

# 港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE  
OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1146      December 2006

港湾におけるサイト増幅特性を考慮した  
レベル2地震動の算定事例

野 津 厚  
菅 野 高 弘

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 .....	4
2. 本研究におけるレベル2地震動の算定手法 .....	6
2.1 レベル2地震動の概要 .....	6
2.2 震源パラメタの設定方法 .....	6
2.3 強震波形計算手法ー統計的グリーン関数法 .....	8
3. サイト増幅特性 .....	10
3.1 スペクトルインバージョンの結果を利用する場合 .....	10
3.2 スペクトルインバージョンの結果を補正して利用する場合 .....	11
4. レベル2地震動の算定事例 .....	12
4.1 釧路港 .....	12
4.2 苫小牧港 .....	14
4.3 青森港 .....	15
4.4 仙台塩釜港(仙台港区) .....	16
4.5 鹿島港 .....	18
4.6 横浜港 .....	19
4.7 新潟港 .....	21
4.8 伏木富山港 .....	22
4.9 大阪港 .....	23
4.10 和歌山港 .....	24
4.11 広島港 .....	25
4.12 境港 .....	27
4.13 室津港 .....	29
4.14 別府港 .....	30
4.15 宮崎港 .....	31
4.16 試算結果のまとめ .....	32
5. レベル2地震動の算定に関連するパラメトリックスタディ .....	33
5.1 アスペリティの位置の影響 .....	33
5.2 アスペリティの分割数の影響 .....	35
5.3 統計的グリーン関数の生成方法の影響 .....	35
6. おわりに .....	36
謝辞 .....	36
参考文献 .....	36

# Evaluation of L2 Design Ground Motions at Japanese Ports Considering Site Amplification Factors

Atsushi NOZU\*

Takahiro SUGANO\*\*

## Synopsis

Earthquake ground motion is strongly influenced by site effects. Therefore, in the forthcoming edition of the technical standard for port and harbour facilities in Japan, it is recommended for engineers to take into account site effects appropriately in evaluating design ground motions. In this technical note, L2 design ground motions at typical 15 Japanese ports are evaluated, with site effects appropriately considered. First, scenario earthquakes, which are critical from seismic design point of view, are appropriately selected and macro and micro source parameters are evaluated based on geological information, etc. Then, L2 ground motions are simulated using a method proposed by Kowada et al.(1998), which takes into account empirical site amplification and phase characteristics. For this simulation, empirical site amplification factors are necessary. The authors basically used site amplification factors evaluated in the conventional study (Nozu and Nagao, 2005). At some ports, site amplification factors were newly evaluated based on spectral ratios of observed ground motions at ports and those at nearby K-NET (Kinoshita, 1998) stations.

The result indicates that the above procedure allows us to evaluate L2 ground motions which clearly reflects site effects. The JMA seismic intensities, which are evaluated at the ground surface considering nonlinear site response, ranges from 5.0 (5+) to 6.4 (6+), indicating the large variation in the intensity of L2 ground motion due to the large variability in site amplification factors. This emphasize the importance of accurate evaluation of site amplification factors for appropriate seismic design of structures. Short-period (1-3 years) observation of earthquake ground motions would be extremely useful for future seismic design of port structures.

**Key Words:** L2 design ground motion, site amplification factor, phase characteristics  
predominant period, scenario earthquake

---

\* Senior Researcher, Geotechnical and Structural Engineering Department

\*\* Head, Structural Dynamics Division, Geotechnical and Structural Engineering Department

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

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

# 港湾におけるサイト増幅特性を考慮した レベル2地震動の算定事例

野津 厚\*  
菅野 高弘\*\*

## 要 旨

地震時の地盤の揺れに対してはサイト特性が重要な影響を及ぼすことが知られており、2007年4月に施行予定の新しい「港湾の施設の技術上の基準」では、レベル1とレベル2の2段階の設計地震動は、対象港湾のサイト特性を考慮して設定することが求められる。本稿は、全国の15港湾を対象として、サイト特性を考慮したレベル2地震動の試算を行った結果について報告するものである。まず、各々の港湾においてレベル2対象地震を選定し、選定された地震に対して、巨視的震源パラメタおよび微視的震源パラメタを設定した上で、強震波形計算を実施することにより、各港湾におけるレベル2地震動を求めた。強震波形計算は、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法（古和田他，1998）を用いて実施した。この手法を適用するためには、対象港湾におけるサイト増幅特性の情報を必要とする。本研究では、既往の研究（野津・長尾，2005）でサイト増幅特性の推定されている港湾ではそれを利用した。また、対象港湾におけるサイト増幅特性が既往の研究で推定されていない場合でも、対象港湾における地震観測記録が利用できる場合には、その記録を利用し、周辺のK-NET等の観測地点におけるサイト増幅特性を補正することにより、対象港湾でのサイト増幅特性を推定した。試算の結果、各港湾の卓越周期等の特性を踏まえたレベル2地震動を実際に設定できることが確認された。表層地盤の非線形挙動を考慮して求めた地表における計測震度は5.0（5強）から6.4（6強）の範囲に分布しており、一口にレベル2地震動と言っても、港湾のサイト特性等に応じてかなりの幅があることがわかる。このことから、港湾施設の耐震設計を過不足無く実施するためには、対象港湾におけるサイト特性を正確に把握することが極めて重要と考えられる。今後は、港湾地域強震観測の一層の活用を図るとともに、港湾地域強震観測でカバーされていない港湾については、短期間（1年～3年程度）の地震観測を行い、サイト特性の把握を行うことが重要であると考えられる。

キーワード： レベル2地震動，サイト増幅特性，位相特性，卓越周期，想定地震

---

\* 地盤・構造部 主任研究官  
\*\* 地盤・構造部 構造振動研究室長  
〒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。

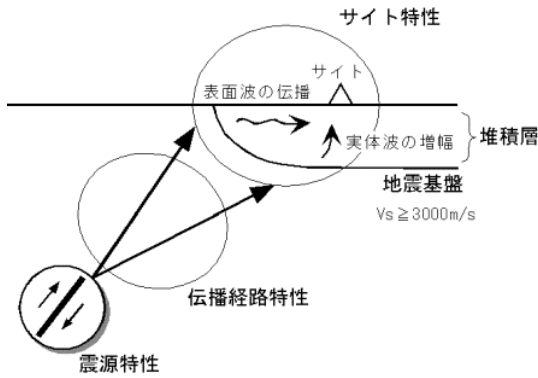


図-1.1 震源特性・伝播経路特性・サイト特性

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地点



図-1.3 境港周辺の地形（第八管区海上保安本部提供）

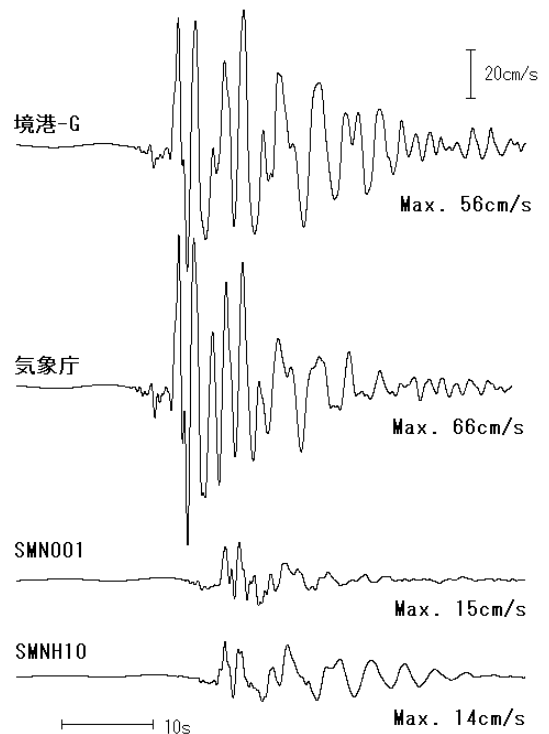


図-1.4 2000年鳥取県西部地震の際に境港周辺で観測された速度波形（断層直交成分）

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）。

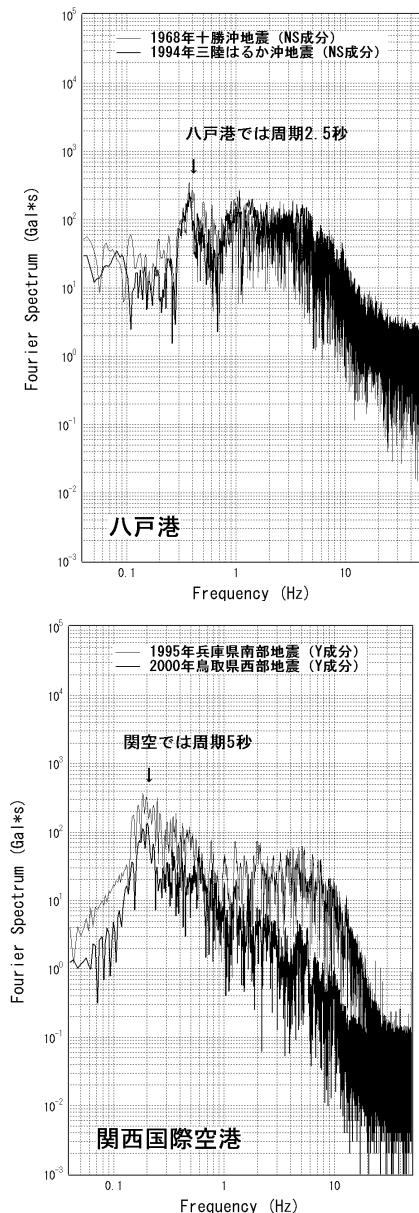


図-1.5 八戸港と関西国際空港で観測された強震記録のフーリエスペクトルの比較

堆積層の存在は地震動の卓越周期にも大きく影響する。その一例として、図-1.5 は八戸港と関西国際空港で得られた大地震の記録のフーリエスペクトルを比較したものである。八戸港では1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の強震記録が得られているが（前者は八戸波として著名）、26年の時を隔てて発生した2つの大地震で、いずれも周期2.5秒（周波数0.4Hz）の成分が卓越している。八戸港で周期2.5秒の成分が卓越しやすいのは、八戸港周辺の深層地盤の影響であることが明らかにされている（工藤，1993）。一方、関西国際空港では1995年兵庫県南部地震と2000年鳥取県西部地震の記録が得られているが、いずれも

周期5秒（周波数0.2Hz）の成分が卓越している。このように、堆積層の影響により、特定の地点で特定の周期の地震動が卓越しやすい傾向が認められる。

2007年4月に施行が予定されている新しい「港湾の施設の技術上の基準」では、レベル1とレベル2の2段階の設計地震動は、対象港湾のサイト特性を考慮して設定されることになる。これにより、振幅・周期・継続時間などの点で対象港湾に見合った設計地震動が設定されることになるため、耐震設計の大幅な合理化が期待される。このことを少し具体的に述べると、例えば、堆積層の影響により地震動の増幅されやすい港湾では強めの地震動が、そうでない港湾では弱めの地震動が設定されるようになるため、過不足のない耐震設計が可能となる。また、地震動の特性として周期特性（どのような周期成分を強く含むか）は構造物への影響を考える上で重要であるが、この点についても、対象港湾の周期特性を反映した設計地震動が設定されることになる。従来より、構造物の固有周期と地震動の卓越周期とが一致しないように配慮することは、耐震設計上最も重要なことと考えられてきた。しかしながら、これまでは、例えば八戸港で得られた地震波を他の港湾の耐震設計でも用いていたため、設計地震動の卓越周期は実際のものとなっており、そのため、卓越周期を避ける設計は不可能であった。今回の改訂により、対象港湾の周期特性を反映した地震動が設定されるようになるため、卓越周期を避ける設計が可能となる。

著者らは、基準改訂に向けた作業の一環として、港湾におけるサイト特性を考慮したレベル2地震動の試算を実施してきた。本稿はその結果について報告を行うものである。地震動の計算は、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法（古和田他，1998）を用いて実施した。この方法は、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、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。この方法を適用するためには、対象地点におけるサイト増幅特性の情報を必要とする。本研究では、全国の港湾やK-NET（Kinoshita, 1998）、KiK-net（Aoi *et al.*, 2000）の強震記録に対してスペクトルインバージョン（岩田・入倉，1986）を適用することにより算定した強震観測地点におけるサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を利用した。経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法により既往の強震記録がどの程度再現されるかという点については、本研究とは別に検討を行っている（野津・菅野，2006）を参考にいただければ幸いである。なお、本稿に述べる計算結果は現時点で入手可能な情報に基づくものであり、今

後、地方整備局等で計算条件の精査を行うことにより、異なる計算結果が得られる可能性があるという点に留意していただきたい。

## 2. 本研究におけるレベル2地震動の算定手法

### 2.1 レベル2地震動の概要

レベル2地震動は、主として社会的安全性の観点から耐震性が合理的な水準であることを検討するための地震動であり、現在から将来にわたって当該地点で考えられる最大級の強さを持つ地震動として設定される。本研究におけるレベル2地震動算定の流れは以下の通りである。

まず、(a) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来、(b) 活断層の活動による地震、(c) 地震学的あるいは地質学的観点から発生が懸念されるその他の地震、(d) 中央防災会議や地震調査研究推進本部など国の機関の想定地震、(e) 地域防災計画の想定地震、(f) M6.5 の直下地震を考慮し (a) - (f) の中には重複するものもあり得る) の中で、対象港湾に最大級の強さの地震動をもたらす地震をレベル2対象地震として選定する。次に、レベル2対象地震の巨視的震源パラメータおよび微視的震源パラメータを設定した上で、対象地震が発生した場合の工学的基盤における地震動としてレベル2地震動を設定する。

(a) - (f) の想定地震のうち、いずれの地震が港湾に最大級の強さの地震動をもたらすかについては、判断が難しい場合もある。例えば、近くで生じる比較的小さい地震と遠くで生じる比較的大きい地震とで、いずれが港湾により強い地震動をもたらすか判断することは、必ずしも容易でない。また、地震動には振幅、周波数特性、継続時間など様々な側面があり、どの地震が施設に最も大きな影響を及ぼすかは、まず地震動を評価し、次に地震応答計算を行ってはじめてわかるという場合もある。このようなことから、この段階では無理にレベル2対象地震を一つに絞らず、候補となる地震を複数選定しておく。その場合、地震応答計算の結果を踏まえ、当該施設に最も大きな影響を与える地震動が最終的なレベル2地震動となる。

レベル2地震動は震源特性、伝播経路特性、深層地盤による地震動増幅特性を考慮した強震波形計算により設定する。本研究では、強震波形計算手法として、サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法 (古和田他, 1998) を用いる。これ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る。この計算方法を適用するためには、対象港湾におけるサイト増幅特性の情報を必要とする。本研究では、対象港湾のサイト増幅特性が既往の研究

(野津・長尾, 2005) で推定されている場合には、それを利用する。また、対象港湾のサイト増幅特性が既往の研究で推定されていない場合であっても、対象港湾における地震観測記録が利用できる場合には、その記録を利用し、周辺の K-NET 等の観測地点におけるサイト増幅特性を補正することにより、対象港湾でのサイト増幅特性を推定する。

### 2.2 震源パラメータの設定方法

レベル2地震動の評価に必要な震源パラメータには巨視的震源パラメータ (基準点位置、走向、傾斜、長さ、幅、面積、地震モーメント)、微視的震源パラメータ (アスペリティの数、アスペリティの面積、アスペリティの地震モーメント、ライズタイムなど) およびその他のパラメータ (破壊開始点、破壊伝播速度、破壊伝播様式) がある。本研究における震源パラメータの設定方針は、関連する学術的研究 (Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001; 入倉・三宅, 2002, 片岡他, 2003; 入倉, 2004), および、平成16年度基準改正検討会議での議論等を踏まえたものであり、その内容は以下に示す通りである。

(a) 過去に大きな被害をもたらした地震の再来を想定する場合

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

巨視的震源パラメータについては、過去のイベントのパラメータが明らかにされている場合には、それらのパラメータを用いる。過去の多くの地震の巨視的震源パラメータについて佐藤編 (1989) に記載がある。地震モーメント  $M_0$  と断層面積  $S$  のうち、一方のみが与えられ他方を推定しようとする場合には、次式 (金森編, 1991; 片岡他, 2003) により推定する。

$$S(\text{km}^2) = 1.88 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (2.1)$$

式 (2.1) と Esheryby (1958) による円形クラックの式を組み合わせると断層面全体の平均的な応力降下量は 3MPa となる。微視的震源パラメータ (アスペリティ位置など) については、過去のイベント (地震) に関するデータの多寡に応じて異なる対応を必要とする。まず、波形データ等に基づいて過去のイベントの微視的震源パラメータがよく調べられている場合には、それらのパラメータを用いる。例えば 1923 年関東地震の再来や 1968 年十勝沖地震の再来、1978 年宮城県沖地震の再来、2003 年十勝沖地震の再来を考える

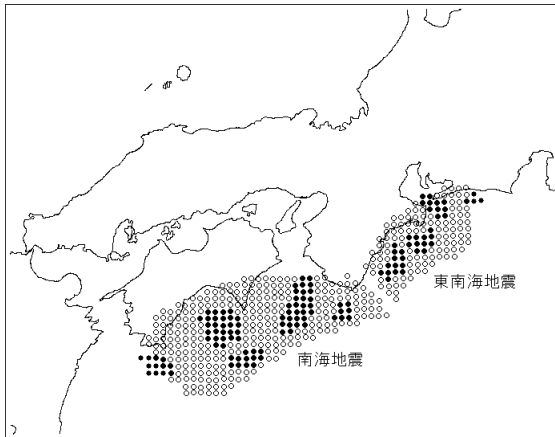


図-2.1 中央防災会議（2002）による想定東南海・南海地震の震源モデル

場合がこれに該当する。1923年関東地震の再来に関してはWald and Somerville (1995)の震源モデルを利用した強震動評価事例を本稿の4.で紹介する。1968年十勝沖地震、1978年宮城県沖地震および2003年十勝沖地震については野津・菅野(2006)により震源モデルが提案されているので参考にしていただきたい。次に、過去のイベントの波形データは残されていないが、歴史資料から各地の震度が推定(宇佐美, 2003)されている場合には、その震度情報と整合するように設定された微視的震源パラメタを用いる。例えば宝永地震や安政東海地震、安政南海地震の再来を考える場合がこれに相当する。各地の震度と整合するように定められた微視的震源パラメタの一例として、中央防災会議(2002)による想定東南海・南海地震の微視的震源パラメタ(図-2.1)がある。その他のパラメタ(破壊開始点など)についても、微視的震源パラメタと同様、過去のイベントに関する情報を参考に設定する。

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

#### (b) 活断層で発生する地震を想定する場合

活断層で発生する地震の巨視的震源パラメタは次の考え方で定める。まず、地質・地形・地理学的調査に基づき、断層の走向 $\phi$ と傾斜角 $\delta$ を求める。また、同時に活動する可能性の高い断層セグメントの長さの合計を断層長さ $L$ とする。活断層で発生する地震の断層幅 $W$ は上部地殻の地震発生層の厚さ $H$ によって制限されることから、 $L < H/\sin \delta$ のとき $W=L$ とし、 $L > H/\sin \delta$ のとき $W=H/\sin \delta$ とする(片

岡他, 2003; 入倉, 2004)。推定された断層長さ $L$ と断層幅 $W$ から断層面積 $S$ が求まる。地震モーメント $M_0$ は断層面積 $S$ から次の経験的関係式(Somerville *et al.*, 1999)により求める。

$$S(\text{km}^2) = 2.23 \times 10^{-15} \times M_0^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (2.2)$$

