

第38回地盤震動シンポジウム(2010)

## 短周期地震動の発生要因はどこまで解明されたか

— 広帯域の入力地震動予測に向けて —

2010.12.3

社団法人 日本建築学会  
構造委員会 振動運営委員会  
地盤震動小委員会

### ご案内

本書の著作権・出版権は（社）日本建築学会にあります。本書より著書・論文等への引用・転載にあたっては必ず本会の許諾を得てください。

コピーも私的利用の範囲を超えることは法律で禁じられています。

社団法人 日本建築学会

第38回地盤震動シンポジウム(2010)  
短周期地震動の発生要因はどこまで解明されたか  
— 広域帯の入力地震動予測に向けて —

2010年12月

編集  
著作人

社団法人 日本建築学会

〒108-8414 東京都港区芝5丁目26番20号

TEL 03-3456-2051

FAX 03-3456-2058

<http://www.aij.or.jp/>

印刷所

株式会社 エーヴィスシステムズ

The 38th Symposium of Earthquake Ground Motion (2010)

**How Accurately Have We Revealed the Generation Mechanism  
of Short-Period Ground Motions ?**

— Future Direction of Predicting Broadband Seismic Input Motions —

December 2010

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan



第38回地盤震動シンポジウム(2010)

短周期地震動の発生要因はどこまで解明されたか  
— 広帯域の入力地震動予測に向けて —

目 次

1. 主旨説明	加藤研一 …………… 1
2. 観測記録に基づく短周期地震動研究の最新動向	
2-1 強震観測記録に基づく短周期レベルと破壊伝播効果に関する研究	佐藤智美 …………… 3
2-2 震源における短周期地震波エネルギーの励起	中原 恒 ……………17
2-3 伝播経路の3次元減衰構造と強震動	中村亮一 ……………23
2-4 堆積地盤における短周期地震動の波動伝播・増幅特性	植竹富一 ……………33
3. 特別講演	
研究の原点は気象庁：震度とマグニチュードへのこだわり	武村雅之 ……………41
4. 短周期地震動予測のための震源と地下構造のモデル化	
4-1 震源における短周期地震動生成のモデル化	岩田知孝・浅野公之・鈴木 亘・三宅弘恵 ……………51
4-2 伝播経路のランダム性の短周期地震動への影響	佐藤吉之 ……………59
4-3 地盤構造の不均質性のモデル化と短周期地盤増幅に及ぼす影響	佐藤浩章・山中浩明 ……………69
4-4 不整形地盤に起因する短周期地震動の空間変動	上林宏敏・川辺秀憲・内田 治 ……………77
4-5 広帯域地震動を考える上での短周期地震動評価法の課題	野畑有秀 ……………85
5. 資料	
第37回地盤震動シンポジウム(2009)報告	藤本一雄 ……………91

How Accurately Have We Revealed the Generation Mechanism of  
Short-Period Ground Motions?

— Future Direction of Predicting Broadband Seismic Input Motions —

TABLE OF CONTENTS

<b>1. Introduction</b>	(Kenichi Kato) ······	1
<b>2. Recent Studies on Short-Period Ground Motions Based on Observed Records</b>		
2-1 Study on Short Period Spectral Level and Rupture Directivity Effects Derived from Strong Motion Records	(Toshimi Satoh) ······	3
2-2 Radiation of Short-Period Seismic Energy from Earthquakes	(Hisashi Nakahara) ······	17
2-3 Path Effect of 3-D Attenuation Structure on Seismic Ground Motion	(Ryoichi Nakamura) ······	23
2-4 Propagation and Amplification of Short-Periods Ground Motion in Sedimentary Layers	(Tomichi Uetake) ······	33
<b>3. Special Lecture</b>		
JMA: My Origin as a Researcher : Heart for the Seismic Intensity and Magnitude	(Masayuki Takemura) ······	41
<b>4. Modeling of Seismic Source and Subsurface Structure for the Prediction of Short-Period Ground Motions</b>		
4-1 Modeling of Characterized Source for Short-Period Ground Motion Prediction	(Tomotaka Iwata, Kimiyuki Asano, Wataru Suzuki and Hiroe Miyake) ······	51
4-2 Effects of Random Heterogeneity of Seismic Wave Path on Short-Period Seismic Ground Motion	(Yoshiyuki Sato) ······	59
4-3 Subsurface Structure Modeling Considering Random Velocity Fluctuation and Its Effects on a Short-Period Site Amplification	(Hiroaki Sato and Hiroaki Yamanaka) ······	69
4-4 Spatial Variation of Short Period Seismic Ground Motions Caused by Irregular Subsurface Structures	(Hiroto Uebayashi, Hidenori Kawabe and Osamu Uchida) ······	77
4-5 The Problems of the Estimation of Short-Period Ground Motions for Prediction of Broad-Band Seismic Input Motions	(Arihide Nobata) ······	85
<b>5. Appendix</b>		
The Report of the 37th Symposium of Earthquake Ground Motion	(Kazuo Fujimoto) ······	91

## 1. 主旨説明



# 第38回地盤震動シンポジウム(2010)の開催にあたって

## 主旨説明

### The 38<sup>th</sup> Symposium of Earthquake Ground Motion (2010)

#### Introduction

加藤研一\*

Kenichi KATO

From the view point of earthquake engineering, it is crucial to elucidate the generation, propagation, and amplification processes of short period strong motions. This symposium presents what we have understood on the source, path, and site effects from observed records focusing on both coherent and incoherent strong motions, and what is the remained problem to improve the precision of input motions for structures. We expect to share our up-to-date information with researchers and engineers for better understanding of short period strong motions.

#### 1. はじめに

短周期地震動の発生要因を理解し、予測精度の向上を図ることは、建築構造物の大多数を占める中低層構造物の耐震安全性や設備・機能の継続性の観点から、地震工学上の最重要課題である。近年、震源近傍も含む観測記録の蓄積や、地下構造調査結果の全国規模のデータベース化など、短周期地震動を理解する条件が整いつつある。

以上の背景のもと、震源・伝播・地盤の各要素はどの程度明らかになっているのかを系統的に整理し、現時点の知見を共有すると共に、課題を明らかにするシンポジウムを企画した。まず、観測記録の分析から得られる短周期地震動研究の最新動向を紹介し、それを反映して現状における震源と地下構造のモデル化の到達点と課題を整理する。最後に、長周期帯域も含む広帯域の入力地震動予測に向けて、今後取り組むべき方向性を研究者と実務者を交えて議論を深めたい。

#### 2. テーマ選定の経緯

地盤震動小委員会は1972年の発足以来、地盤震動関連分野のみならず、震源や伝播経路の諸問題など、その時々タイムリーなテーマを発信し続けてきた。地盤震動シンポジウムの開催も、今年で第38回目を数えるに至っている。

昨年度は海溝型巨大地震による長周期地震動をテーマとして取り上げた。長周期地震動は観測記録の飛躍的な蓄積、計算環境の発展による理論計算能力の向上、地下構造探査結果の蓄積と公開などにより、地震動評価の道筋はある程度つけられているように感じた。さらに、海溝型巨大地震はほぼ同じ位置が繰り返し大きくすべることが指摘されており、それが事実であれば、少なくと

