とサイト増幅特性に加え、伝播経路における Q 値を未知数とすることが多いが、ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は加藤(2001)により鹿児島県および熊本県を対象に求められている値($Q=104 \times f^{0.63}$)に固定し、46の震源特性と284のサイト増幅特性の合計330の未知数を周波数毎に求めることとした。

ケース2では、対象地点は九州地方の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地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、48の地震による1949の記録(3898の水平成分)が選定された。図-3.1にケース2で用いた地震の震央と観

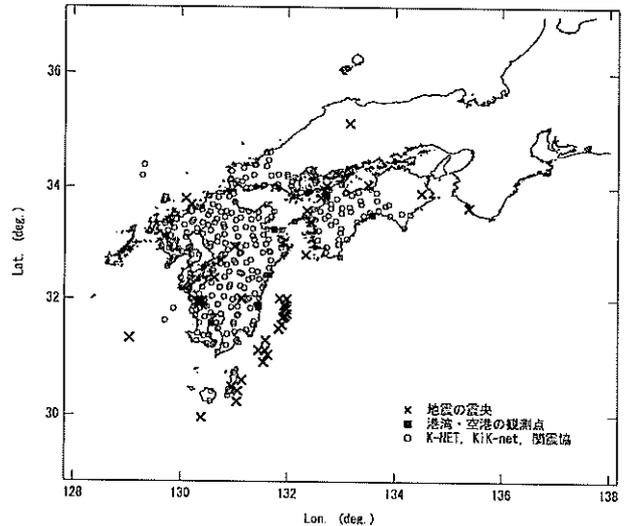


図-3.1 ケース2で用いた地震の震央と観測点の位置

測点の位置を示す。ケース2では48の震源特性と301のサイト増幅特性の合計349の未知数を周波数毎に求めた。周波数の刻み幅は約0.024Hzとした。

3.2 解析結果

(1) 震源特性

スペクトルインバージョン(ケース2)で得られた震源特性(震源スペクトル)を図-3.3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る(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0.3-0.4Hz付近)、概ね ω^{-2} モデル(Aki, 1967)に従うものとなっている。ケース1で得られた震源スペクトルも同様の傾向となっている。図-3.3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。なお、ここで言う自由地表面による増幅とは、自由端における入射波と反射波の重なり合いのことである。

さて、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-3.2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-3.2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。

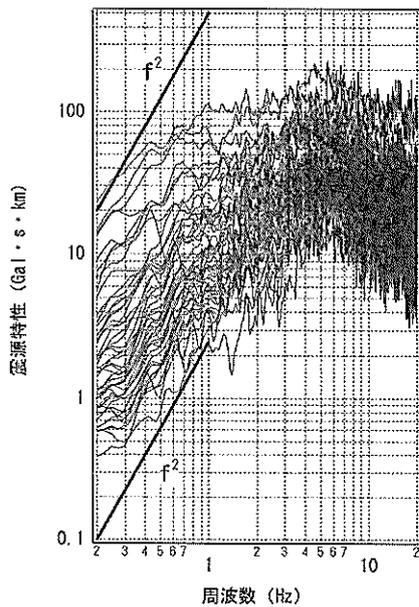


図-3.2 対象 48 地震の震源スペクトル (ケース 2)

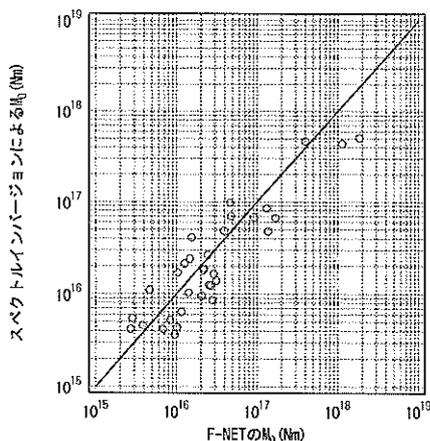


図-3.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較 (ケース 2)

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_s^3}{R_{0\phi} \cdot PRITIN} U_0 \quad (3.1)$$

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 (1998) 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 (3.1) 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。 $PRITIN$ は地震波のエネルギーの水平 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 $PRITIN=1$ 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を図-3.3 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、従って、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、ケース 1 で算定された地震モーメントはケース 2 と概ね同様となっている。

(2) サイト増幅特性

算定されたサイト増幅特性の例を以下に示す。なお、以下に示すサイト増幅特性は、特に断らない限り、いずれもケース 2 の結果である。

鹿児島市内の 2 カ所の観測点、港湾地域強震観測の鹿児島-G と K-NET の KGS012 におけるサイト増幅特性を図-3.4 に示す。ここでは 0.2-1Hz の帯域でほぼ基準観測点となっている KiK-net の KOCH04 (大月) におけるサイト増幅特性を併記している。この図から、鹿児島市内の 2 カ所の観測点は、0.5-1Hz の帯域を中心として、著しく大きなサイト増幅特性を示していることがわかる。鹿児島-G と KGS012 はいずれも始良カルデラ内もしくはその近傍に位置する観測点であるが、周辺には他にもサイト増幅特性の大きな観測点が分布している。図-3.5 は、始良カルデラ内およびその近傍の観測点のうち、すでに示した鹿児島-G および KGS012 を除く 3 地点でのサイト増幅特性を示したものであるが、これらの地点でも 0.5-1Hz の帯域でのサイト増幅特性は大きい。

今回サイト増幅特性の評価を行った地点の中には、この他にも、1Hz 以下の帯域で著しく大きなサイト増幅特性を示す地点が見受けられた。そこで、1Hz 以下の帯域でのサイト増幅特性と地形・地質との関係を調べてみると、図-3.6 に示す結果が得られた。

図-3.6 は、九州地方の観測点について、0.2-1Hz の範囲でサイト増幅特性の算術平均を求め、その大きさに応じて色別のプロットを行ったものである。背後には九州地方の地質が示されているが、これは地質調査所 (1992) から第四紀の地質を示したものである。これは火山岩類と堆積岩類に区分されており、堆積岩類はさらにその年代に応じて H, Q1, Q2, Q3 に区分されている。このうち H は沖積層に相当する。図-3.6 にはさらに第四紀火山と主なカルデラの位置を示している。これらは日本火山学会 (1999) および横山他編 (1979) を参考に図示したものである。

これらの図から、0.2-1Hz の範囲で平均 20 以上の著しく大きなサイト増幅特性を示す地点が 9 地点存在し、それらのうち 7 地点まではカルデラ内もしくはその近傍の観測点であることがわかる。それらの観測点は鹿児島-G, KGS008, KGS009, KGS012, KGSH07 (以上始良カルデラ内および

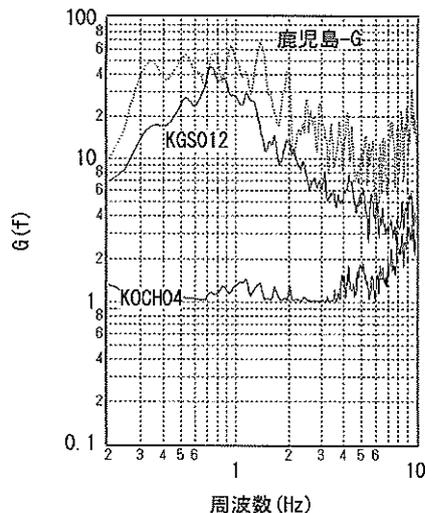


図-3.4 鹿児島市内の二カ所におけるサイト増幅特性

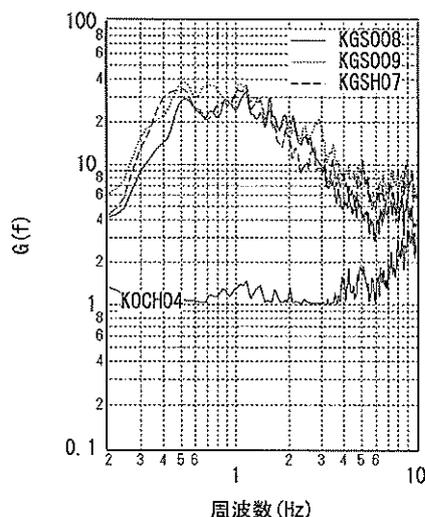


図-3.5 始良カルデラ内およびその周辺におけるサイト増幅特性（鹿児島島以外）

その近傍), MYZ009 (加久藤カルデラ内) および KMMH04 (阿蘇カルデラ内) である。0.2-1Hz の範囲で平均 20 以上のサイト増幅特性を示す残りの二地点は OIT010 と KMM008 であるが、これらは沖積平野の観測点である。

次に、上述の 8 地点ほどではないが、0.2-1Hz の範囲で平均 10~20 の大きなサイト増幅特性を示す地点は 20 地点存在しており、それらは火山性堆積物上かもしくは沖積地盤上に位置している。沖積地盤上の観測点でサイト増幅特性が大きいことはしばしば指摘されており、また、火山性堆積物上の観測点でサイト増幅特性が大きいことは加藤(2001)によっても指摘されている。

図-3.7 は加久藤カルデラ内の観測点でのサイト増幅特性を示したものである。図-3.8 は阿蘇カルデラ内の観測点でのサイト増幅特性を示したものである。阿蘇カルデラ内の

北西部に位置する KMMH04 における卓越周期は始良カルデラおよび加久藤カルデラ内の観測点における卓越周期と比較して有意に長周期側にあるが、これは、カルデラ内における堆積物の厚さ等に違いがあることを示すものと考えられる。また、同じ阿蘇カルデラ内でも、北東部の KMM004 や南東部の KMM007 ではサイト増幅特性が比較的小さい。これは、同一カルデラ内でも、堆積物の厚さ等が一様でないためと推察される。

次に、沖積地盤上の観測点におけるサイト増幅特性の例を示す。図-3.9 は熊本平野および八代平野の沖積地盤上の観測点におけるサイト増幅特性を示したものである。約 0.4Hz よりも低周波側では 3 地点のサイト増幅特性は類似している。それよりも高周波側では 3 地点のサイト増幅特性は異なっており、KMM008 (宇土) のサイト増幅特性が最も大きい。

以上の結果のうち、カルデラ内の観測点でしばしば 0.2-1Hz の帯域でのサイト増幅特性が著しく大きい点については、以下に述べる複数の要因が考えられる。

第一の要因として、カルデラ内において、比較的軟らかい火山性の堆積物が厚く堆積している可能性が考えられる。火山性の堆積物は堆積速度が速いため、軟らかく厚い堆積層を構成しやすいものと考えられる。

第二の要因として、火山性の堆積物は沖積地盤と比較して減衰定数の小さい可能性がある。このことは、鹿児島県及び熊本県での強震記録の解析を行った加藤(2001)によっても指摘されており、またシラスは沖積砂質土と比較して減衰定数が小さいことを示す実験結果もある(高田他, 1999; 永瀬他, 1997)。減衰定数の小さい堆積物が厚く堆積している状況を想定すれば、長周期側でのサイト増幅特性が大きくなることは理解できる。

第三の要因として、カルデラが閉じた形状をしていることが挙げられる。堆積平野の地下に盆地構造が存在する場合、この中に地震波がトラップされ表面波として行き来することはしばしば指摘されている(川瀬, 1993)。カルデラも 2 次元ないし 3 次元的に閉じた構造をしているという点では堆積平野の地下に存在する盆地構造と同様であるから、同様のメカニズムにより表面波が発達することが考えられる。実際、1997 年 3 月 26 日鹿児島県北西部地震によるカルデラ内の観測点 (KGS012 と MYZ009) およびその近傍のカルデラ外の観測点 (KGS011 と KGS003) における速度波形 (0.2-2Hz) を比較してみると、図-3.10 に示すように、カルデラ内外での波形の違いは明瞭であり、カルデラ内に限って継続時間の長い後続位相の発達認められる。このことは、閉じた構造による表面波の発達を示唆するものである。ここで速度波形の比較を実施した地点を図-3.11 に示

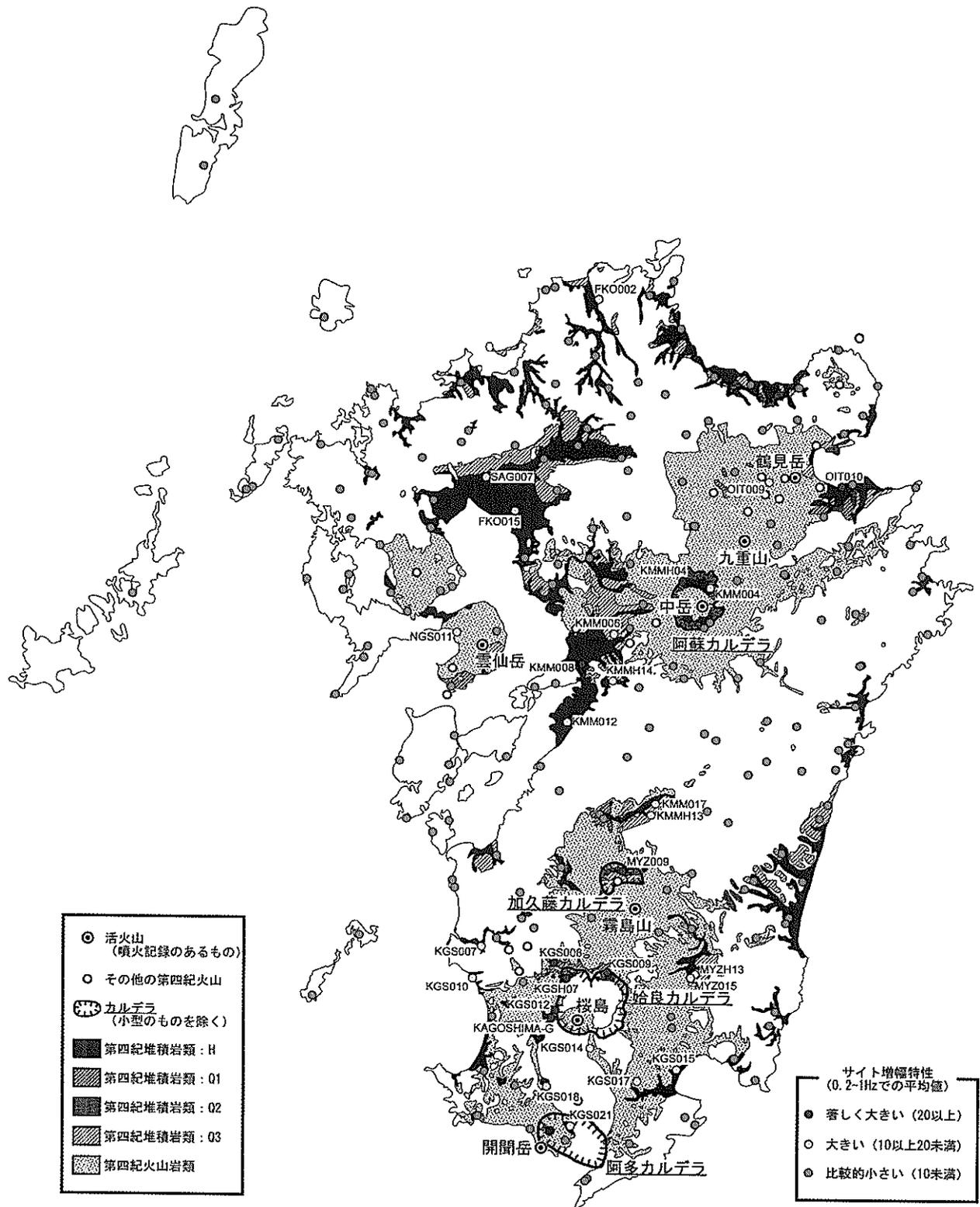


図-3.6 サイト増幅特性 (0.2-1.0Hz での平均値) と火山性の地形・地質との関係

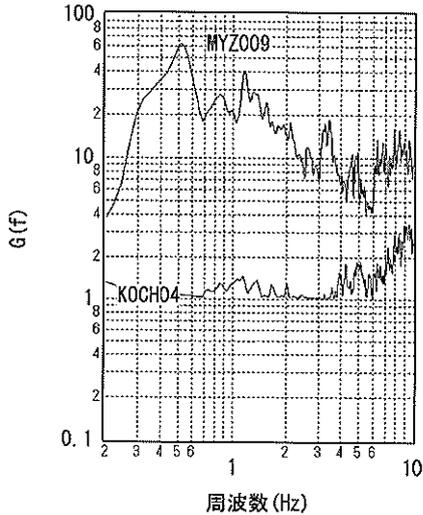


図-3.7 加久藤カルデラ内におけるサイト増幅特性

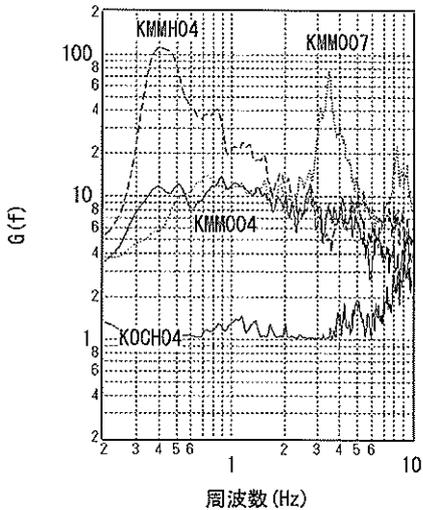


図-3.8 阿蘇カルデラ内におけるサイト増幅特性

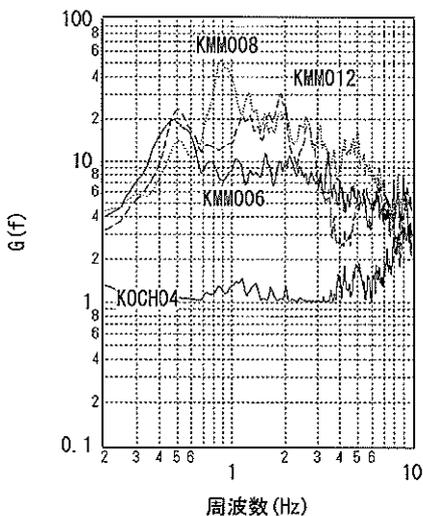


図-3.9 熊本平野および八代平野のサイト増幅特性

す。なお、九州地方の事例ではないが、カルデラ内において周期数秒の地震動が卓越することを指摘した既往の研究事例としては佐藤他（1999）によるものがある（対象は東北地方の鳴子カルデラ）。

カルデラ内における著しく大きなサイト増幅特性は過去の地震被害の原因となった可能性もある。九州で発生した被害地震のうち人的被害を伴ったものとして1968年2月21日に発生したえびの地震がある。この地震では、全壊率が40%を越えた集落も複数存在した（宇佐美，2003）が、この地震はM6.1であり、地震の規模として著しく大きいものとは言えない。地震の震源が浅かったことも要因の一つと考えられるが、全壊率が40%を越えた集落は加久藤カルデラ内に位置していることから、カルデラ内における地震動の増幅特性との関連が考えられる。

3.3 サイト増幅特性の検証—1997年3月26日鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーション

(1) 強震動シミュレーションの目的

3.2ではカルデラ内の観測点をはじめとして非常に大きなサイト増幅特性が得られる結果となったが、それらが妥当なものであるかどうかを別の角度から検証しておくことは重要である。そこで、3.2で得られたサイト増幅特性を用い、1997年3月26日17:31に発生した鹿児島県北西部地震（M6.6）の強震動シミュレーションを実施し、その結果を観測記録と比較する。なおこの地震の気象庁マグニチュードは当初M6.5と発表されたがその後M6.6に修正されている。この地震はM6.0以上の地震であるためスペクトルインバージョンの対象とはなっていない。

(2) 強震動シミュレーションの方法

ここでは古和田他（1998）により提案されている経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法を適用する。古和田他（1998）の提案する手法は、統計的グリーン関数法（釜江他，1991）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2.で述べたように震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で与えられる。

$$O(f) = S(f) P(f) G(f) \quad (3.2)$$

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（澤田他，1998）。

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (3.3)$$

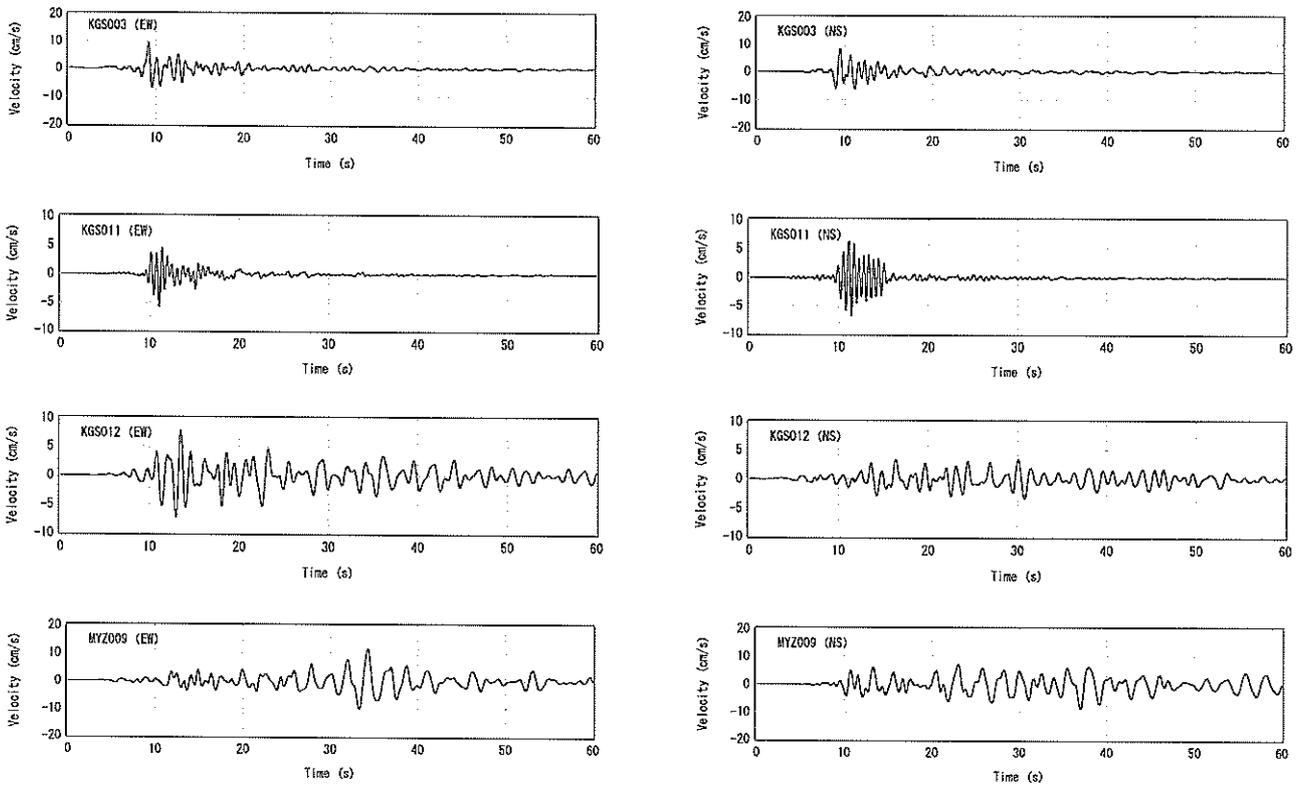


図-3.10 1997年3月26日鹿児島県北西部地震によるカルデラ内外の観測点における速度波形 (0.2-2Hz)
(KGS003とKGS011はカルデラ外, KGS012とMYZ009はカルデラ内)

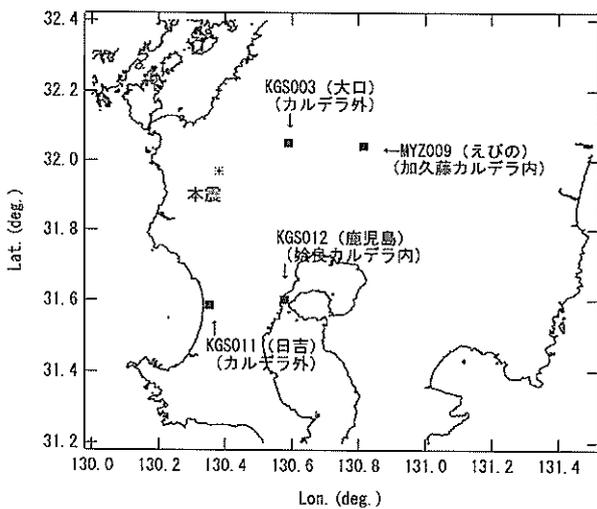


図-3.11 図-3.10 に速度波形を示した地点

式 (3.3) において添字 O は観測点において実際に観測される地震動を, 添字 S は震源特性を, 添字 P は伝播経路特性を, 添字 G はサイト特性を示す。

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, ほぼ式 (3.3) 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, 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, 先ず, 小地震による地震基盤での地震動 (要素波) を Boore (1983) の方法で評価し, これを対象地震の震源モデルに従って重ね合わせ, 対象地震による地震基盤での地震動を評価する。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。

要素波の求め方について詳述すると次の通りである。まず, 小地震の震源特性 (3.4) および伝播経路特性 (3.5) の積として要素波のフーリエ振幅を定める。

$$S(f) = R_{0\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (3.4)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (3.5)$$

式 (3.4) 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。 $R_{0\phi}$ 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。式 (3.5)

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 Brunc (1970,1971) の次式により定める.

$$f_c = 0.66 V_s / \sqrt{S_e} \quad (3.6)$$

ここに S_e は小地震の断層面積である. 以上により定まるフーリエ振幅に適合するような波形を Boore (1983) の方法で求め要素波とする.

以上の方法で地震動を評価する場合, 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. 3.2 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.