活断層で発生する地震の微視的震源パラメタは次の考え方で定める。まず、アスペリティ総面積の全断層面積に占める割合は22%とする(Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001; 入倉・三宅, 2002, 片岡他, 2003; 入倉, 2004)。アスペリティの個数は1個または2個とする(片岡他, 2003)。最近我が国で発生したM5.0-M6.5の内陸地震に関する研究(Miyake *et al.*, 2003)によると、この規模の地震の多くは単独のアスペリティからなる震源モデルで強震動が説明できている。そこで、この程度の規模の地震を対象とする場合にはアスペリティの個数は1個とする。一方、M7クラスの地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である(例えば釜江・入倉, 1997; 池田他, 2002)。そこで、M7クラスの地震を対象とする場合、アスペリティの個数は2個とする。アスペリティが2個の場合、アスペリティ面積の全断層面積に占める割合は大きい方が16%、小さい方が6%とする(入倉・三宅, 2001; 片岡他, 2003)。アスペリティはなるべく正方形に近い形状をとるものとする(Somerville *et al.*, 1999; 片岡他, 2003)。アスペリティにおける地震モーメントの全地震モーメントに占める割合は44%とする(Somerville *et al.*, 1999; 入倉・三宅, 2001; 片岡他, 2003)。アスペリティが2個の場合、アスペリティにおける地震モーメントの全地震モーメントに占める割合は大きい方が36%、小さい方が8%とする(入倉・三宅, 2001; 片岡他, 2003)。アスペリティのライズタイム $\tau$ はアスペリティの幅 $W_a$ と破壊伝播速度 $V_r$ から次式(片岡他, 2003)により定める。

$$\tau = (W_a/V_r)/4 \quad (2.3)$$

アスペリティの配置は、後述の破壊開始点との関係で、アスペリティ(のうちの一つ)の破壊が対象港湾に向かって進展するような配置とする。これは、フォワードディレクティビティの影響により、アスペリティの破壊が進展する方向に向かって特に強い地震波が出ること、また、このようにして生成された強い地震波が1995年兵庫県南部地震の大被害に結びついたこと(例えば入倉, 1996)を考慮したものである。具体的には図-2.2を参考にアスペリティの配置を決める。アスペリティの深さについては、浅いアスペリティを考慮するほど強い地震動が想定されることにも注意する必要があるが、本研究ではアスペリティの深さが平均的な場合(アスペリティの中心点深さが10kmの場



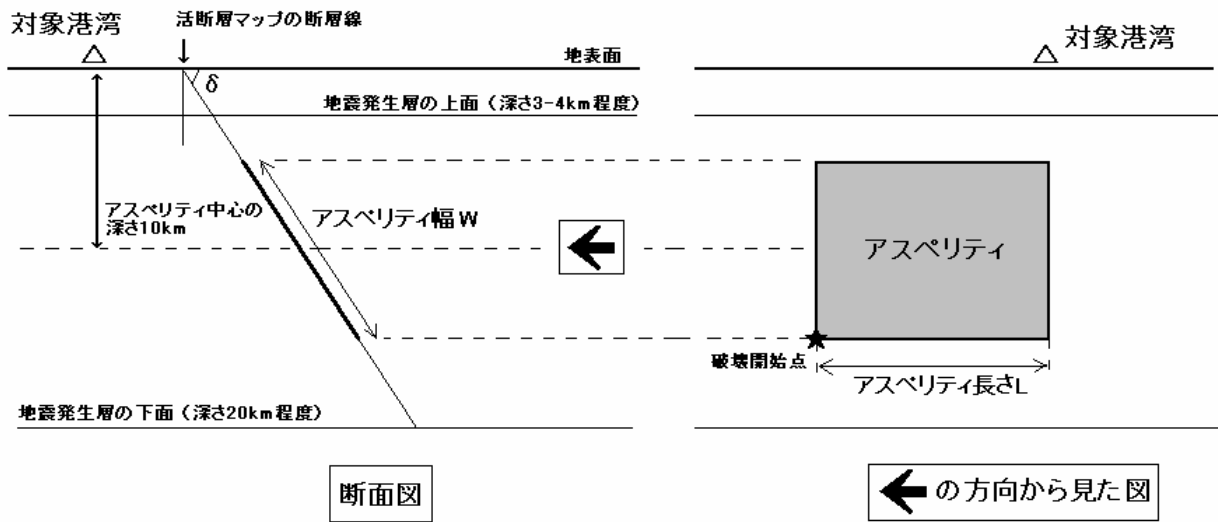


図-2.2 アスペリティ配置の例

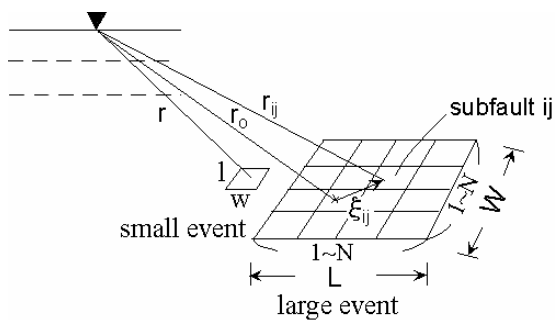


図-2.3 統計的グリーン関数法

合)を想定する。なお、アスペリティの位置が地震動に及ぼす影響については5.で検討する。

その他のパラメタのうち破壊開始点は、アスペリティ位置との関連で、図-2.2を参考に設定する。破壊伝播速度は震源付近のS波速度の80% (片岡他, 2003)とする。破壊伝播様式は同心円状とする。

### (c) M6.5の直下地震を想定する場合

地震モーメント  $M_0$  は次式 (武村, 1990) によりマグニチュードから算定する。

$$\log M_0 = 1.17M + 17.72 \quad (\text{dyne-cm}) \quad (2.4)$$

全断層面積  $S$  は式 (2.2) より求める。傾斜角  $\delta$  は  $90^\circ$  とする。以下は「(b) 活断層で発生する地震を想定する場合」と同様とする。

## 2.3 強震波形計算手法—統計的グリーン関数法

強震波形計算手法には理論的手法と半経験的手法があり、

半経験的手法はさらに経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法に分かれる。統計的グリーン関数法は、まず、小規模な地震による対象地点での地震動を評価し (これを統計的グリーン関数という)、これを重ね合わせることで、大地震による揺れを評価する手法である。本研究の試算に使用した経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法 (古和田他, 1998) は統計的グリーン関数法のバリエーションの一つである。計算手順は以下の通りである。

まず、想定地震のアスペリティ (の一つ) に注目し (図-2.3の large event)、これを  $N \times N$  に分割し、分割後の各々の小断層と同じ面積の小地震 (図-2.3の small event) を考える。小地震の震源特性 (2.5) および伝播経路特性 (2.6) の積として、地震基盤における小地震波形 (地震基盤における統計的グリーン関数) のフーリエ振幅を定める (Boore, 1983)。

$$S(f) = R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN \frac{M_{0e}}{4\pi\rho V_s^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2.5)$$

$$P(f) = \frac{1}{r} \exp(-\pi f r / QV_s) \quad (2.6)$$

式 (2.5) において  $M_{0e}$  は小地震の地震モーメント、 $f_c$  は小地震のコーナー周波数、 $\rho$  は地震基盤における媒質の密度、 $V_s$  はS波速度を示す。本研究で活断層で発生する地震を対象とする場合には  $\rho = 2.7 \text{g/cm}^3$ 、 $V_s = 3.5 \text{km/s}$  とする。 $R_{\theta\phi}$  はラディエーション係数、 $FS$  は自由表面による増幅の効果 (=2)、 $PRTITN$  は地震動のエネルギーが水平方向の2成分に分散する効果を示す ( $PRTITN$  は水平2成分の自乗和が1

でなければならない)。 $R_{\theta_0}$ としては全方位への平均値 0.63 を用いる。活断層で発生する地震の震源近傍(断層面からの距離が概ね 10km 以内)での地震動を推定する場合には、走向直交成分に対して  $PRITIN=0.85$ 、走向平行成分に対して  $PRITIN=0.53$  とする。これらの値は、活断層で発生する地震の震源近傍において、走向直交成分のフーリエ振幅は走向平行成分のそれよりも平均して 1.6 倍程度大きいとの研究結果(野津他, 2001)に基づいて定めたものである。活断層で発生する地震による遠方での地震動を評価する場合は、および、それ以外の地震による地震動を評価する場合には、地震動のエネルギーが水平 2 成分に等しく分配されると仮定して  $PRITIN=0.71$  とする。小地震の地震モーメント  $M_{0e}$  はアスペリティの地震モーメントを  $N^3$  で除すことにより求める。分割数は、活断層で発生する地震および M6.5 の直下地震を対象とする場合、5. の計算例に基づき  $N=20$  とする。過去に大きな被害をもたらした地震(主に海溝型地震)の再来を想定する場合には、分割数  $N$  の設定方針として、過去のイベントに関するデータ(例えば強震記録や震度分布)を再現できるような分割数を採用する。具体的な値については 4. で述べる。小地震のコーナー周波数  $f_c$  は小地震の破壊領域の面積  $S_e$  から Brune (1970, 1971) の次式により求める。

$$f_c = 0.66 V_s / \sqrt{S_e} \quad (2.7)$$

式 (2.6) において  $r$  は小地震の震源距離、 $Q$  は伝播経路における媒質の  $Q$  値を示す。 $Q$  値は地域に応じて適切な値を用いる。以上により定まる地震基盤でのフーリエスペクトルを満足するような波形を求め、これを地震基盤における小地震波形とする。このときの波形の求め方として、Boore (1983) の方法と、これをさらに改良した野津・菅野 (2006) の方法がある。後者を用いると、目標とするフーリエスペクトルを完全に満足するような小地震波形が得られるが、前者を用いた場合でも、乱数を変化させながら統計的グリーン関数の候補を多数生成し、その中で、港湾施設への影響の大きい低周波側において目標フーリエスペクトルとの残差が最も小さいものを統計的グリーン関数として選定し、これをアスペリティ内のすべての要素に割り当てれば、強震動評価において特に支障は生じない。本稿では主に前者を用いた場合の結果を示し、前者と後者の比較については 5. で実施する。

次に、地表における小地震波形(地表における統計的グリーン関数)を求める。その際、サイト特性が地震動の振幅と位相の双方に及ぼす影響を考慮する。一般に地震動の振幅は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の積で、地震動の群遅延時間は震源特性・伝播経路特性・サイト特性の

和で与えられる(澤田他, 1998)。

$$O(f) = S(f) P(f) G(f) \quad (2.8)$$

$$t_{gr}^O(f) = t_{gr}^S(f) + t_{gr}^P(f) + t_{gr}^G(f) \quad (2.9)$$

なお、群遅延時間はフーリエ位相の角周波数  $\omega = 2\pi f$  に関する微分と定義され、おおまかには周波数  $f$  の成分の到来時刻を表す。いま、規模と震源距離の十分に小さな地震が対象サイトで観測されている場合、その記録の群遅延時間は、時間軸上での平行移動の分を除けば、ほぼ式 (2.9) の右辺第三項すなわちサイト特性を表現していると考えられる。そこで、先に求めた地震基盤での統計的グリーン関数をいったんフーリエ変換し、振幅を  $G(f)$  倍し、さらに、上記の条件を満足する記録を周波数領域で振幅 1 に調整して乗じ、フーリエ逆変換したものを地表における統計的グリーン関数とする(古和田他, 1998)。このことを具体的に式で書くと次のようになる。

$$A(f) = A_b(f) G(f) \frac{O_S(f)}{|O_S(f)|} \quad (2.10)$$

ここに  $A(f)$  は地表における統計的グリーン関数のフーリエ変換(複素数)、 $A_b(f)$  は地震基盤における統計的グリーン関数のフーリエ変換(複素数)、 $G(f)$  はサイト増幅特性(地震基盤～地表)(実数)、 $O_S(f)$  は対象地点で得られた中小地震記録のフーリエ変換(複素数)である。なお、このとき用いる対象地点の中小地震記録は、対象サイトへの入射角ができるだけ対象地震と類似したものを選択して用いる。それにより、堆積層が地震動の位相に及ぼす影響をより適切に考慮できるためである。

以上の方法で地表における統計的グリーン関数を評価する場合、あらかじめサイト増幅特性を評価しておく必要がある。強震記録に基づいてサイト増幅特性を求めようとする場合、次の二つの考え方がある。一つは、観測された地震動から何らかの方法で「S 波部分」を抜き出し、その増幅特性を求める考え方である(例えば岩田・入倉, 1986)。もう一つは、S 波だけでなく表面波も解析対象として、波形後半まで含めたフーリエスペクトルの増幅特性を求める考え方である(例えば鶴来他, 1997)。いずれの立場をとるかは目的にもよるが、S 波のみならず表面波の寄与も考慮して強震動予測を行う場合には後者の立場をとる必要がある。特に、強震波形計算手法として上述の方法を用いることを前提に考えると、現地取得された中小地震記録の群遅延時間には S 波の寄与と表面波の寄与が渾然一体となっていることから、振幅についても両者の寄与を考慮が必要となる。野津・長尾 (2005) は後者の立場でサイト増幅特性の評価を行っている。

以上により、地表における小地震波形(地表における統

計的グリーン関数) の評価ができるので、次に、アスペリティからの地震動の評価を行う。アスペリティからの地震動は、地表における統計的グリーン関数を次式(入倉他, 1997)により重ね合わせることで算定する(図-2.3)。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (r / r_{ij}) \cdot f(t) * u(t - t_{ij}) \quad (2.11)$$

$$f(t) = \delta(t) + \left\{ 1 / n' / (1 - e^{-1}) \right\} \times \sum_{k=1}^{(N-1)n'} [ e^{- (k-1)/(N-1)/n'} \cdot \delta\{t - (k-1)\tau / (N-1) / n'\} ] \quad (2.12)$$

$$t_{ij} = (r_{ij} - r_0) / V_s + \xi_{ij} / V_r \quad (2.13)$$

式(2.11)において $U(t)$ はアスペリティからの地震動、 $u(t)$ は地表における統計的グリーン関数、 $f(t)$ は大地震と小地震の滑り速度時間関数の違いを補正するための関数で式(2.12)で定義されるもの、 $r$ は小地震の震源距離、 $r_{ij}$ は $ij$ 要素から対象地点までの距離、 $N$ は分割数(図-2.3)である。

式(2.12)において $\tau$ はライズタイム、 $n'$ は波形の重ね合わせの際に現れる見かけの周期性を除去するための整数、式(2.13)において $r_0$ はアスペリティの破壊開始点から対象地点までの距離、 $\xi_{ij}$ は破壊開始点から $ij$ 要素までの距離、 $V_s$ は地震基盤のS波速度、 $V_r$ は破壊伝播速度である。

アスペリティが複数あるときには、各アスペリティについて同様の作業を行い、各アスペリティからの寄与を加え合わせることで、地表における(線形時の)レベル2地震動を算定する。最後に、表層地盤の地震応答計算により、工学的基盤におけるレベル2地震動(2E波)を算定する。背景領域からの寄与は本研究では考慮しない。

上記の算定の過程で、いったん地表における(線形時の)レベル2地震動が算定されるが、これは大地震時の表層地盤の非線形挙動の影響を含まないため、地表における実際の揺れとは異なる(多くの場合過大評価となっている)ことに注意する必要がある。本来の地表におけるレベル2地震動を算定するためには、いったん工学的基盤におけるレベル2地震動を求めた後で、表層地盤の非線形挙動を考慮した地震応答計算により、あらためて求める必要がある。本稿では、表層地盤の非線形挙動を考慮した地震応答計算を実施し、地表における震度を算定する。その際、計算プログラムとしてはFLIPver.6.1.7を使用し、土質定数は各強震観測地点の土質調査結果に基づいて設定する。計算は非液状化の条件で行う。

### 3. サイト増幅特性

#### 3.1 スペクトルインバージョンの結果を利用する場合

本研究で検討の対象とした港湾の中には、強震観測が実施されており、スペクトルインバージョン(岩田・入倉, 1986)を利用した既往の研究(野津・長尾, 2005)により、サイト増幅特性の推定されている港湾も少なくない。こうした港湾では、既往の研究によるサイト増幅特性を利用する。

次に、強震観測が実施されている港湾でも、既往の研究(野津・長尾, 2005)を実施した時点で記録の蓄積が十分でなかったり、あるいは、記録の蓄積はあるが、スペクトルインバージョンの対象であるM6未満の記録が少ないなどの理由で、サイト増幅特性が算定されていない港湾がある。こうした条件に該当するいくつかの港湾では、港湾と背後のK-NET等で得られた同じ地震のスペクトルを比較し、スペクトルの特性があまり変わらないならば、K-NET等で推定されているサイト増幅特性をそのまま港湾のサイト増幅特性として用いることとした。そのような例を以下に紹介する。

苫小牧港の強震観測地点である苫小牧-GはM6未満の記録が少ないため、スペクトルインバージョンの対象外となっている。しかし、最寄りのK-NET観測点であるHKD129ではサイト増幅特性が算定されている。そこで、両地点で記録の得られている2003年十勝沖地震(M8.0)について記録を比較してみると(図-3.1)、両地点での観測スペクトルは類似しており、両地点でのサイト増幅特性はほぼ同等と判断される。そこで、本研究ではHKD129のサイト増幅特性をそのまま苫小牧-Gにおけるサイト増幅特性として用いる。

青森港の強震観測地点である青森-GはM6未満の記録が少ないため、スペクトルインバージョンの対象外となっている。しかし、最寄りのK-NET観測点であるAOM020ではサイト増幅特性が算定されている。そこで、両地点で記録の得られている2001年8月14日の地震(M6.4)について記録を比較してみると(図-3.2)、両地点での観測スペクトルは類似しており、両地点でのサイト増幅特性はほぼ同等と判断される。そこで、本研究ではAOM020のサイト増幅特性をそのまま青森-Gにおけるサイト増幅特性として用いる。

新潟港の強震観測地点である新潟-GはK-NET導入以降ではM6未満の記録が少ないため、スペクトルインバージョンの対象外となっている。しかし、最寄りのK-NET観測点であるNIG010ではサイト増幅特性が算定されている。

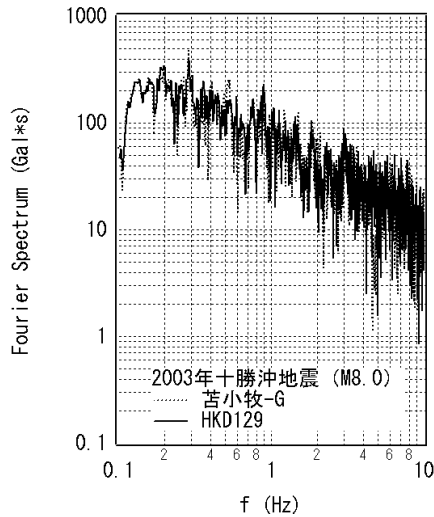


図-3.1 苦小牧-G と HKD129 の記録の比較

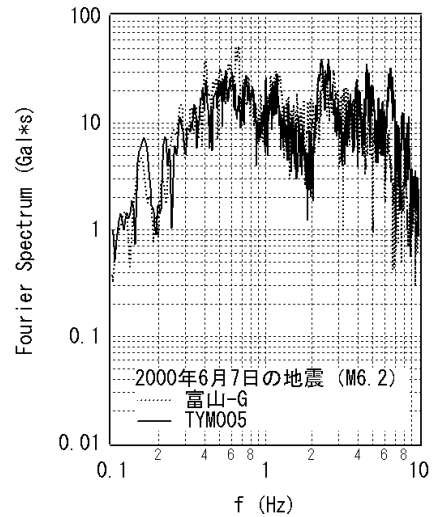


図-3.4 富山-G と TYM005 の記録の比較

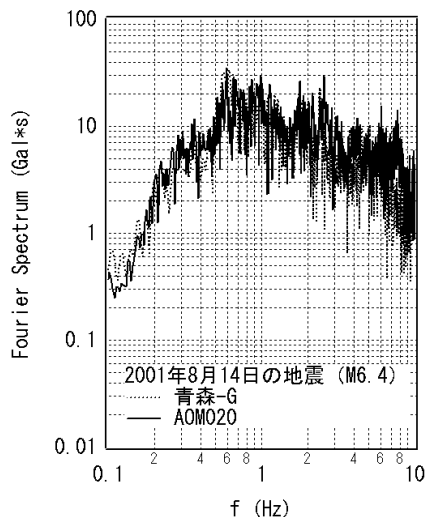


図-3.2 青森-G と AOM020 の記録の比較

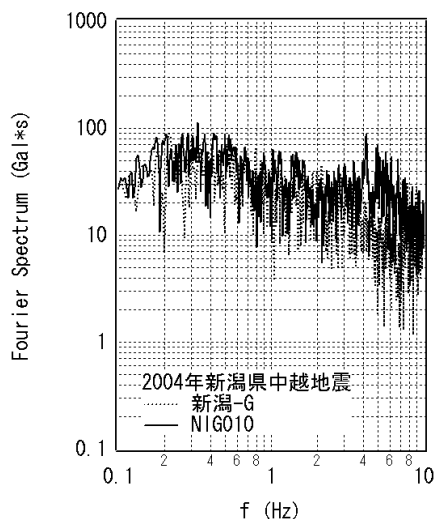


図-3.3 新潟-G と NIG010 の記録の比較

そこで、両地点で記録の得られている 2004 年新潟県中越地震 (M6.8) について記録を比較してみると (図-3.3)、両地点での観測スペクトルは類似しており、両地点でのサイト増幅特性はほぼ同等と判断される。そこで、本研究では NIG010 のサイト増幅特性をそのまま新潟-G におけるサイト増幅特性として用いる。