もアスペリティの位置に関する情報は事前に取り入れることが可能である。もっとも、複数のアスペリティの連動については研究途上にあるが、不確かさを考慮した複数の断層モデルを用いて地震動レベルの平均値とばらつきを評価するなどの工夫により対処可能と思われる。一方、短周期地震動は以下に述べるように、周期帯によってアプローチが異なり、そう簡単ではない。

#### 3. 短周期地震動を考える

ここでは、短周期地震動の周期帯を2秒程度以下と定義する。このうち、周期0.5~2秒の帯域は「やや短周期地震動」とも呼ばれ、木造や中低層構造物の被害に直接関連する最も重要な周期帯である。兵庫県南部地震の際に、神戸地域で観測された周期1秒前後のパルス波も「やや短周期地震動」に含まれ、震源・伝播・地盤の各要素とも決定論的手法によるモデル化が可能になりつつある。ただし周期が短くなるにつれて詳細な地盤情報や微細な震源過程のモデル化が必要となる。周期約0.5秒以下になると決定論的モデル化は困難となり、観測記録の情報を基にして統計的処理を行い、平均的な地震動レベルを推定することになる。統計的グリーン関数法や距離減衰式がこのアプローチに相当する。短周期地震動は、周期帯によって用いる手法が異なることに注意が必要となる。

#### 4. 話題提供と論点

今年度のシンポジウムのプログラムは4部構成となっている。午前の部は「観測記録に基づく短周期地震動研究の最新動向」と題し、震源・伝播・地盤の各要素について4題の話題提供をお願いしている。まずは、強震記録から評価した短周期レベルの地域性や、震源における

\*小堀鐸二研究所

短周期地震波エネルギーの輻射域と断層すべりの大きい領域との位置関係についてご報告いただく。現在の強震動予測レシピの枠組みでは、短周期も長周期も同一の領域(アスペリティ)から励起されるモデルとなっており、短周期と長周期の励起位置を明らかにすることは、震源のモデル化に際して重要な課題と思われる。その後、伝播経路の3次元減衰構造が強震動の空間分布に与える影響や、堆積地盤における短周期地震動の波動伝播・増幅特性を観測事実に基づいてご報告いただく。

午後に入り、武村雅之先生に「研究の原点は気象庁：震度とマグニチュードへのこだわり」と題した特別講演をお願いしている。武村先生は理学部地球物理学科のご出身であり、断層モデル等の地震学の知見を工学の地震動評価にいち早く取り入れると共に、断層モデルの考え方を基にして物理的意味の明解な距離減衰式を1980年代にご提案されている。この距離減衰式の形は現在まで広く用いられており、今日の強震動評価の基となる要素技術の根幹を数多く構築された。また、地盤震動小委員会の委員として長い間活動していただき、当小委員会から初めて出版した「地震動と地盤(1983)」や第2版「Earthquake motion and ground conditions(1993)」の執筆・編集の中心的な役割を果たされた。本日は多岐にわたる研究成果のうち、震度とマグニチュードに焦点を絞り、研究の原点をご紹介いただく予定である。これまでを振り返ってのエピソードに加え、地盤震動研究の将来についてもご教示いただければ幸いである。

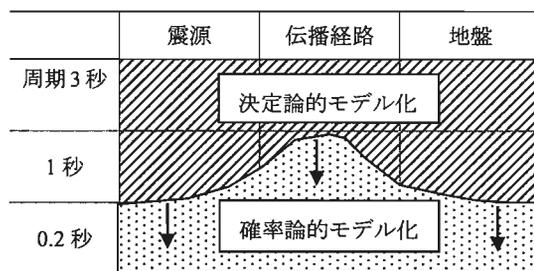
その後、「短周期地震動予測のための震源と地下構造のモデル化」と題し、5題の話題提供をお願いしている。まずは震源における短周期地震動のモデル化に関する最新のトピックを紹介いただいた後、伝播経路や地震基盤以浅の地盤の不規則・不均質性が短周期地震動に及ぼす影響をまとめていただく。最後に、広帯域地震動を考える上での短周期地震動評価法の課題を、構造物側と地震動評価側の両方の視点から整理いただいた。

## 5. 総合討論

シンポジウムの締めくくりとして「広帯域の入力地震動予測に向けて」と題した総合討論を企画している。講演者の方々には申し訳なかったが、ご講演の時間を少しずつ削らせていただき、討論に約1時間を確保してある。

今から11年前の2000年10月に、つくばにおいて「強震動予測と震源の物理に関する国際ワークショップ」が開催された。安芸敬一先生をお招きし、「強震動地震学の歩み」と題した基調講演をしていただいた。安芸先生は将来展望として、工学的に重要となる高周波帯域の強震動を、決定論的方法に基づいて定量的に予測できる時代が来る可能性を指摘された。このテーマが21世紀にお

ける強震動地震学の1つの目標であろうと、講演を締めくくられている。パネルディスカッションも開催され、「M6.8~7.0の地震に対する震源距離0~25kmの強震動の時刻歴波形を予測する方法と、その際、震源・伝播・地盤増幅のどの要因が最も影響を与えるのかを周期0.2, 1.0, 3.0秒の帯域ごとに考えよ」との命題が与えられた。安芸先生は下図のようなスケッチを書かれ、周期3秒程度の長周期波動は決定論的方法によるモデル化で十分予測できるが、周期0.2秒(5Hz)の帯域は確率論的評価に頼らざるを得ない。しかしながら、基調講演でも述べたように、両手法の境界は高周波側に移動しつつあると述べられた。



震源・伝播経路・地盤のモデル化

その他のコメントとして、

- 地盤増幅率は地震動振幅を支配する重要な要因であるが、KiK-net等の地表/地中観測により将来は予測が可能となりそう
- 高周波帯域の震源のモデル化は依然として難しそう
- 構造物の被害に最も影響を及ぼす周期1秒付近の強震動予測が重要
- 地盤と伝播経路は地震発生前に調査可能であるが、震源の特性だけは地震が起きないとわからない
- 断層の位置や形状が与えられたとしても、すべり速度等の動的パラメータがわからない限り、強震動の予測は難しい
- 周期で考えるのではなく、地震波の波長でモデル化の手法を変えるべき、などが挙げられた。

国際ワークショップから10年以上が経過したが、これらの指摘は現時点においても依然として検討課題であり、本シンポジウムの話題として取り上げているものもある。短周期の入力地震動の予測はまだまだ発展途上であり、何をどう解決するか、または不明な点にどのような判断を加えて入力地震動を考えていくか・・・について、是非、参加された皆さんからの活発な討論をお願いしたい。なお、本小委員会へのご要望があれば、総合討論の場でご指摘いただければ幸いである。