(3) 1997年3月26日鹿児島県北西部地震の震源モデル

強震動シミュレーションに用いる震源モデルを作成するため, 経験的グリーン関数を用い, 1997年3月26日鹿児島県北西部地震 (M6.6) の波形インバージョン解析を実施した. 対象周波数は 0.2-2Hz とした. 経験的グリーン関数としては, 三宅他 (1999) がフォワードモデリングによる震源モデルの構築に用いたのと同じ 1997年3月26日 17:39 の余震 (M4.9) の記録を用いた. 図-3.12 に示すように, K-NET の 26 地点における EW 成分と NS 成分の速度波形, 計 52 成分をインバージョンのターゲットとした. インバージョンには本震波形の S 波を含む 5 秒間を用いた. 断層面は, 三宅他 (1999) の用いている震源 (北緯 31.970°, 東経 130.380°, 深さ 8.2km) を含むように設定し, 走向は 98°, 傾斜は 90°, 長さ 16km, 幅 8km とした. インバー

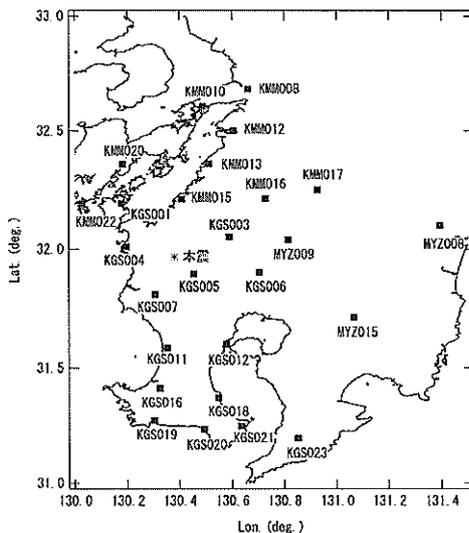


図-3.12 波形インバージョンの対象地点

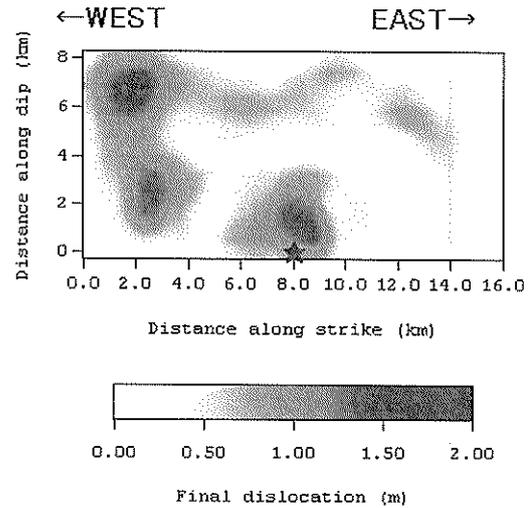


図-3.13 鹿児島県北西部地震の震源モデル

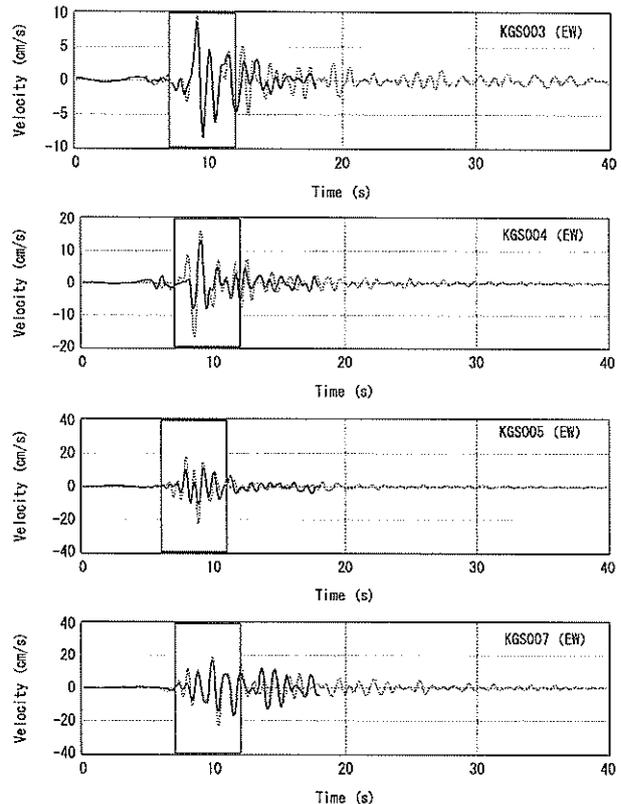


図-3.14 合成波 (実線) と観測波 (破線) の比較の一例

ジョンは Hartzell and Heaton (1983) の方法に基づいている. 16km×8km の断層を 32×16 の小断層に分割し, それぞれの小断層では破壊フロント通過後の 2.0 秒間に 8 回のすべりが許されるものとした.

各々のすべりによるモーメント解放量が余震モーメントの何倍であるかを未知数としてインバージョンを行う. 破

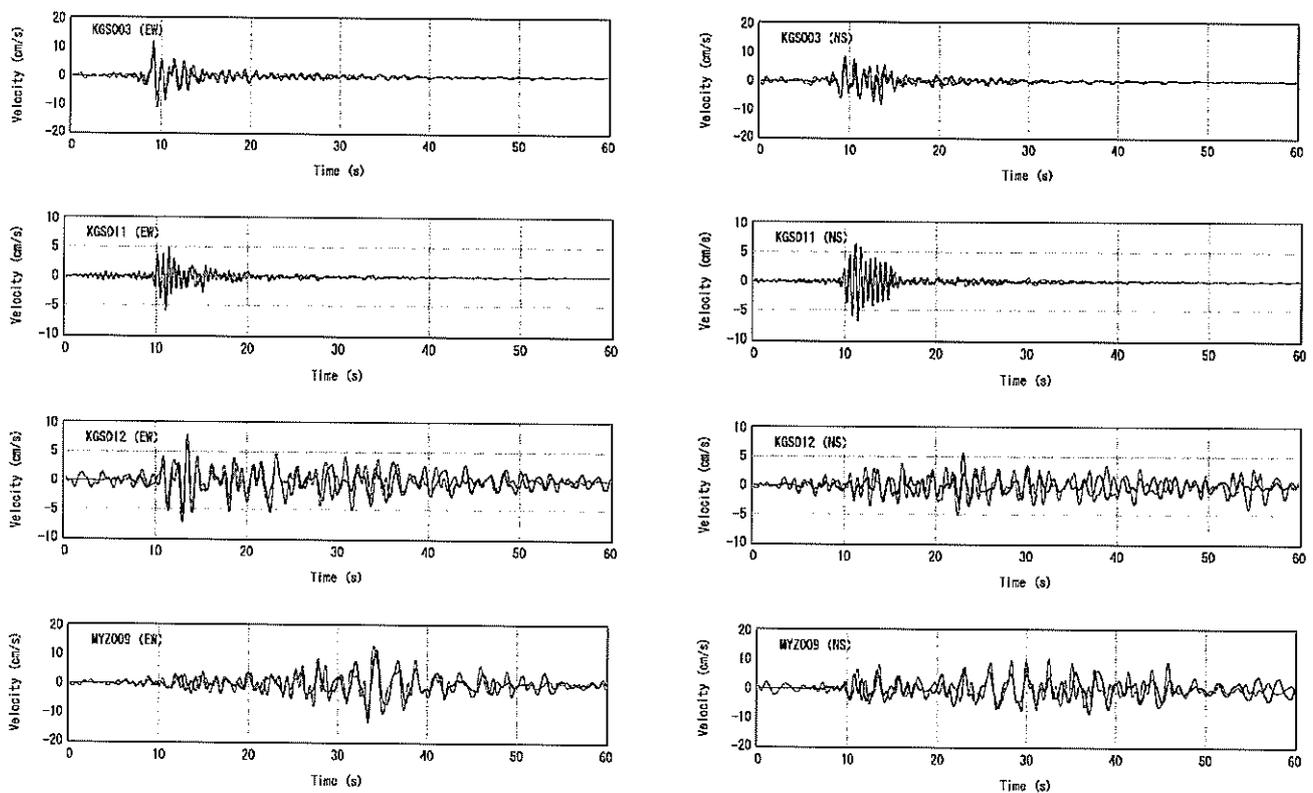


図-3.15 カルデラ内外の観測点における合成波（赤）と観測波（黒）の比較（いずれも0.2-2Hzの帯域の速度波形）
 (KGS003 と KGS011 はカルデラ外, KGS012 と MYZ009 はカルデラ内)

壊フロントは震源から同心円状に速度 2.4km/s で広がるものとした。基盤の S 波速度は 3.55km/s とした。インバージョンには非負の最小自乗解を求めるためのサブルーチン (Lowson and Hanson, 1974) を用いた。また、すべりの時空間分布を滑らかにするための拘束条件を設けた。観測波と合成波を比較する際には記録のヘッダに記載された絶対時刻の情報を用いている。

インバージョンの結果として得られた最終すべり量の分布を図-3.13 に示す。同図に示すように、破壊開始点付近とその西側の上方にアスペリティを有する震源モデルが得られた。ここでのインバージョンでは、直接には各々の小断層におけるモーメント解放量の余震モーメントに対する比が明らかになるだけであるが、余震のモーメントは本研究のスペクトルインバージョンにより $M_0=5.75 \times 10^{15} \text{Nm}$ と推定されており (CMT 解は無し)、この値と組み合わせると、図-3.13 に示す最終すべり量の分布は $M_w=6.1$ に相当する。

インバージョンに用いた観測点における観測波と合成波の比較の例を図-3.14 に示す。この図において、ハッチングをした部分がインバージョンに用いた部分である。観測波と合成波の一致はある程度満足のいくものである。

なお、ここで得られた variable slip model を三宅他 (1999)

の震源モデルと比較すると、破壊開始点から主に西側に向かって破壊が進展したという点で両者は類似しているが、三宅他のモデルで一つのアスペリティとされているものが、本研究では複数のより小さいアスペリティに分かれている。KGS011 等南方の観測点に適用した場合に、ここで得られた variable slip model による波形の再現性が良好であることから、以下のシミュレーションには variable slip model を用いることとした。

(4) 強震動シミュレーションの結果

(2) で述べた方法を用い、(3) で述べた震源モデルを用いて 1997 年 3 月 26 日鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションを実施した。その際、地震基盤における媒質の密度は 2.4g/cm^3 、S 波速度は 3.55 km/s とした (加藤, 2001)。ラディエーション係数 R_{θ} は全方位への平均値 0.63 とし、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係数である $PRITIN$ は 0.71 とした (水平 2 成分にエネルギーが等しく分配されたとした場合の数字)。伝播経路における媒質の Q 値は加藤 (2001) により鹿児島県および熊本県を対象に求められている値 ($Q=104 \times \rho^{0.63}$) を用いた。断面層の分割数は $32 \times 16 \times 8$ とした。震源モデルの対象周

波数は 0.2-2Hz であるため、以下において合成波と観測波との比較を行う際には、0.2-2Hz の速度波形に注目した比較を行う。サイト周辺の堆積層の位相への影響を評価するためには、波形インバージョンに用いたのと同じ 1997 年 3 月 26 日 17:39 の余震 (M4.9) の記録を用いた。

先に速度波形を紹介したカルデラ内の KGS012 および MYZ009 とその近傍でカルデラ外の KGS011 および KGS003 における速度波形 (0.2-2Hz) を計算した。結果を図-3.15 に示す。カルデラ内外の波形の振幅や継続時間の違いが十分に再現されていることがわかる。このように、既往の強震記録を十分に再現できることから、カルデラ内のサイト増幅特性に見られる低周波側のピークは妥当なものであると判断される。

3.4 港湾におけるサイト増幅特性

九州地方の港湾の観測点と、港湾ではないが博多港に近い FKO006 (福岡) におけるサイト増幅特性を図-3.16~図-3.20 に示す。いずれも、ケース 2 (福岡県西方沖の余震を含む解析) の結果を実線で、ケース 1 (含まない解析) の結果を破線で示している。いずれの地点においても、ケース 1 とケース 2 のサイト増幅特性の算定結果には大きな違いはないことがわかる。

深澤他 (2003) は、港湾地域強震観測で 2001 年末までに取得された記録のフーリエスペクトルを計算し、同じ地点の複数の記録に共通するピークを読みとり、各地点の卓越周波数として整理している。深澤他 (2003) の読みとったピークは鹿児島-G で 0.6Hz と 1Hz、宮崎-G で 2.5Hz、細島-G で 1Hz と 2Hz、大分-G で 0.3Hz、1.2Hz および 3Hz となっており、これらは、細島-G の 2Hz を除けば、ほぼ図-3.16

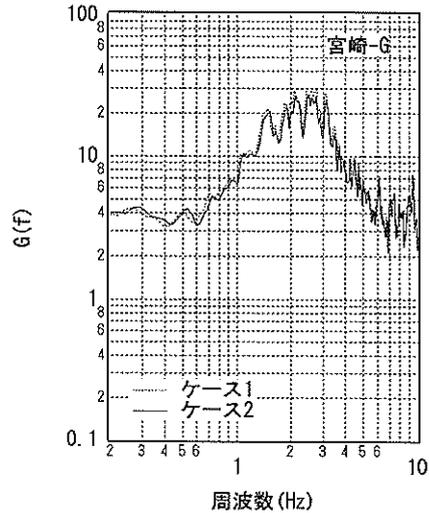


図-3.17 宮崎港におけるサイト増幅特性

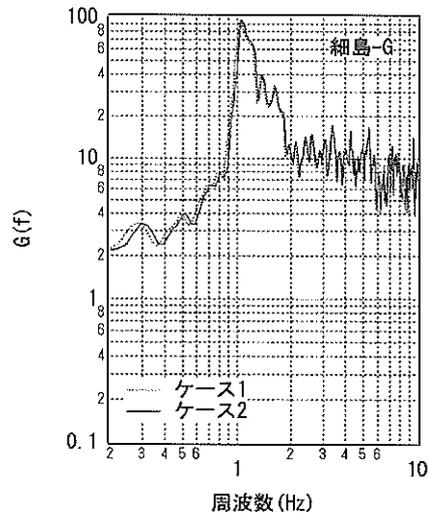


図-3.18 細島港におけるサイト増幅特性

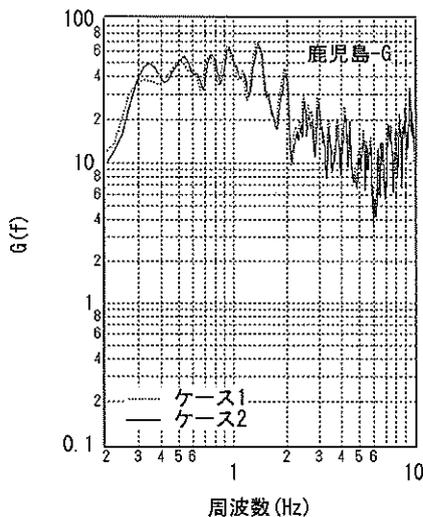


図-3.16 鹿児島港におけるサイト増幅特性

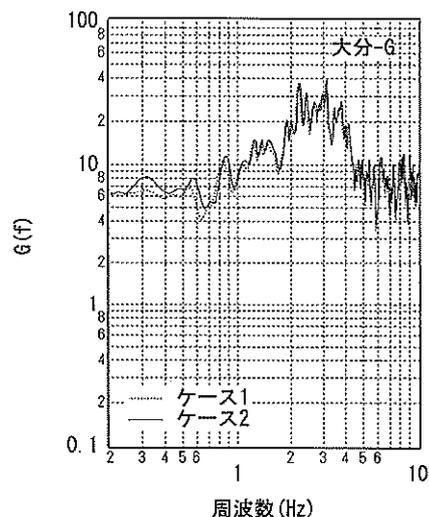


図-3.19 大分港におけるサイト増幅特性

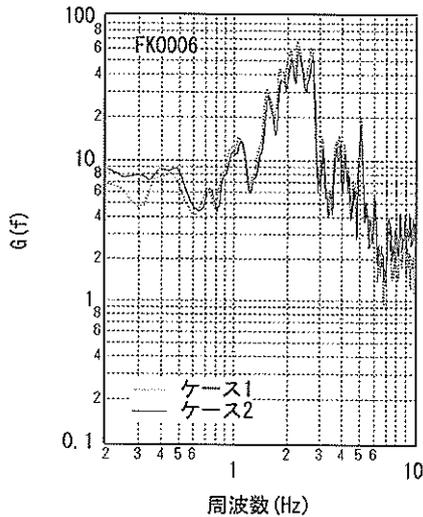


図-3.20 FKO006 (福岡) におけるサイト増幅特性

～図-3.19 のサイト増幅特性のピークに対応する。従って、深澤他の読みとった卓越周波数は、堆積層の影響によるものであったと考えられる。

4. 中国・四国地方におけるサイト増幅特性

本章では中国・四国地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。九州地方の場合と同様、港湾地域強震観測の記録の他、K-NET (Kinoshita, 1998), KiK-net (Aoi et al., 2000) など、内陸部の強震観測地点でのデータを利用している。また、九州地方・近畿地方の解析結果との連続性を確認するため、九州・近畿の一部の観測点での記録を利用している。解析終了後の2005年3月20日に福岡県西方沖を震源とするM7.0の地震が発生したため、その余震記録を加え再度解析を実施し、サイト増幅特性の修正を行った。

4.1 解析条件

2005年3月20日福岡県西方沖の地震(M7.0)の余震記録を含まない解析をケース1、含む解析をケース2とする。

ケース1では、対象地点は中国・四国地方の241地点に九州地方の54地点と近畿地方の106地点を加えた計401地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、61の地震による3004の記録(6008の水平成分)が選定された。

すべての解析対象記録について、2.で述べた時間区間に対し、水平2成分のフーリエスペクトルを算出し、そのベクトル和を求め、バンド幅0.05HzのParzenウィンドウを

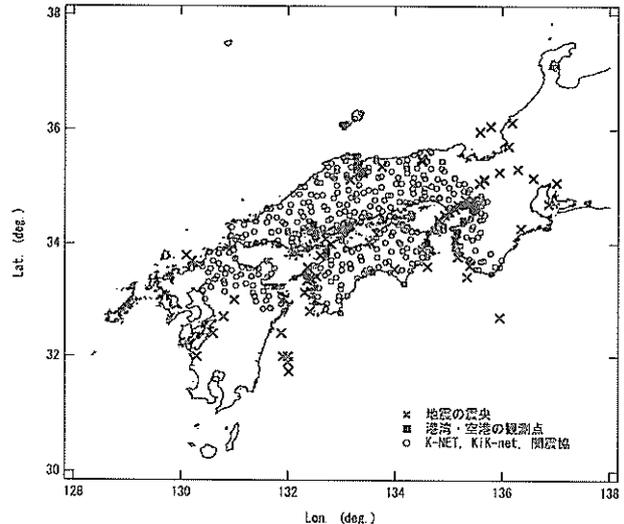


図-4.1 ケース2で用いた地震の震央と観測点の位置

作用させた。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側でのS/N比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は佐藤・巽(2001)による西日本海溝型地震の Q 値($Q=152 \times f^{0.38}$)に固定し、61の震源特性と401のサイト増幅特性の合計462の未知数を周波数毎に求めることとした。ケース2では、対象地点は中国・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とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、63の地震による3092の記録(6184の水平成分)が選定された。図-4.1にケース2で用いた地震の震央と観測点の位置を示す。ケース2では63の震源特性と405のサイト増幅特性の合計468の未知数を周波数毎に求めた。

4.2 解析結果

(1) 震源特性

スペクトルインバージョン(ケース2)で得られた震源特性(震源スペクトル)を図-4.3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0.4-0.5Hz付近)、概ね ω^{-2} モデル(Aki, 1967)に従うものとなっている。なお、地震の取捨選択を気象庁マグニチュードを指標として行っているため、他と比べて規模の小さい地震が一つ含まれていることが図-4.3からわかる(2003年2月6日2:37の地震、F-netによるモー

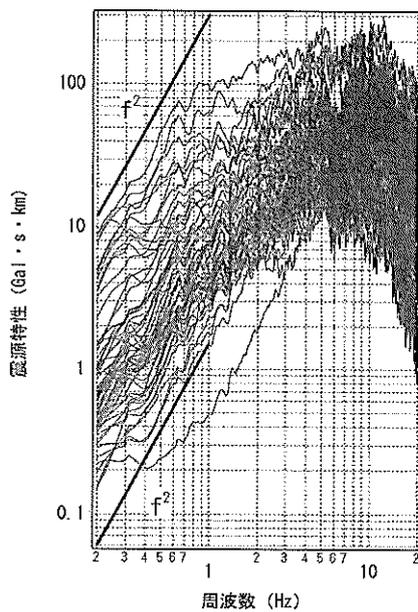


図-4.2 対象 63 地震の震源スペクトル

メントマグニチュードは $M_w=3.7$ ）。この地震の場合、1-2Hz の範囲に周波数の自乗に比例する部分がある。ケース 1 で得られた震源スペクトルは、ここで得られたものとはほぼ同様である。なお図-4.3 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。

さて、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-4.2 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-4.2 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、式 (3.1) により地震モーメントを算定した。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 (1998) 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 (3.1) で用いた。ラディエーション係数 $R_{0\phi}$ は全方位の平均値 0.63、地震波のエネルギーの水平 2 成分への分配を示す係数は、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、 $PRITIN=1$ 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を図-4.3 に示す。同図に示すように、震源

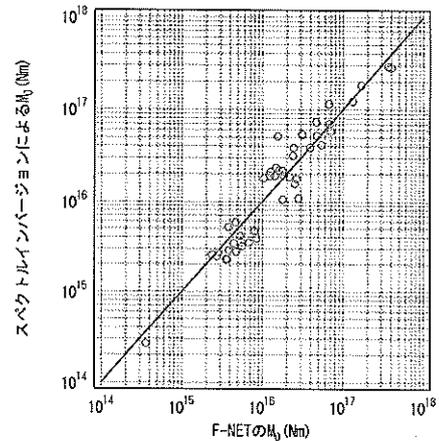


図-4.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

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、従って、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、ケース 1 で算定された地震モーメントはケース 2 と概ね同様となっている。

(2) サイト増幅特性

中国・四国地方において算定されたサイト増幅特性も、地形・地質との対応が明瞭である。その一例を以下に示す。なお、以下に示すサイト増幅特性は、特に断らない限り、いずれもケース 2 の結果である。

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-4.4 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-4.5 に示す。沖積平野に位置する境港地域強震観測の境港-G, K-NET の TTR008 (米子), SMN002 (松江), SMN005 (出雲) 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 (江府), TTR009 (日南), SMN003 (横田), SMN004 (木次), SMN016 (掛合) 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関わら

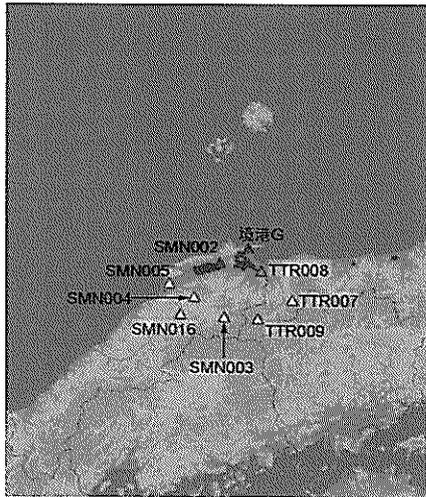


図-4.4 中海・宍道湖周辺の観測点

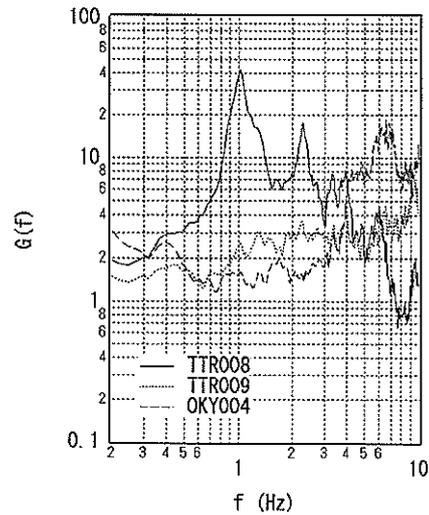


図-4.7 佐藤・巽 (2002) にサイト増幅特性が紹介されている地点でのサイト増幅特性

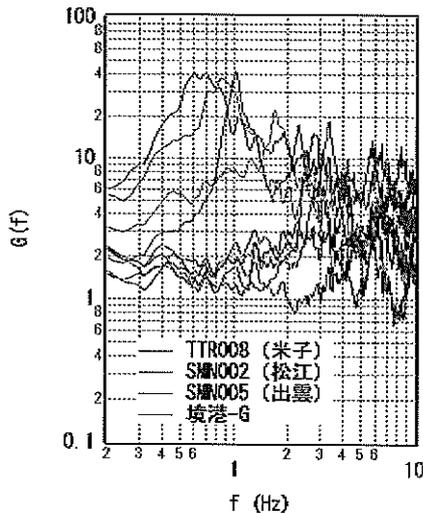


図-4.5 図-4.4 に示す観測点でのサイト増幅特性

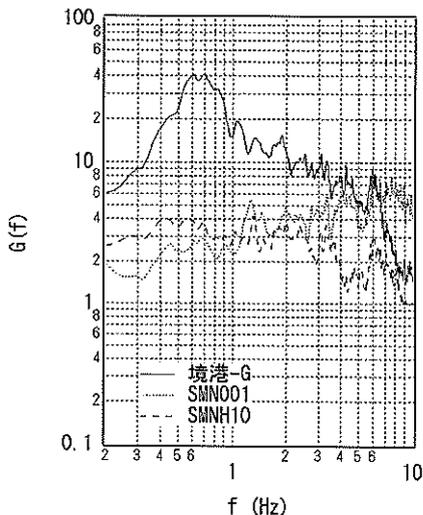


図-4.6 境港周辺の観測点におけるサイト増幅特性

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 (2003) 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にもかかわらず震度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-4.5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。

本資料の冒頭では、沖積平野に位置する港湾地域強震観測の境港-Gと、島根半島の山麓に位置する防災科学技術研究所のSMN001 (美保関) および SMNH10 (美保関) では、2000年鳥取県西部地震の際に観測された最大速度に著しい相違のあることを紹介したが、ここで算定されたサイト増幅特性を見ると両者の違いは明瞭であり (図-4.6)、こうしたサイト増幅特性の相違が2000年鳥取県西部地震の観測波の著しい振幅の違いをもたらしたものと推察される。

佐藤・巽 (2002) は、全国のK-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、震源・伝播・サイト特性の分離を行っている。その際、K-NETのIWT009 (大東) を基準観測点としている。佐藤・巽 (2002) の用いたデータはS波を含む15秒間である。中国地方のサイト増幅特性としては、鳥取県西部地震の震源近傍のTTR008 (米子)、TTR009 (日南)、OKY004 (新見) におけるサイト増幅特性が紹介されている。これらの地点について、本研究で算定されたサイト増幅特性は図-4.7に示す通りである。

TTR008 (米子) では 1Hz に顕著なピークのあるサイト増幅特性が算定されているが、同様のピークは佐藤・巽(2002)の算定したサイト増幅特性にも認められる。ただし、佐藤・巽(2002)の求めたピークの高さは 100 程度となっており、本研究における値 (40 程度) よりも大きくなっている。TTR009 (日南) では、1Hz 以下ではサイト増幅特性は 2 以下となっており、また、1Hz 以上でサイト増幅特性が 2 を上回る結果となっているが、この結果は佐藤・巽 (2002) の結果と調和的である。OKY004 (新見) では、3Hz 以下ではサイト増幅特性が小さく、3Hz-5Hz ではサイト増幅特性が増加する傾向が認められるが、この結果は佐藤・巽 (2002) の結果と調和的である。