伏木富山港の強震観測地点である富山-G は M6 未満の記録が現時点で得られていないため、スペクトルインバージョンの対象外となっている。しかし、最寄りの K-NET 観測点である TYM005 ではサイト増幅特性が算定されている。そこで、両地点で記録の得られている 2000 年 6 月 7 日の地震 (M6.2) について記録を比較してみると (図-3.4)、両地点での観測スペクトルは類似しており、両地点でのサイト増幅特性はほぼ同等と判断される。そこで、本研究では TYM005 のサイト増幅特性をそのまま富山-G におけるサイト増幅特性として用いる。

### 3.2 スペクトルインバージョンの結果を補正して利用する場合

既往の研究 (野津・長尾, 2005) ではサイト増幅特性が推定されていないが、強震記録が蓄積されている港湾で、港湾と背後の K-NET 等で得られた同じ地震のスペクトルを比較すると、スペクトルの特性が異なる場合がある。このような場合には、背後の K-NET で推定されているサイト増幅特性を補正することにより、港湾でのサイト増幅特性を求める。

このような事例に該当する港湾として、今回算定対象とした港湾の中には別府港がある。別府港の強震観測点である別府-U は 2004 年 3 月に観測を開始した比較的新しい観

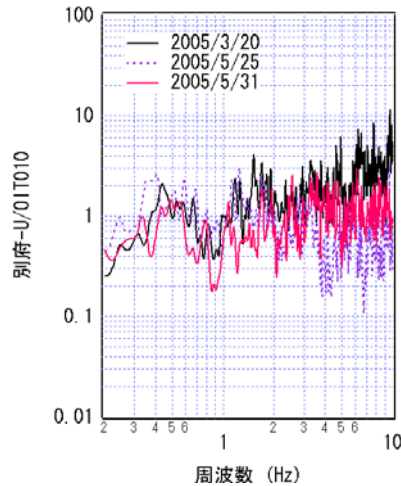


図-3.5 別府-U と OIT010 での観測スペクトルの比

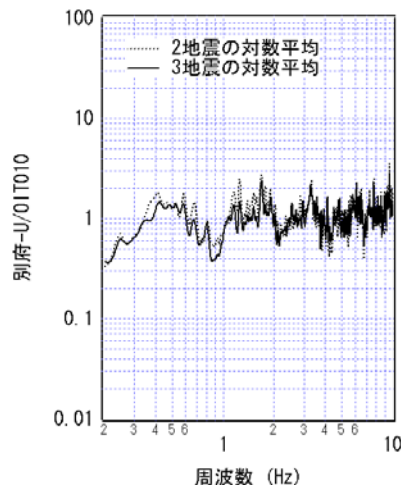


図-3.6 別府-U と OIT010 での観測スペクトルの比の対数平均

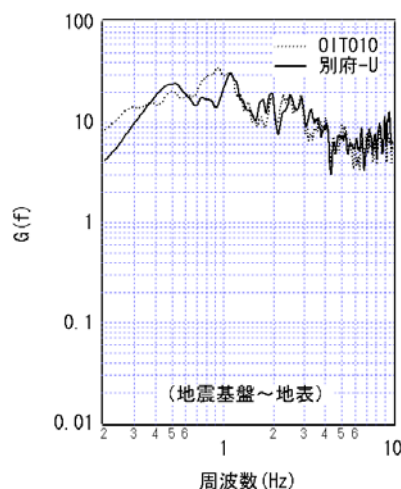


図-3.7 別府港におけるサイト増幅特性 (OIT010 のサイト増幅特性を併記)

測地点であるため、既往の研究でスペクトルインバージョン解析を実施した際には、記録の蓄積が十分でなく、スペクトルインバージョンの対象外となった。ところが、その後、別府-U でいくつかの記録を得ることができ、これを最寄りの K-NET 観測点である OIT010 の記録と比較することができる状況になった。もともと OIT010 ではスペクトルインバージョンの結果としてサイト増幅特性が得られている。そこで、ここでは別府-U と OIT010 での観測記録のスペクトル比を OIT010 でのサイト増幅特性に乗じることにより、別府-U でのサイト増幅特性を求めることとした。図-3.5 は 2005 年 3 月 20 日、2005 年 5 月 25 日、2005 年 5 月 31 日の 3 つの地震について、別府-U と OIT010 での観測スペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを通したもの) の比を示したものである。図-3.6 の破線ははじめの二つの地震についてその対数平均をとったもの、図-3.6 の実線は三つの地震について対数平均をとったものである。二つの地震と三つの地震では傾向があまり変わらないことから、記録数の増加とともに、両地点のスペクトル比は安定してきたと言える。そこで、ここでは三つの地震の対数平均を OIT010 のサイト増幅特性 (図-3.7 の破線) に乗じ、スムージングを施すことにより、別府-U でのサイト増幅特性 (図-3.7 の実線) を求めた。

#### 4. レベル 2 地震動の算定事例

##### 4.1 釧路港

###### (1) 想定地震と震源モデル

釧路港におけるレベル 2 対象地震の候補としては、過去に大きな被害をもたらした地震である 1993 年釧路沖地震や 2003 年十勝沖地震の再来と M6.5 の直下地震が考えられる。活断層に関しては、釧路港にとって大きな脅威となるような活断層は知られていない。1993 年釧路沖地震と 2003 年十勝沖地震については、釧路港における実測記録があり、これを利用できる。そこで、ここでは M6.5 の直下地震を想定して試算を実施した。

M6.5 の直下地震の震源パラメタは以下のように設定した。まず、巨視的震源パラメタとして地震モーメント  $M_0$  は式 (2.4) より  $2.1 \times 10^{25}$  dyne-cm とした。

微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、地震モーメントから式 (2.2) より全断層面積  $S$  を  $170\text{km}^2$  とした。次にアスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち  $37\text{km}^2$  とした。最近我が国で発生した同程度の規模の内陸地震 (M5.0-M6.5) に関する研究 (Miyake *et al.*, 2003)

によると、この規模の地震の多くは単独のアスペリティからなる震源モデルで強震動が説明できている。そこで、アスペリティの個数は1個とし、図-2.2を参考に、長さ6.1km、幅6.1km、平均深さ10kmのアスペリティを図-4.1に示すように配置した。アスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  は全地震モーメントの44%すなわち  $9.24 \times 10^{24}$  dyne-cm、アスペリティのライズタイム  $\tau$  は式 (2.3) より 0.54s とした。

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度  $\rho$  は  $2.7\text{g/cm}^3$ 、S波速度  $V_s$  は  $3.5\text{km/s}$  とした。破壊は図-4.1に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度  $V_r$  はS波速度の80%とした。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、釧路港の強震観測地点（釧路-G）におけるサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を用いた。釧路-Gのサイト増幅特性を、苫小牧港の最寄りのK-NET観測点であるHKD129のサイト増幅特性（3.で述べたように苫小牧港の強震観測地点である苫小牧-Gのサイト増幅特性もほぼ同等と考えられる）と比較して図-4.2に示す。釧路-Gのサイト増幅特性は1Hz弱のところにピークを有することがひとつの特徴である。このサイト増幅特性の故に、過去に釧路-Gで取得された強震観測記録は、1Hz弱のところにピークを有するものが多くなっている。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては1993年2月4日の地震の記録を用いた。

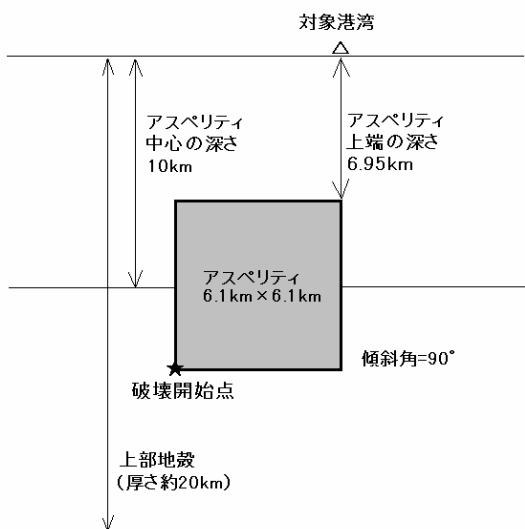


図-4.1 M6.5の直下地震を想定する場合のアスペリティ位置

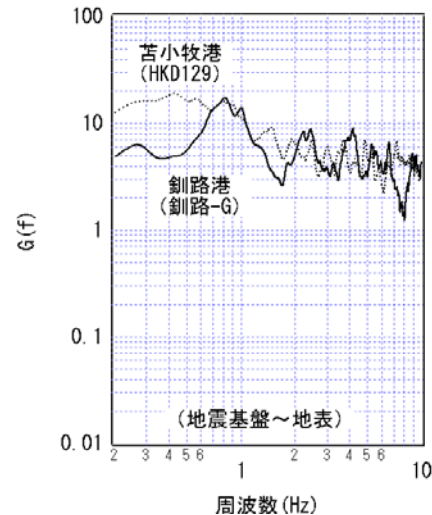


図-4.2 釧路港と苫小牧港のサイト増幅特性

### (3) 試算結果

M6.5の直下地震に対する対象地点（釧路-G）の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合6.1（震度6強）、考慮する場合5.8（震度6弱）となった。図-4.3はM6.5の直下地震による釧路港の工学的基盤（ここでは釧路-Gの土質データの77m付近に見られるS波速度340m/s程度の地層）における加速度波形を示したものである。なお、加速度波形は6Hzのハイカットフィルタを通したものを示している（以下同様）。図-4.4はM6.5の直下地震に対する釧路港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平2成分のベクトル和をとりバンド幅0.05Hzのパーセンウインドウを施したもの）を示したものである。図-4.4には1993年釧路沖地震と2003年十勝沖地震による釧路港の記録（ただし工学的基盤まで引き戻したもの）のフーリエスペクトルを併記している。3つの地震のスペクトルはいずれも1Hz弱と2Hz強にピークを有して

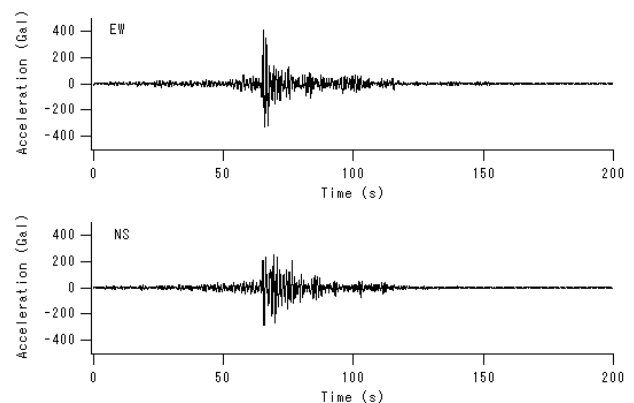


図-4.3 M6.5の直下地震による釧路港の工学的基盤における加速度波形

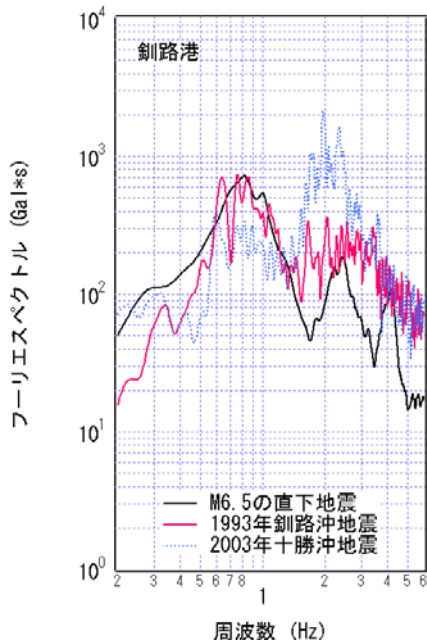


図-4.4 釧路港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

おり、スペクトル形状としては類似していると言える。これは、いずれの地震動も、釧路港におけるサイト増幅特性の影響を受けているためと考えられる。3つの地震によるスペクトルは互いに拮抗している。一般的な港湾構造物に対して特に影響の大きい周期1~3秒の帯域ではM6.5の直下地震と1993年釧路沖地震のスペクトルが同程度であり、2003年十勝沖地震のスペクトルはやや小さいと言える。しかし周波数によっては逆転も見られるため、釧路港のレベル2地震動としては、これら3つの地震による地震動を併用することが最も望ましいと考えられる。

## 4.2 苫小牧港

### (1) 想定地震と震源モデル

苫小牧港に大きな影響を及ぼす可能性のある地震としては、石狩低地東縁断層帯（地震調査研究推進本部，2003a）で発生する地震とM6.5の直下地震がある。このうち本稿ではM6.5の直下地震を対象に地震動の試算を実施した。M6.5の直下地震の震源パラメタは釧路港の場合と同様に設定した（図-4.1）。石狩低地東縁断層帯で発生する地震については別途検討が必要である。苫小牧港は巨大地震の巣であるプレート境界から一定の距離があり、プレート境界で発生する地震が支配的となることは考えにくい。しかし、周期5秒を越える長周期帯域では、内陸の地震に比べ、プレート境界で発生する巨大地震により震源ではるかに強い地震動が励起されるため、距離が大きいことを差し引いて

も、プレート境界で発生する巨大地震の影響が支配的となる。従って、石油タンクのような長周期構造物を対象とする場合には、プレート境界で発生する巨大地震による地震動を考慮することが必須となる。しかし、一般的な港湾構造物を対象とする場合、周期1~3秒程度を中心に、長くても周期5秒程度までの帯域が重要であるから、苫小牧港では内陸の地震を考えておけば十分であろう。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、3.で述べたように、最寄りのK-NET観測点であるHKD129のサイト増幅特性（図-4.2）を採用した。HKD129のサイト増幅特性は釧路港（釧路-G）のサイト増幅特性と比較して長周期側で大きいことがわかる。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては1997年4月22日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

M6.5の直下地震に対する対象地点（苫小牧-G）の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合6.6（震度7）、考慮する場合6.1（震度6強）となった。図-4.5はM6.5の直下地震による苫小牧港の工学的基盤（ここでは苫小牧-G付近の土質データの-108.5m付近に見られるS波速度650m/s程度の地層）における加速度波形を示したものである。図-4.6はM6.5の直下地震に対する苫小牧港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平2成分のベクトル和をとりバンド幅0.05Hzのパーセンウィンドウを施したものを示したものである。図-4.6には2003年十勝沖地震による苫小牧港の記録（ただし工学的基盤まで引き戻したものの）のフーリエスペクトルを併記しているが、スペクトルが高周波側で1.5Hz付近と2Hz付近にピーク

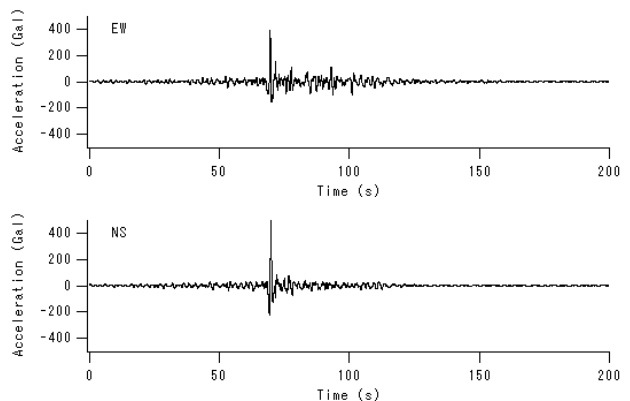


図-4.5 M6.5の直下地震による苫小牧港の工学的基盤における加速度波形

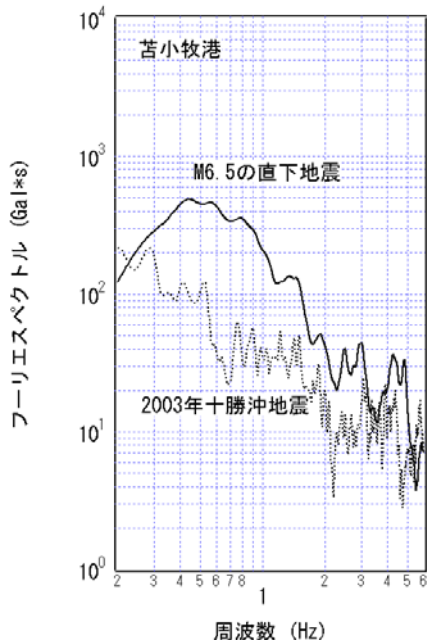


図-4.6 苫小牧港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

クを有しながら落ちていく点など、スペクトル形状には類似性が認められる。これは、いずれの地震動も、苫小牧港におけるサイト増幅特性の影響を受けているためと考えられる。一般的な港湾構造物に対して特に影響の大きい周期1-3秒の帯域ではM6.5の直下地震に対する推定波が上回っている。

### 4.3 青森港

#### (1) 想定地震と震源モデル

青森港の近傍には活断層である青森湾西岸断層帯(図-4.7)が存在しており、レベル2対象地震としては青森湾西岸断層帯による地震が選定される。海溝型地震の影響は比較的小さいものと考えられる。

青森湾西岸断層帯の地震の巨視的震源パラメタは次のように設定した。まず、地震調査研究推進本部(2004a)によれば、入内(にゅうない)断層を含む青森湾西岸断層帯は全体として長さ31kmに及び、全体として一つの地震を発生させる可能性があると考えられている。従ってここでは想定する震源断層の長さを31kmとした。傾斜については明らかでないが、高角逆断層との記述があることから、ここでは60°とした。一方、当該地域の地震発生層の厚さは15kmとされているので(地震調査研究推進本部, 2004a)、幅は最大でも17.3kmである。そこで、全断層面積を $S=536\text{km}^2$ と設定した。また、地震モーメント $M_0$ は式(2.2)より $1.2 \times 10^{26}\text{dyne-cm}$ と設定した。

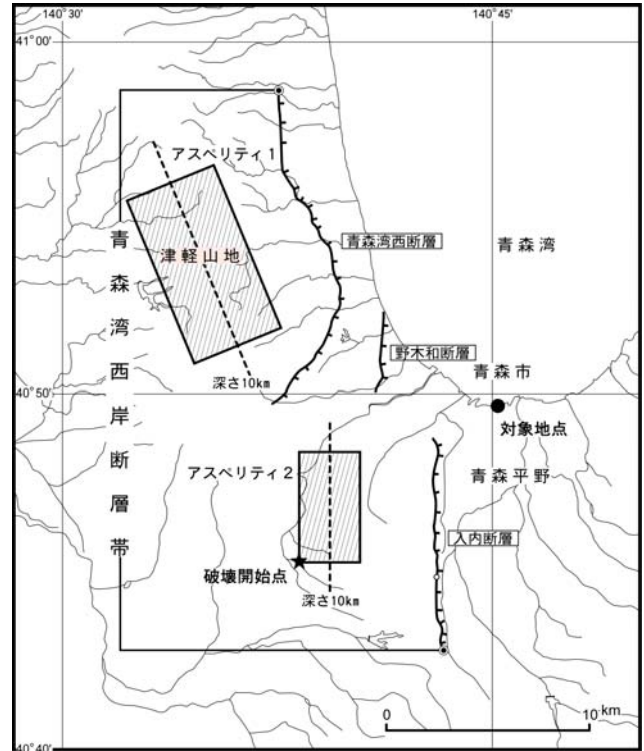


図-4.7 青森湾西岸断層帯の位置と震源モデル(断層位置は地震調査研究推進本部(2004a)を参考にした)

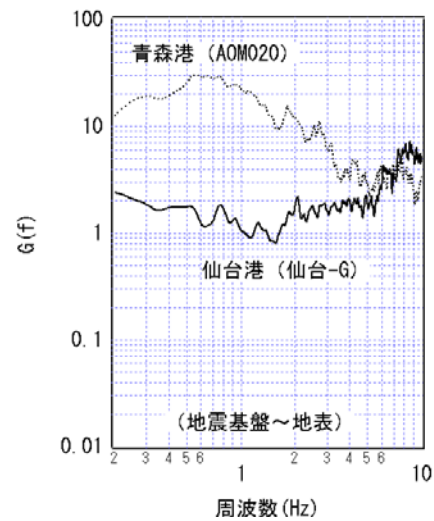


図-4.8 青森港と仙台塩釜港(仙台港区)のサイト増幅特性

微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、アスペリティの面積 $S_a$ を全断層面積 $S$ の22%すなわち $118\text{km}^2$ とした。対象地震はM7を越える比較的規模の大きい地震であるが、このような規模の大きい地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である(例えば釜江・入倉, 1997; 池田他, 2002)。そこで、ア