## 2. 観測記録に基づく短周期地震動研究の最新動向



# 強震観測記録に基づく短周期レベルと破壊伝播効果に関する研究

## STUDY ON SHORT PERIOD SPECTRAL LEVEL AND RUPTURE DIRECTIVITY EFFECTS DERIVED FROM STRONG MOTION RECORDS

佐藤智美\*

Toshimi SATOH

In strong motion prediction using fault models, the short-period source spectrum  $A$  is an important parameter to determine the broadband spectral level in the period range less than 3 to 10 s of large earthquakes with moment magnitude  $M_w$  from 6 to 7. The  $A$  for dip-slip and strike-slip earthquakes with  $M_w$  from 5.7 to 6.9 are 1.45 and 0.64 times of  $A$  by Dan et al.'s empirical relation for crustal earthquakes, respectively. The  $A$  for interplate earthquakes in eastern Japan with  $M_w$  from 6.6 to 8.2 is 1.63 times of  $A$  by Dan et al.'s relation. The  $A$  for intraplate earthquakes in eastern Japan with  $M_w$  from 4.7 to 8.2 is about 4 to 4.6 times of  $A$  by Dan et al.'s relation. The correction factors of rupture directivity and radiation pattern for empirical attenuation relations of acceleration response spectra are influential on strong motions in the period range less than 0.5 s. The maximum correction factor of fault-normal components at rupture propagating directions are 1.5 and 1.4 times of average for strike-slip and dip-slip earthquakes, respectively. The duration of fault-normal components at rupture propagating directions is smaller than the average in the period range less than 0.5 s.

### 1. はじめに

断層モデルに基づく強震動予測では、地震調査研究推進本部<sup>1)</sup>をはじめ、入倉・三宅<sup>2)</sup>の震源モデルの設定方法を基本とした強震動予測レシピが用いられている。この中で用いられている巨視的断層パラメータのひとつに、短周期レベル<sup>3)</sup>がある。短周期レベルは、加速度でみた震源スペクトル(加速度震源スペクトル)において、コーナー周期より短周期領域で一定となる振幅レベルを意味している。モーメントマグニチュード  $M_w$  6~7 前後では、コーナー周期が 3~10 秒程度となるため、この短周期レベルは断層モデルに基づく強震動予測の際の、短周期を含む広帯域の地震動のスペクトルレベルを決める重要なパラメータである。

一方、一般構造物の構造物の応答に最も影響があるといわれている、周期 0.5~2 秒程度のやや短周期地震動には、破壊伝播効果やラディエーションパターンが効いてくる。例えば、1994 年ノースリッジ地震や 1995 年兵庫県南部地震などでは、ラディエーションパターンと破壊伝播効果によるディレクティビティパルスが観測され<sup>例</sup>えば<sup>4),5)</sup>、1995 年兵庫県南部地震では三次元地下構造の影響とあいまって、震度 7 の震災の帯が形成されたことが指摘されている<sup>例</sup>えば<sup>6)</sup>。また、ディレクティビティパルスは破壊伝播と直交方向で卓越する特徴があるが、神戸市の須磨、長田、兵庫区での家屋倒壊方向と整合することも指摘されている<sup>7)</sup>。断層モデルに基づく強震動評価手法では、これらの効果は自然と考慮されるが、経験式に

基づく強震動予測でもこの効果を導入する補正係数モデルに関する研究がいくつか行われている。

そこで、本稿では、断層モデルに基づく強震動予測で短周期地震動のスペクトルレベルを決める短周期レベルに関する研究と、経験式に基づく強震動予測でやや短周期地震動に影響する破壊伝播効果やラディエーションパターンの補正係数モデルに関する研究について、筆者の研究を中心に紹介する。

### 2. 短周期レベルに関する研究

#### 2.1 地殻内地震の逆断層と横ずれ断層の短周期励起特性

地殻内地震の短周期の励起に関しては、従来より、逆断層と横ずれ断層で差があるという研究が報告されている。古くは、McGarr<sup>8)</sup>が、主に米国カリフォルニア州の地殻内地震の震源近傍の観測最大速度を震源距離と  $M_0$ <sup>13)</sup> で補正した指標などに基づき、短周期の励起が、逆断層の方が正断層より大きく、横ずれ断層についてはデータが少ないがこれらの中間にあること、震源深さが深いほど大きいことを指摘している。しかし、この検討では地盤増幅率と  $Q$  値の影響を考慮していないという問題がある。

一方、佐藤<sup>9)</sup>は、スペクトルインバージョンに基づき推定した加速度震源スペクトルに基づき、日本の中規模地殻内地震の短周期レベルは、逆断層で大きく、正断層で小さく、横ずれ断層はその中間にあること、深さ依存

\*1 清水建設(株)技術研究所

Institute of Technology, Shimizu Corporation

性があることを指摘している。

また、中村・他<sup>10)</sup>は、日本の多数の中規模地震の記録に基づく三次元 $Q$ 値構造を考慮したスペクトルインバージョンにより、佐藤<sup>9)</sup>と同様の傾向を得ている。

地殻内地震に対する応答スペクトルの距離減衰式でも、逆断層と横ずれ断層の違いが考慮された式が複数提案されており、いずれの式も逆断層の方が横ずれ断層よりスペクトルレベル大きい式となっている(例えば<sup>11),12),13)</sup>。

## 2.2 地殻内地震の逆断層と横ずれ断層の短周期レベルと地震モーメントの関係

2.1 で紹介した研究成果を踏まえ、佐藤<sup>14)</sup>では、日本の大規模地殻内地震の震源近傍の強震記録を用いて、同一条件下でスペクトルインバージョンを実施し、逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した地震モーメント  $M_0$  と短周期レベル  $A$  の経験式(スケーリング則)を算出した。以下では、主にこの研究の概要を紹介する。

表 1 には、対象とした地殻内地震の地震諸元を示す。合計 13 個の地震の  $M_w$  は 5.7~6.9 の範囲にあり、7 個が逆断層、6 個が横ずれ断層の地震である。 $M_w$  の根拠とした論文については、佐藤<sup>14)</sup>を参照されたい。図 1 には、これら 13 個の地震の震央位置およびメカニズム解を、スペクトルインバージョンに用いる観測点を含む矩形領域とともに示す。表 1 に示す大規模地震が含まれていない破線で示した矩形領域は、大規模地震を含む領域にスペクトルインバージョンに適切な基準観測点がない場合に、解析対象として追加した領域である。それぞれの領域でのデータは、K-NET 観測点、KiK-net 観測点(地表)、気象庁 87 型観測点、関西地震観測研究協議会の観測点の水平成分記録から、 $M_0 \geq 4.0$  (あるいは 3.5)、震源距離 60km 以下などの条件で選択した。なお、2004 年新潟県中越地震と 2007 年新潟県中越沖地震の短周期レベルや  $Q$  値は、同じ手法で算出している佐藤・岡崎<sup>15)</sup>の研究成果である。