4.3 九州地方の結果との比較

九州地方を対象とした解析 (3.) と、本章で実施した中国・四国地方を対象とした解析で、共に用いられている観測点がある。それらの観測点で算定されたサイト増幅特性が互いどの程度整合しているか検討する。二つの解析に共通する観測点は山口県、愛媛県、高知県、福岡県、大分県に分布している。そこで、一つの県につき一箇所の観測点を選び、サイト増幅特性の比較結果を図-4.8～図-4.12 に示す。この結果から、二つの地域で行った解析の結果は概ね整合していると言える。

4.4 港湾におけるサイト増幅特性

広島港、高知港、松山港、小松島港におけるサイト増幅特性を図-4.13～図-4.16 に示す。境港についてはすでに図-4.4 および図-4.5 に示している。

深澤他 (2003) は港湾地域強震観測の各観測地点にお

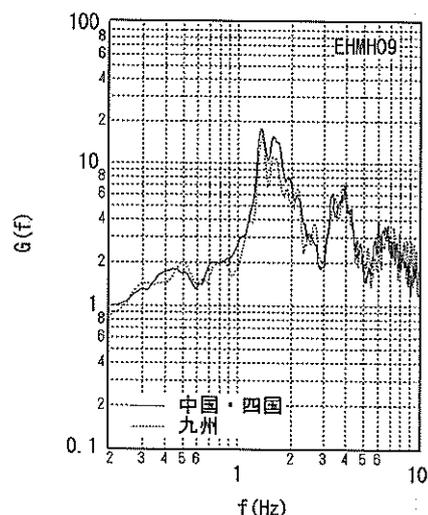


図-4.9 九州地方の解析結果との比較 (EHMH09)

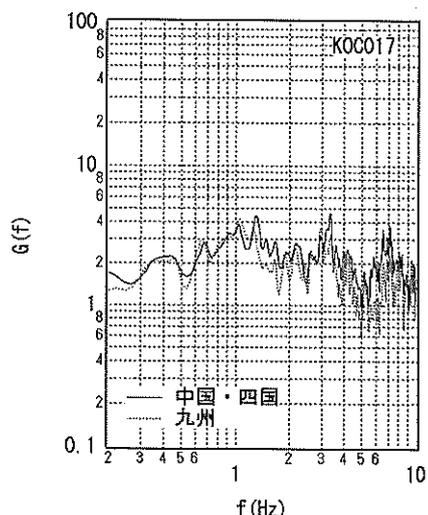


図-4.10 九州地方の解析結果との比較 (KOC017)

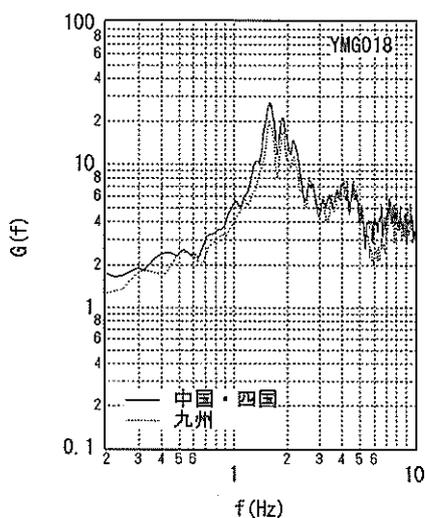


図-4.8 九州地方の解析結果との比較 (YMG018)

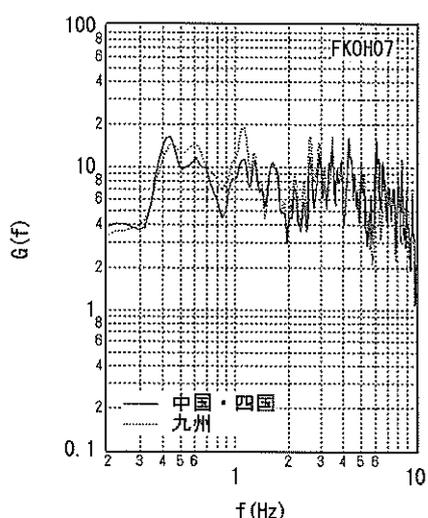


図-4.11 九州地方の解析結果との比較 (FKOH07)

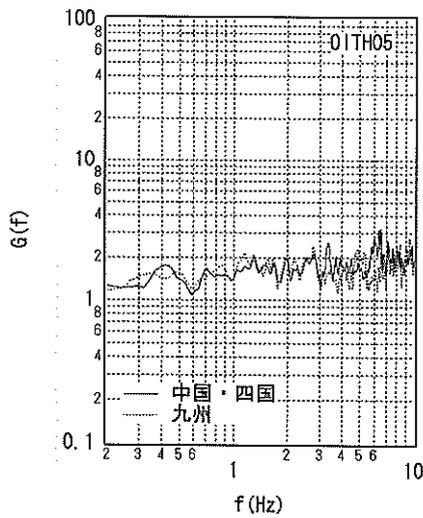


図-4.12 九州地方の解析結果との比較 (OITH05)

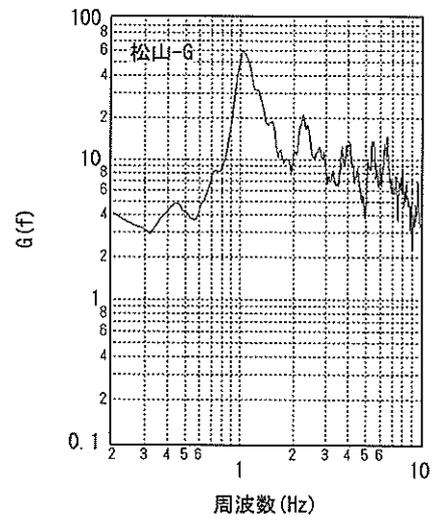


図-4.15 松山港におけるサイト増幅特性

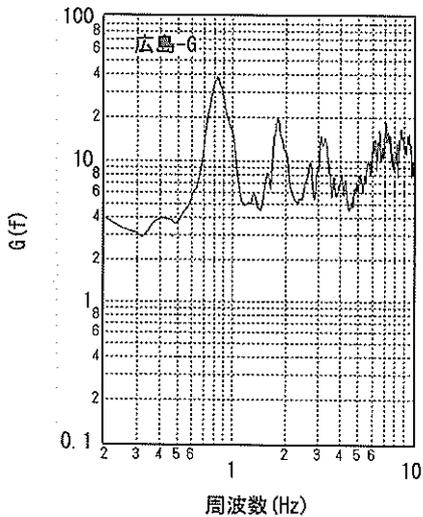


図-4.13 広島港におけるサイト増幅特性

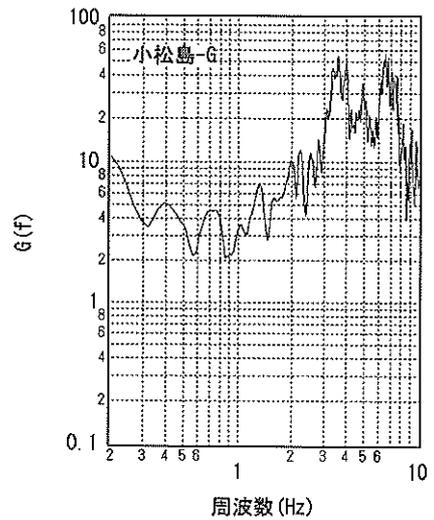


図-4.16 小松島港におけるサイト増幅特性

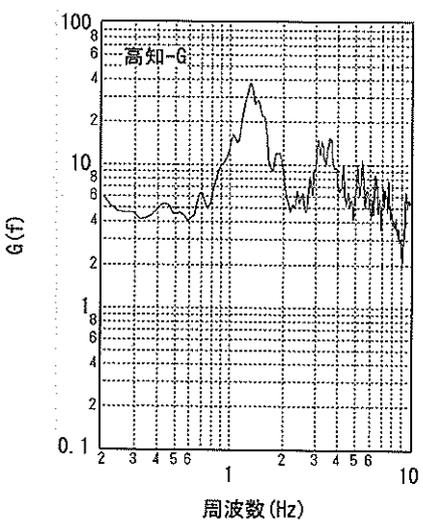


図-4.14 高知港におけるサイト増幅特性

る卓越周波数を整理している。深澤他 (2003) の読みとったピークは境港-G で 0.6Hz, 広島-G で 0.8Hz, 1.8Hz および 3Hz, 高知-G で 1.2Hz および 3Hz, 松山-G で 1Hz および 2Hz, 小松島-G で 0.8Hz, 2Hz および 3Hz となっているが、これらのピークは、小松島港の 3Hz がわかりにくいのが、それ以外は今回算定されたサイト増幅特性にも認められる。従って、深澤他の読みとった卓越周波数は、堆積層の影響によるものであったと考えられる。

5. 近畿地方におけるサイト増幅特性

本章では近畿地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。近畿地方では、港湾地域強震観測の記

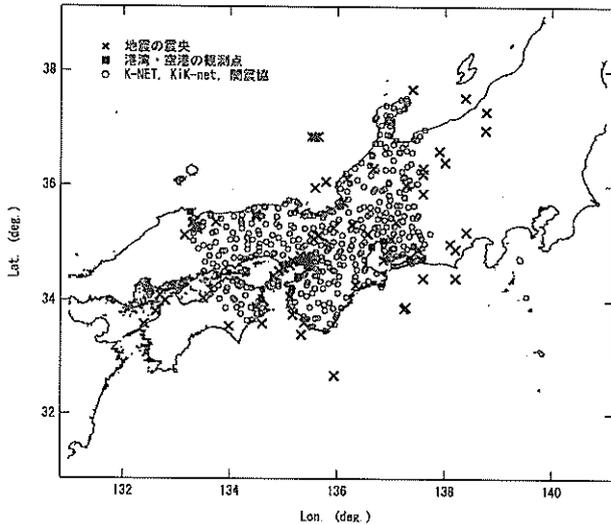


図-5.1 解析に用いた地震の震央と観測点の位置

録の他、K-NET (Kinoshita, 1998), KiK-net (Aoi et al., 2000), 関西地震観測研究協議会 (以下、関震協という) など、内陸部の強震観測地点でのデータを利用している。また、中国・四国地方および中部地方の解析結果との連続性を確認するため、中国・四国・中部の一部の観測点での記録を利用している。

5.1 解析条件

解析対象地点は近畿地方の 194 地点に中国・四国地方の 75 地点と中部地方の 153 地点を加えた計 422 地点とした。2. で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、72 の地震による 3354 の記録 (6708 の水平成分) が選定された。解析に用いた地震の震央と観測点の位置を図-5.1 に示す。

すべての解析対象記録について、2. で述べた時間区間に対し、水平 2 成分のフーリエスペクトルを算出し、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。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側での S/N 比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は Petukhin et al. (2003) による "aseismic zone" の Q 値 ($Q=90 \times f^{0.8}$) に固定し、72 の震源特性と 422 のサイト増幅特性の合計 494 の未知数を周波数毎に求めることとした。

5.2 解析結果

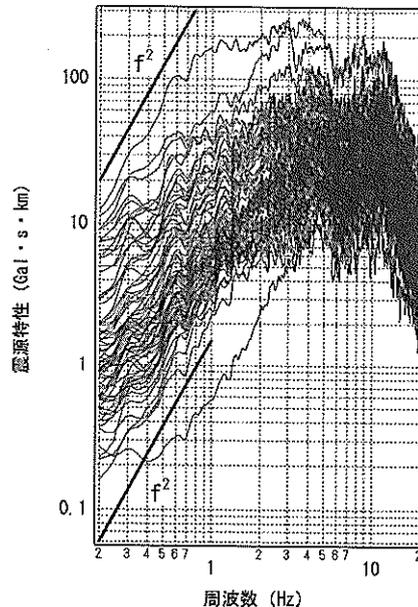


図-5.2 対象 72 地震の震源スペクトル

(1) 震源特性

算定された震源特性(震源スペクトル)を図-5.2 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 0.4-0.5Hz 付近)、概ね ω^{-2} モデル (Aki, 1967) に従うものとなっている。なお、地震の取捨選択を気象庁マグニチュードを指標として行っているため、他と比べて規模の小さい地震が一つ含まれていることが図-5.2 からわかる (2003 年 2 月 6 日 2:37 の地震、F-net によるモーメントマグニチュードは $M_w=3.7$)。この地震の場合、1-2Hz の範囲に周波数の自乗に比例する部分がある。なお図-5.2 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。

さて、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-5.2 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-5.2 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、式 (3.1) により地震モーメントを算定

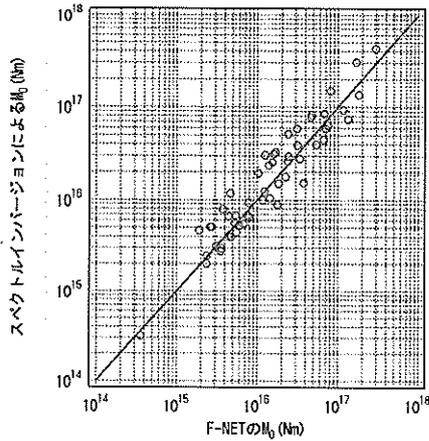


図-5.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

した。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 (1998) 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 (3.1) で用いた。ラディエーション係数 $R_{\theta, \phi}$ は全方位の平均値 0.63, 地震波のエネルギーの水平 2 成分への分配を示す係数は、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、 $PRTTN=1$ 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を図-5.3 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、従って、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。

(2) サイト増幅特性

鶴来他 (2002) は、観測スペクトルを既知の震源特性と伝播経路特性で除する方法 (鶴来他, 1997) により、関西地域における強震観測地点のサイト増幅特性の再評価を行っている。以下においては、関震協の 23 地点について、本研究で得られたサイト増幅特性と鶴来他 (2002) のサイト増幅特性の比較を行う。鶴来他 (2002) は関震協の 23 地点を岩盤上あるいは風化岩上の観測点、洪積地盤上の観測点および沖積地盤上の観測点に分類しているので、以下においてもこの分類に従って順に比較を行う。なお、観測スペクトルを算出する際、本研究では 160 秒間のデータを用いているのに対し、鶴来他 (2002) は 40 秒間のデータを用いている。

まず、鶴来他が岩盤上もしくは風化岩上の観測点として

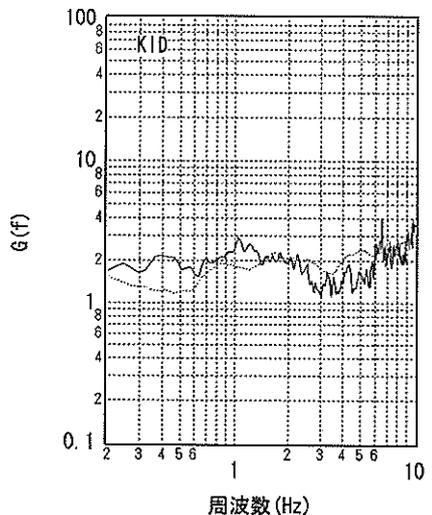
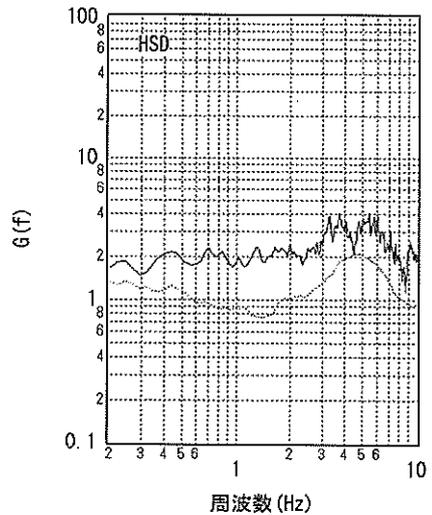
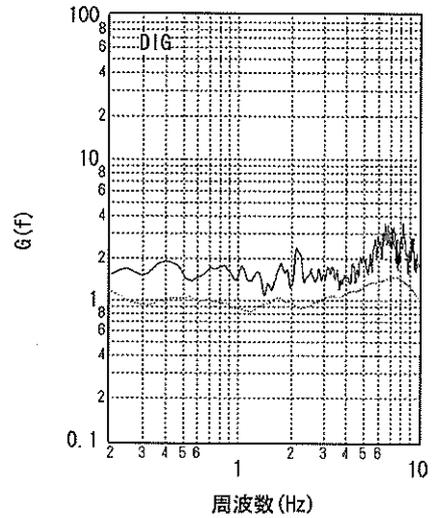


図-5.4 関震協 23 地点のうち岩盤上あるいは風化岩上の観測点における本研究 (実線) と鶴来他 (破線) のサイト増幅特性 (その 1)

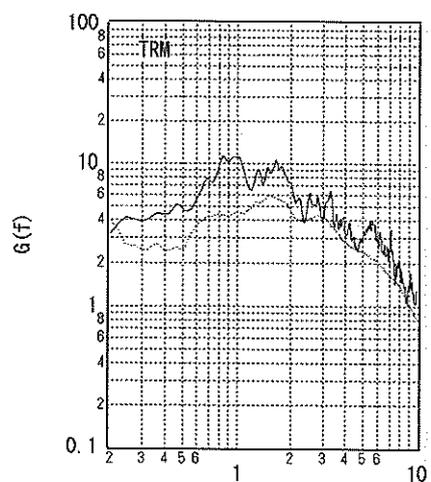
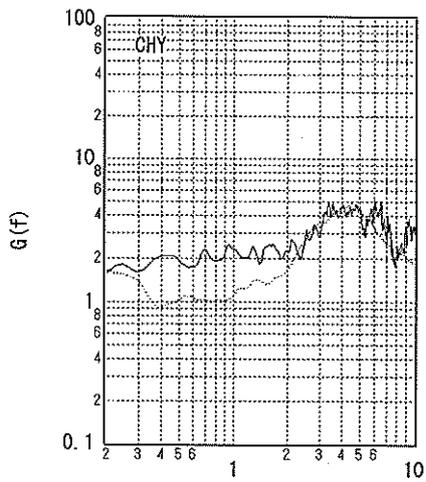
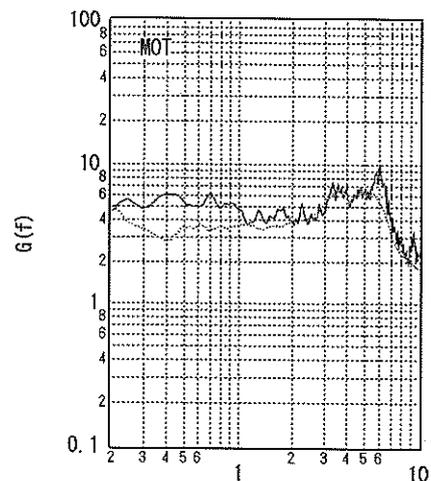
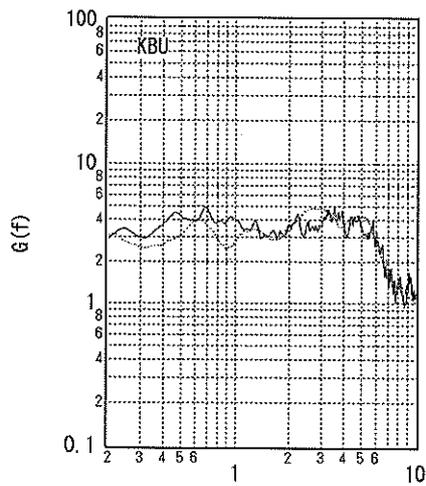


図-5.5 関震協 23 地点のうち岩盤上あるいは風化岩上の観測点における本研究（実線）と鶴来他（破線）のサイト増幅特性（その 2）

分類している DIG, HSD, KID, KBU および CHY におけるサイト増幅特性の比較を図-5.4 および図-5.5 に示す。強風化岩と考えられる KBU では、鶴来他（2002）は 3~5 倍程度の増幅を得ているが、本研究でも同程度の増幅が得られている。KBU のサイト増幅特性は、顕著なピークが無く、5Hz 以下ではほぼフラットとなっていることが一つの特徴であり、この特徴は本研究の結果にも鶴来他（2002）の結果にも見られる。

DIG, HSD, CHY の 3 箇所では、本研究で算定されたサイト増幅と鶴来他（2002）のサイト増幅特性は、ピーク的位置などは良く一致しているものの、全体に本研究で算定されたサイト増幅特性の方が大きな値となっている。こうした結果が得られたのは、基準観測点の選定方法が異なることが理由であると考えられる。本研究では、2. で述べ

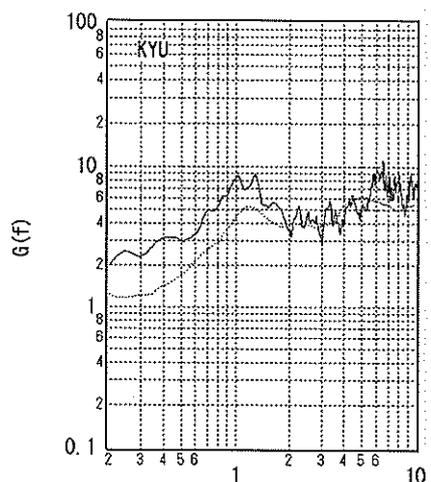


図-5.6 関震協 23 地点のうち洪積地盤上の観測点における本研究（実線）と鶴来他（破線）のサイト増幅特性（その 1）

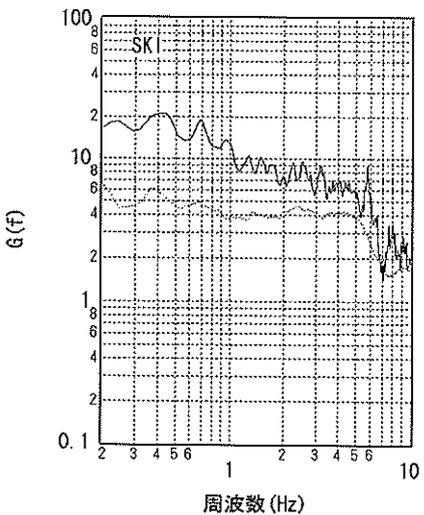
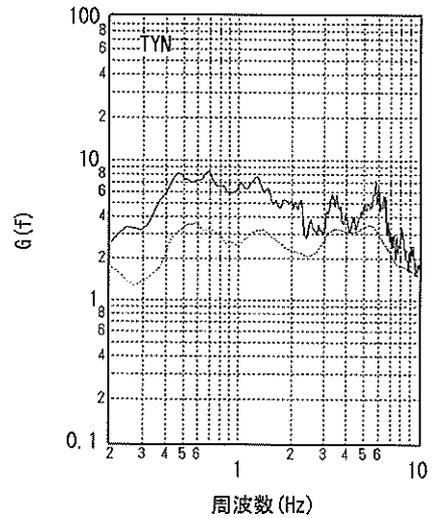
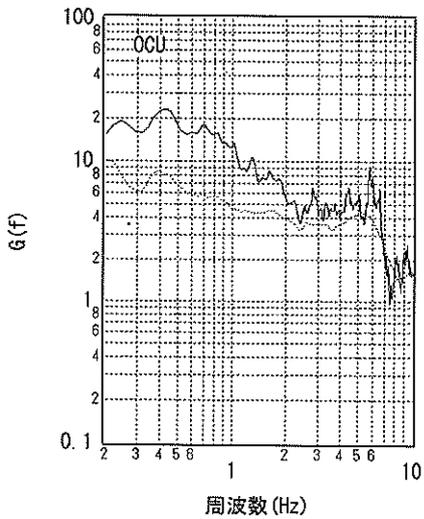
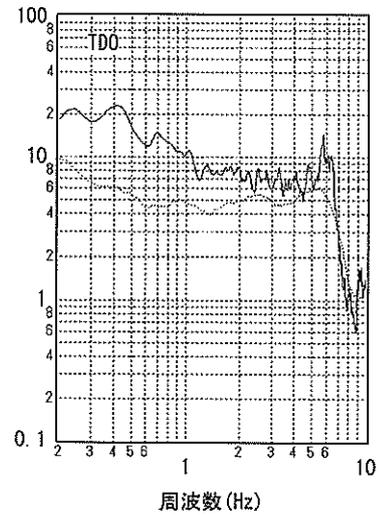
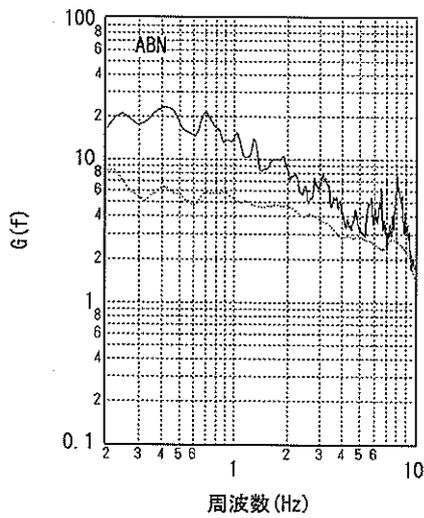


図-5.7 関震協 23 地点のうち洪積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特(その2)

図-5.8 関震協 23 地点のうち洪積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特(その3)

たように、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している。一方、鶴来他(2002)はDIGという特定の観測点でのサイト増幅特性を1と仮定することにより対象地震の震源スペクトルを評価している。従って、もしもDIGの本来のサイト増幅特性が1より大きいとすれば、鶴来他(2002)は対象地震の震源スペクトル(および地震モーメント)を大きめに評価していることになるが、実際、鶴来他(2002)が評価した地震モーメントはF-netのものより1.2倍~2.0倍程度大きいことが報告されている。それに対し、本研究で得られた震源スペクトルから計算される地震モーメントは、図-5.3に示すように、F-netのものと良く整合している。このことから、DIGのサイト増幅特性は実際には1でなく、本研究で得られたサイト増幅特性がより実際に近いものと考えられる。