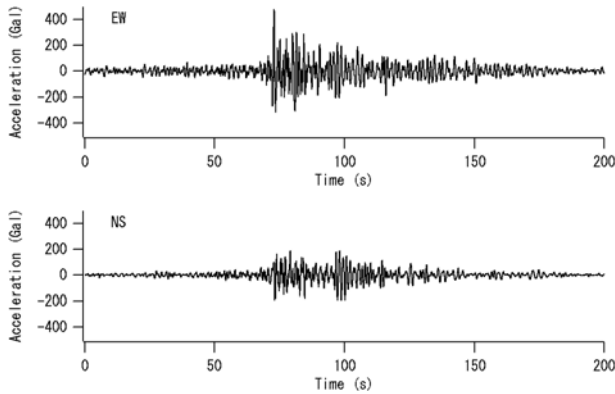


図-4.9 青森湾西岸断層帯の地震による青森港の工学的基盤における加速度波形

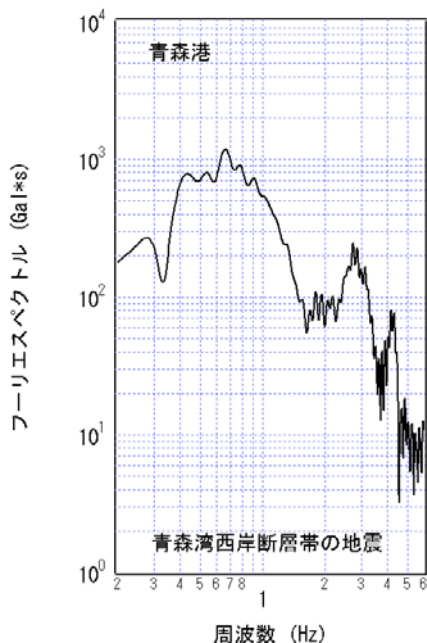


図-4.10 青森湾西岸断層帯の地震による青森港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

スペリティの個数は2個とし、 $S_{a1}=86 \text{ km}^2$  ( $9.3 \text{ km} \times 9.3 \text{ km}$ )のアスペリティ1と $S_{a2}=32 \text{ km}^2$  ( $5.7 \text{ km} \times 5.7 \text{ km}$ )のアスペリティ2を考えた。入内断層に対応する南側のセグメントは比較的短いので小さい方のアスペリティ2を割り当て、図-2.2を参考に図-4.7のようにアスペリティを配置した(アスペリティの平均深さ10km)。アスペリティの地震モーメントはアスペリティ1が $M_{0a1}=4.25 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$ 、アスペリティ2が $M_{0a2}=0.94 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$ とした。アスペリティのライズタイムは式(2.3)よりアスペリティ1が0.83s、アスペリティ2が0.51sとした。

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度 $\rho$ は $2.7 \text{ g/cm}^3$ 、S波速度 $V_s$ は $3.5 \text{ km/s}$ とした。破壊

は図-4.7に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度 $V_r$ はS波速度の80%とした。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、3.で述べたように、最寄りのK-NET観測点であるAOM020のサイト増幅特性(図-4.8)を採用した。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては2004年4月25日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

青森湾西岸断層帯の地震に対する対象地点(青森-G)の地表における試算結果は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合6.3(震度6強)、考慮する場合5.8(震度6弱)となった。図-4.9は青森湾西岸断層帯の地震による青森港の工学的基盤(ここでは青森-Gの土質データの-30m付近に見られるN値50の地層のことで、その層のS波速度を $350 \text{ m/s}$ と仮定した)における加速度波形を示したものである。断層直交成分(EW成分)の方が大きな振幅となっている。図-4.10は青森湾西岸断層帯の地震に対する青森港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル(水平2成分のベクトル和をとりバンド幅 $0.05 \text{ Hz}$ のパーセンウインドウを施したもの)を示したものである。青森港に特有の $0.5 \text{ Hz}$ 程度の成分を多く含む地震動となっていることがわかる。

## 4.4 仙台塩釜港(仙台港区)

### (1) 想定地震と震源モデル

仙台塩釜港(仙台港区)の近くには活断層である長町一利府線断層帯(図-4.11)が存在しており、これがレベル2対象地震の一つの候補となる。しかし、長町一利府線断層帯は仙台塩釜港から $7 \text{ km}$ 程度離れているため、 $M6.5$ 程度の地震が仙台塩釜港の直下で発生した場合には、長町一利府線断層帯の地震よりも強い揺れを生じる可能性がある。そこで、ここでは長町一利府線断層帯の地震と $M6.5$ の直下地震の両者を対象に算定を行った。なお、海溝型地震である宮城県沖地震については、本稿では検討対象としていないため別途検討が必要であるが、震源距離が大きいため、実際に発生した場合の揺れは長町一利府線断層帯の地震や $M6.5$ の直下地震ほど厳しいものとなる可能性は小さいと考えられる。

長町一利府線断層帯の地震の巨視的震源パラメタは次のように設定した。まず、地震調査研究推進本部(2002)によれば、長町一利府線断層帯の長さは $21-40 \text{ km}$ 、傾斜は $35^\circ$

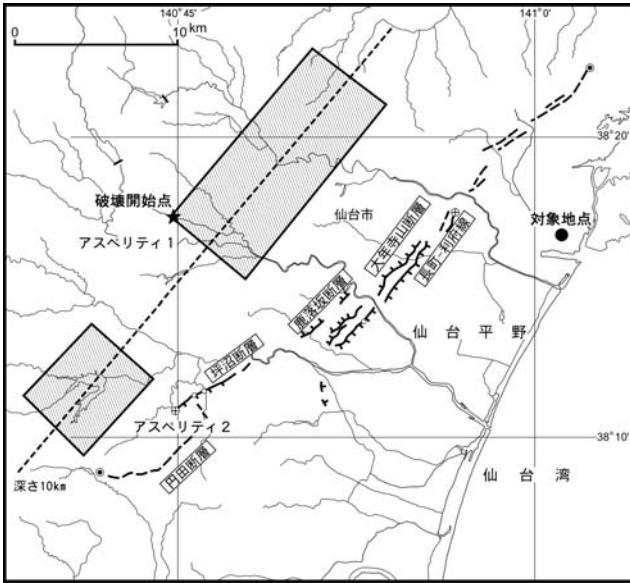


図-4.11 長町-利府線断層帯の位置と震源モデル（断層位置は地震調査研究推進本部（2002）を参考にした）

～45° とされている。ここでは、長さは安全側をとり 40km、傾斜は浅くとるほど断層面が港湾から離れるため 45° とした。当該地域の地震発生層の厚さは 13km とされているので（地震調査研究推進本部，2002），幅は最大でも 18km である。そこで、全断層面積を  $S=720\text{km}^2$  と設定した。地震モーメント  $M_0$  は式 (2.2) より  $1.83 \times 10^{26} \text{dyne-cm}$  と設定した。

長町-利府線断層帯の地震の微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、アスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち  $158\text{km}^2$  とした。対象地震は M7 を越える比較的規模の大きい地震であるが、このような規模の大きい地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である（例えば釜江・入倉，1997；池田他，2002）。そこで、アスペリティの個数は 2 個とし、 $S_{a1}=115\text{km}^2$ （長さ 13.7km、幅 8.4km）のアスペリティ 1 と  $S_{a2}=43\text{km}^2$ （長さ 6.6km、幅 6.6km）のアスペリティ 2 を考えた。大きい方のアスペリティ 1 が対象サイトに近い場合を考え、図-2.2 を参考に図-4.11 のようにアスペリティを配置した（アスペリティの平均深さ 10km）。一般にはアスペリティを正方形とすることが多いが、ここでアスペリティ 1 を正方形としなかったのは、地震発生層の外にアスペリティがはみ出ないようにするためである。アスペリティの地震モーメントはアスペリティ 1 が  $M_{0a1}=6.59 \times 10^{25} \text{dyne-cm}$ 、アスペリティ 2 が  $M_{0a2}=1.46 \times 10^{25} \text{dyne-cm}$  とした。アスペリティのライズタイムは式 (2.3) よりアスペリティ 1 が 0.75s、アスペリティ 2 が 0.59s とした。

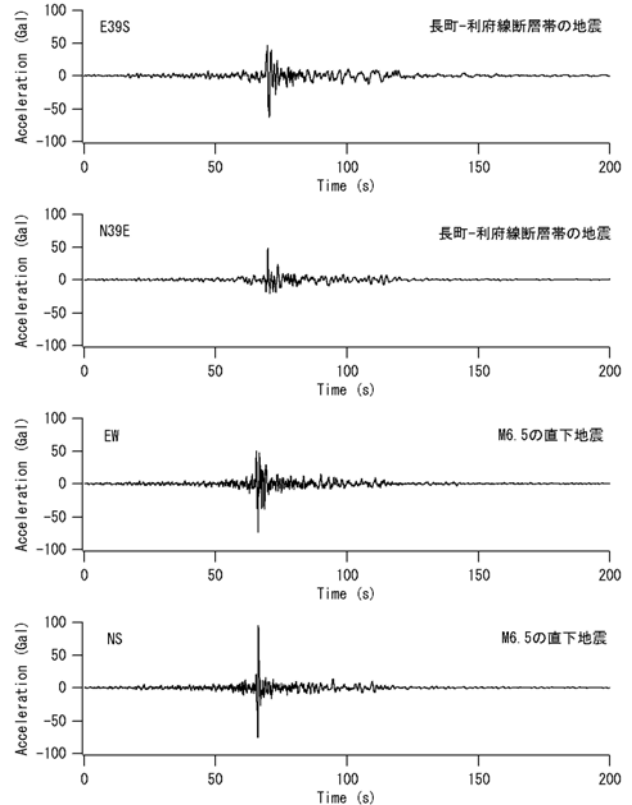


図-4.12 長町-利府線断層帯の地震（上）および M6.5 の直下地震（下）による仙台塩釜港（仙台港区）の工学的基盤における加速度波形

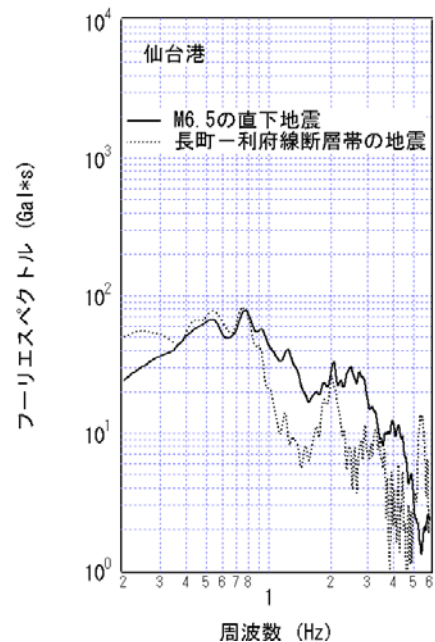


図-4.13 仙台塩釜港（仙台港区）の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤

の密度  $\rho$  は  $2.7\text{g/cm}^3$ , S 波速度  $V_s$  は  $3.5\text{km/s}$  とした。破壊は図-4.11 に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度  $V_r$  は S 波速度の 80% とした。

M6.5 の直下地震の震源パラメータは釧路港の場合と同様に設定した (図-4.1)。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性は、仙台塩釜港 (仙台港区) の強震観測地点 (仙台-G) におけるサイト増幅特性 (野津・長尾, 2005) を用いた。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 2000 年 3 月 20 日の地震の記録を用いた。

仙台塩釜港 (仙台港区) のサイト増幅特性を図-4.8 に示す。これを青森港のサイト増幅特性と比較すると、仙台塩釜港 (仙台港区) のサイト増幅特性は非常に小さいことがわかる。このようにサイト増幅特性の小さい地点では、かなり規模の大きい地震が近くで発生しても、強い地震動の生じる恐れはなく、仙台塩釜港 (仙台港区) の諸施設は耐震性の観点では大きなアドバンテージを有していると言える。このように仙台塩釜港 (仙台港区) のサイト増幅特性が小さいのは、地震基盤 (S 波速度  $3000\text{m/s}$  程度) に近い剛性の高い地層が比較的浅いところに位置しているためと考えられる。なお、塩釜港区は強震計のある仙台港区からやや離れているため、同様のアドバンテージを有していない可能性も残されているので注意が必要である。

### (3) 試算結果

長町一利府線断層帯の地震に対する対象地点 (仙台-G) の地表における試算結果は震度 4.5 (5 弱) となった。また M6.5 の直下地震に対する対象地点 (仙台-G) の地表における試算結果は震度 5.0 (5 強) となった (表層地盤の非線形挙動は考慮せず)。図-4.12 は両地震による仙台塩釜港 (仙台港区) の工学的基盤 (ここでは仙台-G の土質データの  $-7\text{m}$  付近に見られる S 波速度  $820\text{m/s}$  程度の地層) における加速度波形を示したものである。図-4.13 は両地震に対する仙台塩釜港 (仙台港区) の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅  $0.05\text{Hz}$  のパーセンウィンドウを施したものを示したものである。地震動の大小は周波数に依存しており、低周波側では長町一利府線断層帯の地震による地震動が、高周波側では M6.5 の直下地震による地震動がより支配的となることがわかる。このような場合、構造物の固有周期に応じて、いずれの地震動がよりクリティカルとなるかが変わってくる可能性があるため、レベル 2 地震動を一つに絞

ることなく、両者をレベル 2 地震動として取り扱うことが望ましいと考えられる。

## 4.5 鹿島港

### (1) 想定地震と震源モデル

鹿島港は、巨大地震の巣であるプレート境界や周辺の活断層から一定の距離があり、プレート境界や活断層で発生する地震が支配的となることは考えにくいいため、下限値として M6.5 の直下地震を想定した。M6.5 の直下地震の震源パラメータは釧路港の場合と同様に設定した (図-4.1)。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、鹿島港の強震観測地点 (鹿島造函-U) におけるサイト増幅特性 (野津・長尾, 2005) を用いた。鹿島造函-U のサイト増幅特性を図-4.14 に示す。

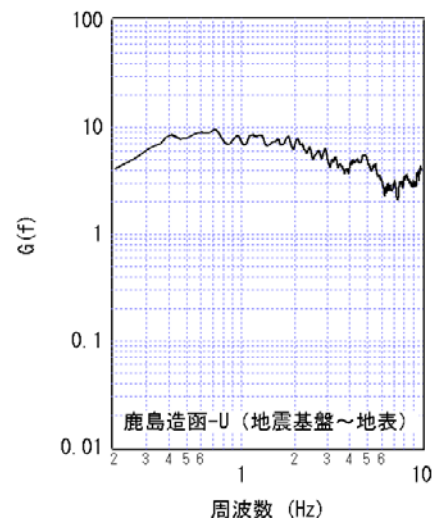


図-4.14 鹿島港のサイト増幅特性

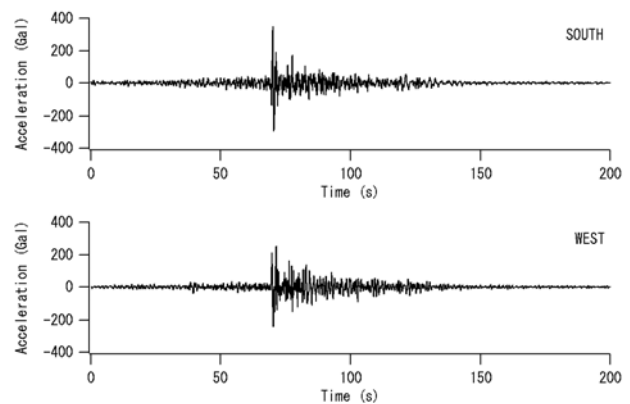


図-4.15 M6.5 の直下地震による鹿島港の工学的基盤における加速度波形

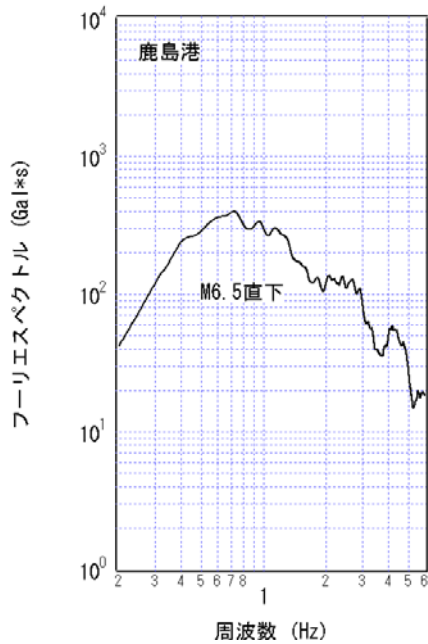


図-4.16 鹿島港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクト

堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては2002年1月15日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

M6.5の直下地震に対する対象地点(鹿島造函-U)の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合5.8(震度6弱)、考慮する場合5.9(震度6弱)と算定された。

図-4.15はM6.5の直下地震による鹿島港の工学的基盤(ここでは鹿島造函-Uの土質データの-65m付近に見られるS波速度320m/s程度の地層)における加速度波形を示したものである。図-4.16はM6.5の直下地震に対する鹿島港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル(水平2成分のベクトル和をとりバンド幅0.05Hzのパーセンウインドウを施したものを)を示したものである。

## 4.6 横浜港

### (1) 想定地震と震源モデル

横浜港では1923年関東地震の再来およびM6.5の直下地震を対象に試算を行った。

1923年関東地震による横浜港の被害については野田・上部(1975)により詳しく報告されている。1923年関東地震は、過去に実際に発生し、かつ、そのときの震源パラメタがよく調べられている地震であるから、これまでに実施されている調査研究に基づき、巨視的震源パラメタ、微視的震源パラメタ、その他のパラメタを次の通り設定した。

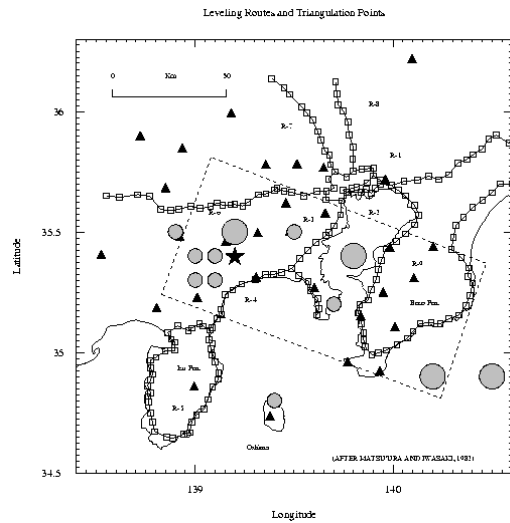


図-4.17 1923年関東地震の震源断層の位置(Wald and Somerville, 1995)

破壊開始点(東経139.22度, 北緯35.41度, 深さ14.6km)

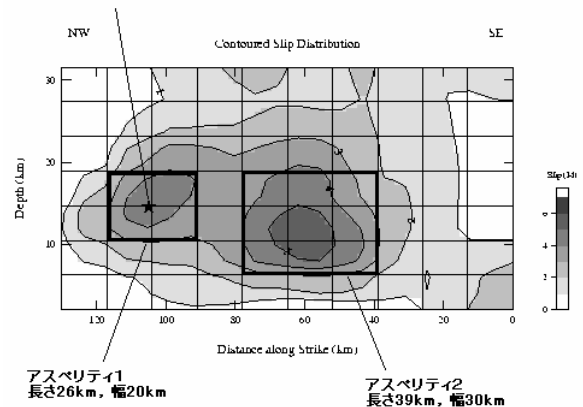


図-4.18 1923年関東地震のアスペリティ位置(Wald and Somerville, 1995に加筆)

まず巨視的震源パラメタはWald and Somerville (1995)より全断層面積  $S$  は  $130 \times 70 = 9100 \text{ km}^2$ , 地震モーメント  $M_0$  は  $8.0 \times 10^{27} \text{ dyne-cm}$ , 断層の走向は  $290$  度, 傾斜は  $25$  度とした。

微視的震源パラメタのうちアスペリティの位置については、図-4.18のように、震源断層上に二つのアスペリティを置いた(図-4.18は図-4.17の破線部分に相当する)。アスペリティ1は長さ26km, 幅20km, アスペリティ2は長さ39km, 幅30kmとした。もともとWald and Somerville (1995)の論文にはvariable slip model(断層面上の滑り量が連続的に変化するモデルのことで、当時の地殻変動や遠方での地震波を説明できるように定められたもの)が示されているが(図

-4.18), そのうち特に滑り量の大きい矩形領域を二箇所抽出したものが前記の二箇所のアスペリティである. アスペリティの地震モーメントはそれぞれ  $8.36 \times 10^{26}$  dyne-cm,  $1.92 \times 10^{27}$  dyne-cm とした. これらの値は, Wald and Somerville (1995) の variable slip model (図-4.18) から, 先に抽出したアスペリティにおける平均的な滑り量を読みとり, 以下の式でアスペリティにおける地震モーメント  $M_{0a}$  を求めたものである.

$$M_{0a} = \mu D_a S_a \quad (4.1)$$

ここに  $\mu$  は剛性率,  $D_a$  はアスペリティにおける平均的な滑り量,  $S_a$  はアスペリティの面積である. なお論文から滑り量を正確に読みとることは難しいが, Wald のホームページ (<http://pasadena.wr.usgs.gov/office/wald/Kanto/paper.html>) に滑り量のデジタル値が公開されており, これを参考に求めた. 剛性率は, 地震基盤の密度  $\rho$  および S 波速度  $V_s$  から  $\mu = \rho V_s^2$  で求めた. このとき地震基盤の密度  $\rho$  は  $2.6 \text{ g/cm}^3$ , S 波速度  $V_s$  は  $3.4 \text{ km/s}$  とした (Wald and Somerville, 1995). アスペリティのライズタイムは式 (2.3) よりそれぞれ 1.5s および 2.5s とした. アスペリティの分割数はアスペリティ 1 が  $N=5$ , アスペリティ 2 が  $N=8$  とした. 強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち破壊開始点は図-4.18 に示す位置とし, ここから同心円状に破壊が広がるものとした. 破壊伝播速度  $V_r$  は  $3.0 \text{ km/s}$  とした (Wald and Somerville, 1995). 今回の試算は, 一般的な港湾施設の性能照査に必要な強震動を評価することが目的であるから, 強震動に対する背景領域の寄与は無視し, アスペリティ部分による地震動を算定した.