図 2 には、それぞれの地域で推定された  $Q$  値モデルと、逆断層の地域(東日本)、横ずれ断層(西日本)の地域毎で帰帰分析を行った  $Q$  値モデルを示した。東日本と西日本での  $Q$  値は、(1)式、(2)式で表される。

$$Q = 35f^{1.0} \quad (\text{東日本}) \quad (1)$$

$$Q = 80f^{0.98} \quad (\text{西日本}) \quad (2)$$

この結果は、西日本の方が東日本より  $Q$  値が平均的に 2 倍強大きいことを意味している。

図 3 には、2004 年新潟県中越地震と 2007 年新潟県中越沖地震を除く 11 個の大規模地殻内地震の観測加速度震源スペクトルと、これにフィッティングした  $\omega^2$  モデルを Brune<sup>10)</sup>の応力降下量とともに示す。フィッティングはほぼ良好である。

図 4(a)には、スペクトルインバージョンに基づく大規

表 1 対象とする大規模地殻内地震の諸元<sup>14)</sup>  
(深さと  $M_0$  は気象庁)

地震名	深さ	$M_1$	$M_w$	断層タイプ
	km			
1995年兵庫県南部地震	16.1	7.3	6.9	横ずれ
1997年3月鹿児島県北西部地震	11.9	6.6	6.0	横ずれ
1997年5月鹿児島県北西部地震	9.2	6.4	5.9	横ずれ
1997年山口県北部地震	8.3	6.6	5.8	横ずれ
1998年岩手県内陸北部地震	7.9	6.2	5.9	逆断層
2000年鳥取県西部地震	11.3	7.3	6.7	横ずれ
2003年宮城県北部地震	11.9	6.4	6.1	逆断層
2004年新潟県中越地震	13.1	6.8	6.6	逆断層
2004年留萌支庁南部の地震	8.6	6.1	5.7	逆断層
2005年福岡県西方沖地震	9.2	7.0	6.6	横ずれ
2007年能登半島地震	10.7	6.9	6.6	逆断層
2007年新潟県中越沖地震	16.8	6.8	6.6	逆断層
2008年岩手・宮城内陸地震	7.8	7.2	6.8	逆断層

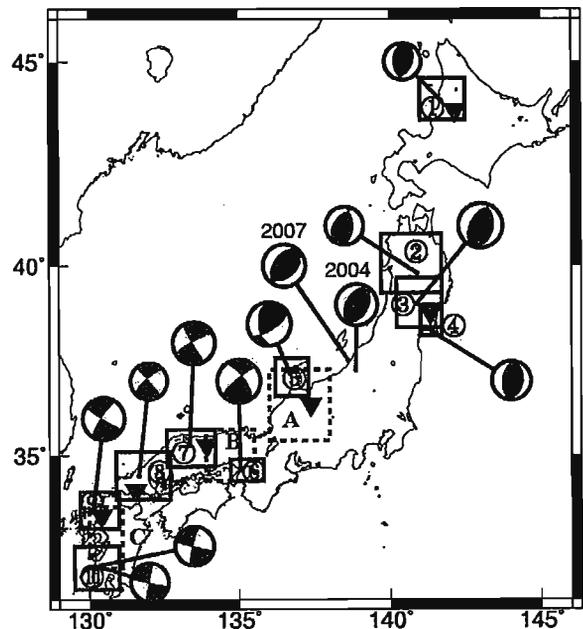


図 1 大規模地殻内地震の震央位置(気象庁)とメカニズム解(F-net または Harvard 大学)及びスペクトルインバージョンの解析対象領域(実線の矩形領域①~⑩と破線の矩形領域A~C)と基準観測点(▼)<sup>14)</sup>

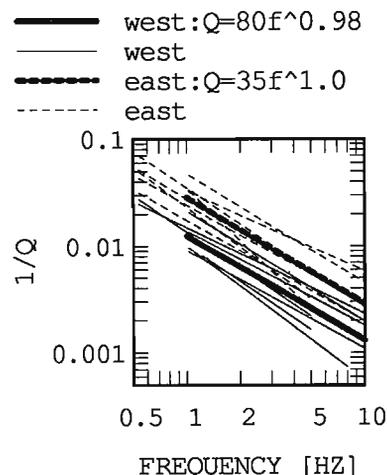


図 2 スペクトルインバージョンに基づく  $Q$  値と  $Q$  値モデル<sup>14)</sup>

模地殻内地震の  $A$  [dyne·cm/s<sup>2</sup>] と  $M_0$  [dyne·cm] の関係を、逆断層と横ずれ断層に分類して示す。同じ  $M_0$  に対する  $A$  は、横ずれ断層より逆断層の方が大きい傾向がみられる。 $A$  が  $M_0^{1/3}$  に比例すると仮定して、回帰分析を行った結果、逆断層と横ずれ断層に対して、それぞれ、(3)式、(4)式が得られた。

$$A = 3.57 \times 10^{17} M_0^{1/3} \quad \text{逆断層：(標準偏差 0.14)} \quad (3)$$

$$A = 1.58 \times 10^{17} M_0^{1/3} \quad \text{横ずれ断層：(標準偏差 0.11)} \quad (4)$$

図中には、(5)式に示す、強震動予測レシビの中で用いられている地殻内地震に対する壇・他<sup>3)</sup>の経験式も示している。

$$A_{dan} = 2.46 \times 10^{17} M_0^{1/3} \quad (5)$$

(3)式、(4)式は、平均的に、逆断層では  $A_{dan}$  の 1.45 倍、横ずれ断層では  $A_{dan}$  の 0.64 倍であることを意味している。逆断層が横ずれ断層より、 $A/A_{dan}$  が大きい (Brune<sup>16)</sup> の応力降下量が大きい) 原因としては、鉛直応力が水平 2 方向の応力に対して、逆断層の方が横ずれ断層より大きいことが考えられる。すなわち、深さと断層面の摩擦力が同じであれば、断層が動き出すための応力も逆断層の方が横ずれ断層より大きくなると解釈できる。