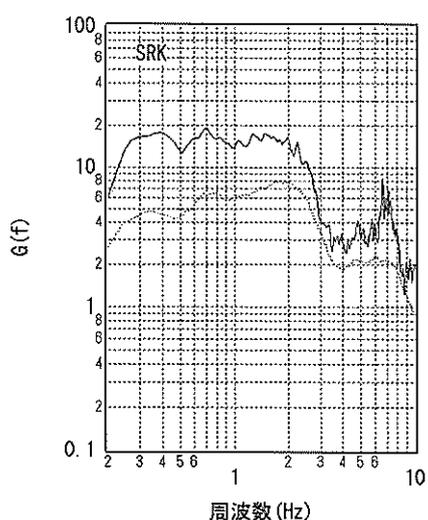
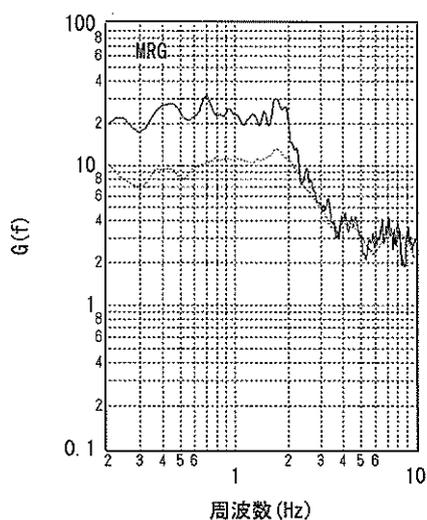
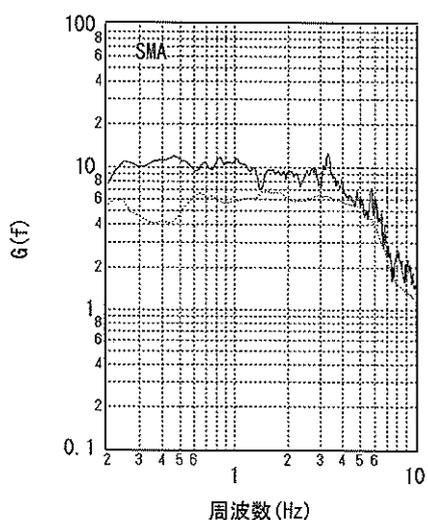
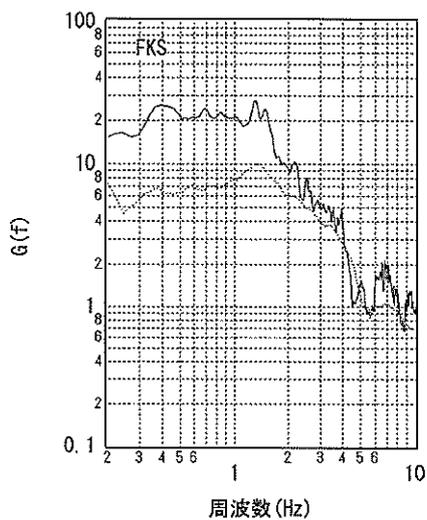
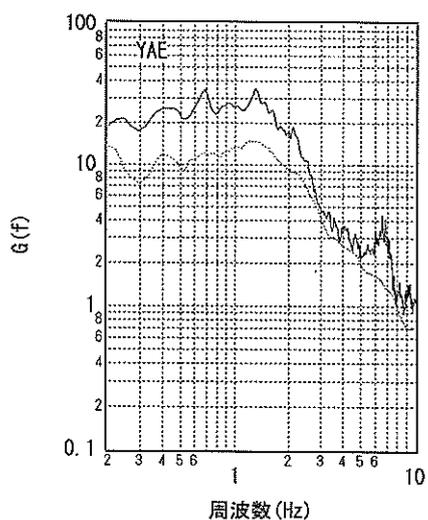
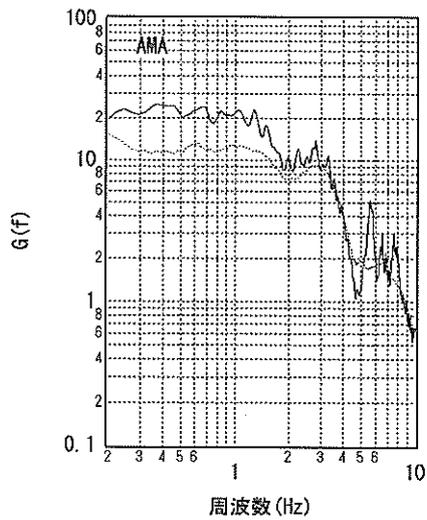


図-5.9 関震協 23 地点のうち沖積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特(その1)

図-5.10 関震協 23 地点のうち沖積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特(その2)

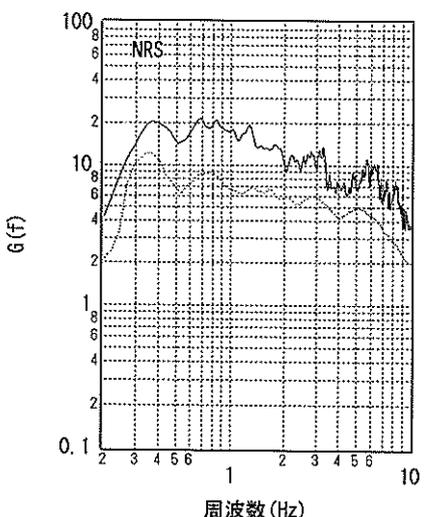
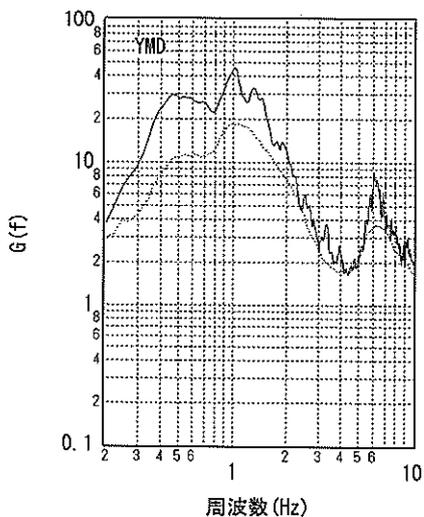
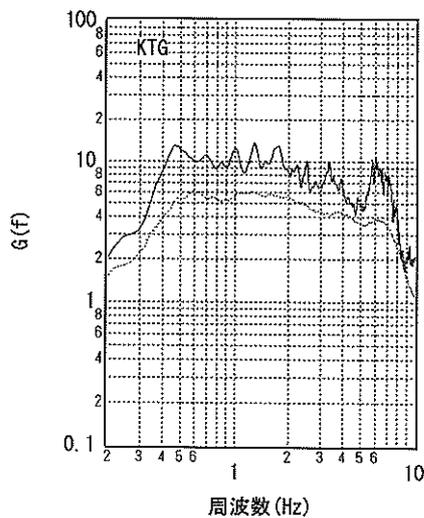


図-5.11 関震協 23 地点のうち沖積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特性(その3)

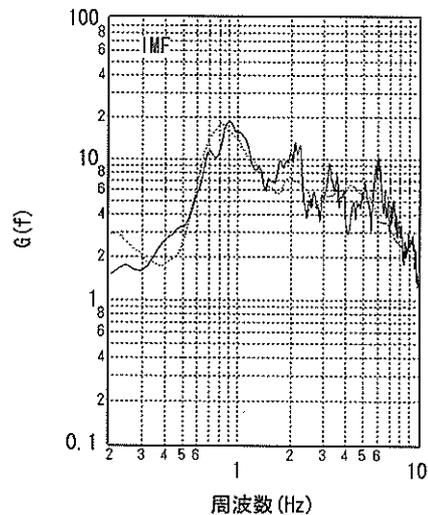


図-5.12 関震協 23 地点のうち沖積地盤上の観測点における本研究(実線)と鶴来他(破線)のサイト増幅特性(その4)

次に、鶴来他が洪積地盤上の観測点として分類している 8 箇所の観測点におけるサイト増幅特性の比較を図-5.6～図-5.8 に示す。これを見ると、ピークの位置などは非常に良く一致している。MOT, TRM, KYU では、鶴来他が指摘しているように、主に高周波側での増幅が認められ、一方、ABN, OCU, SKI, TDO では低周波側でも増幅が認められる。後者において低周波側で増幅が認められるのは、鶴来他(2002)が考察しているように、これらの観測点が大坂堆積盆地の中央部に位置しており、盆地内を伝播する表面波の影響を受けるためと考えられる。なお、サイト増幅特性の絶対値に着目すると、本研究で算定されたサイト増幅特性は低周波側では鶴来他(2002)の求めたものより大きくなっている。その理由としては、基準観測点の違いもあるが、解析に使用しているデータ長の違いも理由であると考えられる。すなわち、先に述べたように、鶴来他(2002)は 40 秒間のデータを用いているのに対し、本研究では 160 秒間のデータを用いている。鶴来他(2002)の用いた 40 秒間のデータの中にも後続位相は含まれているが、本研究で用いたデータは後続位相をより多く含むため、低周波側でより大きなサイト増幅特性が求めたものと考えられる。

次に、鶴来他が沖積地盤上の観測点として分類している 10 箇所の観測点におけるサイト増幅特性の比較を図-5.9～図-5.12 に示す。これを見ると、やはりピークの位置などは非常に良く一致している。大阪堆積盆地内の観測点(AMA, FKS, MRG, YAE, SMA, SRK)では、鶴来他が指摘しているように、主に低周波側での増幅が認められる。これは、盆地内を伝播する表面波の影響を受けるためと考えられる。

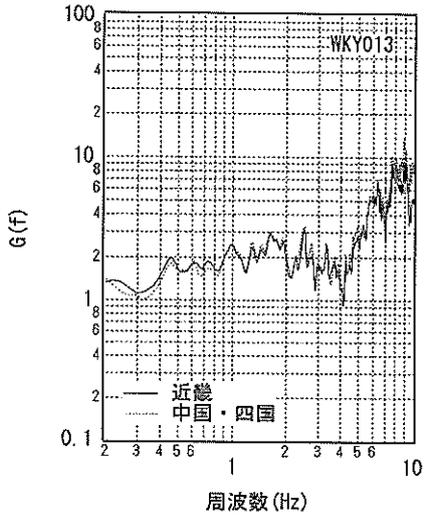


図-5.13 中国・四国地方の解析結果との比較 (WKY013)

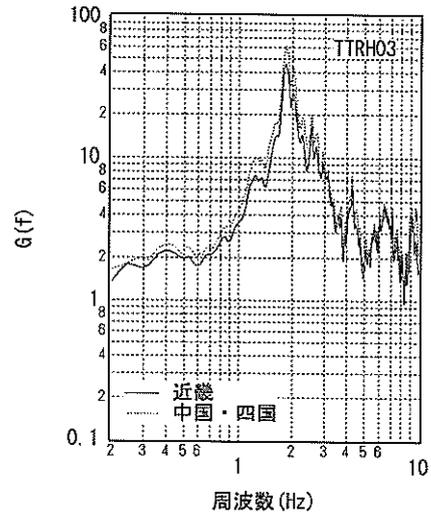


図-5.16 中国・四国地方の解析結果との比較 (TTRH03)

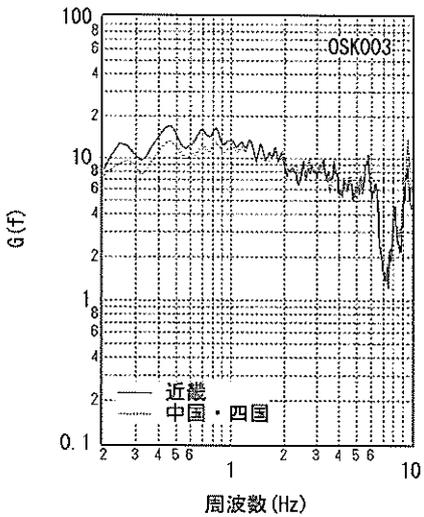


図-5.14 中国・四国地方の解析結果との比較 (OSK003)

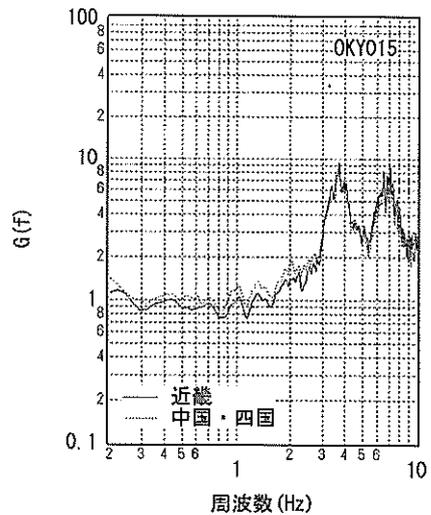


図-5.17 中国・四国地方の解析結果との比較 (OKY015)

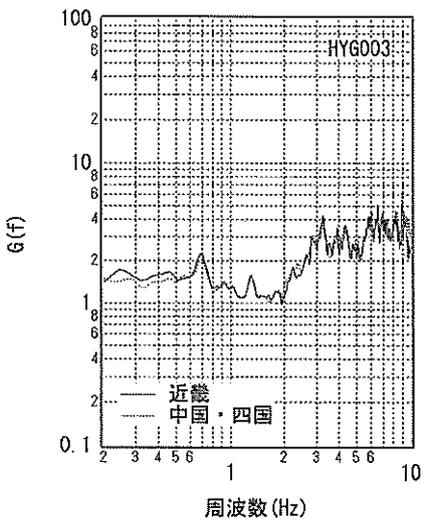


図-5.15 中国・四国地方の解析結果との比較 (HYG003)

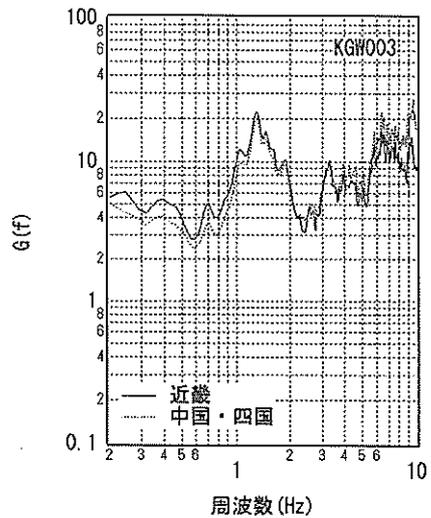


図-5.18 中国・四国地方の解析結果との比較 (KGW003)

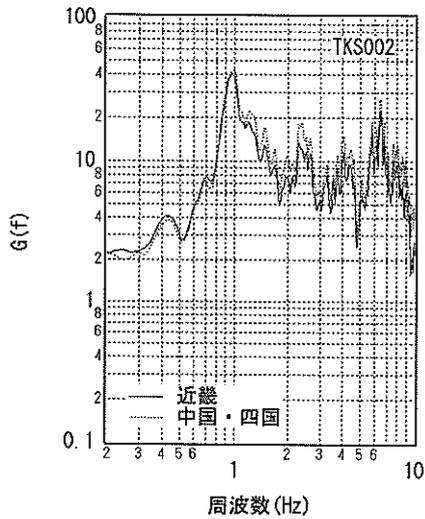


図-5.19 中国・四国地方の解析結果との比較 (TKS002)

大阪堆積盆地外の KTG (京都), YMD (滋賀), NRS (奈良), IMF (和歌山) では, 0.3Hz 以下におけるサイト増幅特性が大阪堆積盆地内の観測点よりも小さい。サイト増幅特性の絶対値に着目すると, 洪積地盤上の観測点と同様, 本研究で算定されたサイト増幅特性は低周波側では鶴来他 (2002) の求めたものより大きくなっている。これは, 先に述べたように, 使用したデータ長の相違が一つの理由であると考えられる。ただし, IMF (和歌山) では, 本研究で算定されたサイト増幅特性と鶴来他 (2002) のサイト増幅特性の差は小さい。これは, 40 秒のデータに収まらないような後続位相が, 当該地点では生じにくいためであると推察される。

5.3 中国・四国地方の結果との比較

中国・四国地方を対象とした解析 (4.) と, 本章で実施した近畿地方を対象とした解析で, 共に用いられている観測点がある。それらの観測点で算定されたサイト増幅特性がお互いどの程度整合しているか検討する。二つの解析に共通する観測点は和歌山県, 大阪府, 兵庫県, 鳥取県, 岡山県, 香川県, 徳島県に分布している。そこで, 一つの府県につき一箇所の観測点を選び, サイト増幅特性の比較結果を図-5.13～図-5.19 に示す。この結果から, 二つの地域で行った解析の結果は概ね整合していると言える。

5.4 港湾におけるサイト増幅特性

大阪港, 尼崎西宮芦屋港, 神戸港, 和歌山港, 四日市港におけるサイト増幅特性を図-5.20～図-5.24 に示す。深澤他 (2003) は港湾地域強震観測の各観測地点における卓越周波数を整理している。深澤他 (2003) の読みとったピーク

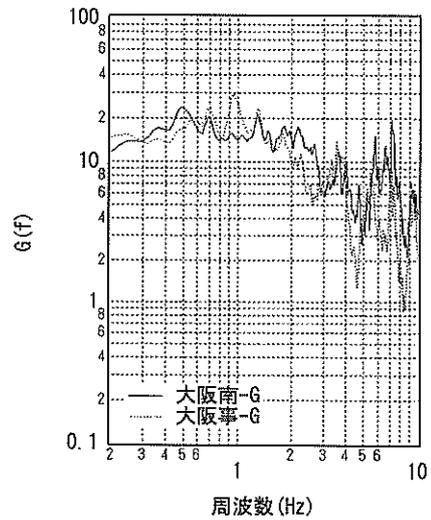


図-5.20 大阪港におけるサイト増幅特性

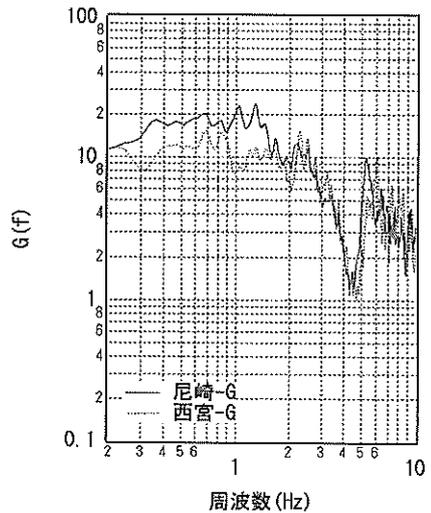


図-5.21 尼崎西宮芦屋港におけるサイト増幅特性

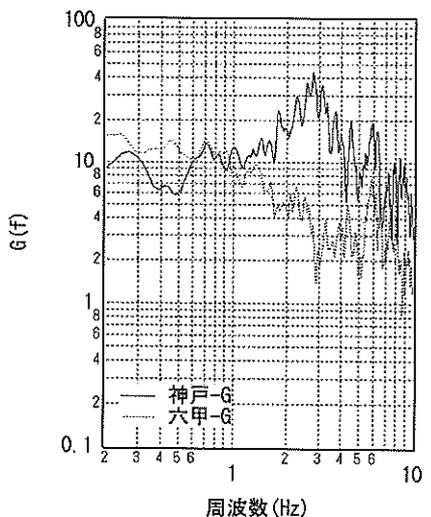


図-5.22 神戸港におけるサイト増幅特性

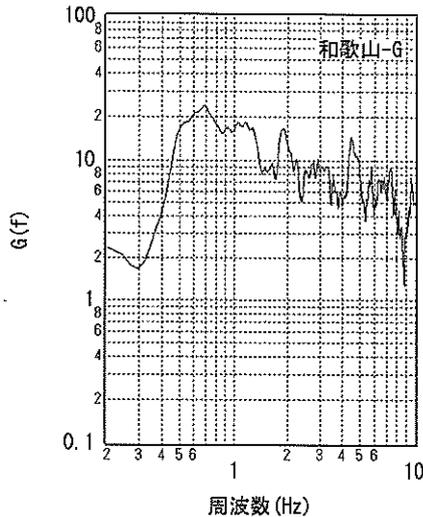


図-5.23 和歌山港におけるサイト増幅特性

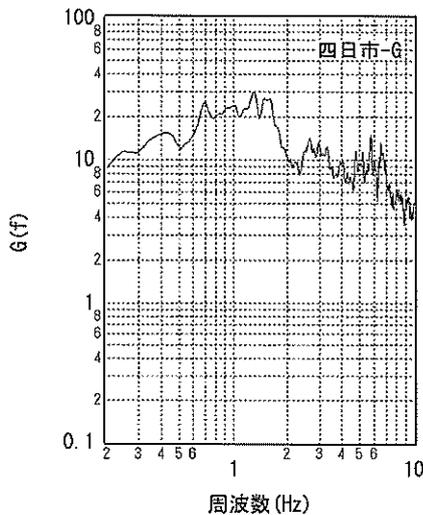


図-5.24 四日市港におけるサイト増幅特性

は大阪南-G で 0.5Hz, 大阪事-G で 0.15Hz, 0.2Hz および 0.5Hz, 尼崎-G で 1.2Hz, 2.5Hz および 5Hz, 西宮-G で 0.2Hz および 0.6Hz, 神戸-G で 3Hz および 5Hz, 六甲-G で 0.5Hz および 0.8Hz, 和歌山-G で 0.5Hz, 0.7Hz, 1.2Hz, 2Hz および 5Hz, 四日市-G で 1.2Hz となっている。これらのピークのうち、大阪事-G の 0.5Hz と西宮-G の 0.6Hz はより広いピークの中に隠れて見えにくい、それ以外はすべて今回算定されたサイト増幅特性にも認められる。従って、深澤他の読みとった卓越周波数は、堆積層の影響によるものであったと考えられる。

6. 中部地方におけるサイト増幅特性

本章では中部地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。他の地域と同様、港湾地域強震観測の記録の他、K-NET (Kinoshita, 1998), KiK-net (Aoi et al., 2000) など、内陸部の強震観測地点でのデータを利用している。また、近畿地方および関東地方の解析結果との連続性を確認するため、近畿・関東の一部の観測点での記録を利用している。

6.1 解析条件

解析対象地点は中部地方の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地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、240の地震による5401の記録(10802の水平成分)が選定された。解析に用いた地震の震央と観測点の位置を図-6.1に示す。

すべての解析対象記録について、2.で述べた時間区間に対し、水平2成分のフーリエスペクトルを算出し、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。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側でのS/N比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は佐藤・巽(2001)による東日本海溝型地震の Q 値($Q=114 \times f^{0.92}$)に固定し、240の震源特性と468のサイト増幅特性の合計708の未知数を周波数毎に求めることとした。

6.2 解析結果

(1) 震源特性

算定された震源特性(震源スペクトル)を図-6.2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(規模の大きい地震では0.2Hz付近、規模の小さい地震では1Hz付近)、概ね ω^{-2} モデル(Aki, 1967)に従うものとなっている。震源スペクトルが0.2-0.3Hzの範囲で二番目に大きい地震の場合、この図では周波数の自乗に比例する部分が見えないが、解析対象周波数を多少拡大すると、0.1-0.2Hzの範囲では周波数の自乗に比例する震源スペクトルとなっている。なお図-6.2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

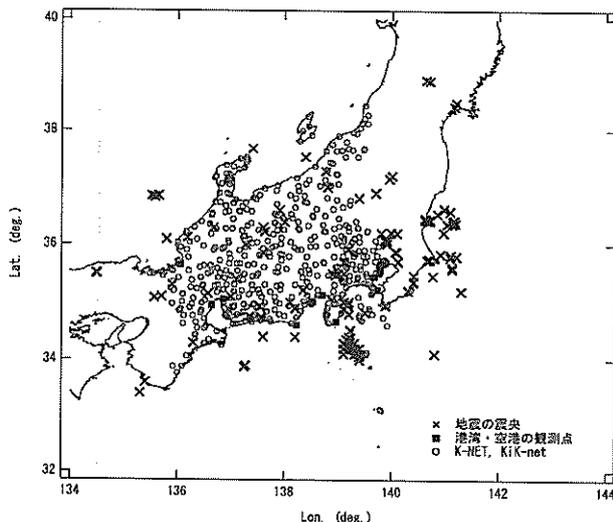


図-6.1 解析に用いた地震の震央と観測点の位置

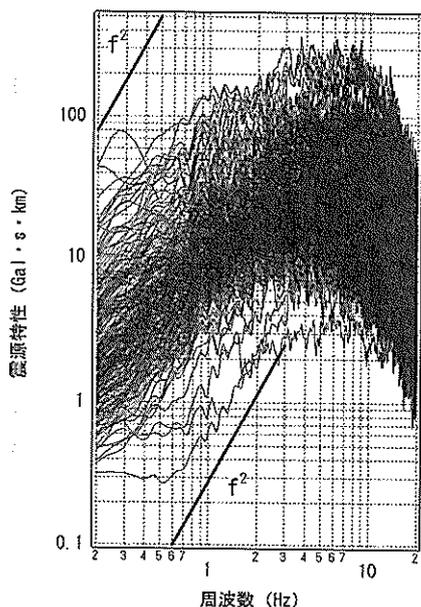


図-6.2 対象 240 地震の震源スペクトル

い。

さて、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-6.2 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-6.2 の震源

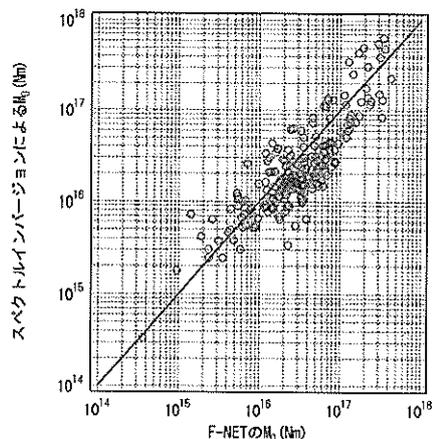


図-6.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

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、式 (3.1) により地震モーメントを算定した。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 (1998) 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 (3.1) で用いた。ラディエーション係数 $R_{0\theta}$ は全方位の平均値 0.63、地震波のエネルギーの水平 2 成分への分配を示す係数は、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、 $PRITN=1$ 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を図-6.3 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、従って、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。

(2) サイト増幅特性

中部地方において算定されたサイト増幅特性も、地形・地質との対応が明瞭である。その一例を以下に示す。

長野県の諏訪盆地とその周辺の観測点 (図-6.4) におけるサイト増幅特性の比較を図-6.5 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 (宇佐美, 2003)、諏訪の震度は VI と飛び抜けて大きくなっている (宇佐美, 2003; 宮坂・市川, 1992)。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