以上のパラメタは, 基本的には Wald and Somerville の論文に基づいているものの, アスペリティのライズタイムや分割数など独自に定めたものもある. 従って, これらのパラメタが妥当であるかどうか判断するためには, 歴史地震の震度データとの整合性を見なければならぬ. その作業を (3) で行う.

M6.5 の直下地震の震源モデルについては釧路港の場合と同様に設定した (図-4.1).

## (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては, 横浜港の強震観測地点 (山下-F) におけるサイト増幅特性 (野津・長尾, 2005) を用いた. 山下-F におけるサイト増幅特性を図-4.19 に示す. 横浜港は関東平野の堆積層の上に位置しているため, 1Hz より低周波側で比較的大きなサイト増幅特性が与えられている. 堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 1996 年 3 月 6 日の地震の記録を用いた.

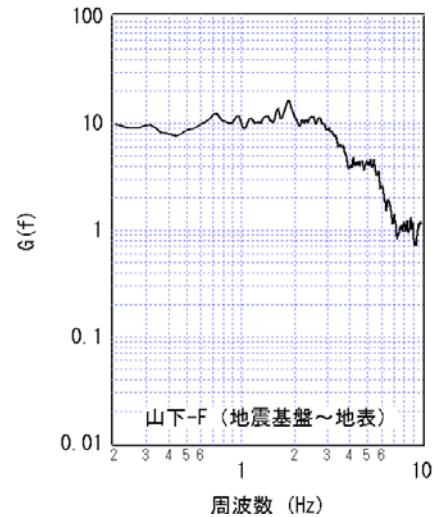


図-4.19 横浜港のサイト増幅特性

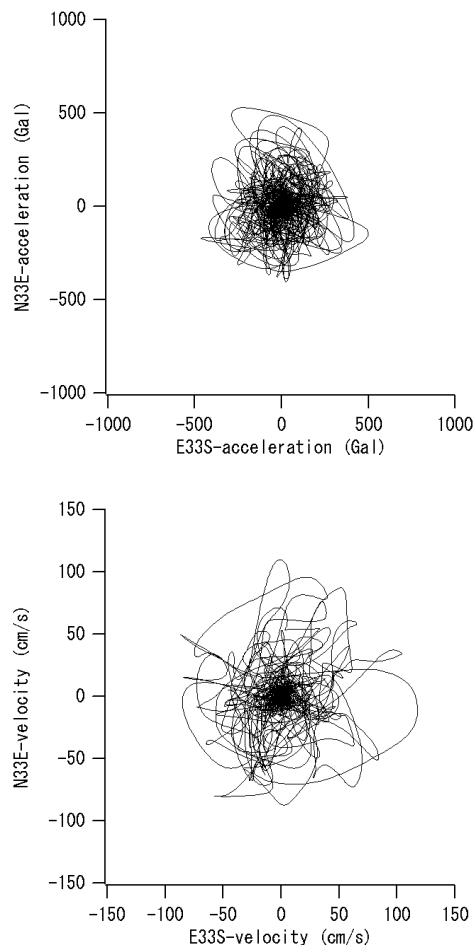


図-4.20 1923 年関東地震の再来による横浜港の工学的基盤における加速度と速度の軌跡

## (3) 試算結果

まず, 関東地震に対する強震波形計算を実施した結果,

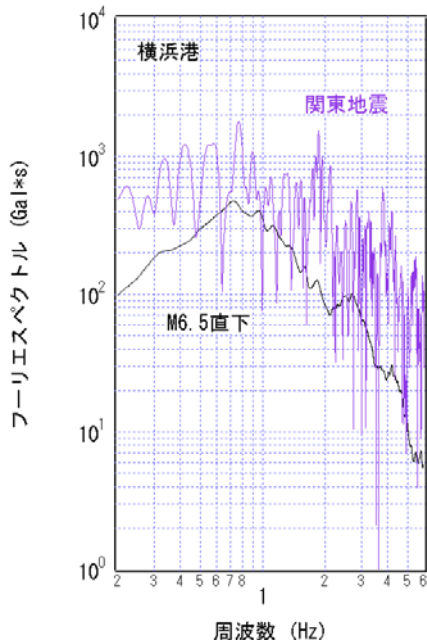


図-4.21 横浜港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

対象地点（山下-F）の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.5（震度 7），考慮する場合 6.4（震度 6 強）と算定された。1923 年関東地震については詳細な震度分布が推定されているが（武村他，2003），それによると、横浜港付近の震度は 6 強と推定されており、今回の計算結果と調和的であると言える。このことから、今回採用した震源モデル及び計算手法は全体として概ね妥当なものであると言える。図-4.20 は 1923 年関東地震の再来による横浜港の工学的基盤（ここでは山下-F 付近の土質データの-45m 付近に見られる S 波速度 570m/s 程度の地層）における加速度と速度の軌跡を示したものである。図-4.21 は 1923 年関東地震の再来と M6.5 の直下地震の二通りの想定地震に対する横浜港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを）を比較したものである。この図から、周波数によらず、前者の方が強いことがわかる。そこで、横浜港に関しては 1923 年関東地震の再来を想定した地震動をレベル 2 地震動とすることが妥当であると判断される。

#### 4.7 新潟港

##### (1) 想定地震と震源モデル

新潟港は、巨大地震の巣であるプレート境界や周辺の活断層から一定の距離があり、プレート境界や活断層で発生する地震が支配的となることは考えにくいいため、下限値と

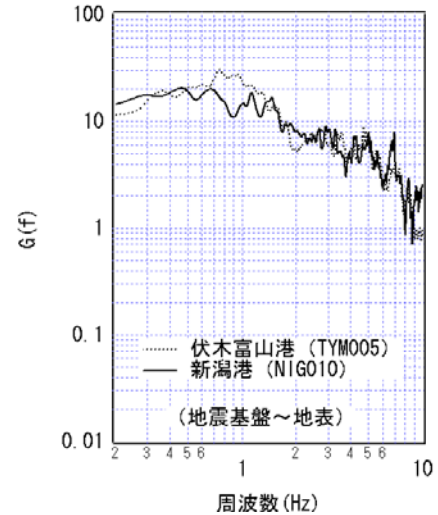


図-4.22 新潟港と伏木富山港におけるサイト増幅特性

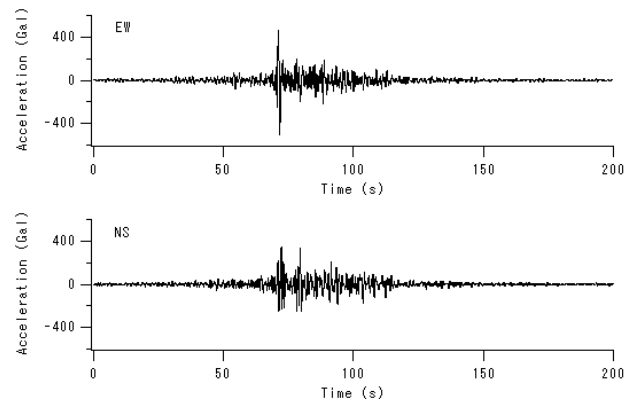


図-4.23 M6.5 の直下地震による新潟港の工学的基盤における加速度波形

して M6.5 の直下地震を想定した。M6.5 の直下地震の震源パラメータは釧路港の場合と同様に設定した（図-4.1）。

##### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、3. で述べたように、最寄りの K-NET 観測点である NIG010 のサイト増幅特性（図-4.22）を採用した。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 1995 年 4 月 1 日の地震の記録を用いた。

##### (3) 試算結果

M6.5 の直下地震に対する対象地点（新潟-G）の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.3（震度 6 強），考慮する場合 5.8（震度 6 弱）となった。

図-4.23 は M6.5 の直下地震による新潟港の工学的基盤（ここでは新潟-G 付近の土質データの-128m 付近に見られ

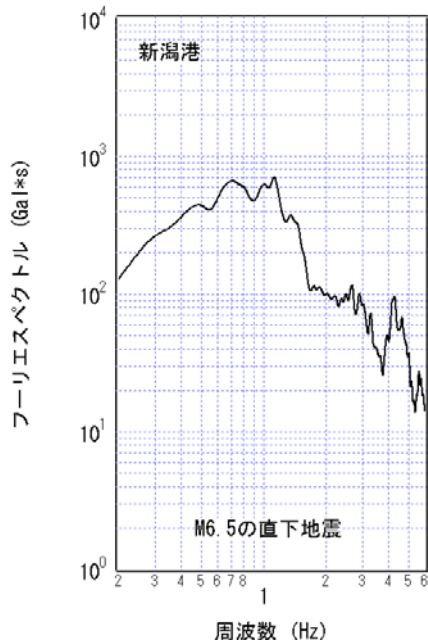


図-4.24 新潟港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

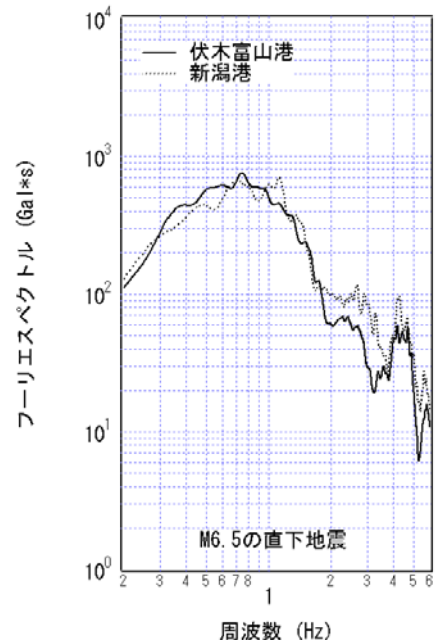


図-4.26 伏木富山港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (実線)

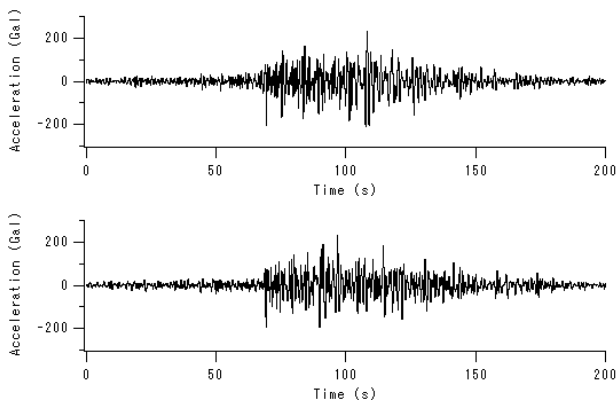


図-4.25 M6.5の直下地震による伏木富山港の工学的基盤における加速度波形

る N 値 50 の地層のことで、その層の S 波速度を 350m/s と仮定した) における加速度波形を示したものである。図-4.24 は M6.5 の直下地震に対する新潟港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを) を示したものである。

#### 4.8 伏木富山港

##### (1) 想定地震と震源モデル

伏木富山港は、巨大地震の巣であるプレート境界や周辺の活断層から一定の距離があり、プレート境界や活断層で発生する地震が支配的となることは考えにくいので、下限

値として M6.5 の直下地震を想定した。M6.5 の直下地震の震源パラメータは釧路港の場合と同様に設定した (図-4.1)。

##### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、3. で述べたように、最寄りの K-NET 観測点である TYM005 のサイト増幅特性 (図-4.22) を採用した。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 2002 年 11 月 17 日の地震の記録を用いた。

##### (3) 試算結果

M6.5 の直下地震に対する対象地点 (伏木富山-G) の地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.1 (震度 6 強)、考慮する場合 5.9 (震度 6 弱) となった。図-4.25 は M6.5 の直下地震による伏木富山港の工学的基盤 (ここでは富山-G の土質データの-68m 付近に見られる S 波速度 400m/s 程度の地層) における加速度波形を示したものである。図-4.26 は M6.5 の直下地震に対する伏木富山港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを) を示したものである。図 4.26 には新潟港で算定された工学的基盤でのフーリエスペクトルを併記しているが、伏木富山港の工学的基盤でのスペクトルは新潟港とほぼ同等であると言える。

#### 4.9 大阪港

##### (1) 想定地震と震源モデル

大阪港を対象とする場合、レベル2対象地震としては、東南海・南海地震のような海溝型地震と内陸活断層の地震（特に上町断層帯の地震）が考えられるが、ここでは上町断層帯の地震を対象として試算を実施した。東南海・南海地震については別途検討が必要である。

上町断層帯の地震の巨視的震源パラメータは次のように設定した。まず、地震調査研究推進本部（2004b）によれば上町断層帯の長さは42km、傾斜は $65^{\circ} \sim 70^{\circ}$ とされている。ここでは傾斜を $65^{\circ}$ とした。一方、当該地域の地震発生層の厚さは15kmとされているので（地震調査研究推進本部、2004b）、幅は最大でも16.5kmである。そこで、全断層面積を $S=693\text{km}^2$ と設定した。また、地震モーメント $M_0$ は式(2.2)より $1.73 \times 10^{26}\text{dyne-cm}$ と設定した。

微視的震源パラメータは次のように設定した。まず、アスペリティの面積 $S_a$ を全断層面積 $S$ の22%すなわち $153\text{km}^2$ とした。対象地震はM7を越える比較的大規模の大きい地震であるが、このような規模の大きい地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である（例えば釜江・入倉、1997；池田他、2002）。そこで、アスペリティの個数は2個とし、 $S_{a1}=111\text{km}^2$ （ $10.5\text{km} \times 10.5\text{km}$ ）のアスペリティ1と $S_{a2}=42\text{km}^2$ （ $6.4\text{km} \times 6.4\text{km}$ ）のアスペリティ2を考えた。大きい方のアスペリティ1が対象サイトに近い場合を考え、図-2.2を参考に図-4.27のようにアスペリティを配置した（アスペリティの平均深さ10km）。なお小さい方のアスペリティ2が対象サイトに近い場合も考えたが、結果的には前者の場合の方が大きい地震動を与えた。アスペリティの地震モーメントはアスペリティ1が $M_{0a1}=6.23 \times 10^{25}\text{dyne-cm}$ 、アスペリティ2が $M_{0a2}=1.38 \times 10^{25}\text{dyne-cm}$ とした。アスペリティのライズタイムは式(2.3)よりアスペリティ1が0.94s、アスペリティ2が0.57sとした。

強震動の評価に必要なその他のパラメータのうち地震基盤の密度 $\rho$ は $2.7\text{g/cm}^3$ 、S波速度 $V_s$ は $3.5\text{km/s}$ とした。破壊は図-4.27に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度 $V_r$ はS波速度の80%とした。

##### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、大阪港の強震観測地点（大阪事-G）におけるサイト増幅特性（野津・長尾、2005）を用いた。大阪事-Gにおけるサイト増幅特性を図-4.28に示す。大阪港は大阪平野の堆積層の上に位置しているため、1Hzより低周波側で比較的大きなサイト増幅特性が与えられて

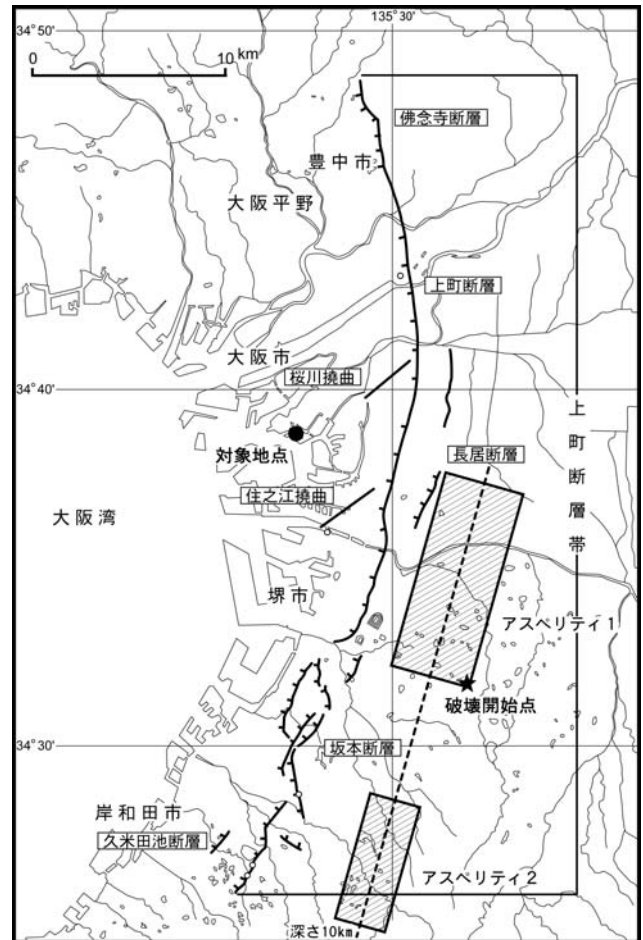


図-4.27 上町断層帯の位置と震源モデル（断層位置は地震調査研究推進本部（2004b）を参考にした）

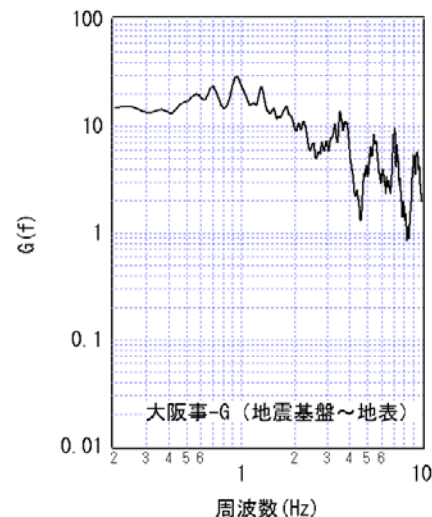


図-4.28 大阪港におけるサイト増幅特性

いる。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては2000年10月6日の地震の記録を用いた。



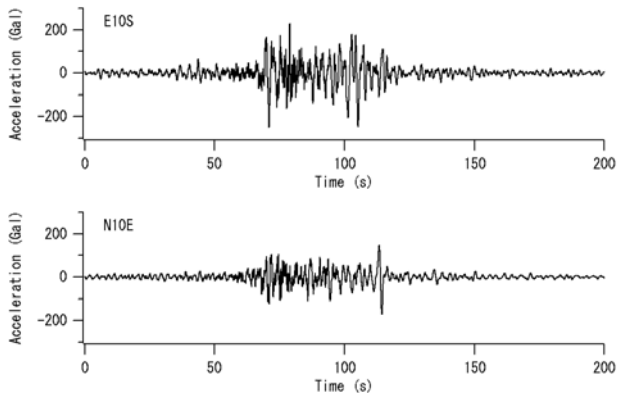


図-4.29 上町断層帯の地震による大阪港の工学的基盤における加速度波形

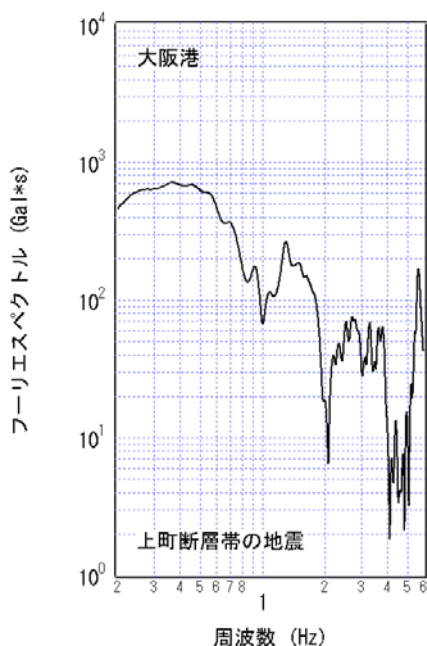


図-4.30 大阪港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

### (3) 試算結果

上町断層帯の地震に対する対象地点（大阪事-G）の地表における試算結果は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.0（震度 6 強）、考慮する場合 5.6（震度 6 弱）となった。図-4.29 は上町断層帯の地震による大阪港の工学的基盤（ここでは大阪事-G の土質データの-89m 付近に見られる S 波速度 390m/s 程度の地層）における加速度波形を示したものである。断層直交成分（E10S 成分）の方が大きな振幅となっている。図-4.30 は上町断層帯の地震に対する大阪港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウィンドウを施したものを示したものである。大阪港