図 4(b)には、スペクトルインバージョンに基づく  $A/A_{dan}$

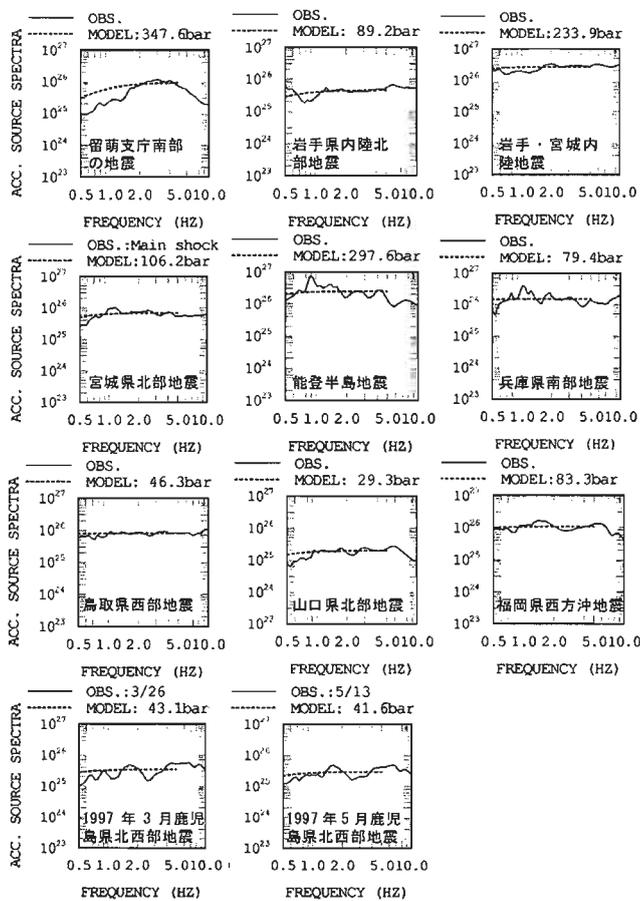


図 3 スペクトルインバージョンに基づく、観測加速度震源スペクトルとこれにフィッティングした  $\omega^2$  モデル<sup>14)</sup>

と震源深さとの関係を示す。震源深さは、表 1 に示した気象庁の推定値である。逆断層と横ずれ断層とも、 $A/A_{dan}$  に震源深さ依存性はみられない。

次に、経験的グリーン関数法により震源モデルが推定されている地震の強震動生成領域の短周期レベルを、(6)式により算出した。

$$A = 4\pi\beta^2 \left[ \sum_{i=1}^N (\Delta\sigma_i r_i)^2 \right]^{1/2} \quad (6)$$

ここで、 $\beta$  は震源域の S 波速度、 $N$  は強震動生成領域の個数、 $\Delta\sigma_i$  は  $i$  番目の強震動生成領域の応力降下量、 $r_i$  は  $i$  番目の強震動生成領域と面積の等しい円形を仮定した場合の等価半径である。

図 5(a)には、経験的グリーン関数法に基づく震源モデルから算出した  $A$  と  $M_0$  の関係を、図 5(b)には強震動生成領域総面積  $S_0$  と  $M_0$  の関係を示す。図 5(a)には、 $A$  が  $M_0^{1/3}$  に比例すると仮定して回帰分析を行った式も示し

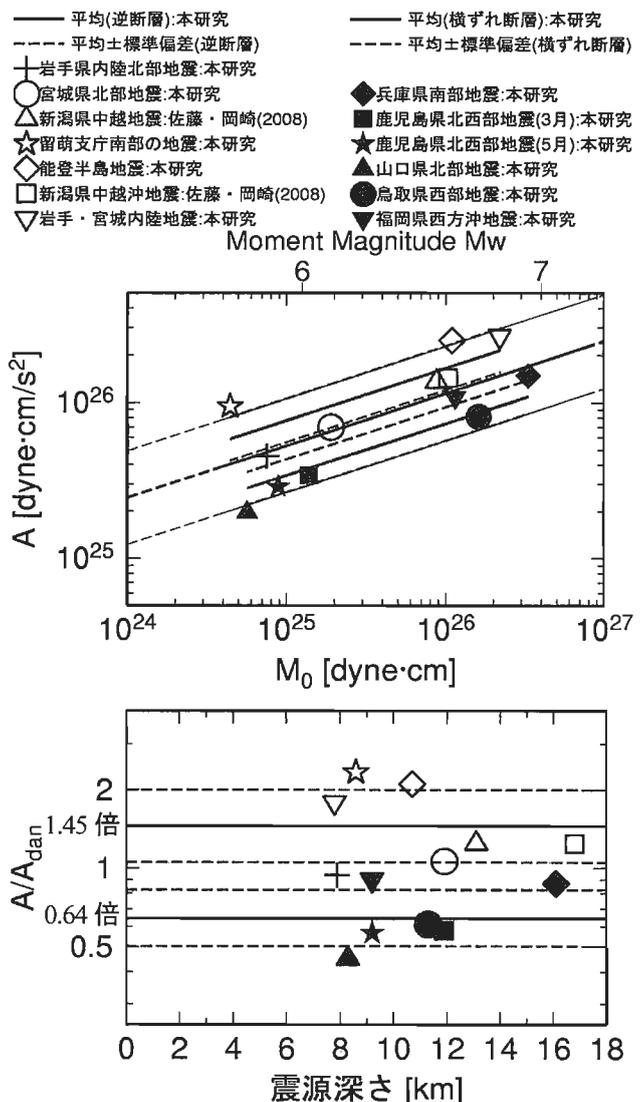


図 4 スペクトルインバージョンに基づく、地殻内地震の  $A$  と  $M_0$  の関係 (a)、 $A/A_{dan}$  と震源深さとの関係 (b)<sup>14)</sup>

たが、逆断層と横ずれ断層の  $A$  の違いは定性的にスペクトルインバージョン結果と同じとなっている。

図 5(b)の強震動生成領域の総面積  $S_a$  [km<sup>2</sup>] と  $M_0$  [dyne · cm] の関係には、逆断層と横ずれ断層の違いがほとんどみられない。 $S_a$  が  $M_0^{2/3}$  に比例するとして回帰分析した結果、(9)式、(10)式が得られた。

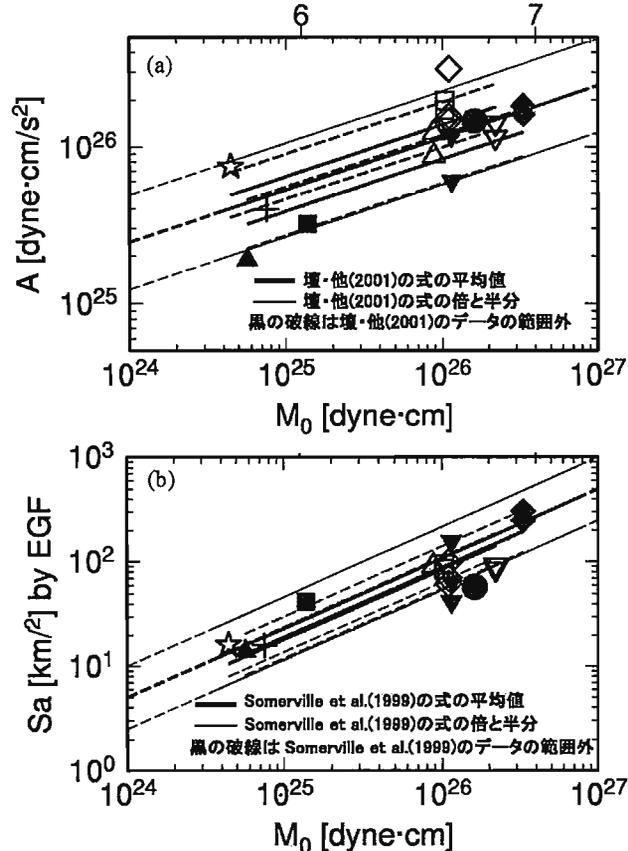
$$S_a = 3.93 \times 10^{-16} M_0^{2/3} \quad \text{逆断層: (標準偏差=0.12)} \quad (9)$$

$$S_a = 4.11 \times 10^{-16} M_0^{2/3} \quad \text{横ずれ断層: (標準偏差=0.20)} \quad (10)$$