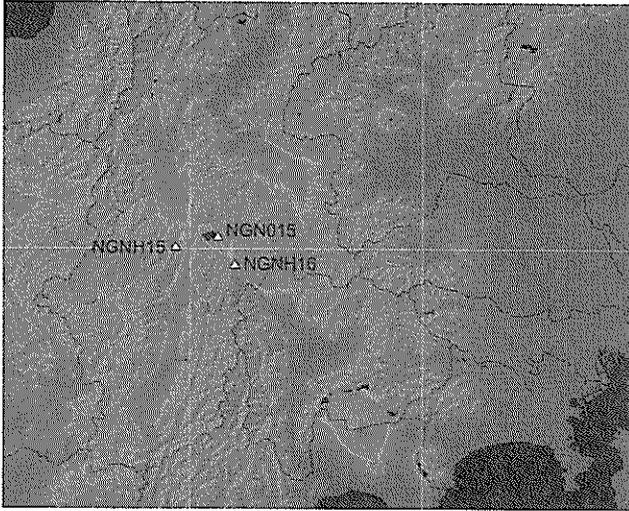


図-6.4 諏訪盆地およびその周辺における観測点

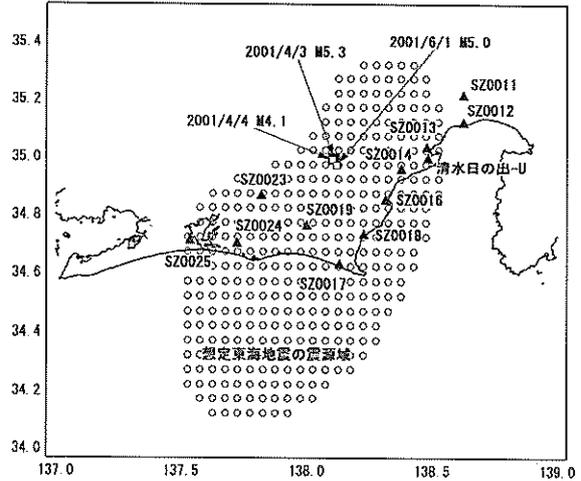


図-6.6 想定東海地震の震源域の12地点

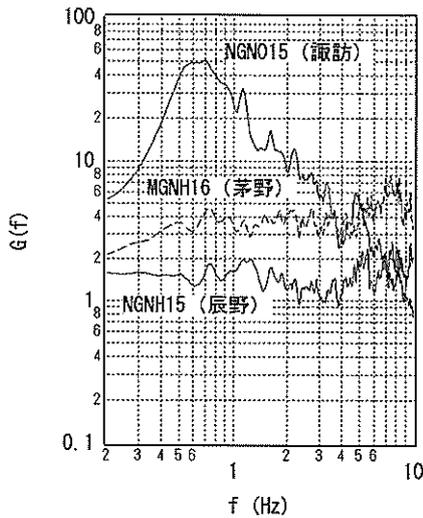


図-6.5 諏訪盆地内のNGN015とその周辺のNGNH15およびMGNH16におけるサイト増幅特性

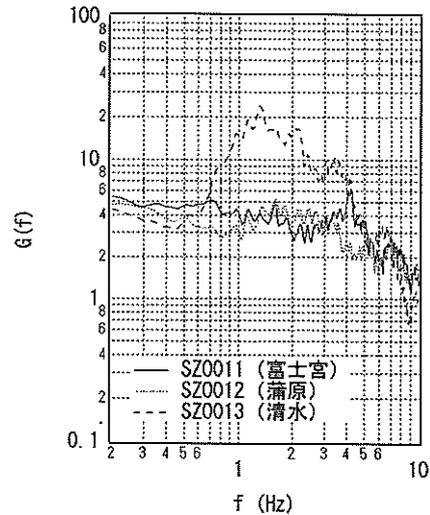


図-6.7 想定東海地震の震源域のサイト増幅特性 (その1)

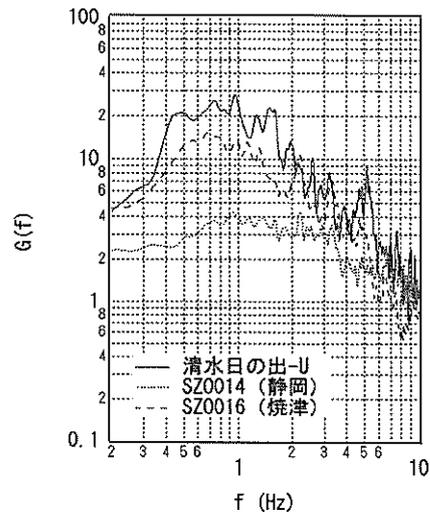


図-6.8 想定東海地震の震源域のサイト増幅特性 (その2)

想定東海地震の強震動評価でも重視されている（中央防災会議，2001）。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-6.5 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。

さて，特異なサイト増幅特性を示す地点は，諏訪盆地や伊那谷にとどまらず，想定東海地震の震源域にも存在している。いま，図-6.6 に示す12地点についてサイト増幅特性を示すと図-6.7～図-6.10 のようになる。

図-6.7～図-6.10 を見ると，サイト増幅特性は地点によってかなり異なるものとなっている。旧清水市内の二つの観測点，すなわちK-NETのSZ0013と港湾地域強震観測の「清水日の出-U」では，周波数によっては20に達するような大きなサイト増幅特性を示している。二つの地点の相違に

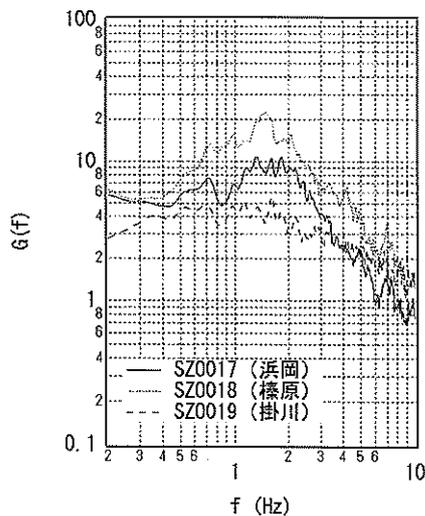


図-6.9 想定東海地震の震源域のサイト増幅特性 (その3)

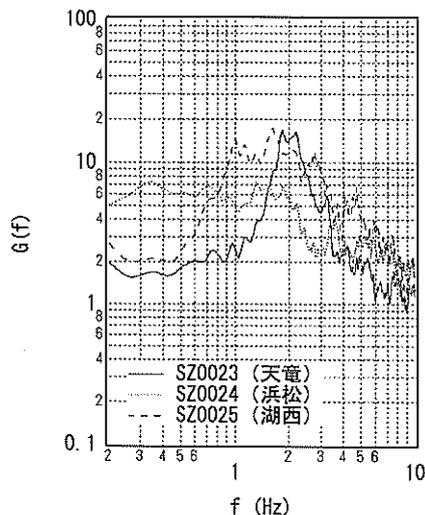


図-6.10 想定東海地震の震源域のサイト増幅特性 (その4)

について検討すると、内陸寄りのSZ0013では1Hzと2Hzの間にサイト増幅特性のピークが認められるのに対し、臨海部の「清水日の出-U」では2Hz以下の広い周波数帯域で大きなサイト増幅特性を示している。M8クラスの巨大地震である想定東海地震の震源近傍にこのようにサイト増幅特性の大きい地点が存在すれば、当然ながら振幅の大きな地震動が想定されるため、その評価は非常に重要であると考えられる。旧清水市の中心街はSZ0013と清水日の出-Uの間に位置するため、そこでのサイト増幅特性は、SZ0013や清水日の出-Uと同様、大きなものである可能性が高い。旧清水市内の二カ所以外では、SZ0016(焼津)、SZ0018(榛原)、SZ0025(湖西)等が特にサイト増幅特性の大きい場所として指摘できる。SZ0023(天竜)のサイト増幅特性には2Hz付近に顕著なピークが認められるが、それ以外

の周波数帯域でのサイト増幅特性はあまり大きくない。SZ0011(富士宮)、SZ0012(蒲原)、SZ0014(静岡)、SZ0019(掛川)では、ほぼすべての周波数帯域にわたりサイト増幅特性は5を下まわっており、サイト増幅特性が比較的小さい地点であると言える。

6.3 サイト増幅特性の検証—2001年4月3日静岡県中部の地震の強震動シミュレーション

上述のように、想定東海地震の震源域にはサイト増幅特性の大きい地点も存在していると考えられるが、防災上重要な地域でもあることから、サイト増幅特性の妥当性について別な角度から検証することも重要であると考えられる。そこで、本研究で得られたサイト増幅特性を用い、東海地方で発生した地震に対する強震動シミュレーションを実施し、その結果を観測と比較することにより、サイト増幅特性の検証を行う。この検証の客観性を保つためには、既往の研究により震源モデルが提案されている地震を選択して用いることが望ましい。2001年4月3日23:57に発生した静岡県中部の地震(北緯34.996°、東経138.109°、深さ33.2km、M5.3)については、森川他(2002)により、経験的グリーン関数法を用いて震源モデルが構築されている。また、この地震については、K-NET等により、手法の検証に適した強震記録が多数取得されている。そこで、この地震を対象として強震動シミュレーションを実施することとした。シミュレーションの手法は3.3と同様である。対象サイトとしては図-6.6の12地点を選定した。

森川他(2002)はこの地震に対して1個のアスペリティからなる震源モデルを提案しており、そのアスペリティのパラメータは、走向341°、傾斜36°、地震モーメント 8.2×10^{16} Nm、アスペリティ長さ1.8km、アスペリティ幅1.8km、アスペリティの応力降下量34MPa、ライズタイム0.15sとなっている。破壊開始点はアスペリティの中央である。

ここでは、アスペリティの分割数を 4×4 とし、アスペリティの地震モーメントを 4^3 で除すことにより、小地震の地震モーメント M_{0e} を算定した。次に、3.3(2)の考え方に従って、小地震による地震基盤での波形(要素波)を算定した。その際、媒質の物性は $\rho=2.8\text{g/cm}^3$ 、 $V_s=3.82\text{km/s}$ とした(中央防災会議, 2001)。媒質の Q 値は佐藤・巽(2001)のもの(東日本海溝型、 $Q=114 \times f^{0.92}$)を用いた。さらに、森川他(2002)のモデルに基づきこれを重ね合わせることで、地震基盤における波形を求め、最後に、サイト増幅特性と位相に関する補正を行うことにより、地表での波形を求めた。このとき、サイト増幅特性としては図-6.7~図-6.10のもの

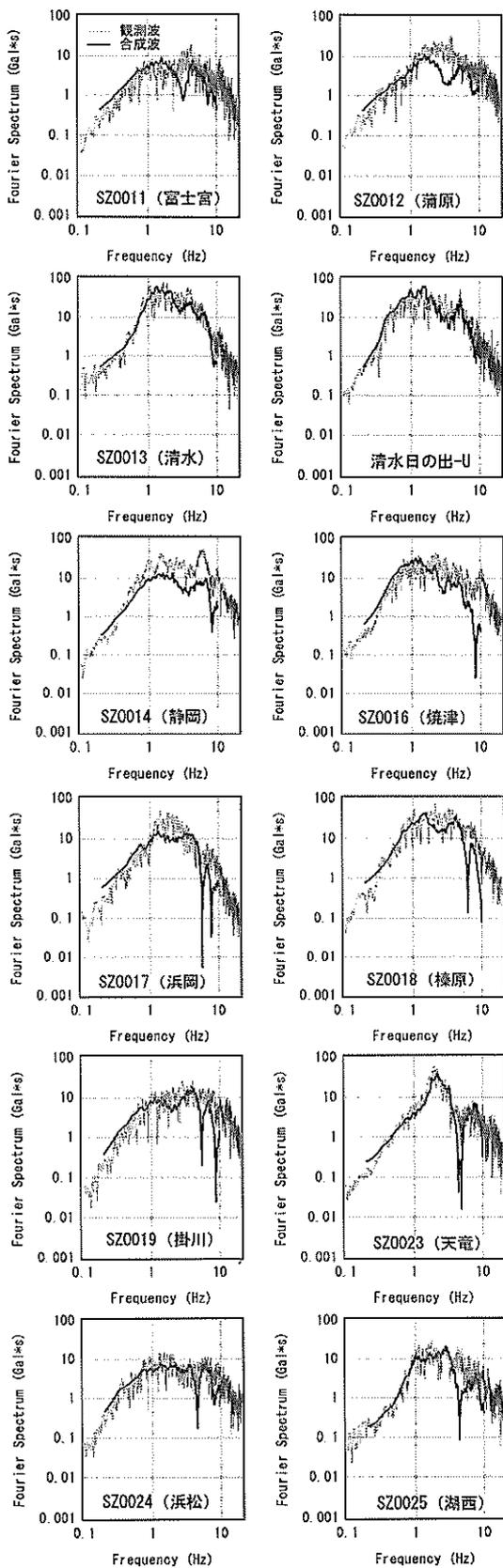


図-6.11 加速度フーリエスペクトルの比較

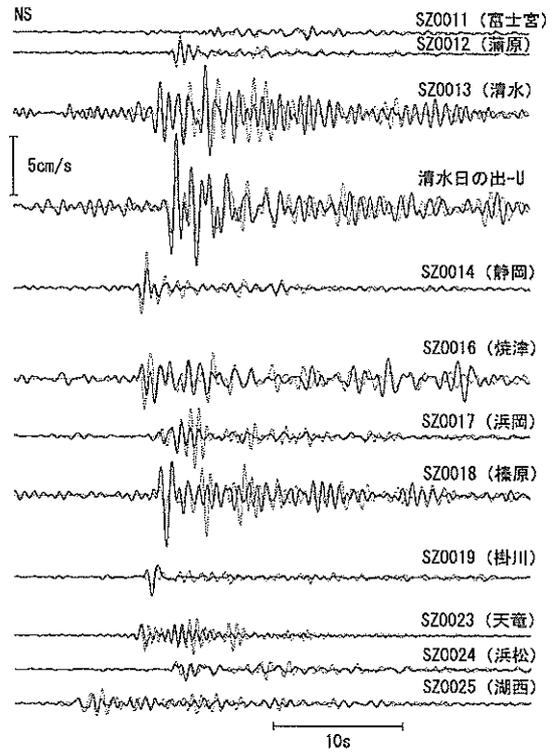


図-6.12 速度波形 (0.2-2.0Hz, NS 成分) の比較 (実線が合成波, 破線が観測波)

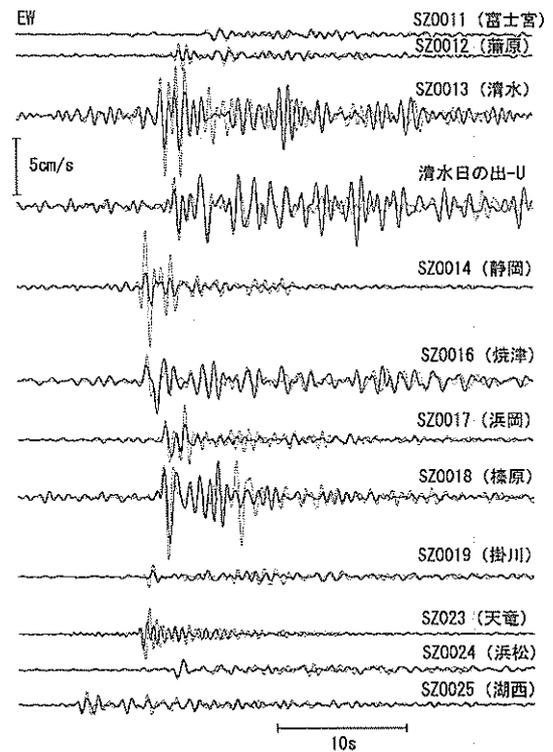


図-6.13 速度波形 (0.2-2.0Hz, EW 成分) の比較 (実線が合成波, 破線が観測波)

表-6.1 計測震度の比較（水平2成分から算定）

	観測波	合成波
SZO011(富士宮)	2	2
SZO012(蒲原)	3	3
SZO013(清水)	4	4
清水日の出-U	4	4
SZO014(静岡)	4	3
SZO016(焼津)	4	3
SZO017(浜岡)	4	3
SZO018(榛原)	4	4
SZO019(掛川)	3	3
SZO023(天竜)	4	4
SZO024(浜松)	3	3
SZO025(湖西)	3	3

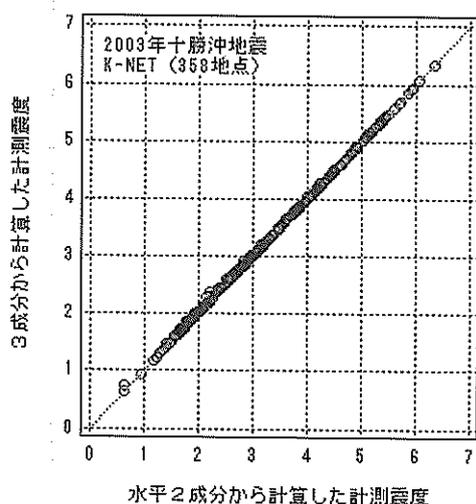


図-6.14 計測震度算定における上下動の影響（2003年十勝沖地震の場合）

を用いた。位相の補正に用いる中小地震記録としては、マグニチュードがあまり大きくないが、低周波側でのSN比が低下するほど小さくはないこと、対象サイトからの距離があまり大きくないことを考慮して、「清水日の出-U」以外の地点については2001年4月4日0:04の地震（北緯34.992°，東経138.102°，深さ32.8km，M4.1）の記録を用いることとした。「清水日の出-U」については、上記地震の記録が得られていないため、マグニチュードはやや大きい、2001年6月1日0:41の地震（北緯34.973°，東経138.120°，深さ32.0km，M5.0）の記録を用いることとした。

図-6.11に、観測波と合成波の加速度フーリエスペクトルの比較を示す。ここではスムージングを施さない状態で比較を行っている。合成波の加速度フーリエスペクトルは0.2-10Hzの範囲を示している。この図から、まず、いずれの観測点においても、加速度フーリエスペクトルの低周波

側（0.2-1.0Hz）でのレベルは観測波と合成波でほぼ一致している。これは低周波側でのサイト増幅特性の評価が妥当であることを意味するものと考えられる。旧清水市内のSZO013ではおよそ0.7Hz以上で、清水日の出-Uではおよそ0.4Hz以上で、観測波のスペクトルは10Gal*sを越えているが、シミュレーションでもこの状況が再現できている。SZO023（天竜）の観測波のスペクトルに見られる2Hz付近の鋭いピークも再現されている。他の観測点でも、観測スペクトルの絶対値や山谷の特徴は比較的良好に再現されていると言える。ただし、SZO014（静岡）では、スペクトルの山谷は良く再現されているが、振幅が若干不足している。その原因としては、この観測点に対して、震源スペクトルのコーナー周波数がやや過小に評価されている可能性が考えられる。震源スペクトルのコーナー周波数は、対象サイトから震源を見た場合の見かけの破壊継続時間に対応している（例えば佐藤，1994）。そこで、例えば、森川他の震源モデルに対して、破壊伝播がSZO014の方向に進むように修正を加えれば、SZO014における観測スペクトルの再現性を改善できる可能性があるものと考えられる。

次に、0.2-2.0Hzの帯域での速度波形の比較を図-6.12および図-6.13に示す。0.2-2.0Hzの帯域は港湾施設にとって重要な帯域でもあり（野津，2000）、かつ、2.0Hz以上の帯域では波形の山谷の比較が難しくなるため、ここでは特に0.2-2.0Hzの帯域に注目して比較を行う。図-6.12および図-6.13を見ると、全体として、観測波の振幅の大小は概ね再現されている。SZO013（清水）、清水日の出-U、SZO016（焼津）およびSZO018（榛原）では、観測波に顕著な後続の波群が含まれているが、これらの観測点では、合成波にも後続の波群が顕著に含まれており、また、その一波一波の到来時刻についても、比較的良く一致している。一方、SZO014（静岡）、SZO019（掛川）等では、観測波の継続時間は短くインパルスな波になっているが、これらの観測点では、合成波の継続時間も短い。SZO013、清水日の出-U、SZO016、SZO018に含まれる顕著な後続位相は、その継続時間の長さを考えると、盆地生成表面波（川瀬，1994）など、2次元～3次元の地下構造の影響を受けたものである可能性が高い。

次に、観測波と合成波から算定した計測震度の比較を表-6.1に示す。合成波に関しては鉛直成分が得られていないため、ここでは観測波、合成波とも水平2成分から計測震度を算定している。表-6.1から、SZO014（静岡）のように計測震度がやや小さめに算定されている観測点もあるが、全体として、観測波と合成波の計測震度は良く一致している。

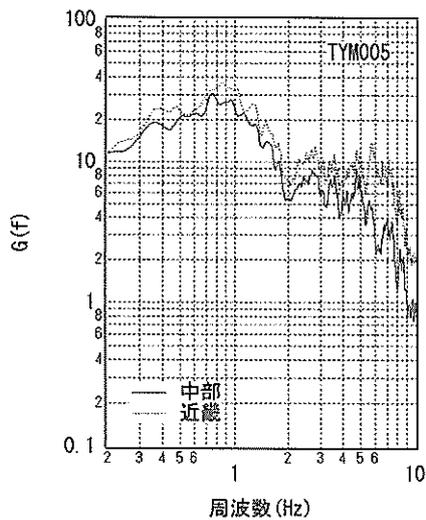


図-6.15 近畿地方の解析結果との比較 (TYM005)

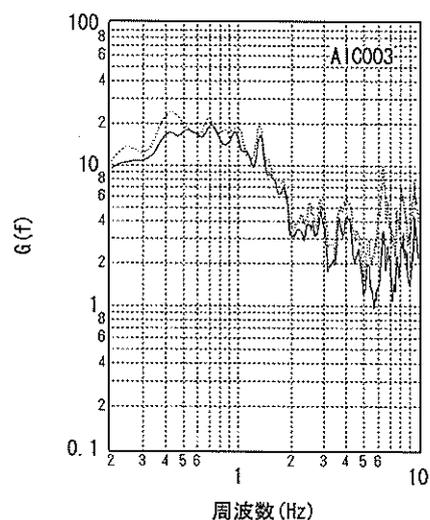


図-6.18 近畿地方の解析結果との比較 (AIC003)

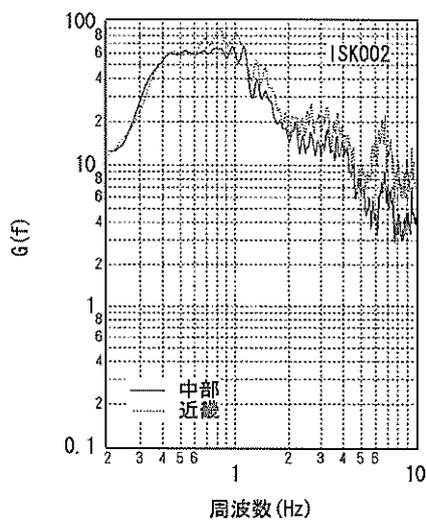


図-6.16 近畿地方の解析結果との比較 (ISK002)

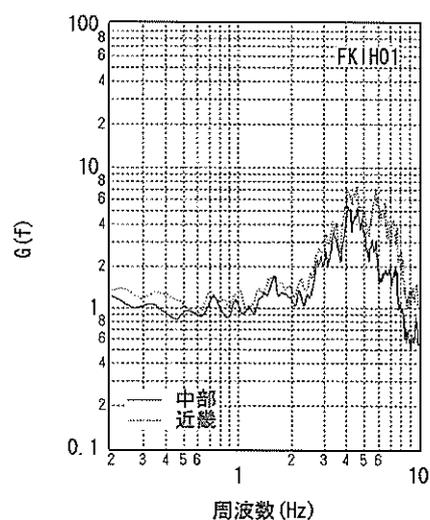


図-6.19 近畿地方の解析結果との比較 (FKIHO1)

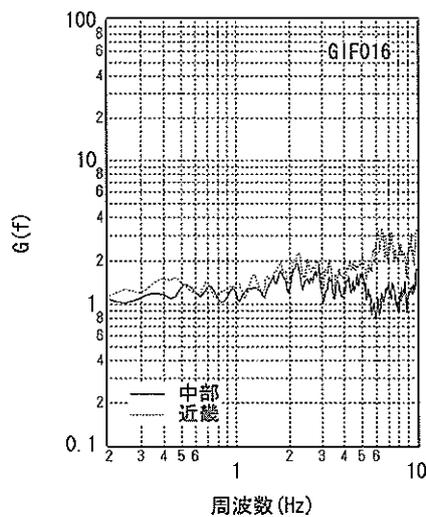


図-6.17 近畿地方の解析結果との比較 (GIF016)

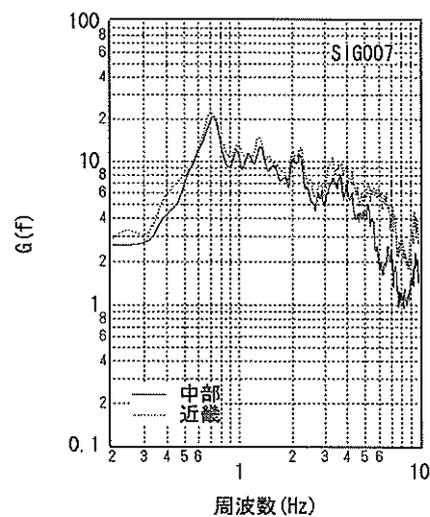


図-6.20 近畿地方の解析結果との比較 (SIG007)

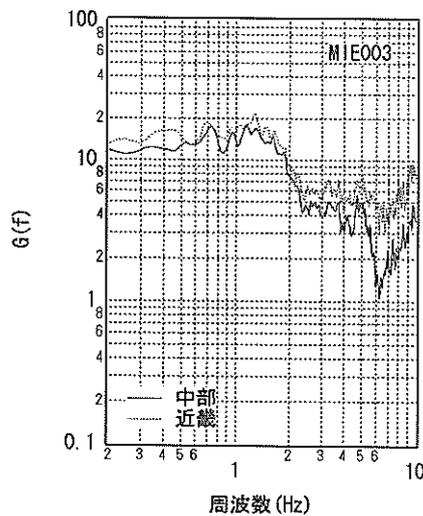


図-6.21 近畿地方の解析結果との比較 (MIE003)

なお、計測震度の算定において上下動を無視することの影響について検討するため、比較的多数の記録が得られている地震として2003年十勝沖地震を選び、K-NETの358地点の強震記録について、上下動を考慮して算定した計測震度と、上下動を考慮せずに算定した計測震度との比較を実施した。その結果を図-6.14に示すが、プロットはほぼ1:1の直線上に載っている。このことから、計測震度の算定における上下動の影響は、ごく小さいことがわかる。2003年十勝沖地震が他の地震と比較してとりわけ上下動の小さい地震であったとは考えられないので、他の地震でも概ね同様の傾向が得られるものと考えられる。

図-6.11～図-6.13および表-6.1の結果から、本研究で算定された想定東海地震の震源域におけるサイト増幅特性は一定の妥当性を有するものと考えられる。なお、著者らの一人は、ここで得られたサイト増幅特性を用い、想定東海地震の震源域における強震動シミュレーションを実施している(野津, 2005)。

6.4 近畿地方の結果との比較

近畿地方を対象とした解析(5.)と、本章で実施した中部地方を対象とした解析で、共に用いられている観測点がある。それらの観測点で算定されたサイト増幅特性が互いどの程度整合しているか検討する。二つの解析に共通する観測点は富山県、石川県、岐阜県、愛知県、福井県、滋賀県、三重県に分布している。そこで、一つの県につき一箇所の観測点を選び、サイト増幅特性の比較結果を図-6.15～図-6.21に示す。この結果から、二つの地域で行った解析の結果は概ね整合していると言える。

6.5 港湾におけるサイト増幅特性

名古屋港、三河港、御前崎港、清水港、田子の浦港、下田港、敦賀港におけるサイト増幅特性を図-6.22～図-6.28に示す。深澤他(2003)は港湾地域強震観測の各観測地点における卓越周波数を整理している。深澤他(2003)の読みとったピークは名古屋空見-Gで0.25Hz、1Hzおよび2Hz、三河-Gで1Hzおよび5Hz、御前崎-Gで1.5Hzおよび3Hz、清水日の出-Uで1.5Hz、清水-Gで0.4Hz、1Hzおよび2Hz、敦賀-Gで1Hz、1.5Hzおよび5Hzとなっている。これらのピークのうち、名古屋空見-Gの0.25Hzと清水-Gの0.4Hzおよび1Hzはわかりにくい。それ以外のピークは今回算定されたサイト増幅特性にも認められる。従って、深澤他