に特有の 1Hz 以下の成分を多く含む地震動となっていることがわかる。

## 4.10 和歌山港

### (1) 想定地震と震源モデル

和歌山港を対象とする場合、レベル 2 対象地震としては、東南海・南海地震のような海溝型地震と内陸活断層の地震（特に中央構造線断層帯の地震）が考えられるが、ここでは中央構造線断層帯の地震を対象として試算を実施した。東南海・南海地震については別途検討が必要である。

中央構造線断層帯の地震の巨視的震源パラメタは次のように設定した。まず、地震調査研究推進本部（2003）によれば中央構造線断層帯のうち和泉山脈南縁の長さは 58km である。傾斜は  $15^{\circ} \sim 45^{\circ}$  とされているが、傾斜を浅くともほど主要な破壊領域は和歌山港から離れることになるので、ここでは傾斜を  $45^{\circ}$  とした。一方、当該地域の地震発生層の厚さは 15km とされているので（地震調査研究推進本部，2003），幅は最大でも 21.2km である。そこで、全断層面積を  $S=1230\text{km}^2$  と設定した。また、地震モーメント  $M_0$  は式 (2.2) より  $4.1 \times 10^{26}\text{dyne}\cdot\text{cm}$  と設定した。

微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、アスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち  $271\text{km}^2$  とした。対象地震は M7 を越える比較的規模の大きい地震であるが、このような規模の大きい地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である（例えば釜江・入倉，1997；池田他，2002）。そこで、アスペリティの個数は 2 個とし、 $S_{a1}=197\text{km}^2$ （ $14.0\text{km} \times 14.0\text{km}$ ）のアスペリティ 1 と  $S_{a2}=74\text{km}^2$ （ $8.6\text{km} \times 8.6\text{km}$ ）のアスペリティ 2 を考えた。大きい方のアスペリティ 1 が対象サイトに近い場合を考え、図-2.2 を参考に図-4.31 のようにアスペリティを配置した（アスペリティの平均深さ 10km）。アスペリティの地震モーメントはアスペリティ 1 が  $M_{0a1}=1.48 \times 10^{26}\text{dyne}\cdot\text{cm}$ 、アスペリティ 2 が  $M_{0a2}=3.28 \times 10^{25}\text{dyne}\cdot\text{cm}$  とした。アスペリティのライズタイムは式 (2.3) よりアスペリティ 1 が 1.25s、アスペリティ 2 が 0.77s とした。

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度  $\rho$  は  $2.7\text{g}/\text{cm}^3$ 、S 波速度  $V_s$  は  $3.5\text{km}/\text{s}$  とした。破壊は図-4.31 に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度  $V_r$  は S 波速度の 80% とした。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、和歌山港の強震観測地点（和歌山-G）におけるサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を

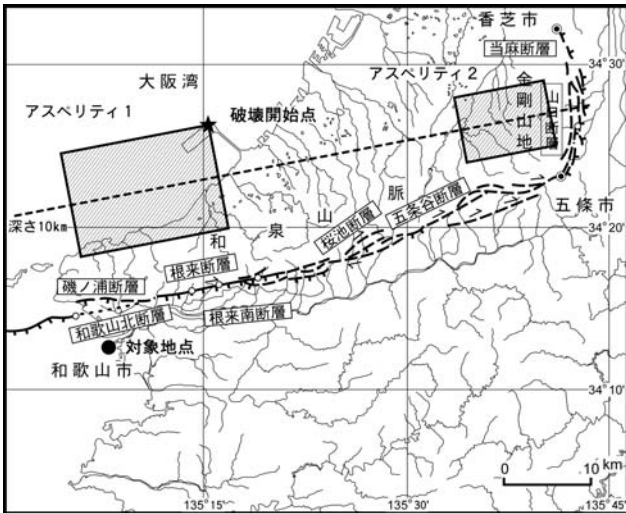


図-4.31 中央構造線断層帯の位置と震源モデル（断層位置は地震調査研究推進本部（2003）を参考にした）

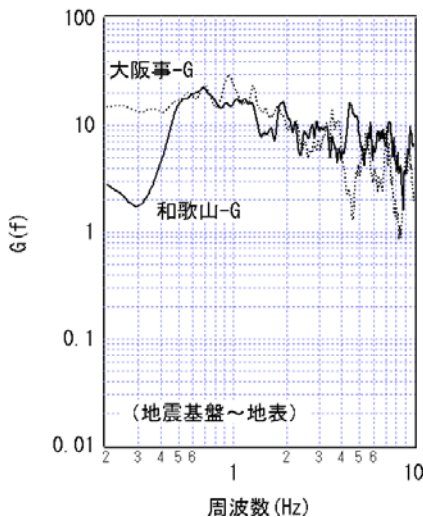


図-4.32 和歌山港におけるサイト増幅特性（大阪港におけるサイト増幅特性を併記）

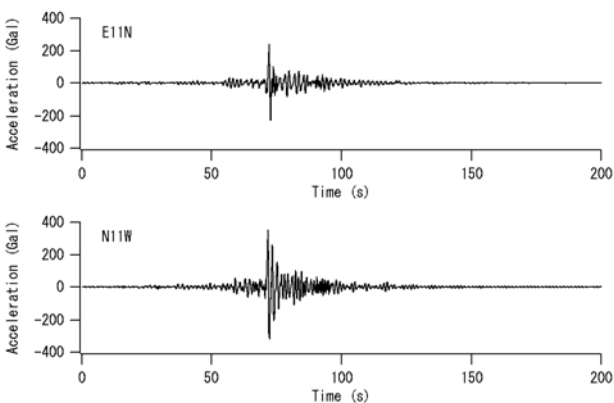


図-4.33 中央構造線断層帯の地震による和歌山港の工学的基盤における加速度波形

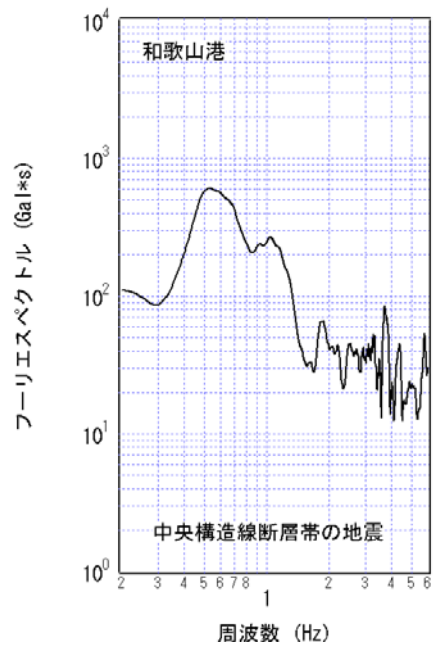


図-4.34 和歌山港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

用いた。和歌山-G におけるサイト増幅特性を図-4.32 に示す。図-4.32 には大阪港の強震観測地点（大阪事-G）のサイト増幅特性を併記しているが、厚い堆積層の上に位置する大阪港と比較して、和歌山港のサイト増幅特性は 0.5Hz 以下で小さくなっていることがわかる。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 1995 年 12 月 22 日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

中央構造線断層帯の地震に対する対象地点（和歌山-G）の地表における試算結果は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.1（震度 6 強）、考慮する場合 5.9（震度 6 弱）となった。図-4.33 は中央構造線断層帯の地震による和歌山港の工学的基盤（ここでは和歌山-G の土質データの -29m 付近に見られる S 波速度 500m/s 程度の地層）における加速度波形を示したものである。断層直交成分（N11W 成分）の方が大きな振幅となっている。図-4.34 は中央構造線断層帯の地震に対する和歌山港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを示したものである。和歌山港に特有の 0.5Hz 程度の成分を多く含む地震動となっていることがわかる。

## 4.11 広島港

### (1) 想定地震と震源モデル



図-4.35 己斐断層の位置

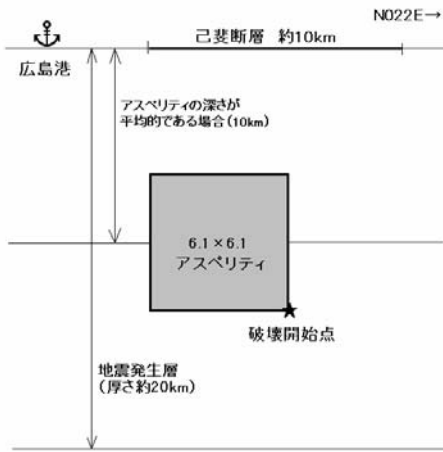


図-4.36 己斐断層の地震を想定する場合のアスペリティ位置

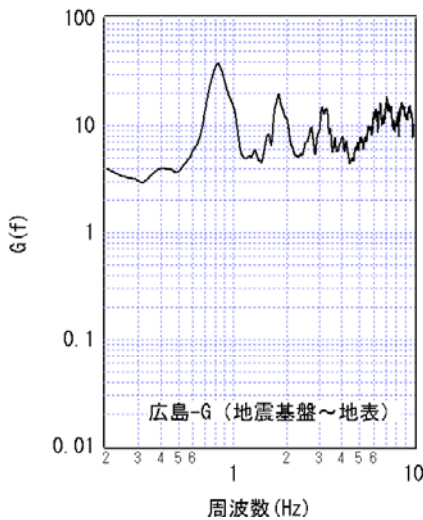


図-4.37 広島港におけるサイト増幅特性

広島港の近傍には活断層である己斐断層（図-4.35）が存在しており、レベル2対象地震としては己斐断層による地震が選定される。なお、広島港に将来影響を及ぼす可能性のある地震には海溝型地震である東南海・南海地震等もあるが、想定される揺れの厳しさという点で、己斐断層の地震を上回る可能性は無いと考えられる。

己斐断層の地震の巨視的震源パラメタは次のように設定した。まず断層長さ  $L$  は活断層マップ（中田・今泉編，2002）から 10km と読みとることができる。  $W=L$  とし、全断層面積  $S$  は  $100\text{km}^2$ 、地震モーメント  $M_0$  は経験的關係式（2.2）から  $M_0=9.5\times 10^{24}\text{dyne}\cdot\text{cm}$  となる。一方、地震調査研究推進本部（2004c）は己斐断層で  $M6.5$  程度の地震が発生する可能性があるとしており、広島県の地域防災計画でも  $M6.5$  の地震を想定している。この  $M6.5$  から式（2.4）により地震モーメントを評価すると  $M_0=2.1\times 10^{25}\text{dyne}\cdot\text{cm}$  となる。ここでは大きい方をとり後者とする。傾斜は地震調査研究推進本部（2004c）によりほぼ垂直とされているため  $90^\circ$  とした。

微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、地震モーメントから式（2.2）より全断層面積  $S$  を  $170\text{km}^2$  とした。次にアスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち  $37\text{km}^2$  とした。最近我が国で発生した同程度の規模の内陸地震（ $M5.0$ - $M6.5$ ）に関する研究（Miyake *et al.*, 2003）によると、この規模の地震の多くは単独のアスペリティからなる震源モデルで強震動が説明できている。そこで、アスペリティの個数は 1 個とし、図-2.2 を参考に、長さ 6.1km、幅 6.1km、平均深さ 10km のアスペリティを図-4.36 に示すように配置した。アスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  は全地震モーメントの 44% すなわち  $9.24\times 10^{24}\text{dyne}\cdot\text{cm}$ 、アスペリティのライズタイム  $\tau$  は式（2.3）より 0.54s とした。強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度  $\rho$  は  $2.7\text{g}/\text{cm}^3$ 、S 波速度  $V_s$  は  $3.5\text{km}/\text{s}$  とした。破壊は図-4.36 に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度  $V_r$  は S 波速度の 80% とした。

#### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、広島港の強震観測地点（広島-G）におけるサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を用いた。広島-G におけるサイト増幅特性を図-4.37 に示す。広島-G のサイト増幅特性は 1Hz 弱に顕著なピークを有することが特徴である。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 2001 年 3 月 26 日の地震の記録を用いた。

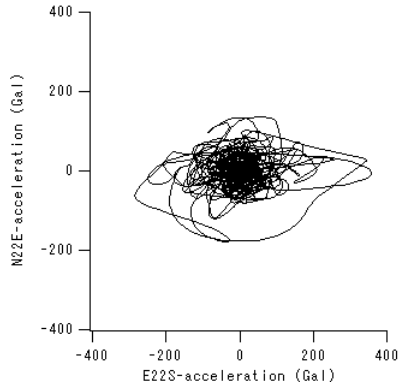


図-4.38 己斐断層の地震による広島港の工学的基盤における加速度の軌跡

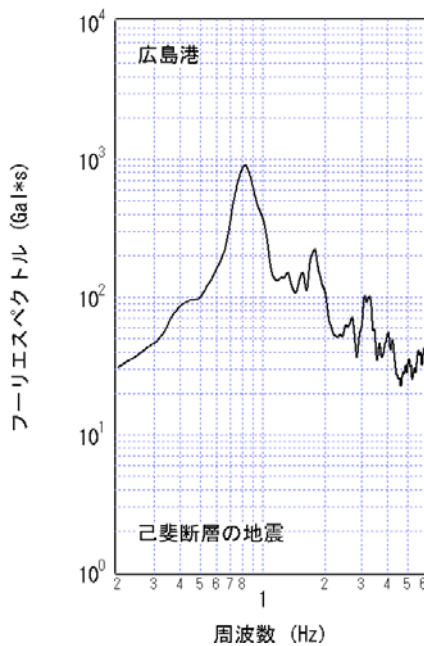


図-4.39 広島港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

### (3) 試算結果

己斐断層の地震に対する対象地点（座標点：広島港の海岸線と己斐断層の延長線の交点）の地表における地震動を、対象地点の工学的基盤から地表までの地盤が広島-G と同等であるとの前提で算定した。その結果、地表における震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.3（震度 6 強）、考慮する場合 5.4（震度 5 強）となった。図-4.38 は己斐断層の地震による対象地点の工学的基盤（ここでは広島-G の土質データの-38m 付近に見られる N 値 50 の地層のことで、その層の S 波速度を 300m/s と仮定した）における加速度の軌跡を示したものである。断層直交成分（E22S 成分）の方が大きな振幅となっていることがわかる。

図-4.39 は己斐断層の地震に対する対象地点の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを示したものである。広島港に特有の 1Hz 弱の成分が卓越した地震動となっていることがわかる。

なお、対象地点は広島港の中で己斐断層との距離が最も近接した地点として選定したものであり、同じ広島港でも、己斐断層からの距離によっては、工学的基盤での地震動がより小さい場合もあるものと考えられる。

## 4.12 境港

### (1) 想定地震と震源モデル

境港の近傍には活断層である鹿島断層（図-4.40）が存在しており、レベル 2 対象地震としては鹿島断層による地震が選定される。なお、境港に将来影響を及ぼす可能性のある地震には海溝型地震である東南海・南海地震等もあるが、想定される揺れの厳しさという点で、鹿島断層の地震を上回る可能性は無いと考えられる。

鹿島断層の地震の巨視的震源パラメタは次のように設定した。まず断層長さ  $L$  は活断層マップ（中田・今泉編，2002）から 16.8km と読みとることができる。  $W=L$  とし、全断層面積  $S$  は 282km<sup>2</sup>、地震モーメント  $M_0$  は経験的關係式 (2.2) から  $M_0=4.5 \times 10^{25}$  dyne-cm とする。傾斜角は 90° とした。

微視的震源パラメタは次のように設定した。まず、アスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち 64km<sup>2</sup> とした。対象地震の規模は、式 (2.4) でマグニチュードに換算すると M6.8 となる。この規模は、Miyake *et al.* (2003) により単独のアスペリティからなる震源モデルで強震動が説明できるとされている地震の規模 (M5.0-M6.5) よりもやや大きい。M6 クラスの地震であるためアスペリティの個数は 1 個とし、図-2.2 を参考に、長さ 8.0km、幅 8.0km、平均深さ 10km のアスペリティを図-4.41 に示すように配置した。アスペリティの地震モーメント  $M_{0a}$  は全地震モーメントの 44% すなわち  $1.98 \times 10^{25}$  dyne-cm、アスペリティのライズタイム  $\tau$  は式 (2.3) より 0.71s とした。

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度  $\rho$  は 2.7g/cm<sup>3</sup>、S 波速度  $V_s$  は 3.5km/s とした。破壊は図-4.41 に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし、破壊伝播速度  $V_f$  は S 波速度の 80% とした。

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては、境港の強震観測地点（境港-G）におけるサイト増幅特性（野津・長尾，2005）を用いた。境港-G におけるサイト増幅特性を図-4.42 に示す。図-4.42

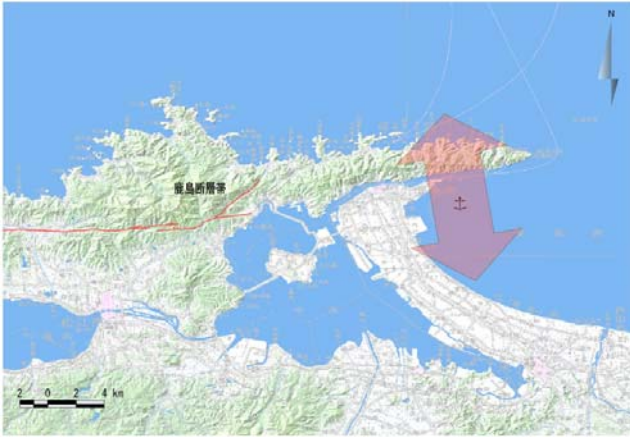


図-4.40 鹿島断層の位置

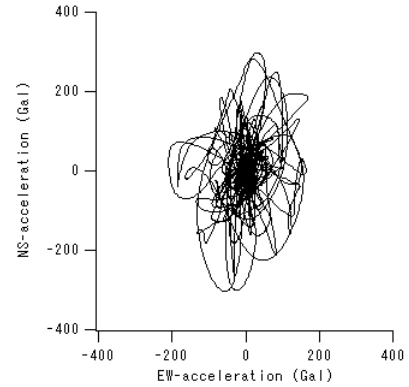


図-4.43 鹿島断層の地震による境港の工学的基盤における加速度の軌跡

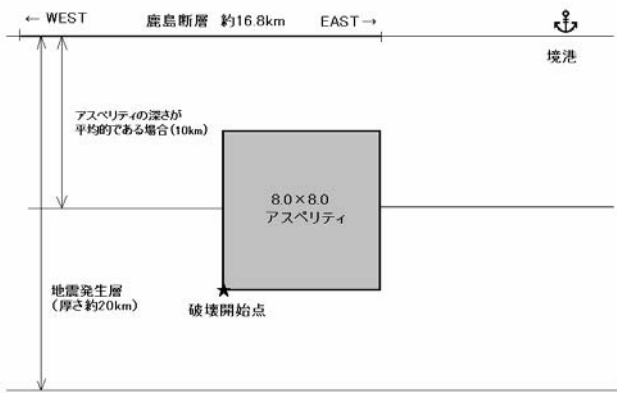


図-4.41 鹿島断層の地震を想定する場合のアスペリテイ位置

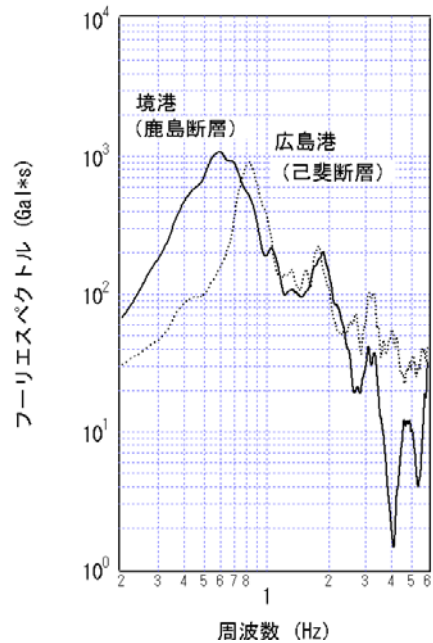


図-4.44 境港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (広島港におけるスペクトルを併記)