これは、Somerville et al.<sup>17)</sup>の(11)式の  $S_{asp}$  の約0.8倍である。

$$S_{asp} = 5.00 \times 10^{-16} M_0^{2/3} \quad (11)$$

ただし、Somerville et al.<sup>17)</sup>の式の  $S_{asp}$  は、地殻内地震の強震記録の長周期波形を用いた震源インバージョンに基づくすべり分布から一定基準で定義されたすべり量の大き



い領域であり、経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの強震動生成領域の総面積とは定義は異なる。短周期レベル  $A$  は、 $S_a^{1/2}$  と強震動生成領域の応力降下量  $\Delta\sigma_a$  に比例する。ため、 $S_a$  が逆断層と横ずれ断層で同じであるとすると、平均的には短周期レベルが逆断層の方が横ず

図 6 壇・他<sup>3)</sup>の地殻内地震の  $M_0$ - $A$  の経験式と佐藤<sup>14)</sup>の逆断層と横ずれ断層の  $M_0$ - $A$  の経験式を用いた場合の  $\omega^2$  モデルに基づく加速度震源スペクトル

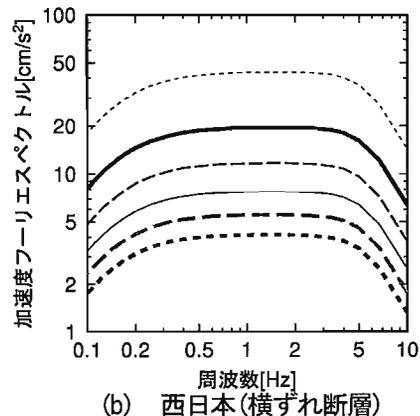
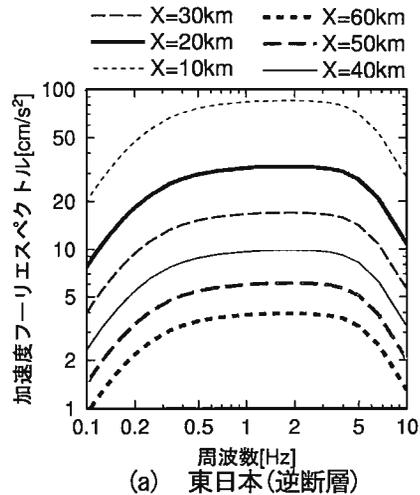


図 7 佐藤<sup>14)</sup>の逆断層と横ずれ断層の  $M_0$ - $A$  の経験式と、それぞれの地域の  $Q$  値モデルを用いた、震源距離  $\approx 10 \sim 60$  km の地震基盤での加速度フーリエスペクトル

れ断層より大きいと、強震動生成領域の応力降下量も平均的には逆断層の方が横ずれ断層より大きいことになる。

図6には、 $M_w$ 6.7の地殻内地震を想定した場合の、壇・他<sup>3)</sup>の(5)式に基づく加速度震源スペクトルと、横ずれ断層、逆断層に対する(3)式、(4)式に基づく加速度震源スペクトルを示す。なお、 $f_{max}=6\text{Hz}$ と仮定し、 $f_{max}$ の項の関数と $f_{max}$ より高周波数領域での傾きは佐藤<sup>18)</sup>と同じとした。低周波数領域のレベルは $M_0$ で決まるため0.1Hz程度で3つの線は近づいているが、コーナー周波数付近の0.15Hz程度以上では、逆断層は、壇・他<sup>3)</sup>の1.45倍、横ずれ断層では壇・他<sup>3)</sup>の0.64倍となる。

この加速度震源スペクトルに、(1)式、(2)式に基づく $Q$ 値モデルと実体波の幾何減衰を考慮して、地震基盤での水平成分の加速度フーリエスペクトルを計算した結果を図7に示す。震源距離が小さい場合は、短周期レベルが大きい逆断層(東日本)の方がスペクトルレベルが大きい。震源距離が遠くなるほどその差は小さくなり、震源距離60kmでは同レベルとなる。これは、東日本の方が西日本より $Q$ 値が小さいためである。このように、短周期地震動のレベルについて議論するには、短周期レベル $A$ と合わせて $Q$ 値が重要なパラメータとなることに注意が必要である。

### 2.3 プレート境界地震とスラブ内地震の短周期レベルと地震モーメントの関係

図8には、既往の研究のスペクトルインバージョンに基づく $M_w$ 6.6~8.2の太平洋プレート(東日本)のプレート境界地震の $M_0$ - $A$ 関係を示す。地震名を記述した4つの地震は、経験的グリーン関数法により震源モデルが推定されている地震である。13個全ての地震を用いて、 $A$ が $M_0^{1/3}$ に比例すると仮定して、回帰分析を行った結果、(12)式が得られた。

$$A = 4.02 \times 10^{17} M_0^{1/3} \quad (\text{標準偏差} = 0.19) \quad (12)$$

この式の $A$ は、壇・他<sup>3)</sup>の式の約1.63倍であり、本研究で得られた逆断層に対する式の $A$ よりやや大きい。

図9には、経験的グリーン関数法に基づくプレート境界地震の震源モデルの $S_a$ と $M_0$ の関係を示す。 $S_a$ が $M_0^{2/3}$ に比例するとして回帰分析を行った結果、次式が得られた。

$$S_a = 1.27 \times 10^{16} M_0^{2/3} \quad (\text{標準偏差} = 0.317) \quad (13)$$

この式の $S_a$ は、Somerville et al.<sup>17)</sup>の $S_{asp}$ の式の約1/4である。Murotani et al.<sup>19)</sup>は、日本のプレート境界地震の強震記録の長周期波形を用いた震源インバージョン結果から、Somerville et al.<sup>17)</sup>の規範によりすべり量の大きい領域を抽出し、その面積 $S_{asp}$ はSomerville et al.<sup>17)</sup>の式の1.2倍という結果を得ている。また、松島・川瀬<sup>20)</sup>は、宮城県沖

地震の強震記録を広帯域で再現するためには、アスペリティの中に、面積が小さく、すべり速度が大きいスーパーアスペリティを考慮することが必要であることを指摘している。したがって、本研究とMurotani et al.<sup>19)</sup>の違いは、対象周期帯域が異なることによるものと考えられる。

図10には、スペクトルインバージョンに基づく佐藤<sup>21)</sup>による宮城県沖と福島県沖のプレート境界地震とスラブ内地震の $M_0$ - $A$ 関係を示す。比較の対象として既往の様々な地震に対して、様々な手法により推定されている $M_0$ - $A$ 関係を示す。 $M_w$ 4.9~7.4の23個の宮城県沖と福島県沖のプレート境界地震の $A$ は、壇・他<sup>3)</sup>の式の約1.7