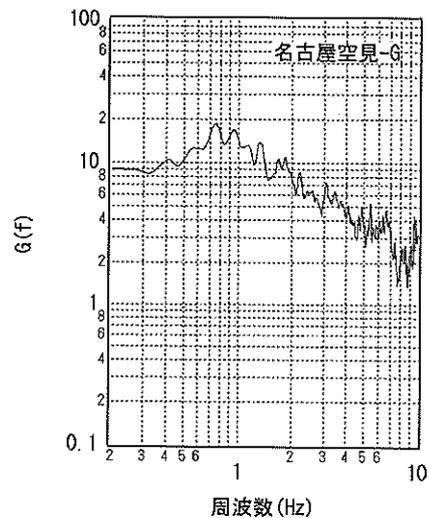


図-6.22 名古屋港におけるサイト増幅特性

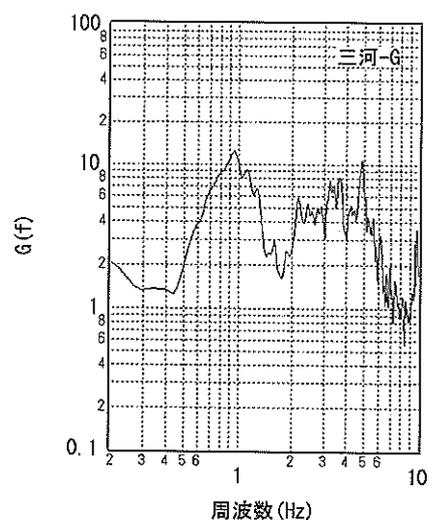


図-6.23 三河港におけるサイト増幅特性

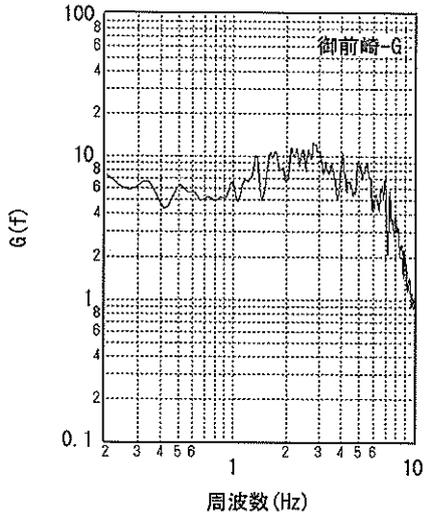


図-6.24 御前崎港におけるサイト増幅特性

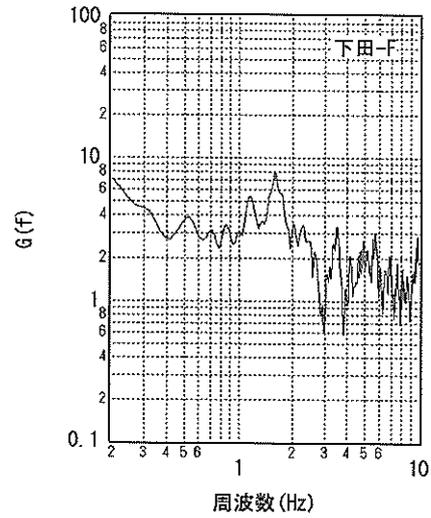


図-6.27 下田港におけるサイト増幅特性

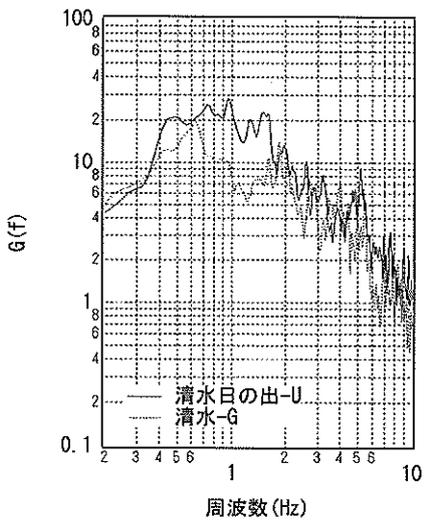


図-6.25 清水港におけるサイト増幅特性

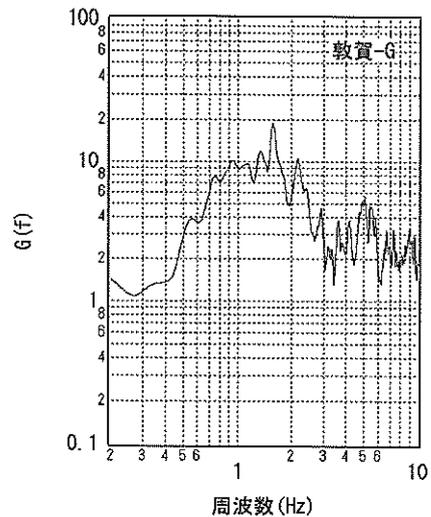


図-6.28 敦賀港におけるサイト増幅特性

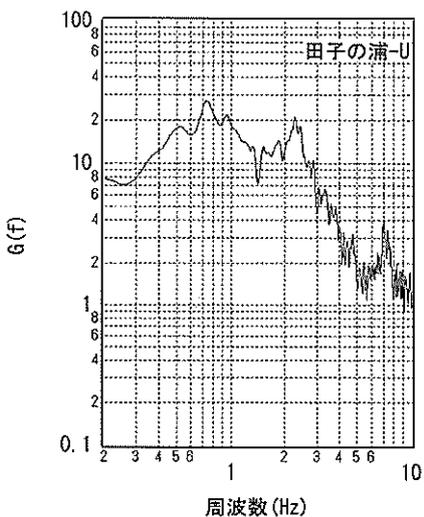


図-6.26 田子の浦港におけるサイト増幅特性

の読みとった卓越周波数は、堆積層の影響によるものであったと考えられる。なお、中部地方の港湾については、微動観測に基づき、各港の強震観測地点で推定されたサイト増幅特性が平面的にはどのような範囲で有効かという点について検討が行われている（長尾他，2005）。

7. 関東地方におけるサイト増幅特性

本章では関東地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。他の地域と同様、港湾地域強震観測の記録の他、K-NET (Kinoshita, 1998)、KiK-net (Aoi et al., 2000) など、内陸部の強震観測地点でのデータを利用している。また、中部地方および東北・北海道地方の解析結果との連続性を確認するため、中部・東北の一部の観測点で

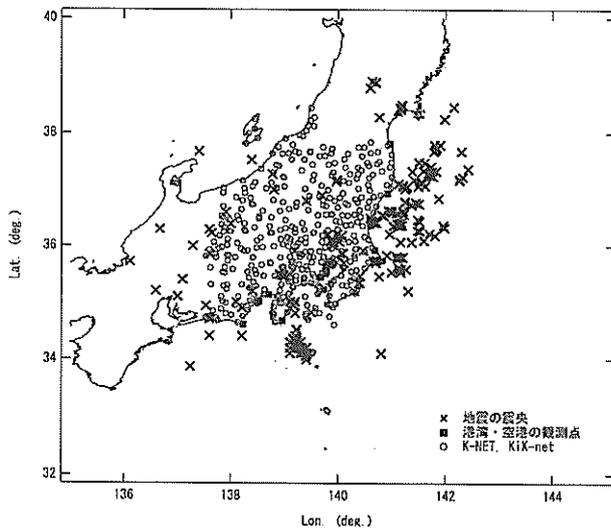


図-7.1 解析に用いた地震の震央と観測点の位置

の記録を利用している。

7.1 解析条件

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地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、295の地震による8982の記録(17964の水平成分)が選定された。解析に用いた地震の震央と観測点の位置を図-7.1に示す。

すべての解析対象記録について、2.で述べた時間区間に対し、水平2成分のフーリエスペクトルを算出し、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。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側でのS/N比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は佐藤・巽(2001)による東日本海溝型地震の Q 値($Q=114 \times f^{0.92}$)に固定し、295の震源特性と421のサイト増幅特性の合計716の未知数を周波数毎に求めることとした。

7.2 解析結果

(1) 震源特性

算定された震源特性(震源スペクトル)を図-7.2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

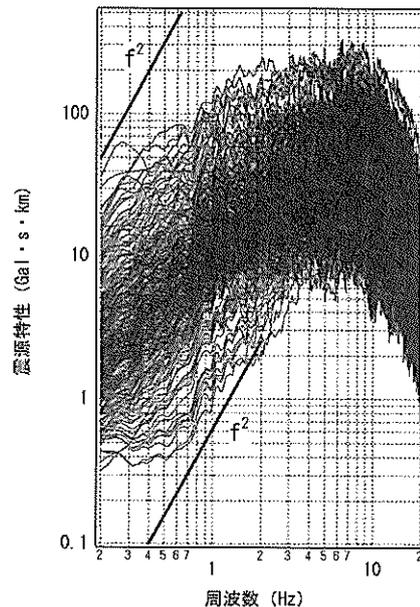


図-7.2 対象295地震の震源スペクトル

が見受けられ(規模の大きい地震では0.2Hz付近、規模の小さい地震では1Hz付近)、概ね ω^{-2} モデル(Aki, 1967)に従うものとなっている。なお図-7.2に示すスペクトルには自由表面による増幅の効果(=2)は含まれていない。

さて、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-7.2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-7.2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、式(3.1)により地震モーメントを算定した。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(1998)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(3.1)で用いた。ラディエーション係数 R_0 は全方位の平均値0.63、地震波のエネルギーの水平2成分への分配を示す係数は、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、 $PRITIN=1$ 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を図-7.3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

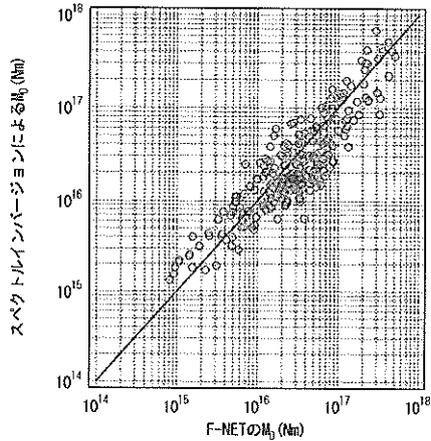


図-7.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

トと概ね整合していること、従って、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。

(2) サイト増幅特性

著者の一人は、東京都桧原村の TKY002 を基準観測点とし、スペクトルインバージョンにより港湾や K-NET の観測点のサイト増幅特性を求めている (野津他, 2003). 関東地方の各都県から一、二点を選び、本研究で算定されたサイト増幅特性と野津他 (2003) のサイト増幅特性を比較した結果を図-7.4~図-7.10 に示す。野津他 (2003) が基準観測点 ($G=1$ と仮定する観測点) として選定した TKY002 (桧原) において、本研究で算定されたサイト増幅特性は 1 に

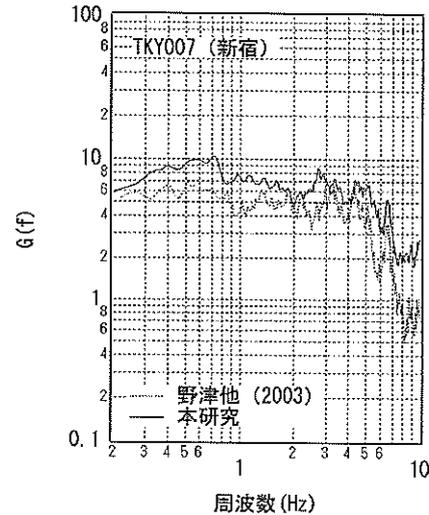


図-7.5 TKY007 (新宿) におけるサイト増幅特性の比較

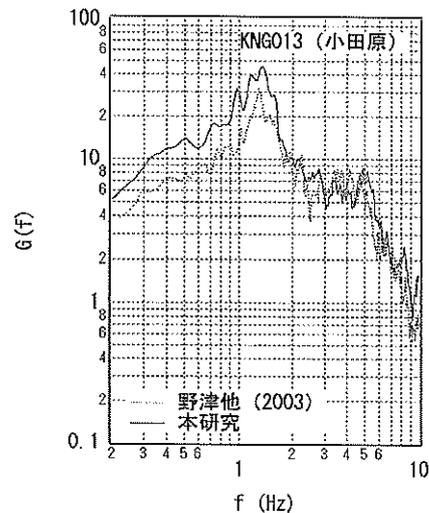


図-7.6 KNG013 (小田原) におけるサイト増幅特性の比較

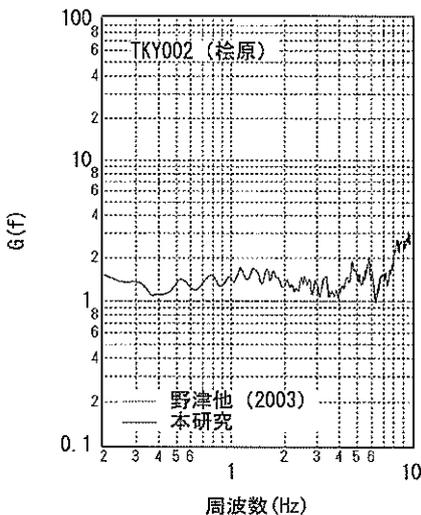


図-7.4 TKY002 (桧原) におけるサイト増幅特性の比較

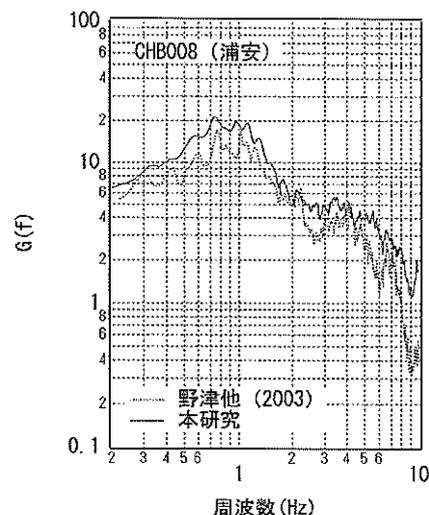


図-7.7 CHB008 (浦安) におけるサイト増幅特性の比較

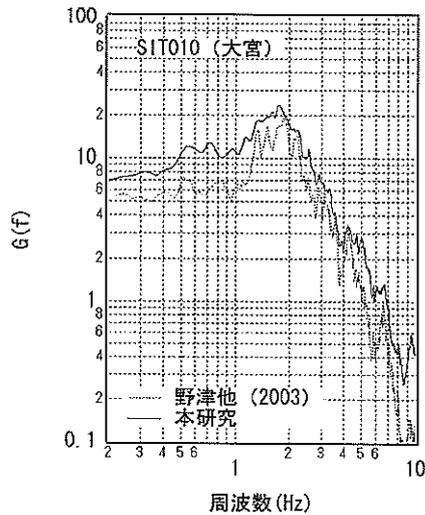


図-7.8 SIT010 (大宮) におけるサイト増幅特性の比較

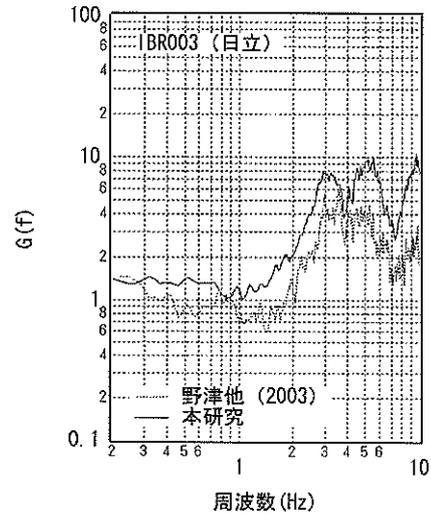


図-7.11 IBR003 (日立) におけるサイト増幅特性の比較

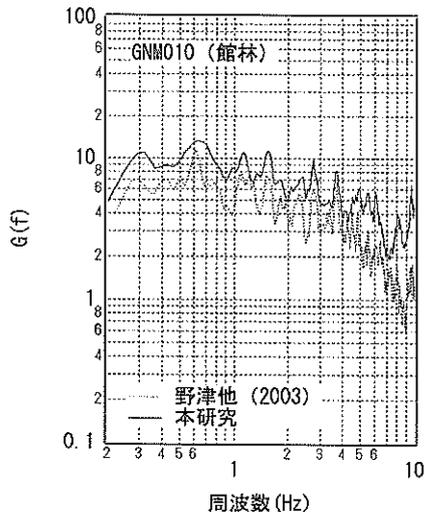


図-7.9 GNM010 (館林) におけるサイト増幅特性の比較

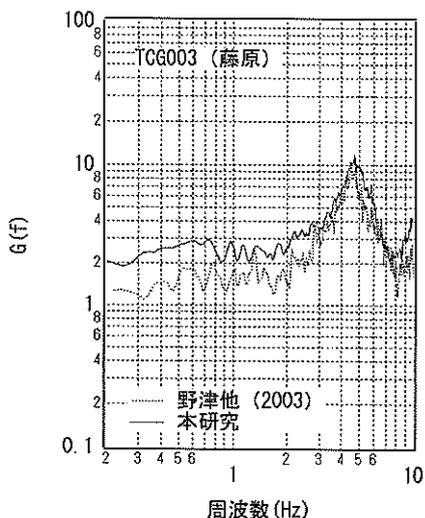


図-7.10 TCG003 (藤原) におけるサイト増幅特性の比較

近いものの、1よりも若干大きくなっている(図-7.4)。このことに関連して、他の地点でも、野津他(2003)の算定したサイト増幅特性よりも若干大きなサイト増幅特性が本研究では算定されている。本研究では、より広範囲の観測点から基準観測点を選定しており、また選定された基準観測点の妥当性についてもより厳密に検討されていることから、本研究で算定されたサイト増幅特性はより妥当なものであると判断される。

関東地方において算定されたサイト増幅特性も、地形・地質との対応が明瞭である。その一例を以下に示す。埼玉県 K-NET 観測点(図-7.12)におけるサイト増幅特性を図-7.13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(2003)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-7.13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。

7.3 中部地方の結果との比較

中部地方を対象とした解析(6.)と、本章で実施した関東地方を対象とした解析で、共に用いられている観測点がある。それらの観測点で算定されたサイト増幅特性が互いの程度整合しているか検討する。二つの解析に共通する観測点は群馬県、埼玉県、東京都、神奈川県、静岡県、

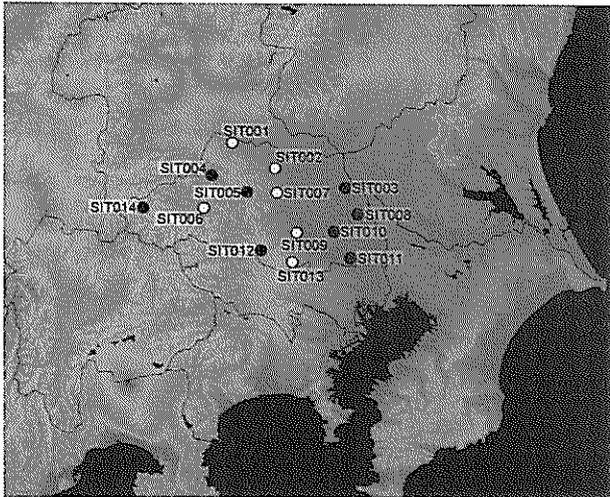


図-7.12 埼玉県における K-NET 観測点 (サイト増幅特性の大きい地点を赤, 中程度の地点を黄, 小さい地点を黒で示している)

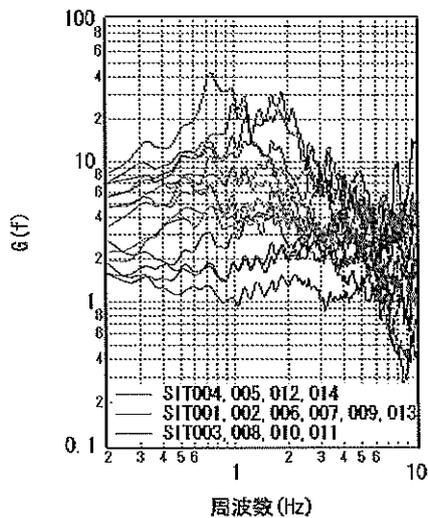


図-7.13 埼玉県の K-NET 観測点におけるサイト増幅特性

山梨県, 長野県, 新潟県に分布している. そこで, 一つの都県につき一箇所の観測点を選び, サイト増幅特性の比較結果を図-7.14~図-7.21 に示す. この結果から, 二つの地域で行った解析の結果は概ね整合していると言える.

7.4 港湾におけるサイト増幅特性

東京港, 川崎港, 横浜港, 横須賀港 (久里浜地区), 鹿島港, 常陸那珂港におけるサイト増幅特性を図-7.22~図-7.27 に示す.

深澤他 (2003) は港湾地域強震観測の各観測地点における卓越周波数を整理している. 深澤他 (2003) の読みとったピークは品川-G で 2Hz および 5Hz, 川崎-F で 0.9Hz およ

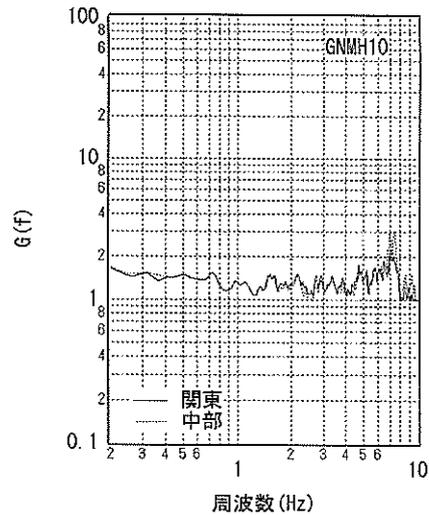


図-7.14 中部地方の解析結果との比較 (GNMH10)

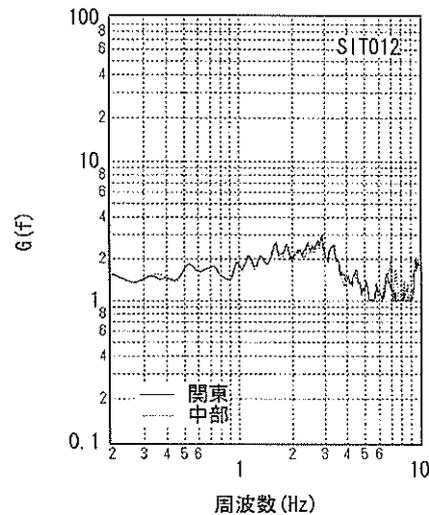


図-7.15 中部地方の解析結果との比較 (SIT012)

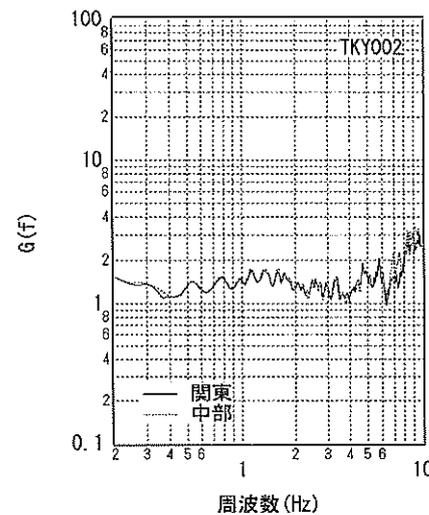


図-7.16 中部地方の解析結果との比較 (TKY002)

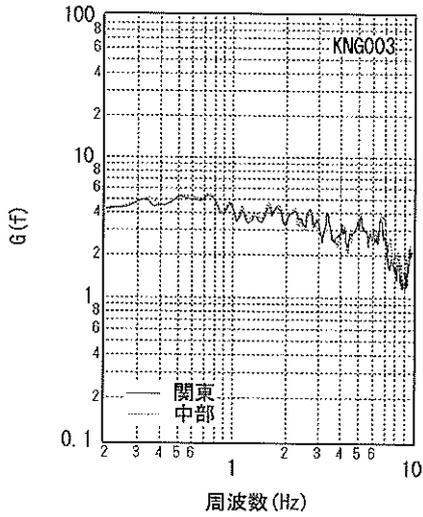


図-7.17 中部地方の解析結果との比較 (KNG003)

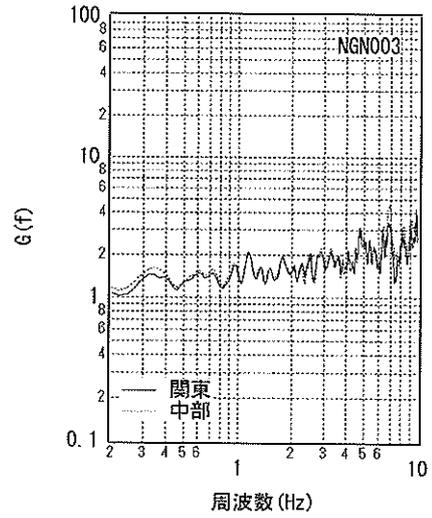


図-7.20 中部地方の解析結果との比較 (NGN003)

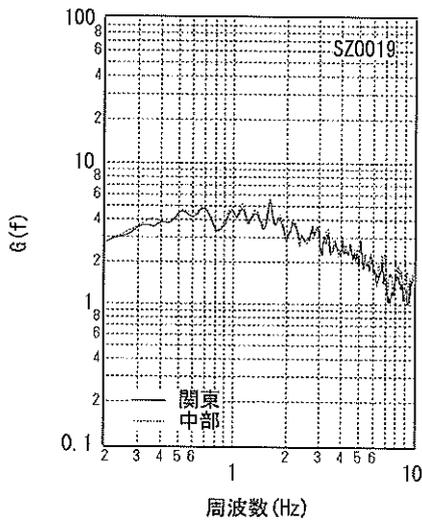


図-7.18 中部地方の解析結果との比較 (SZO019)

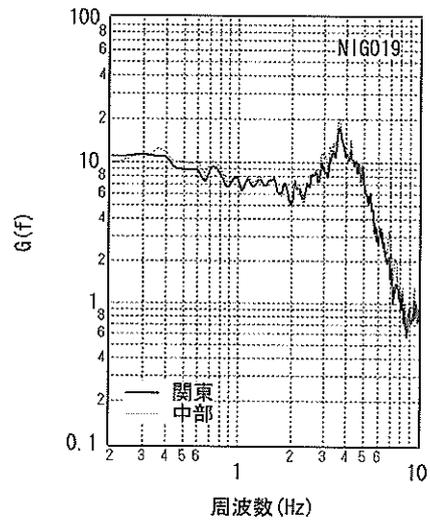


図-7.21 中部地方の解析結果との比較 (NIG019)