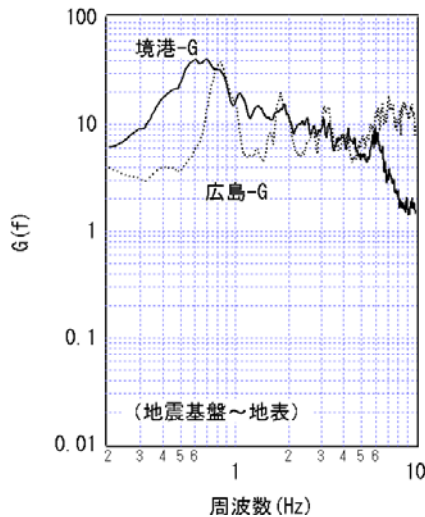


図-4.42 境港におけるサイト増幅特性 (広島港におけるサイト増幅特性を併記)

には広島港の強震観測地点 (広島-G) のサイト増幅特性を併記しているが、境港ではサイト増幅特性のピークがより

低周波側にあらわれていることがわかる。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては2000年11月3日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

鹿島断層の地震に対する対象地点 (境港-G) の地表における試算結果は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合6.5 (震度7)、考慮する場合6.1 (震度6強) となった。図-4.43は鹿島断層の地震による境港の工学的基盤 (ここでは境港-G 付近の土質データの-66m 付近に見られる S 波速度 440m/s 程度の地層) における加速度の軌跡を示したものである。断層直交成分 (NS 成分) の方が大きな振幅となっている。図-4.44 は鹿島断層の地震に対する境港の工

学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平2成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを示したものである。境港に特有の 1Hz 以下の成分を多く含む地震動となっていることがわかる。

図-4.44 には先に算定した己斐断層の地震に対する広島港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトルを併記しているが、この計算結果には両港のサイト増幅特性の違いが良く表れており、境港の地震動はより低周波成分の卓越したものとなっている。

#### 4.13 室津港

##### (1) 想定地震と震源モデル

室津港では想定東南海・南海地震を対象に試算を行った。この地震は今後 30 年間に 50% 程度の確率で発生すると考えられている。震源モデルとしては、中央防災会議の東南海・南海地震に関する専門調査会（2002）により提案された震源モデル（図-2.1）を用いた。これは、宝永地震・安政東海地震・安政南海地震など過去に発生した南海トラフ沿いの巨大地震の震度データ、なかでも、最も規模の大きかった宝永地震の震度データと整合するように、試行錯誤をしてアスペリティの位置等を定めたものである。中央防災会議の震源モデルは計 9 つのアスペリティと背景領域からなるモデルで、アスペリティは南海地震の震源域に 5 箇所、東南海地震の震源域に 4 箇所配置されている。これまで多くの地震のシミュレーションから、災害につながるような強い地震動はアスペリティ部から生じることが確認されている。今回も、中央防災会議のモデルに対して試算を行ったところ、強震動に対しては背景領域の寄与は無視しうることがわかったので、以下の算定例ではアスペリティ

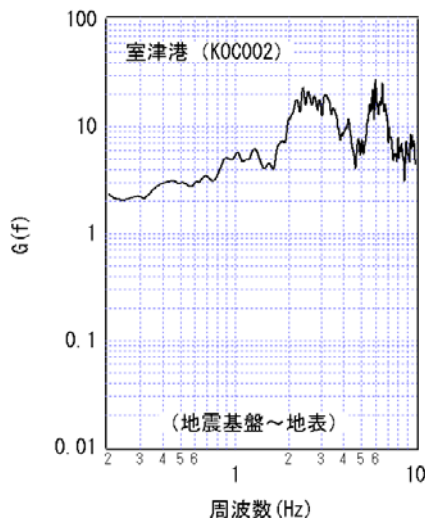


図-4.45 室津港におけるサイト増幅特性

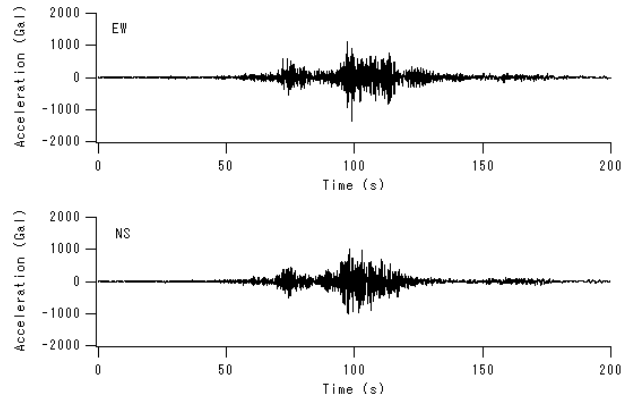


図-4.46 東南海・南海地震による室津港の工学的基盤における加速度波形

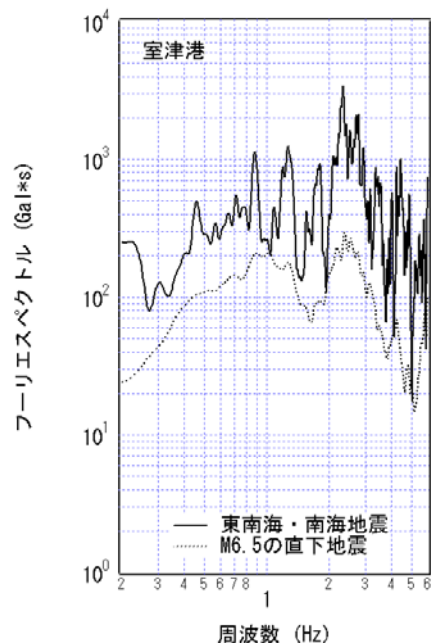


図-4.47 室津港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

部のみに対する算定結果を示す。

##### (2) サイト増幅特性

室津港では強震観測は実施されていないが、最寄りの K-NET 観測点である KOC002（室津）が室津港から遠くない場所にあるため、工学的基盤では、KOC002 と室津港の地震動は等しいと見なすことにした。そこで、まず、KOC002 に対して算定されたサイト増幅特性（野津・長尾，2005）（図-4.45）を用いて KOC002 の地表における地震動を算定し、次に、KOC002 の地盤データを用いて KOC002 の工学的基盤における地震動を算定し、これを室津港の工学的基盤における地震動と見なすことにした。堆積層が地

震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては2000年7月3日の地震の記録を用いた。

### (3) 試算結果

東南海・南海地震に対する対象地点（KOC002）の地表での震度は、表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.9（震度 7）、考慮する場合 6.2（震度 6 強）と算定された。宝永地震による室津の震度はⅦとされており、ここで算定された震度は歴史地震の震度データとも矛盾しないものであると言って良いであろう。

図-4.46は東南海・南海地震による KOC002（すなわち室津港）の工学的基盤（ここでは KOC002 の地盤の-15m 以下に S 波速度 350m/s 程度の工学的基盤があると仮定）における加速度波形を示したものである。図-4.47は東南海・南海地震に対する KOC002（室津港）の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル（水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを示したものである。図-4.47には M6.5 の直下地震を想定して算定した地震動のスペクトルを併記しているが、室津港では M6.5 の直下地震による地震動よりも東南海・南海地震による地震動の方が大きく、従って室津港では東南海・南海地震による地震動をレベル 2 地震動とすることが適切であると考えられる。

## 4.14 別府港

### (1) 想定地震と震源モデル

別府港の近傍には活断層である別府一万年山断層帯が存在している。この断層帯について、最近、地震調査研究推進本部は長期評価を公表している（地震調査研究推進本部, 2005）。別府一万年山断層帯は別府港から至近距離に位置しており、また、想定される地震の規模も大きいため、ここではレベル 2 対象地震として別府一万年山断層帯の地震をとりあげ、地震調査研究推進本部の公表した長期評価に基づき対象地震の震源パラメータを設定し、別府港での揺れを評価した。なお、別府港に将来影響を及ぼす可能性のある地震には海溝型地震である東南海・南海地震等もあるが、想定される揺れの厳しさという点で、別府一万年山断層帯の地震を上回る可能性は無いと考えられる。

別府一万年山断層帯は「別府湾一日出生（ひじょう）断層帯」、「大分平野一由布院断層帯」、「野稻岳一万年山断層帯」及び「崩平山一亀石山断層帯」に区分されるが、このうち、別府港の近傍に存在するのは「別府湾一日出生断層帯」と「大分平野一由布院断層帯」である。「別府湾一日出生断層帯」は南落ちの正断層、「大分平野一由布院断層帯」は北落

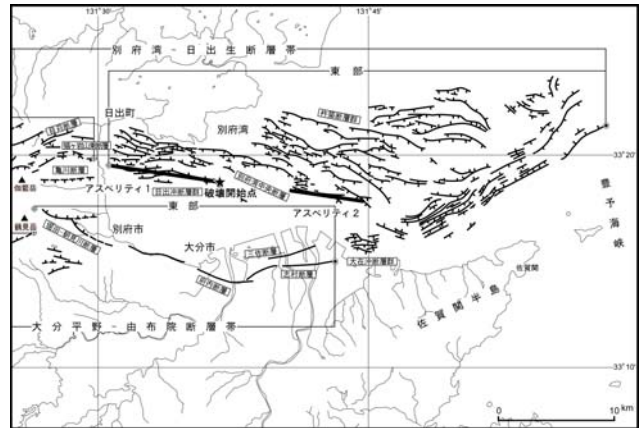


図-4.48 別府湾一日出生断層帯の位置と震源モデル（断層位置は地震調査研究推進本部（2005）を参考にした）

ちの正断層である。地震調査研究推進本部（2005）によると、これらの断層は東部と西部がそれぞれ単独で活動すると推定されている。「別府湾一日出生断層帯」の長さは東部が 43km、西部が 32km、「大分平野一由布院断層帯」の長さは東部が 27km、西部が 14km とされれているので、「別府湾一日出生断層帯」の東部で発生する地震が最も規模が大きく、別府港に対して最も影響が大きいと考えられる。そこで、ここでは「別府湾一日出生断層帯」の東部で発生する地震を対象として強震動評価を実施した。

別府湾一日出生断層帯（東部）の地震の巨視的震源パラメータは次のように設定した。まず、地震調査研究推進本部（2005）によれば別府湾一日出生断層帯（東部）の長さは 43km、幅は 15km と推定されている。傾斜については高角との記述があり、また、地震発生層の厚さと断層幅がほぼ等しいと仮定されているので、ここでは  $\delta=90^\circ$  とした。全断層面積は  $S=645\text{km}^2$ 、地震モーメント  $M_0$  は式 (2.2) より  $1.56 \times 10^{26} \text{dyne-cm}$  と設定した。

別府湾一日出生断層帯（東部）の地震の微視的震源パラメータは次のように設定した。まず、アスペリティの面積  $S_a$  を全断層面積  $S$  の 22% すなわち  $142\text{km}^2$  とした。対象地震は M7 を越える比較的規模の大きい地震であるが、このような規模の大きい地震の場合、震源は複数のアスペリティによって構成されていることが普通である（例えば釜江・入倉, 1997; 池田他, 2002）。そこで、アスペリティの個数は 2 個とし、 $S_{a1}=104\text{km}^2$ （長さ 10.2km、幅 10.2km）のアスペリティ 1 と  $S_{a2}=38\text{km}^2$ （長さ 6.2km、幅 6.2km）のアスペリティ 2 を考えた。大きい方のアスペリティ 1 が対象サイトに近い場合を考え、図-2.2 を参考に図-4.48 のようにアスペリティを配置した（アスペリティの平均深さ 10km）。アスペリティの地震モーメントはアスペリティ 1 が  $M_{0a1}=5.62$

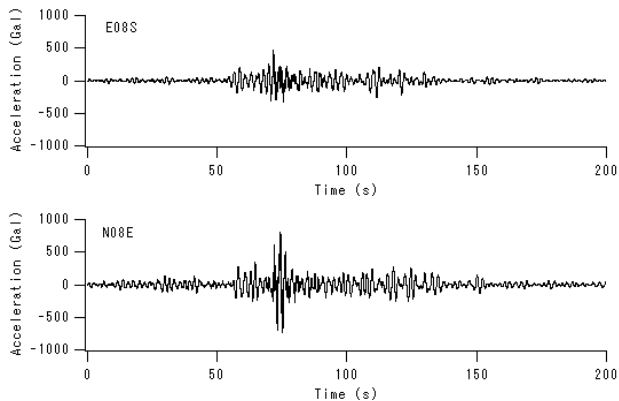


図-4.49 別府湾一日出生断層帯の地震による別府港の工学的基盤における加速度波形

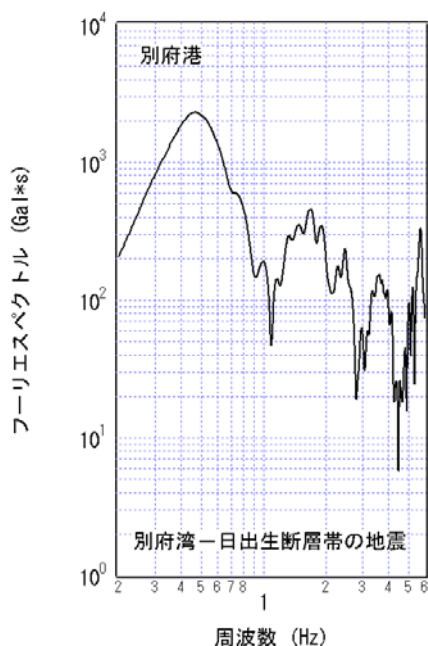


図-4.50 別府港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

$\times 10^{25}$  dyne-cm, アスペリティ 2 が  $M_{0a2}=1.25 \times 10^{25}$  dyne-cm とした. アスペリティのライズタイムは式 (2.3) よりアスペリティ 1 が 0.91s, アスペリティ 2 が 0.55s とした.

強震動の評価に必要なその他のパラメタのうち地震基盤の密度  $\rho$  は  $2.7\text{g/cm}^3$ , S 波速度  $V_s$  は  $3.5\text{km/s}$  とした. 破壊は図-4.48 に示す破壊開始点から同心円状に拡大するものとし, 破壊伝播速度  $V_r$  は S 波速度の 80% とした.

#### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては, 3. で述べたように, 別府港の強震観測点 (別府-U) における強震記録から推定されるサイト増幅特性 (図-3.7) を採用した. 堆積層が地震動の位

相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 2004 年 7 月 5 日の地震の記録を用いた.

#### (3) 試算結果

別府湾一日出生断層帯 (東部) の地震に対する対象地点 (別府-U) の地表における試算結果は, 表層地盤の非線形挙動を考慮しない場合 6.6 (震度 7), 考慮する場合 6.2 (震度 6 強) となった. 図-4.49 は別府港の工学的基盤 (ここでは別府-U の土質データの -12m 付近に見られる N 値 50 の地層のことで, その層の S 波速度を  $290\text{m/s}$  と仮定) における加速度波形を示したものである. 断層直交成分 (N08E 成分) の方が大きな地震動となっている. 図-4.50 は工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅  $0.05\text{Hz}$  のパーセンウィンドウを施したもの) を示したものである.

### 4.15 宮崎港

#### (1) 想定地震と震源モデル

宮崎港はプレート境界からやや離れており, 過去にプレート境界で発生した地震 (例えば 1968 年日向灘地震など) は, 宮崎港に対してさほど大きな影響を与えていない. 一方, 活断層マップなどを見ても, 宮崎港の周辺に脅威となる活断層は見あたらないため, ここでは下限値として M6.5 の直下地震を想定した. なお, 宮崎県の地域防災計画では宮崎市の沖合に正断層の「日向灘南部地震」を想定しているが, この想定地震については震源の詳細が明らかにされておらず, アスペリティモデルを用いた強震動評価には馴染まないところもあるため, 今回の試算の対象からは除外

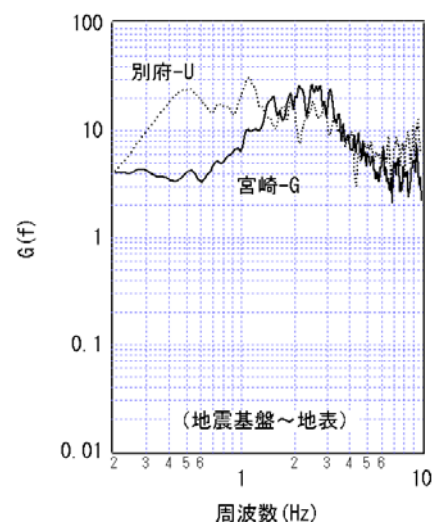


図-4.51 宮崎港におけるサイト増幅特性 (別府港におけるサイト増幅特性を併記)



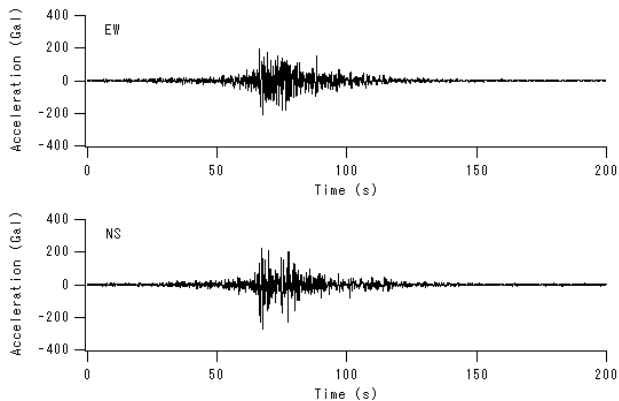


図-4.52 M6.5 の直下地震による宮崎港の工学的基盤における加速度波形

した. M6.5 の直下地震の震源パラメータは釧路港の場合と同様に設定した (図-4.1).

### (2) サイト増幅特性

サイト増幅特性としては, 宮崎港の強震観測地点 (宮崎-G) におけるサイト増幅特性 (野津・長尾, 2005) (図-4.51) を用いた. 図-4.51 には別府港のサイト増幅特性を併記しているが, 1Hz 以下では宮崎港のサイト増幅特性はかなり小さくなっている. 堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮するための中小地震記録としては 1995 年 6 月 17 日の地震の記録を用いた.

### (3) 試算結果

M6.5 の直下地震に対する対象地点 (宮崎-G) の地表における 5.8 (震度 6 弱), 考慮する場合 5.9 (震度 6 弱) となった. 図-4.52 は宮崎港の工学的基盤 (ここでは宮崎-G の土質データの-15m 付近に見られる S 波速度 700m/s 程度の地層) における加速度波形を示したものである. 図-4.53 は工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル (水平 2 成分のベクトル和をとりバンド幅 0.05Hz のパーセンウインドウを施したものを示したものである).

## 4.16 試算結果のまとめ

以上, 全国の 15 の港湾を対象とし, 経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震波形計算手法 (古和田他, 1998) を用い, 港湾のサイト特性を考慮したレベル 2 地震動の試算を実施してきた. ここでは, そのまとめを行う.

表-4.1 は計算された地震動の特性をとりまとめたものである. 地震動の大小を示す指標には種々のものがあるが, ここでは最大加速度, 最大速度, PSI 値 (野津他, 2001) および計測震度を示している. 計測震度は地表の波形 (表

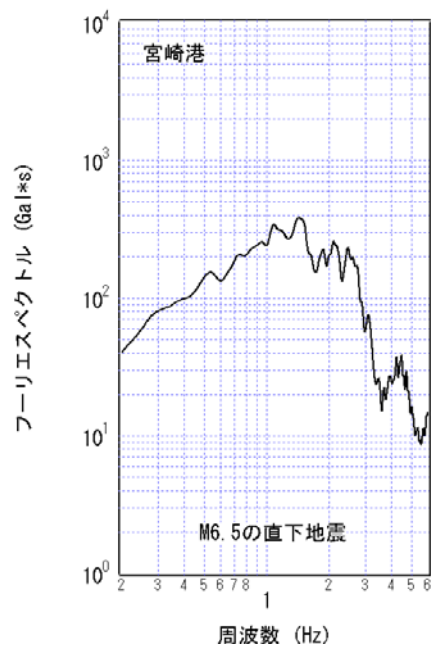


図-4.53 宮崎港の工学的基盤における加速度のフーリエスペクトル

層地盤の非線形挙動を考慮して計算したもの) の水平 2 成分から計算している. 計測震度は上下動を含む 3 成分から計算するのが本来であるが, 2003 年十勝沖地震に関する検討例から, 上下動を考慮しないことの影響は小さいと考えられる (野津, 2005). 最大加速度, 最大速度, PSI 値は工学的基盤での値である. 最大加速度は 6Hz のハイカットフィルタを通した波形から計算している. 最大速度および PSI 値は 0.1Hz のローパスフィルタを通した波形から計算している. 最大加速度は主に地震動の高周波成分を代表する値であり, 高周波成分を多く含む地震動は最大加速度が大きい. それに対して, 最大速度と PSI 値は地震動の低周波成分を代表する値であり, 低周波成分を多く含む地震動は最大速度と PSI 値が大きい. 最大速度と PSI 値の違いは継続時間の影響を含むかどうかである. PSI 値は速度波形の自乗の時間積分の平方根と定義されるため (野津他, 2001), サイクル数の多い波形では PSI 値は大きくなる. 岸壁・護岸のような土構造物の地震時の変形量は地震動のサイクル数の影響を受けやすいため, 最大速度よりも PSI 値の方が, 地震動が岸壁・護岸に作用した場合の変形量と高い相関性を示す可能性が高い.