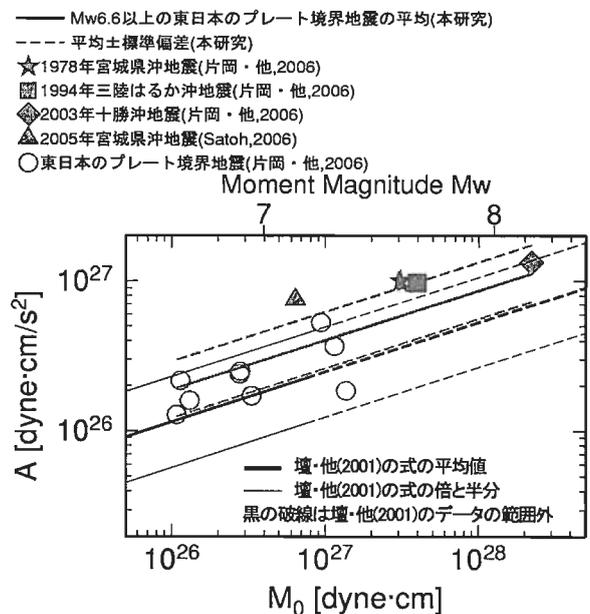


図8 スペクトルインバージョンに基づく、プレート境界地震の $A$ と $M_0$ の関係<sup>14)</sup>

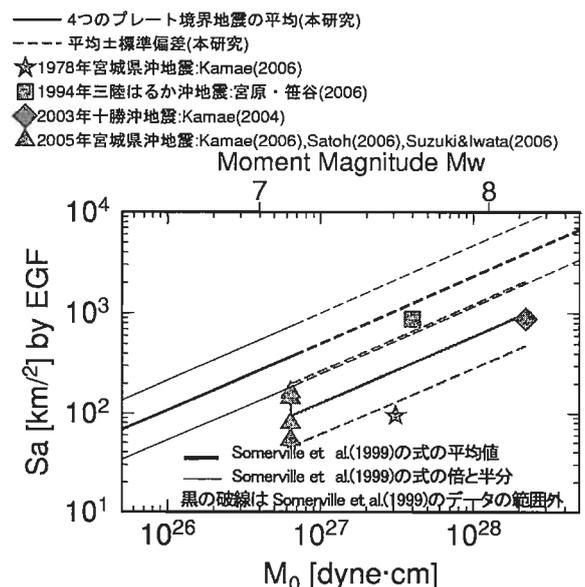


図9 経験的グリーン関数法に基づく、プレート境界地震のアスペリティ総面積 $S_a$ と $M_0$ の関係<sup>14)</sup>

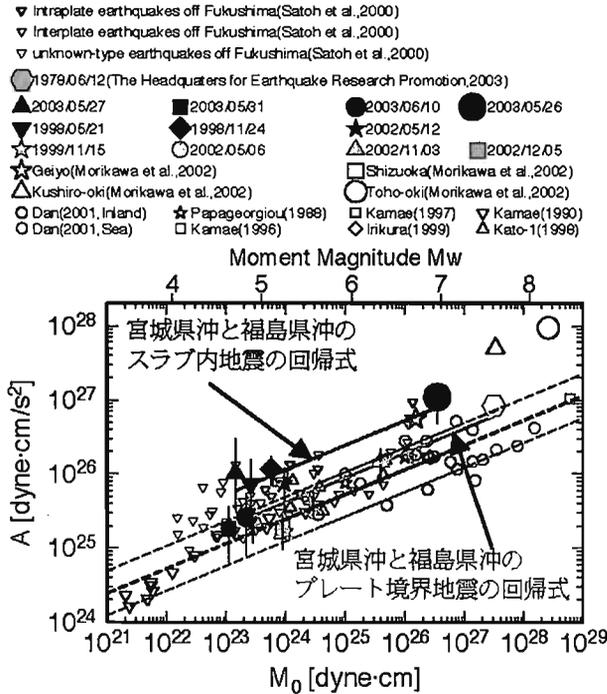


図10 スペクトルインバージョンに基づく宮城県沖と福島県沖のプレート境界地震とスラブ内地震の  $M_0$ - $A$  関係と、既往の様々な地震に対して、様々な手法により推定されている  $M_0$ - $A$  関係の比較<sup>21)</sup>

倍であり、図8で示した1.63倍と近い値である。これは、図8のデータセットには宮城県沖と福島県沖のプレート境界地震が多く含まれているためと考えられる。

一方、図10の  $M_w$  4.7~7.0の9個の宮城県沖・福島県沖のスラブ内地震の  $A$  は、壇・他<sup>3)</sup>の式の4.6倍となっている。また、北海道東部のスラブ内地震については、笹谷・他<sup>22)</sup>が、観測記録を経験的地盤増幅率と  $Q$  値で補正した  $A$  は壇・他<sup>4)</sup>の式の約4倍であることを示している。さらに、笹谷・他<sup>22)</sup>は、全国のスラブ内地震の経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの  $S_0$  は Somerville et al.<sup>17)</sup>の  $S_{asp}$  の式の約1/4倍であることを指摘している。

## 2.4 考察

図4、図5、図8、図9で示した、地殻内地震と太平洋プレートのプレート境界地震に対するスペクトルインバージョンに基づく  $A$  と経験的グリーン関数法に基づく  $A$  の関係を図11に示す。両者の  $A$  はほぼ同じであることが確認できる。なお、経験的グリーン関数法に基づく2000年鳥取県西部地震の  $A$  が、スペクトルインバージョンによる  $A$  より倍程度大きい。これは、池田・他<sup>23)</sup>が経験的グリーン関数として用いている余震の  $A$  が、本研究でスペクトルインバージョンにより推定した  $A$  より倍程度大きいことと整合する。

図12には、新潟県以西の地殻内地震に対する減衰定数5%の加速度応答スペクトルの距離減衰式<sup>9)</sup>の横ずれ断

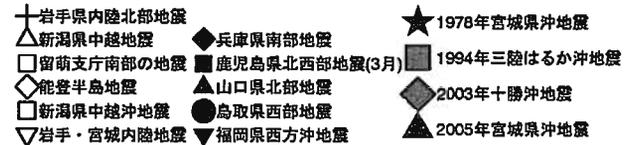


図11 スペクトルインバージョンに基づく  $A$  と経験的グリーン関数法に基づく  $A$  の関係<sup>14)</sup>

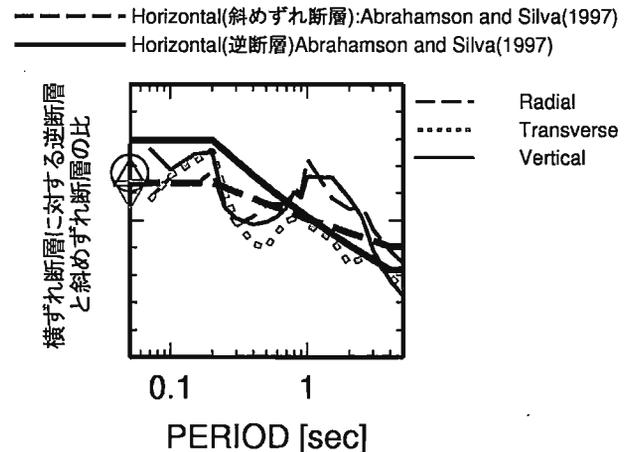


図12 新潟県以西の地殻内地震の減衰定数5%の加速度応答スペクトルの距離減衰式における横ずれ断層に対する逆断層と斜めずれ断層の比<sup>9)</sup>

層に対する逆断層と斜めずれ断層の比を示す。このデータの逆断層の地震は、大半は2004年新潟県中越地震とその余震である。一方、距離減衰式のデータとして用いられている  $M_w$  5以上の2004年新潟県中越地震とその余震の短周期レベルは、壇・他<sup>3)</sup>の式の1~1.3倍程度である<sup>15)</sup>。これは、図12の比が周期1秒程度以下で1~1.3倍となっていることと整合する。