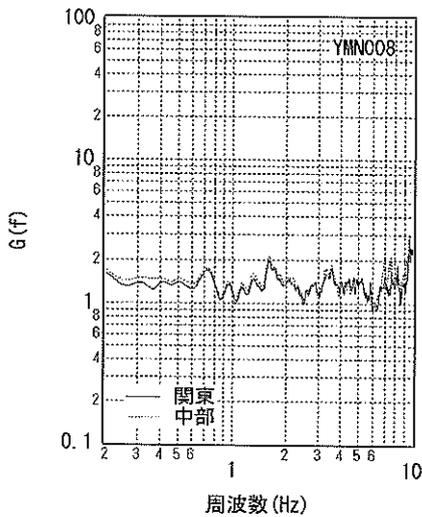


図-7.19 中部地方の解析結果との比較 (YMN008)

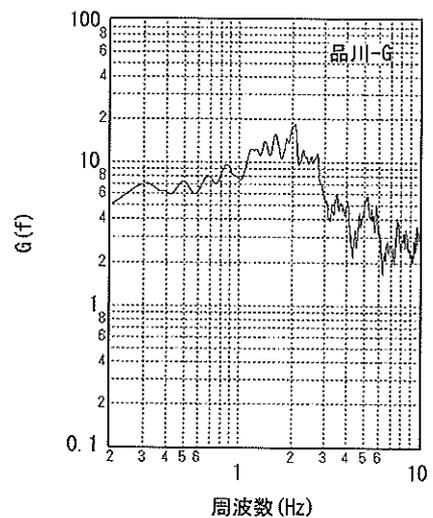


図-7.22 東京港におけるサイト増幅特性

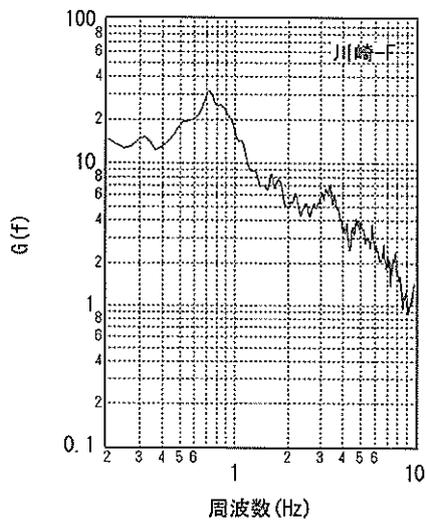


図-7.23 川崎港におけるサイト増幅特性

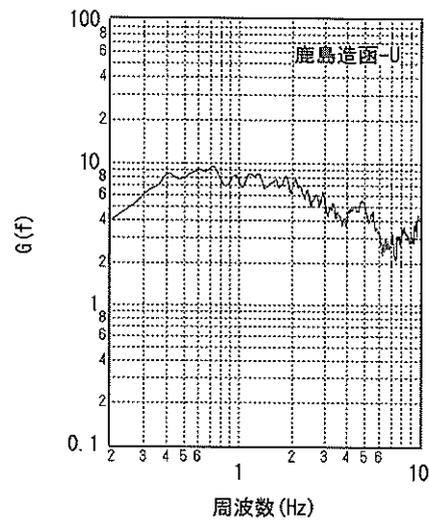


図-7.26 鹿島港におけるサイト増幅特性

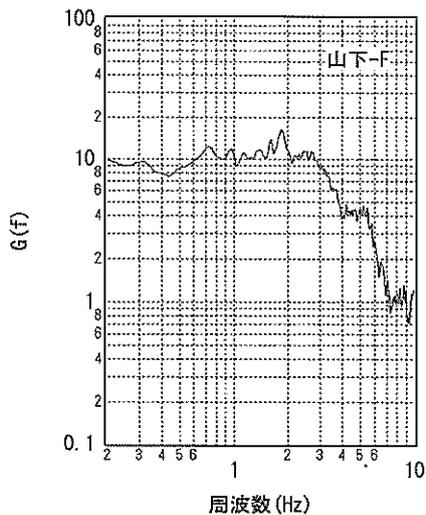


図-7.24 横浜港におけるサイト増幅特性

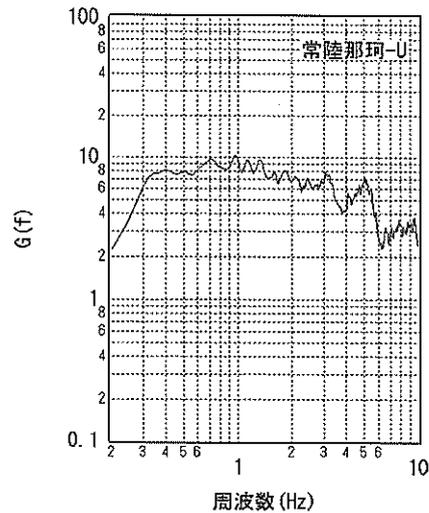


図-7.27 常陸那珂港におけるサイト増幅特性

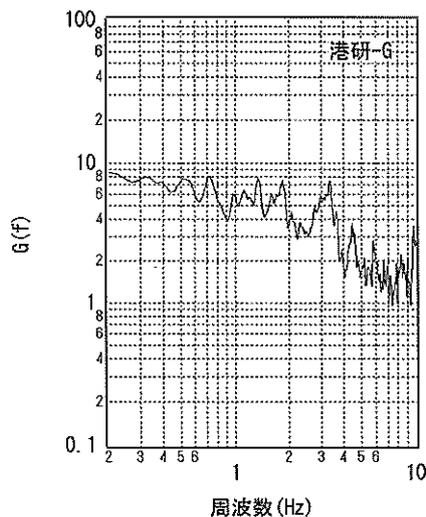


図-7.25 横須賀港（久里浜地区）におけるサイト増幅特性

び3Hz、山下-Fで2Hzおよび3Hz、港研-Gで1.5Hzおよび3Hzとなっているが、これらのピークは今回算定されたサイト増幅特性にも認められる。鹿島造函-Uと常陸那珂-Uでは深澤他（2003）はピークが存在を指摘していないが、図-7.26 および図-7.27 からわかるように、これらの地点でのサイト増幅特性は比較的平坦であり、特定の周波数が卓越しにくい地点である。

8. 東北・北海道地方におけるサイト増幅特性

本章では東北・北海道地方におけるスペクトルインバージョンの結果を紹介する。他の地域と同様、港湾地域強震

観測の記録の他、K-NET (Kinoshita, 1998), KiK-net (Aoi et al., 2000) など、内陸部の強震観測地点でのデータを利用している。また、中部地方および関東地方の解析結果との連続性を確認するため、中部・関東の一部の観測点での記録を利用している。解析終了後の2004年12月14日に留萌支庁南部を震源とするM6.1の地震が発生したため、その余震記録を加え再度解析を実施し、それ以前の解析でサイト増幅特性を算定できていなかった49地点についても新たにサイト増幅特性を算定した。

8.1 解析条件

2004年12月14日留萌支庁南部の地震(M6.1)の余震記録を含まない解析をケース1, 含む解析をケース2とする。

ケース1では、対象地点は東北・北海道地方の474地点に中部地方の139地点と関東地方の82地点を加えた計695地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、318の地震による11496の記録(22992の水平成分)が選定された。

すべての解析対象記録について、2.で述べた時間区間に対し、水平2成分のフーリエスペクトルを算出し、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。なお、フーリエスペクトルを算出した時点で目視による点検を行い、低周波側でのS/N比が良好でないと判断された記録については解析対象から除外した。前述の記録数は、このようにして一部の記録を除外した後の記録数である。

ここではサイト増幅特性を求めることに主眼があるため、 Q 値は佐藤・巽(2001)による東日本海溝型地震の Q 値($Q=114 \times f^{0.92}$)に固定し、318の震源特性と695のサイト増幅特性の合計1013の未知数を周波数毎に求めることとした。

ケース2では、対象地点は東北・北海道地方の523地点に中部地方の139地点と関東地方の82地点を加えた計744地点とした。2.で述べた条件を満足する地震および記録を選定した結果、320の地震による11603の記録(23206の水平成分)が選定された。図-8.1にケース2で用いた地震の震央と観測点の位置を示す。ケース2では320の震源特性と744のサイト増幅特性の合計1064の未知数を周波数毎に求めた。

8.2 解析結果

(1) 震源特性

スペクトルインバージョン(ケース2)で得られた

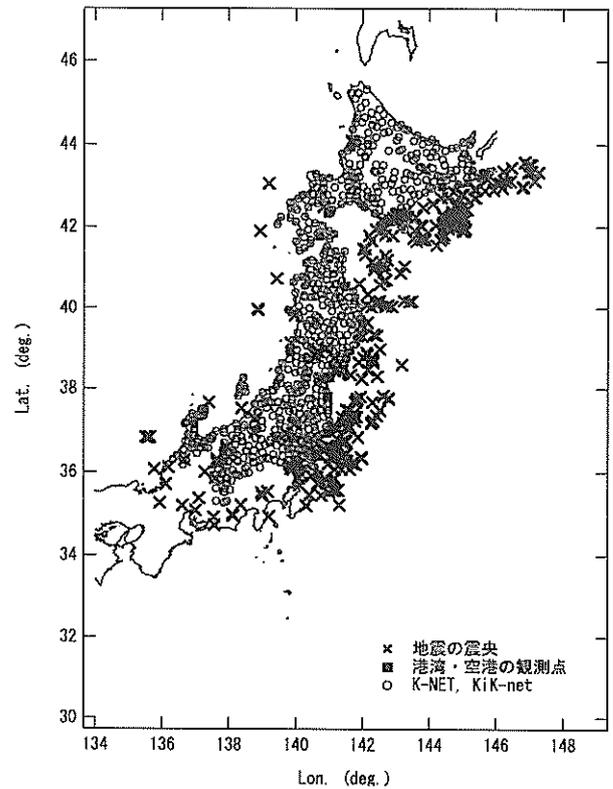


図-8.2 ケース2で用いた地震の震央と観測点の位置

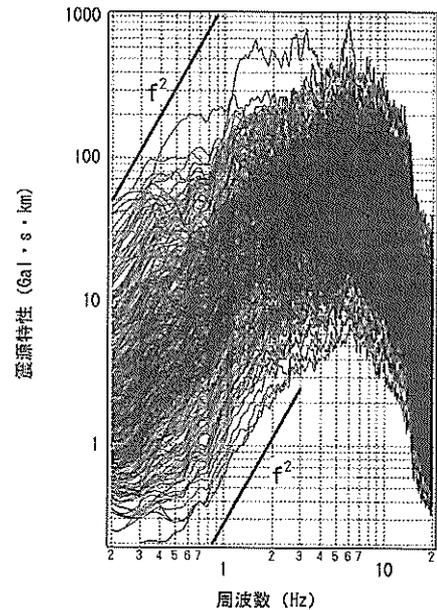


図-8.2 対象320地震の震源スペクトル

震源特性(震源スペクトル)を図-8.2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(規模の大きい地震では0.2Hz付近, 規模の小さい地震では1Hz付近), 概ね ω^{-2} モデル(Aki, 1967)に従うもの

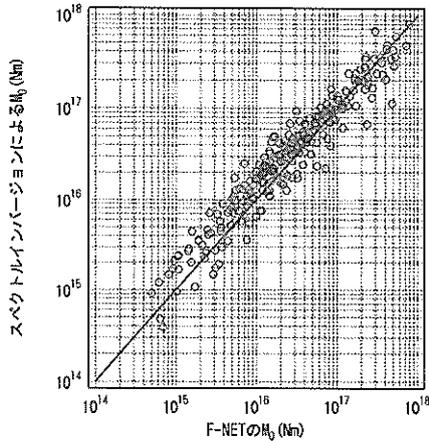


図-8.3 震源スペクトルから求めた地震モーメントと F-net の地震モーメントの比較

となっている。ケース1で得られた震源スペクトルは、ここで得られたものとほぼ同様である。なお図-8.2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。

さて、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-8.2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-8.2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、式(3.1)により地震モーメントを算定した。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(1998)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(3.1)で用いた。ラディエーション係数 R_{θ} は全方位の平均値 0.63、地震波のエネルギーの水平 2 成分への分配を示す係数は、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、 $PRITN=1$ 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を図-8.3 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、従って、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、ケース1で算定された地震モー

メントはケース2と概ね同様となっている。

(2) サイト増幅特性

東北・北海道地方において算定されたサイト増幅特性も、地形・地質との対応が明瞭である。以下においてはその例を示す。なお、以下に示すサイト増幅特性は、特に断らない限り、いずれもケース2の結果である。

佐藤他(1998)は1996年8月秋田・宮城県境付近の地震群にスペクトルインバージョンを適用し、岩手県の IWT009 を基準観測点とし、岩手県・宮城県・秋田県・山形県の K-NET 観測点におけるサイト増幅特性を算定している。このとき、直達 S 波とそれよりやや遅れて伝播する 0.2-0.5Hz の波群を解析対象としている。佐藤他(1998)がサイト増幅特性を示している岩手県および宮城県の K-NET 観測点について、本研究で算定されたサイト増幅特性を以下に示す。まず図-8.4 は北上山地の三地点におけるサイト増幅特性を示すものである。IWT009 は佐藤他(1998)により地震基盤相当の観測点であるとされており、本研究で算定されたサイト増幅特性も小さい。ただし、1Hz から低周波側に向かってサイト増幅特性は漸増しており、0.2Hz では 2 を若干上回っている。こうした結果が得られた理由としては二つ考えられる。一つは、IWT009 が 0.2Hz においても完全な地震基盤ではないという可能性が考えられる。実際、図-8.5 に示すように、IWTH09 (久慈南) におけるサイト増幅特性は IWT009 におけるサイト増幅特性より若干小さい。しかしながら、IWTH09 におけるサイト増幅特性も 0.2Hz で 1 を上回っていることから、これだけでは十分な説明にならない。東北・北海道でサイト増幅特性が最小(ただし 0.2Hz で)と算定された IWTH09 において 0.2Hz でのサイト増幅特性が 1 を上回っているのは、震源特性の算定に用いたデータ区間とサイト増幅特性の算定に用いたデータ区間が異なるためである。2.で述べたことの繰り返しになるが、IWTH09 等のような岩盤に近い観測点においても、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、フーリエスペクトルの算定結果に違いが生じるため(図-2.1)、震源特性を算出する際には 40 秒のデータを用いている。その結果、算定された地震モーメントは例えば図-8.3 に示すように F-net の CMT 解と良く一致しているため、震源特性の算定に 40 秒のデータを用いたことは妥当であると考えられる。しかしながら、本研究ではサイト増幅特性の算定を 160 秒のデータを用いて実施しているため、(震源に由来する表面波等の影響で) 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基準観測点のフーリエスペクトルに違いがあれば、

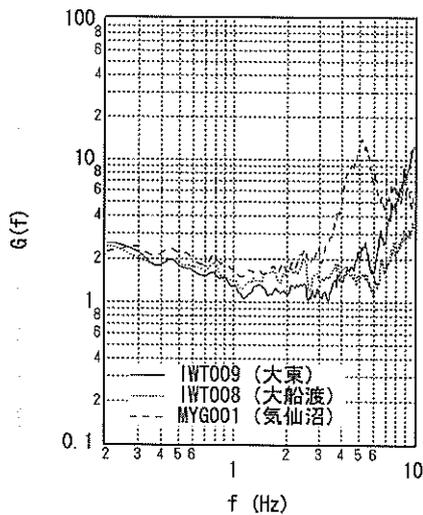


図-8.4 北上山地の三地点におけるサイト増幅特性

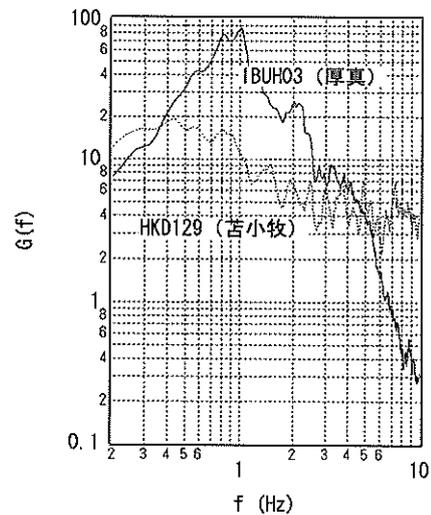


図-8.7 勇払平野の二地点におけるサイト増幅特性

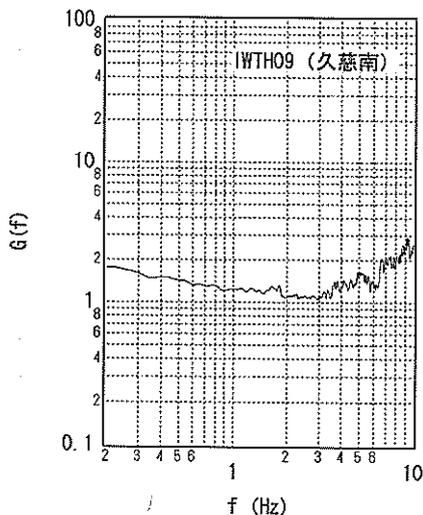


図-8.5 東北・北海道でサイト増幅特性が最小 (0.2Hz) と算定された IWTH09 におけるサイト増幅特性

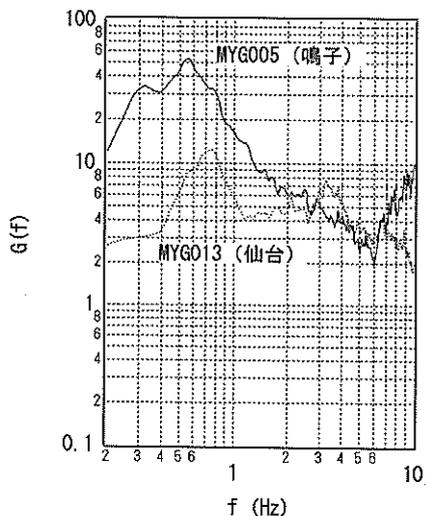


図-8.6 宮城県の二地点におけるサイト増幅特性

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。IWTH09 等において 0.2Hz でのサイト増幅特性が 1 を上回っているのはこのような理由からである。

図-8.6 は宮城県内の二地点におけるサイト増幅特性の算定結果を示すものである。MYG013 (仙台) におけるサイト増幅特性は佐藤他 (1998) にも示されているが、0.7Hz 付近で 10 倍程度の増幅を示す点など、よく類似している。鳴子カルデラ内の MYG005 では 0.6-0.7Hz で 50 倍程度と著しく大きなサイト増幅特性を示すが、この結果は佐藤他 (1998) の結果と良く整合している。カルデラ内の観測点においてサイト増幅特性が 1Hz より低周波側で非常に大きな値を示す傾向は九州地方を対象とした解析 (3.) でも認められた。

図-8.7 は北海道の勇払平野におけるサイト増幅特性の例であるが、同じ勇払平野内でも地点によってサイト増幅特性は大きく異なる。HKD129 (苫小牧) は勇払平野の中央部に位置する観測点であるが、ここでは 1Hz 以下の広い周波数帯域でサイト増幅特性が一樣に大きい。一方、勇払平野の東部に位置する IBUH03 (厚真) では 1Hz を中心に非常に大きなピークが見られる。今回算定された全国のサイト増幅特性の中でも、厚真のサイト増幅特性は最大の部類に属する。サイト増幅特性のピークが一般的な構造物に影響しやすい 1Hz 付近に存在しているため注意が必要であろう。

8.3 中部地方・関東地方の結果との比較

中部地方・関東地方を対象とした解析 (6. および 7.) と、本章で実施した東北・北海道地方を対象とした解析で、

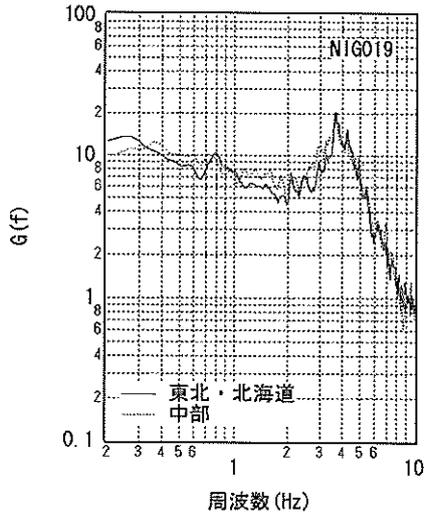


図-8.8 中部地方の解析結果との比較 (NIG019)

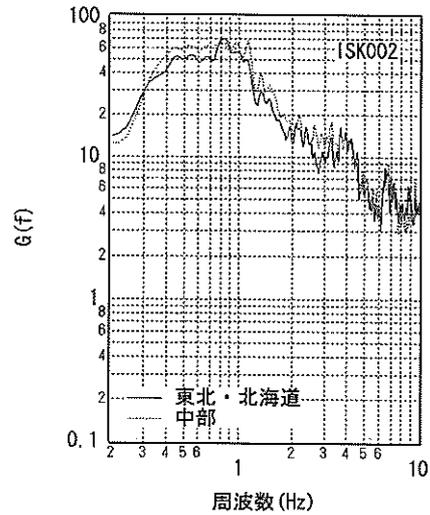


図-8.11 中部地方の解析結果との比較 (ISK002)

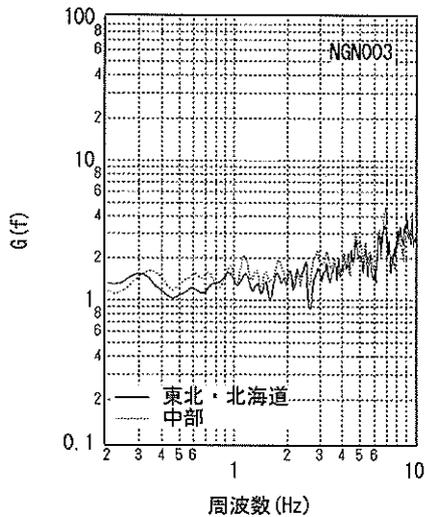


図-8.9 中部地方の解析結果との比較 (NGN003)

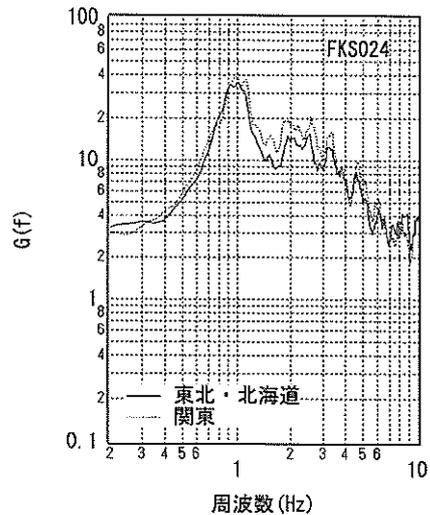


図-8.12 関東地方の解析結果との比較 (FKS024)

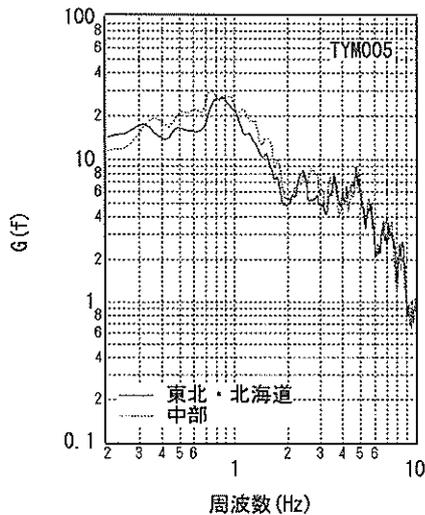


図-8.10 中部地方の解析結果との比較 (TYM005)

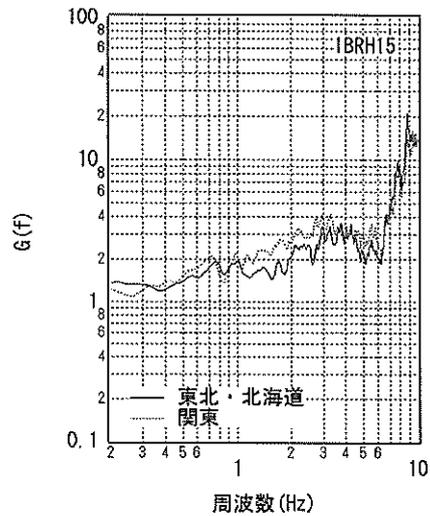


図-8.13 関東地方の解析結果との比較 (IBRH15)

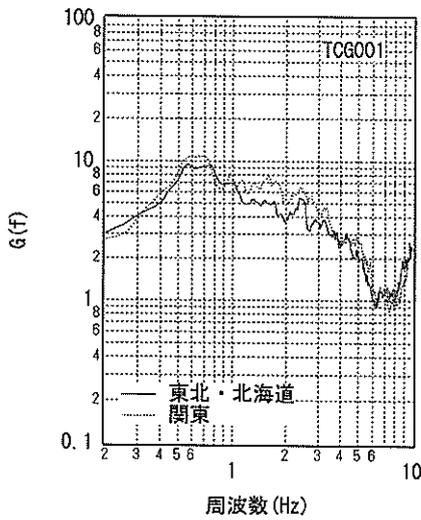


図-8.14 関東地方の解析結果との比較 (TCG001)

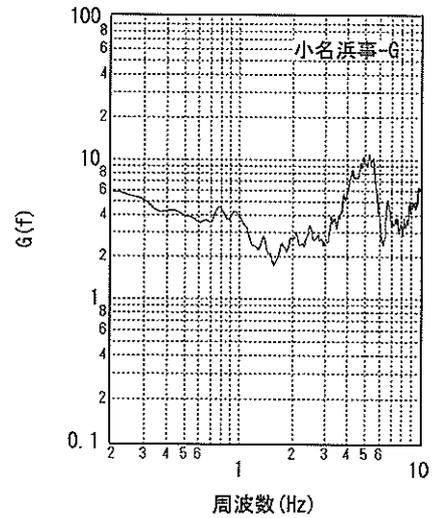


図-8.16 小名浜港におけるサイト増幅特性

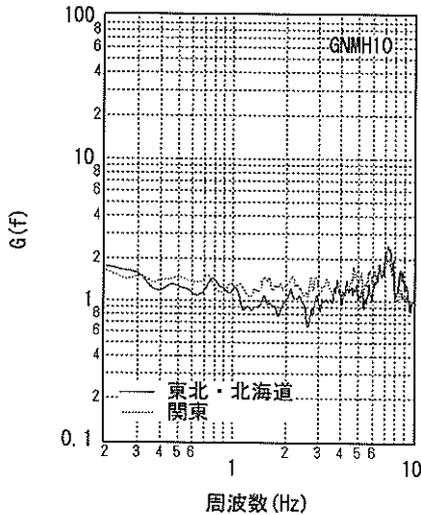


図-8.15 関東地方の解析結果との比較 (GNMH10)