表-4.1 を見ると, 最大加速度は 73Gal~1367Gal, 最大速度は 13.5cm/s~210.7cm/s, PSI 値は 16.2cm/s<sup>1/2</sup>~457.1 cm/s<sup>1/2</sup> の範囲に分布しており, 一口にレベル 2 地震動と言っても, 港湾のサイト特性等に応じてかなりの幅があることがわかる. 一方, 計測震度は, 最も小さい港湾で 5.0 (5 強), 最

表-4.1 試算結果のまとめ

港湾	地震	成分	最大加速度	最大速度	PSI値	計測震度
			Gal	cm/s	cm/s <sup>1/2</sup>	
釧路港	M6.5の直下地震	EW	408	72.7	87.8	5.8(6弱)
		NS	292	63.5	87.8	
苫小牧	M6.5の直下地震	EW	392	70.5	107.9	6.1(6強)
		NS	536	109.5	107.9	
青森港	青森湾西岸断層帯の地震	EW	479	88.1	212.8	5.8(6弱)
		NS	192	46.3	132.7	
仙台塩釜港(仙台港区)	M6.5の直下地震	EW	73	13.5	16.2	5.0(5強)
		NS	96	18.9	16.2	
鹿島港	M6.5の直下地震	SOUTH	351	63.0	74.2	5.9(6弱)
		WEST	253	60.8	74.2	
横浜港	関東地震	E33S	500	116.5	262.0	6.4(6強)
		N33E	529	110.9	262.0	
新潟港	M6.5の直下地震	EW	500	109.3	127.0	5.8(6弱)
		NS	344	75.7	127.0	
伏木富山港	M6.5の直下地震	EW	232	59.3	137.7	5.9(6弱)
		NS	230	55.2	137.7	
大阪港	上町断層帯の地震	E10S	250	104.9	247.1	5.6(6弱)
		N10E	171	84.8	154.1	
和歌山港	中央構造線断層帯の地震	E11N	239	67.0	69.7	5.9(6弱)
		N11W	354	127.0	118.7	
広島港	己斐断層の地震	E22S	357	49.1	93.7	5.4(5強)
		N22E	178	28.5	58.4	
境港	鹿島断層の地震	NORTH	304	88.9	185.7	6.1(6強)
		WEST	210	54.5	115.8	
室津港	東南海・南海地震	EW	1367	86.6	177.0	6.2(6強)
		NS	1023	70.5	177.0	
別府港	別府湾一日出生断層帯の地震	E08S	477	88.2	285.0	6.2(6強)
		N08E	805	210.7	457.1	
宮崎港	M6.5の直下地震	EW	207	25.6	51.2	5.9(6弱)
		NS	272	31.2	51.2	

も大きい港湾で6.4(6強)となっている。レベル2地震動が震度7となった港湾は今回は存在しなかった。これは、地表における地震動を表層地盤の非線形挙動を考慮して計算しているため、工学的基盤に強い地震動が入射しても、地表では高周波成分が計算上小さくなることも理由の一つであると考えられる。

## 5. レベル2地震動の算定に関連するパラメトリックスタディ

### 5.1 アスペリティの位置の影響

ここまでの検討で、内陸活断層地震およびM6.5の直下地震を対象に地震動の算定を行う場合には、図-2.2に従ってアスペリティを配置してきた。そこで、ここではアスペリティの位置を変化させた場合に算定される地震動がどのように変化するかについて検討を行う。その際、対象地点としては当所の強震観測地点である港研-Gを取りあげる。サイト増幅特性としては、図-5.1のもの(野津・長尾, 2005)を用いる。堆積層が地震動の位相に及ぼす影響を考慮する

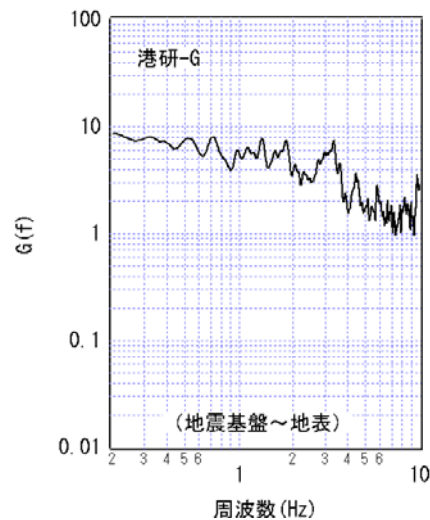


図-5.1 港研-Gにおけるサイト増幅特性

ための中小地震記録としては2001年9月18日の地震の記録を用いる。対象地震としてはM6.5の直下地震を取りあげる。まず、これまで通り図-4.1のようにアスペリティを配置したケースを基本ケースとし、次に、アスペリティを

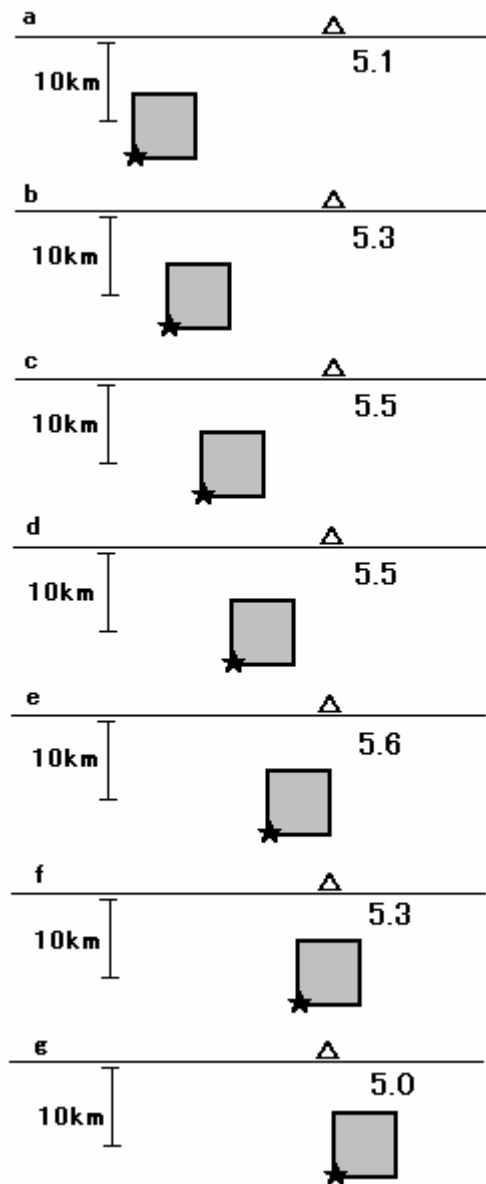


図-5.2 アスペリティの水平位置が地震動に及ぼす影響。  
□はアスペリティを、★は破壊開始点を、△は対象地点を示す。アスペリティの中心深さは 10km に固定。「5.0」等の数字は計測震度を表す。

水平方向と鉛直方向に動かした場合の影響について検討する。なお、ここでは地表面の地震動を対象とし、工学的基盤における地震動は計算しない。また、地表面の地震動を計算するにあたり、表層地盤の非線形挙動は考慮しない。アスペリティの分割数は  $N=20$  とし、地震基盤における統計的グリーン関数は Boore (1983) の方法で生成する。

アスペリティの水平位置が地震動に及ぼす影響に関する検討ケースを図-5.2 に示す。図-5.2 において□はアスペリ

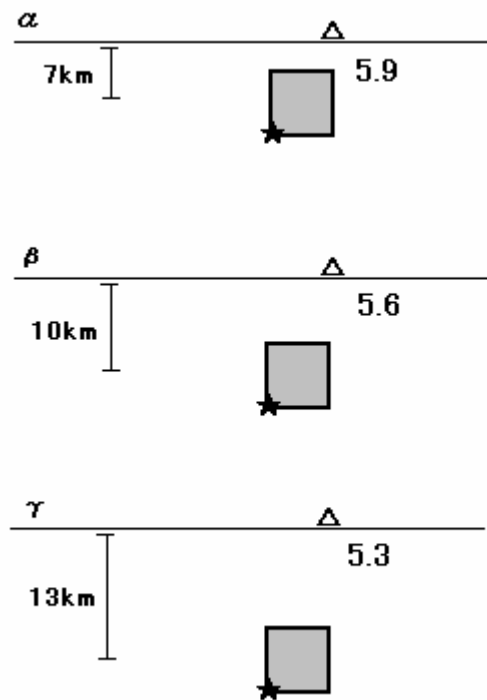


図-5.3 アスペリティの深さが地震動に及ぼす影響。□はアスペリティを、★は破壊開始点を、△は対象地点を示す。「5.9」等の数字は計測震度を表す。

ティを、★は破壊開始点を、△は対象地点を示す。この図のようにアスペリティの水平位置として a-g の 7 通りを考慮し、各々について地表での地震動を計算した。アスペリティの中心深さは 10km に固定した。a-g のうち e が基本ケース (図-4.1) に相当する。各々のケースにおいて算定された地表の計測震度を図中に示しているが、これを見ると基本ケース (e) は最も計測震度の大きいケースに相当している。この図において a-e まではアスペリティが対象地点に近づくにつれて震度が増加しているが、e を通過して f,g になると震度が急激に低下する。これは、f,g の場合、破壊が対象地点に向かって進行しないため、forward directivity が表れないためである。

次に、アスペリティの深さが地震動に及ぼす影響に関する検討ケースを図-5.3 に示す。同図に示すように、アスペリティの中心深さが 7km, 10km, 13km の 3 通りのケースについて検討を行った。アスペリティの中心深さが 10km のケースは基本ケースに相当する。各々のケースにおいて算定された地表の計測震度を図中に示しているが、これを見ると、当然ではあるが、アスペリティの中心深さが浅いほど地表では大きな震度が算定されており、アスペリティの中心深さが 7km のケース (アスペリティの上端深さが約

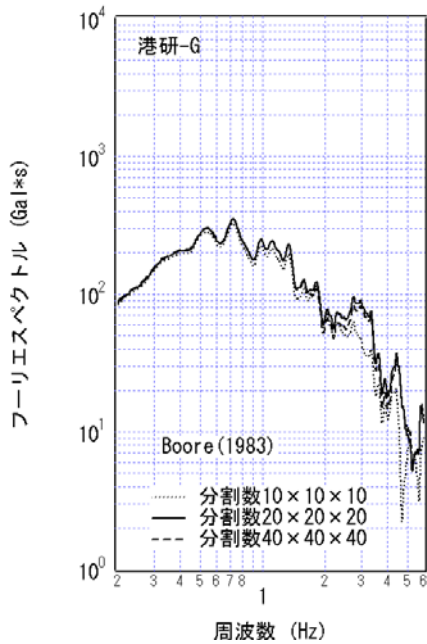


図-5.4 アスペリティの分割数が地震動に及ぼす影響. M6.5の直下地震を想定し、分割数を10,20,40の3通りとして、港研-Gの地表における地震動を計算した。

4kmのケース)では、基本ケースと比較して、震度は約0.3増加している。

## 5.2 アスペリティの分割数の影響

統計的グリーン関数法を用いた強震動評価では、アスペリティ分割数は任意に定めることができる。従って、分割数の設定方法を検討しておくことは重要である。4.における検討では、活断層で発生する地震およびM6.5の直下地震を対象とする場合には、アスペリティの分割数を $N=20$ としてきたが、ここではM6.5の直下地震を対象に、アスペリティの分割数が計算結果に及ぼす影響を調べる。

対象地点および計算に用いるサイト増幅特性などは5.1と同様である。アスペリティの位置は基本ケース(図-4.1)とする。地震基盤における統計的グリーン関数はBoore(1983)の方法で生成する。図-5.4に、分割数を10,20,40とした場合における地表のフーリエスペクトルを示す。この結果から、分割数を10~40の範囲で変化させても、一般的な港湾構造物に対して特に影響の大きい周期1~3秒の帯域では、地震動の算定結果にはほとんど影響が現れないことがわかる。これは、分割数の影響は主にコーナー周波数よりも高周波側に現れるが、図-4.1のようにforward directivityの影響を受けるケースではアスペリティに起因するコーナー周波数がかなり高く、そのため、分割数の影

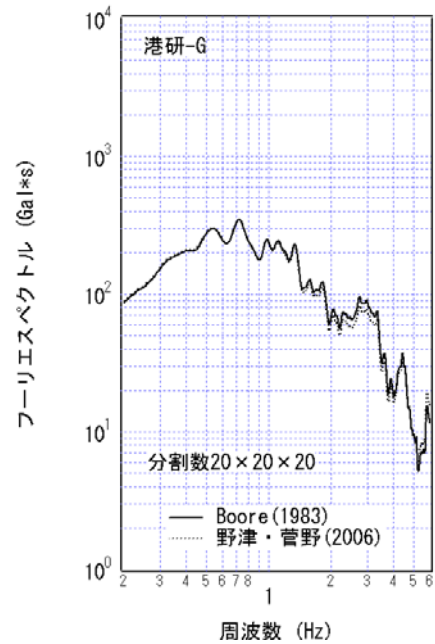


図-5.5 統計的グリーン関数の生成方法が地震動に及ぼす影響. M6.5の直下地震を想定し、Boore(1983)と野津・菅野(2006)の二通りの方法で港研-Gの地表における地震動を計算した。

響はかなり高周波側にしか現れないためであると考えられる。以上の結果から、内陸活断層地震およびM6.5の直下地震を対象とし、かつforward directivityの影響を受けるケースでは、分割数 $N$ を10~40程度の範囲でどのような値に設定しても差し支えないと考えられるが、2.で述べたように、過去に大きな被害をもたらした地震(主に海溝型地震)の再来を想定する場合には、分割数 $N$ の設定方針として、過去のイベントに関するデータ(例えば強震記録や震度分布)を再現できるような分割数を採用することが望ましい。

## 5.3 統計的グリーン関数の生成方法の影響

ここまでの、地震基盤における統計的グリーン関数はBoore(1983)の方法で生成してきた。統計的グリーン関数の生成方法には、Boore(1983)の方法の他、これをさらに改良した野津・菅野(2006)の方法がある。後者は、式(2.5)および(2.6)で規定される目標フーリエスペクトルを完全に満足するような統計的グリーン関数を得ることができ、また、理論上、長周期側におけるグリーン関数のコヒーレントな重なり合いが保証されるという好ましい特徴を有する。しかし、前者を用いた場合でも、乱数を変化させながら統計的グリーン関数の候補を多数生成し、その中で、港湾施設への影響の大きい低周波側において目標フーリエ

ペクトルとの残差が最も小さいものを統計的グリーン関数として選定し、これをアスペリティ内のすべての要素に割り当てれば、強震動評価において特に支障は生じないと考えられる(4.ではそのような計算を行っている)。ここではこのことを確認する。

図-5.5は、M6.5の直下地震を想定し、地震基盤における統計的グリーン関数の生成方法としてBoore(1983)および野津・菅野(2006)の二通りの方法を用いて、港研-Gの地表における地震動を計算した結果である。サイト増幅特性等は5.1と同様である。アスペリティの分割数は $N=20$ とした。この結果を見ると、Boore(1983)の方法を用いた場合も、野津・菅野(2006)の方法を用いた場合とほとんど変わらない結果が得られている。この結果から、Boore(1983)の方法を用いた場合も、低周波側における目標とフーリエスペクトルとの残差に着目して統計的グリーン関数を選定すれば、強震動評価において特に支障は生じないと判断される。

## 6. おわりに

本稿では、全国の15の港湾を対象として、サイト特性を考慮したレベル2地震動の試算を実施した。まず、各々の港湾においてレベル2対象地震を選定し、選定された地震に対して、巨視的震源パラメタおよび微視的震源パラメタを設定した上で、強震波形計算を実施することにより、各港湾におけるレベル2地震動を求めた。強震波形計算は、経験的サイト増幅・位相特性を利用した強震動評価手法(古和田他, 1998)を用いて実施した。この手法を適用するためには、対象港湾におけるサイト増幅特性の情報を必要とする。本研究では、既往の研究(野津・長尾, 2005)でサイト増幅特性の推定されている港湾ではそれを利用した。また、対象港湾におけるサイト増幅特性が既往の研究で推定されていない場合でも、対象港湾における地震観測記録が利用できる場合には、その記録を利用し、周辺のK-NET等の観測地点におけるサイト増幅特性を補正することにより、対象港湾でのサイト増幅特性を推定した。

試算の結果、各港湾の卓越周期等の特性を踏まえたレベル2地震動を実際に設定できることが確認された。表層地盤の非線形挙動を考慮して求めた地表における計測震度は5.0(5強)から6.4(6強)の範囲に分布しており、一口にレベル2地震動と言っても、港湾のサイト特性等に応じてかなりの幅があることがわかる。このことから、港湾施設の耐震設計を過不足無く実施するためには、対象港湾におけるサイト特性を正確に把握することが極めて重要と考え

られる。今後は、港湾地域強震観測の一層の活用を図るとともに、港湾地域強震観測でカバーされていない港湾については、短期間(1年～数年程度)の地震観測を行い、サイト特性の把握を行うことが重要であると考えられる。

(2006年8月11日受付)

## 謝辞

本研究では防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録、および、地震調査研究推進本部による調査研究の成果を利用しています。関係機関の皆様には深甚の謝意を表します。

## 参考文献

- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎(2002): 2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, Vol.561, pp.37-45.
- 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.
- 入倉孝次郎(1996): 阪神大震災を引き起こした強震動, 京都大学防災研究所年報, No.39A, pp.229~245.
- 入倉孝次郎(2004): 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, No.47A.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子(1997): 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, Vol.110, No.6, pp.894~875.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2002): 予測のための震源のモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.213~223.
- 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.
- 片岡正次郎・日下部毅明・村越潤・田村敬一(2003): 想定地震に基づくレベル2地震動の設定手法に関する研究, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.15.
- 釜江克宏・入倉孝次郎(1997): 1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, Vol.500, pp.29-36.
- 金森博雄編(1991): 地震の物理, 岩波書店.
- 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.
- 工藤一嘉(1993): 強震動予測を中心とした地震工学研究の

- あゆみ, 地震2, 第46巻, pp.151~159.
- 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.
- 佐藤良輔編 (1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 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.
- 地震調査研究推進本部 (2002): 長町一利府線断層帯の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2003a): 石狩湾低地東縁断層帯の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2003b): 中央構造線断層帯 (金剛山地東縁-伊予灘) の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2004a): 青森湾西岸断層帯の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2004b): 上町断層帯の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2004c): 五日市断層帯の長期評価について.
- 地震調査研究推進本部 (2005): 別府-万年山断層帯の長期評価について.
- 武村雅之 (1990): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震2, 第43巻, pp.257~265.
- 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.
- 中央防災会議 (2002): 東南海・南海地震等に関する専門調査会 (第7回) 図表集.
- 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.
- 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](http://www.jsce.or.jp/committee/earth/index.html).
- 中田高・今泉俊文編 (2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 野田節男・上部達生 (1975): 重力式岸壁の地震被災例集, 港湾技研資料, No.227.
- 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.
- 野津厚・井合進・W.D. Iwan (2001): 震源近傍の地震動の方向性に関する研究とその応用, 港湾技術研究所報告, Vol.40, No.1, pp.107~167.
- 野津厚・長尾毅 (2005): スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性, 港湾空港技術研究所資料, No.1112.
- 野津厚・菅野高弘 (2006): 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法-内陸活断層地震および海溝型地震への適用性の検討-, 港湾空港技術研究所資料, No.1120.
- 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.
- Eshery, J.D. (1958): The determination of a elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems, *Proc. Roy. Soc. Lond.*, Ser. A 241, pp.376~396.
- Kinoshita, S. (1998): Kyoshin Net (K-net), *Seim. Res. Lett.*, Vol. 69, pp.309-332.
- Miyake, H., T. Iwata and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogenous source model and strong motion generation area, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.93, pp.2531-2545.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismological Research Letters*, Vol.70, pp.59~80.
- Wald, D.J. and P.G. Somerville (1995): Variable-slip rupture model of the Great 1923 Kanto, Japan, Earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.85, pp.159~177.