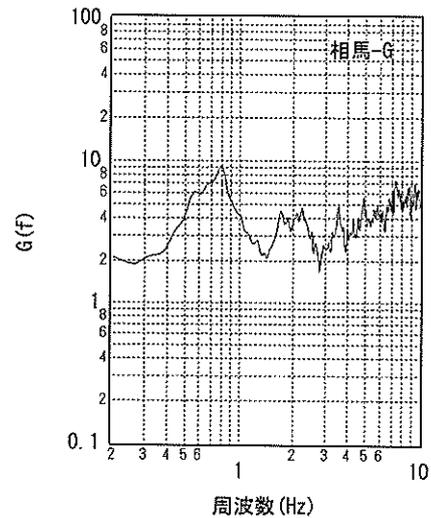


図-8.17 相馬港におけるサイト増幅特性

共に用いられている観測点がある。それらの観測点で算定されたサイト増幅特性がお互いどの程度整合しているか検討する。中部地方・関東地方を対象とした解析と共通する観測点は大分県、長野県、富山県、石川県、福島県、茨城県、栃木県、群馬県に分布している。そこで、一つの県につき一箇所の観測点を選び、サイト増幅特性の比較結果を図-8.8～図-8.15に示す。この結果から、二つの地域で行った解析の結果は概ね整合していると言える。

8.4 港湾におけるサイト増幅特性

小名浜港、相馬港、仙台塩釜港（仙台港区）、釜石港、宮古港、八戸港、酒田港、函館港、室蘭港、浦河港、十勝港、釧路港、根室港、留萌港におけるサイト増幅特性を図-8.16～図-8.29に示す。

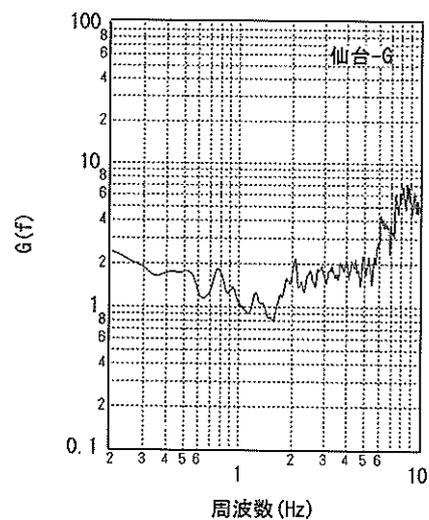


図-8.18 仙台塩釜港（仙台港区）におけるサイト増幅特性

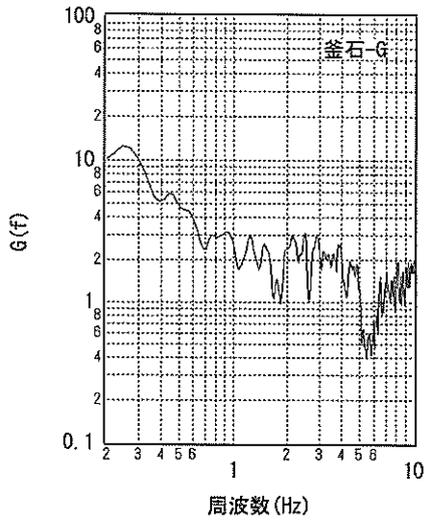


図-8.19 釜石港におけるサイト増幅特性

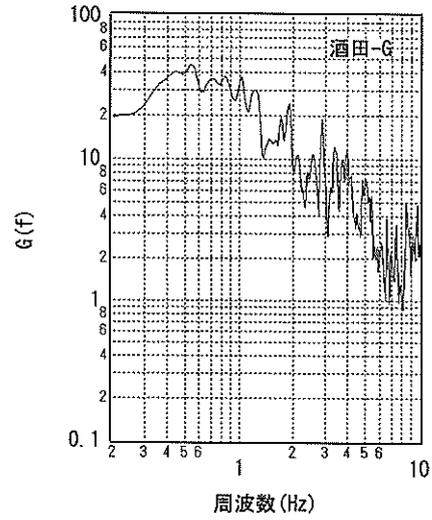


図-8.22 酒田港におけるサイト増幅特性

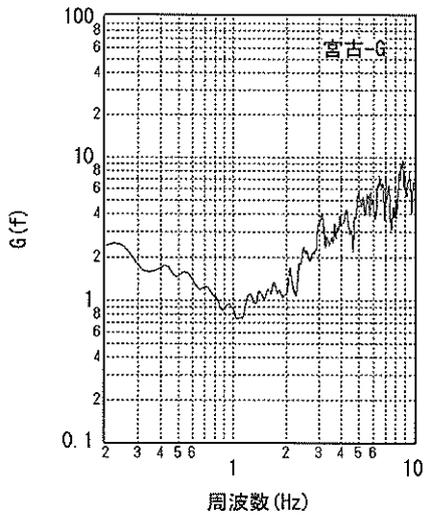


図-8.20 宮古港におけるサイト増幅特性

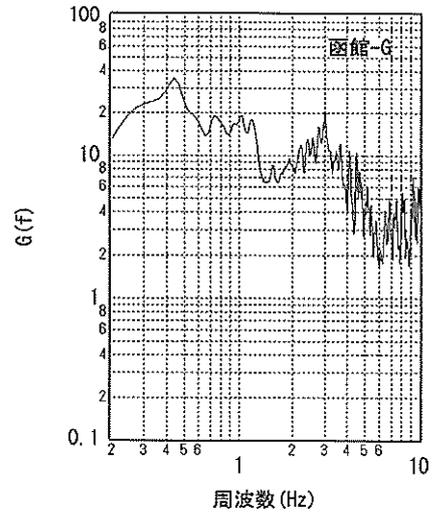


図-8.23 函館港におけるサイト増幅特性

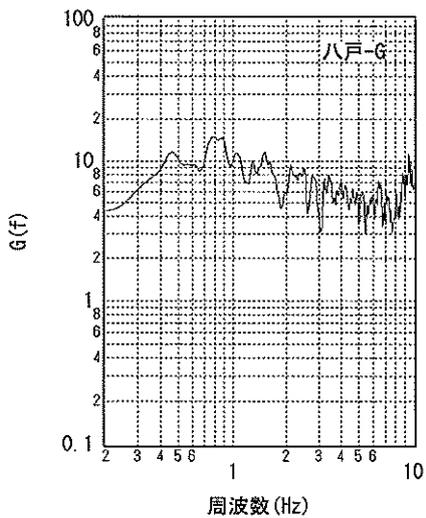


図-8.21 八戸港におけるサイト増幅特性

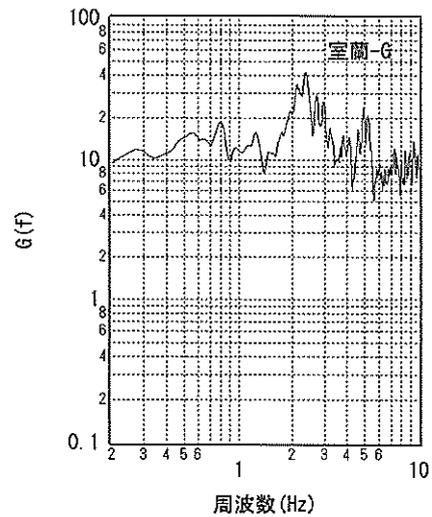


図-8.24 室蘭におけるサイト増幅特性

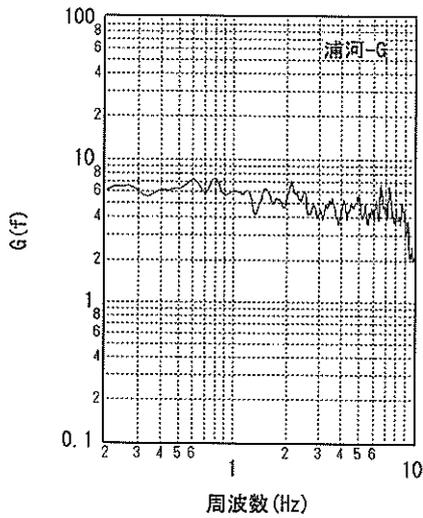


図-8.25 浦河港におけるサイト増幅特性

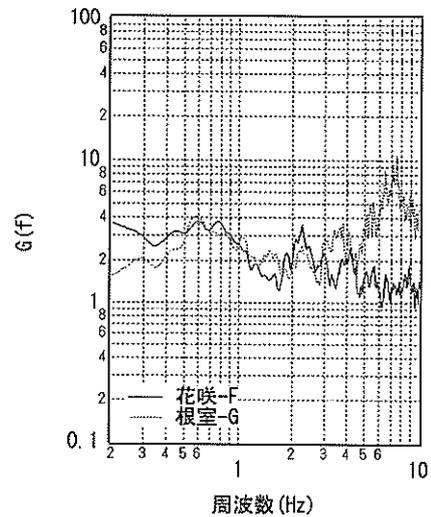


図-8.28 根室港におけるサイト増幅特性

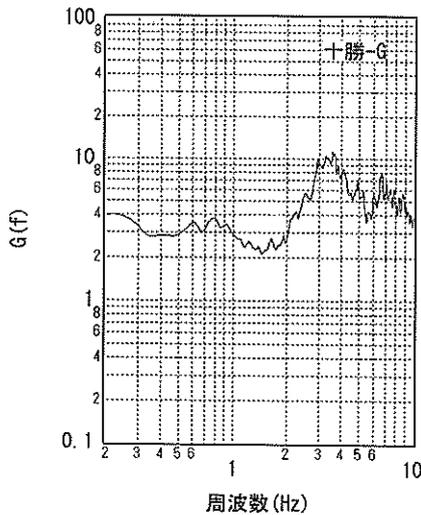


図-8.26 十勝港におけるサイト増幅特性

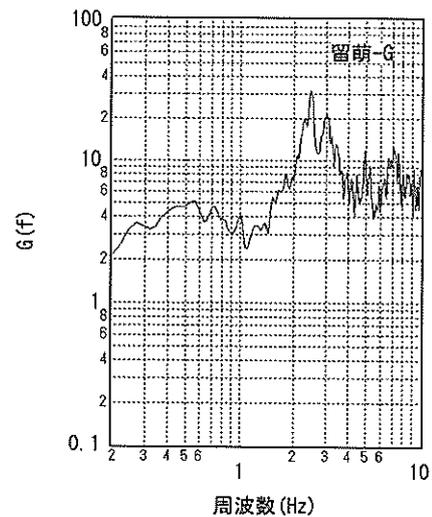


図-8.29 留萌港におけるサイト増幅特性

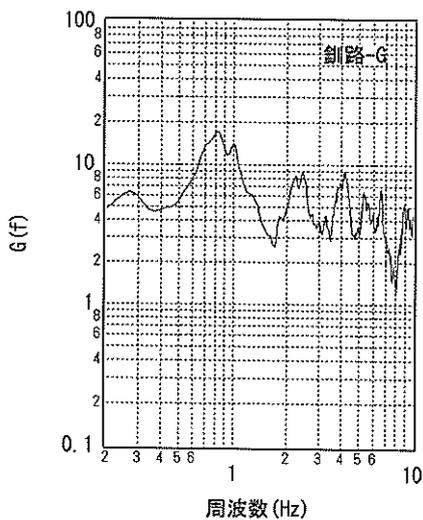


図-8.27 釧路港におけるサイト増幅特性

深澤他(2003)は港湾地域強震観測の各観測地点における卓越周波数を整理している。深澤他(2003)の読みとったピークは小名浜事-Gで5Hzおよび10Hz, 相馬-Gで0.7Hzおよび6Hz, 仙台-Gで8Hz, 宮古-Gで5Hz, 八戸-Gで0.4Hzおよび0.9Hz, 酒田-Gで0.2Hzおよび2Hz, 函館-F(函館-Gの近傍)で0.4Hzおよび3Hz, 室蘭-Gで2Hz, 十勝-Gで3Hz, 釧路-Gで1Hzおよび4Hz, 花咲-Fで0.2-0.3Hzおよび2Hz, 根室-Gで7Hzとなっている。これらのピークのうち, 相馬-Gの6Hzと酒田-Gの0.2Hzはわかりにくい, それ以外は今回算定されたサイト増幅特性にも認められる。したがって, 深澤他(2003)の読みとった卓越周波数は堆積層によるものと考えて良いであろう。

9. 港湾と背後の K-NET, KiK-net 観測点のサイト増幅特性の平均的關係

ここまで、各地域の港湾等におけるサイト増幅特性の検討を行ってきたが、本章では港湾と背後の K-NET, KiK-net の観測点におけるサイト増幅特性の平均的關係について検討する。図-9.1 は神戸港の強震観測地点（六甲-G）とその背後に位置する最寄りの K-NET 観測点（HYG021）におけるサイト増幅特性を示した図である。この図のように、一般には港湾の方が厚い堆積層の上に位置している場合が多いため、1Hz より長周期側では、港湾のサイト増幅特性の

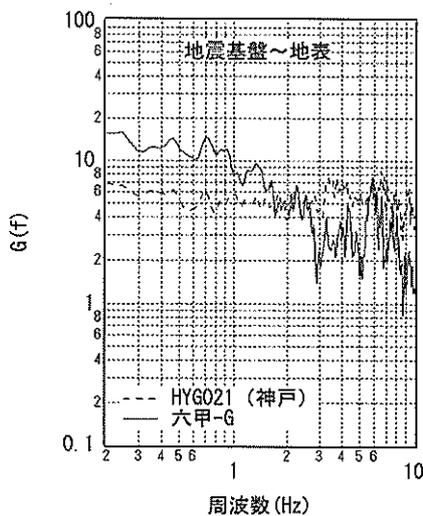


図-9.1 港湾と最寄りの K-NET 観測点におけるサイト増幅特性の違い（地震基盤～地表）

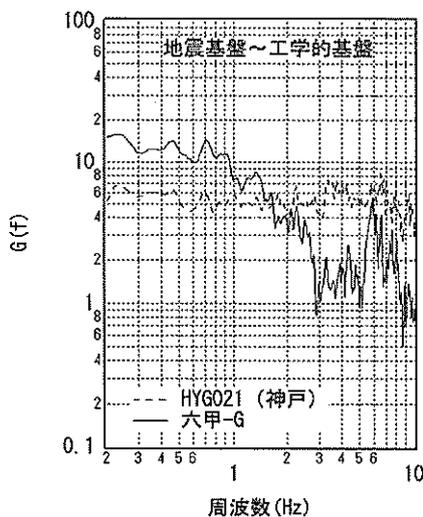


図-9.2 港湾と最寄りの K-NET 観測点におけるサイト増幅特性の違い（地震基盤～工学的基盤）

方が大きい場合が多い。図-9.2 は、重複反射理論により表層地盤の影響を除去し、地震基盤～工学的基盤のサイト増幅特性を比較したものであるが、両者の違いは大きく、工学的基盤の時点ですでに港湾と背後の K-NET 観測点における地震動特性には大きな違いのあることがわかる。

強震観測が実施されていない港湾の場合、背後の K-NET 観測点におけるサイト増幅特性から港湾のサイト増幅特性を推定したい場合も多い。この場合、K-NET 観測点と港湾での表層地盤の相違に関する補正が必要なことは当然であるが、神戸港の例に見られるように、すでに工学的基盤の時点で両者の地震動特性は異なるのであるから、地震基盤～工学的基盤のサイト増幅特性の相違についても補正が必要である。そこで、ここでは、図-9.2 に示すような港湾と背後の K-NET 観測点における地震基盤～工学的基盤のサイト増幅特性の組み合わせに着目し、全国平均としてみた場合、それらがどのような関係にあるか検討を行った。

まず、サイト増幅特性（地震基盤～工学的基盤）の与えられている港湾の観測点を中心に半径 30km の円を描き、この円内に含まれる K-NET（または KiK-net）の観測点のうちサイト増幅特性（地震基盤～工学的基盤）の与えられているものを探し、K-NET（または KiK-net）の観測点と港湾の観測点のペアを作成した。このようなペアは全国に 124 だけ存在することがわかった。ここで、サイト増幅特性（地震基盤～工学的基盤）の与えられている観測点とは、サイト増幅特性（地震基盤～地表）が与えられており、かつ、表層地盤の物性が与えられていて、重複反射理論により表層地盤の影響を除去することのできる観測点のことである。サイト増幅特性（地震基盤～地表）としては、九州地方、中国・四国地方および東北・北海道地方についてはケース 1 の結果を利用した。

次に、各々のペアについて $GP(\omega)/GK(\omega)$ を計算する。ここに $GP(\omega)$ は港湾観測点のサイト増幅特性、 $GK(\omega)$ は K-NET（または KiK-net）観測点のサイト増幅特性である。このとき GP/GK は GK と負の相関がある。すなわち、 GK が小さいほど、 GK から GP を推定しようとする際に大きな倍率を与える必要がある。そこで、目的変数として $y = \log_{10}(GP(\omega)/GK(\omega))$ 、説明変数として $x = \log_{10}(GK(\omega))$ を採用し、 $y = A + Bx$ の式で周波数毎に回帰分析を行い、スムージングを行った結果、図-9.3 に示す回帰係数 A 、 B が周波数の関数として得られた。これらの回帰係数は付録 CD にも収録されている。

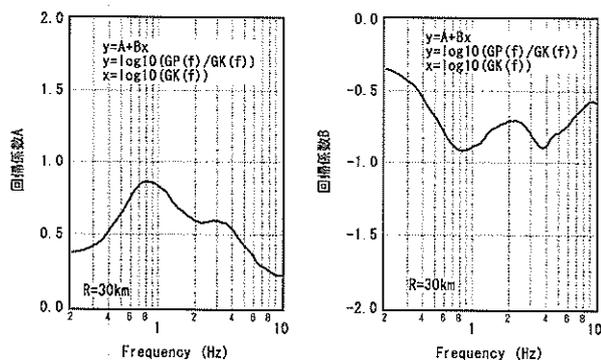


図-9.3 回帰係数 A および B

図-9.4 では、図-9.3 の回帰係数の適用例として、三重県の浜島港を例に、最寄りの観測点として MIEH07 (KIK-NET 志摩) を選定し、ここでのサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) をベースに浜島港でのサイト増幅特性を推定している。補正前と補正後のサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) を図に示しているが、全体に補正後のサイト増幅特性は周期 1 秒強のところでもふくらんでいることがわかる。これは全国の港湾と最寄りの K-NET, KiK-net 観測点における平均的なサイト増幅特性の差を反映したものである。なお、この方法で推定した港湾のサイト増幅特性は、地点固有のピークを含むものでないため、十分な信頼性を有するものではないという点に注意する必要がある。

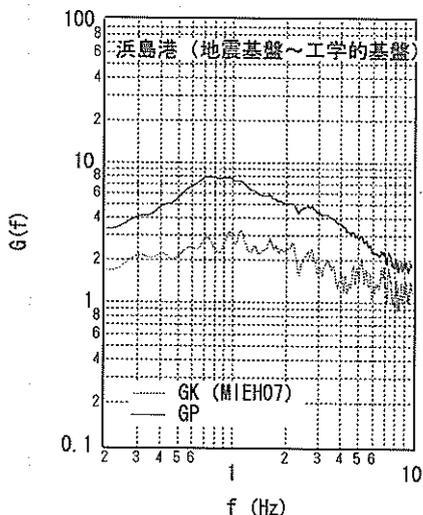


図-9.4 最寄りの KiK-net 観測点におけるサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) を利用した港湾におけるサイト増幅特性 (地震基盤～工学的基盤) の推定事例 (浜島港の例)

10. まとめ

本研究は、全国の港湾等における強震動評価の精度向上に資することを目的として、スペクトルインバージョンを我が国の各地方に適用し、サイト増幅特性の評価を実施したものである。解析は、九州、中国・四国、近畿、中部、関東、東北・北海道の 6 つの地域で実施した。対象周波数は、一般的な港湾構造物の振動特性や強震記録の精度を考慮し、0.2-10Hz とした。解析に必要となる基準観測点の選定に関して、本研究では新たなクライテリアを設けている。解析の副産物として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。このことから、採用した基準観測点の選定方法は概ね妥当なものであると考えられる。比較的大きなサイト増幅特性の得られた一部の観測地点については、算定されたサイト増幅特性を用いた強震動シミュレーションを実施し、観測記録との比較を実施することにより、サイト増幅特性が妥当であることを確認した。

ここで算定されたサイト増幅特性は、統計的グリーン関数法により各地の港湾等における強震動を評価しようとする際に活用することができる。また、空港など、これまで強震観測が実施されていない地点においても、今後、短期間でも強震観測を実施することにより、本研究でサイト増幅特性の推定されている地点とのスペクトル比をとることなどにより、サイト増幅特性を推定することも可能である。

本研究で算定されたサイト増幅特性は地形・地質との対応が明瞭である。また、特筆すべき点として、九州地方のカルデラや長野県の諏訪盆地、宮城県のみやまや勇払平野の厚真に見るように、周辺と比較して著しくサイト増幅特性の大きい場所が、我が国の各地に点在していることが、本研究の結果からわかる。このようなサイト増幅特性の特異性は、今後、各地の地震災害対策を考える上で重要な検討項目であると考えられる。

本研究で算定された震源特性およびサイト増幅特性のデジタルデータを付録 CD に収録しているので活用していただければ幸いである。

(2005 年 8 月 10 日受付)

謝辞

解析の実施にあたり株式会社ニュージェックの山田雅行さんから多大な協力を得ました。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。これらの貴重な観測成果無しに本研究を遂行することは不可

能でした。関係機関の皆様には深甚の謝意を表するとともに、こうした観測が果たす役割の重要性に対し、一層の社会的理解が得られることを祈念いたします。最後になりましたが、港湾地域強震観測を支える関係機関の皆様には深甚の謝意を表します。

参考文献

- 岩田知孝・入倉孝次郎 (1986) : 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.
- 宇佐美龍夫 (2003) : [最新版]日本被害地震総覧[416]-2001, 東京大学出版会.
- 加藤研一 (2001) : K-NET 強震記録に基づく1997年鹿児島県北西部地震群の震源・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, pp.61-68.
- 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長 (1991) : 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, pp.1-9.
- 川瀬博 (1993) : 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, pp.171-190.
- 古和田明, 田居優, 岩崎好規, 入倉孝次郎 (1998) : 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.
- 佐藤俊明 (1994) : 理論的地震動評価, 地震動—その合成と波形処理, 第2章, 鹿島出版会, pp.21-88.
- 佐藤智美, 川瀬博, 松島信一 (1998) : 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, pp.415-429.
- 佐藤智美・巽誉樹 (2002) : 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.
- 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹 (1998) : 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.
- 高田誠, 北村良介, 北田貴光, 富山貴史 (1999) : 二次しらす地盤の動的力学特性と液状化ポテンシャル, 土木学会論文集, No.631/III-48, pp.61-69.
- 武村雅之 (2003) : 関東大震災—大東京圏の揺れを知る, 鹿島出版会.
- 地質調査所 (1992) : 日本地質図.
- 鶴来雅人・田居優・入倉孝次郎・古和田明 (1997) : 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, pp.215-227.
- 鶴来雅人・澤田純男・宮島昌克・北浦勝 (2002) : 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.
- 中央防災会議 (2001) : 東海地震に関する専門調査会報告, <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/tokai/11/siryoul.pdf>.
- 土木学会 (2000) : 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.
- 長尾毅, 山田雅行, 野津厚 (2005) : 深層地盤構造を考慮した臨海部のゾーニング手法に関する研究, 海洋開発論文集, 第21巻, pp.951-956.
- 永瀬英生, 廣岡明彦, 田上裕, 齋藤誠一 (1997) : 九州における3種類の特殊土の動的変形特性, 第32回地盤工学研究発表会, pp.799-800.
- 日本火山学会 (1999) : 日本の第四紀火山カタログ (CD-ROM).
- 野津厚, 井合進, 一井康二, 沼田淳紀 (2000) : ケーソン式岸壁の変形に寄与する地震動の周波数成分, レベル2地震動に対する土構造物の耐震設計シンポジウムおよび講習会テキスト, pp.311-318.
- 野津厚, 佐藤陽子, 菅野高弘 (2003) : 羽田空港の地震動特性に関する研究 (第2報) スペクトルインバージョンによるサイト特性, 港湾技術研究所報告, 第42巻, 第2号, pp.251-283.
- 野津厚 (2005) : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた東海地方における強震動評価事例, 海溝型巨大地震を考える—広帯域強震動の予測—シンポジウム論文集, 土木学会・日本建築学会, pp.99-106.
- 畑山健, 座間信作, 西晴樹, 山田實, 廣川幹浩, 井上涼介 (2004) : 2003年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震2, 第57巻, pp.83-103.
- 深澤清尊, 野津厚, 佐藤陽子, 菅野高弘 (2003) : 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.
- 福山英一, 石田瑞穂, Douglas S. Dreger, 川井啓廉 (1998) : 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, pp.149-156.
- 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎 (1999) : 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 ($M_{JM}6.5$) 及び5月13日 ($M_{JM}6.3$) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震2, 第51巻, pp.431-442.
- 宮坂五郎, 市川一雄 (1992) : 戦争が消した諏訪“震度6”, 信濃毎日新聞社.

- 森川信之, 笹谷努, 藤原広行 (2002) : 経験的グリーン関数法によるスラブ内地震の震源モデルの構築, 日本地震工学シンポジウム (CD-ROM).
- 山田雅行・野津厚・長尾毅 (2004) : 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 (CD-ROM).
- 横山泉, 荒牧重雄, 中村一明編 (1979) : 火山, 岩波講座地球科学 7, 岩波書店.
- Aki, K. (1967): Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, Vol.72, pp.1217-1231.
- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K. and Okada, S. (2000): New strong-motion observation network: KiK-net, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 329.
- Boore, D.M. (1983) : 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.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquake, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.5002.
- Hartzell, S.H. and Heaton, T.H. (1983): Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1553-1583.
- Kinoshita, S. (1994): Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of Southern Kanto area, Japan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.84, No.5, pp.1387-1396.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332.
- Lowson, C.L. and Hanson, R.J. (1974): Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Petukhin A., K. Irikura, S. Ohmi and T. Kagawa (2003) : 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.
- Street, R., R. Herrmann and O. Nuttli (1975), Spectral characteristics of the Lg wave generated by central United

States earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol.41, pp.51-63.

港湾空港技術研究所資料 No.1112

2005・12

編集兼発行人 独立行政法人 港湾空港技術研究所

発行所 独立行政法人 港湾空港技術研究所

横須賀市長瀬3丁目1番1号

TEL.046(844)5040 URL.<http://www.pari.go.jp/>

印刷所 横浜ハイテクプリンティング株式会社

Copyright© (2005) by PARI

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of PARI.

この資料は、港湾空港技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は港湾航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。