しかし、最近のコーダ波を用いた研究<sup>24)</sup>では、逆断層と横ずれ断層の短周期レベルのほとんど違いがないという結果を示しており、今後、精度も含めてさらに検討する必要がある。

### 3. 破壊伝播効果に関する研究

#### 3.1 既往の破壊伝播効果補正係数

はじめに、破壊伝播効果の影響を視覚的にイメージするために、図 13 には、純横ずれの線震源に対する、射出角  $90^\circ$  の場合の SH 波のラディエーションパターンを示す。ユニラテラル破壊とバイラテラル破壊の場合で、それぞれ、SH 波のラディエーションパターンを係数に以下のディレクティビティ関数<sup>25)26)</sup> $D$  を乗じたものである。

$$D=1/(1-v_r/\beta \cos \theta) \quad \text{ユニラテラル} \quad (14)$$

$$D=1/(1-v_r/\beta \cos \theta)+1/(1+v_r/\beta \cos \theta) \quad \text{バイラテラル} \quad (15)$$

ここで、 $v_r$  は破壊伝播速度、 $\beta$  は震源の S 波速度であり、 $v_r/\beta=0.0, 0.5, 0.7$  の 3 つのケースの例を示した。いずれの図も、走向方向を y 軸の + 方向とし、 $\theta$  を  $5^\circ$  刻みで変化させたときのラディエーションパターンを原点からの距離として表示した。破壊伝播方向で、振幅が大きくなることが確認できる。

応答スペクトルの距離減衰式に対する、破壊伝播効果補正係数に関しては、以下のような研究が行われている。Somerville et al.<sup>27)</sup> は、断層直交方向 (FN 方向) と断層走向方向 (FP 方向) の観測応答スペクトル比  $FN/FP$  を、横ずれ断層に対しては図 1 の  $\theta$ 、逆断層に対しては図 1 の  $\phi$  をパラメータとしてモデル化している。水平 2 成分の幾何平均に対する距離減衰式に対しては、 $FN/FP$  の平方根を FN 方向の補正係数と考えることができ、少ないパラメータで簡便に破壊伝播効果を表すことができる。Abrahamson<sup>28)</sup> は、Somerville et al.<sup>27)</sup> のモデルを改良しているが、両者のモデルの適用範囲は震源近傍 (Abrahamson<sup>28)</sup> では基本的に断層最短距離  $R_{np} \leq 30\text{km}$ 、Somerville et al.<sup>27)</sup> では  $R_{np} \leq 50\text{km}$  で、逆断層の場合には破壊伝播効果がみられにくい領域を除いた領域が対象である。

大野<sup>29)</sup> は、観測記録に基づき破壊伝播効果のみられる

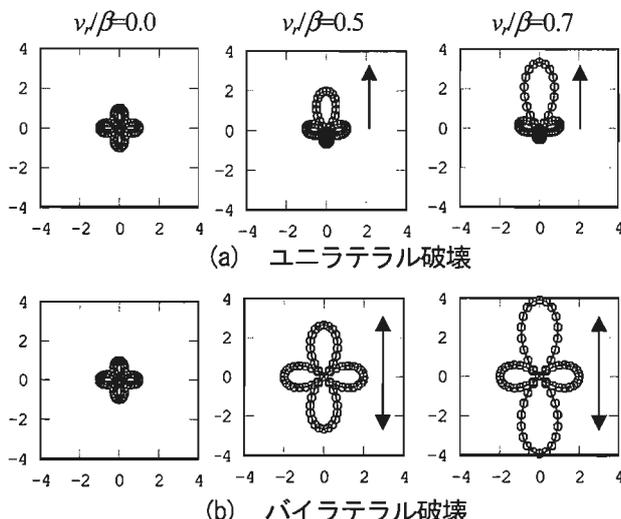


図 13 純横ずれの線震源に対する、射出角  $90^\circ$  の場合の SH 波のラディエーションパターン (矢印は破壊伝播方向)

領域を分析し、その領域内の震源近傍の記録のみを用いて FN/FP の平均値を求めている。

Spudich and Chiou<sup>30)</sup> は、Somerville et al.<sup>27)</sup> や Abrahamson<sup>28)</sup> の補正係数は物理的根拠が希薄だとして、isochrone velocity ratio やラディエーションパターン係数を用いた補正係数を提案している。この補正係数は、物理的意味が明快であるが、パラメータ数が多い。また、NGA で用いられている方向に依存しない GMRot150<sup>31)</sup> という平均的な水平成分の応答スペクトルに対するものであり、FN 成分と FP 成分の区別はなく、基本的に  $R_{np} \leq 40\text{km}$  が適用範囲である。

#### 3.2 佐藤<sup>32)</sup>の破壊伝播効果補正係数

佐藤<sup>32)</sup> は、地殻内地震の減衰定数 5% の加速度応答スペクトル  $S_A(5\%)$  と最大速度の距離減衰式<sup>9)</sup> に対する、FN 方向と FP 方向の水平 2 成分の違いを考慮した破壊伝播効果とラディエーションパターンの補正係数モデルの考え方を提案している。そして、6 つの地殻内地震 (1995 年兵庫県南部地震、1997 年 3 月鹿児島県北西部の地震、2000 年鳥取県西部地震、2005 年福岡県西方沖地震、2004 年新潟県中越地震、2007 年新潟県中越沖地震) の記録から補正係数モデルを作成している。図 14 には、佐藤<sup>32)</sup> で用いるパラメータを示す。横ずれ断層では、 $\theta, L_1, L_2$ 、逆断層では、 $\theta, \phi, W_1, W_2$  である。

佐藤<sup>32)</sup> では、観測の FP 成分に対する FN 成分の比  $FN_o/FP_o$  を、モデルの FP 成分に対する FN 成分の比  $FN_i/FP_i$  を用いて、(16) 式で表現している。

$$\log_{10} FN_o/FP_o = a_i \log_{10} (FN_i/FP_i) \quad (16)$$

ここで、添え字  $i$  は、横ずれ断層と逆断層に対して、 $s, r$  とする。 $a_i$  は回帰係数であり、断層最短距離  $R_{np}$  の関数

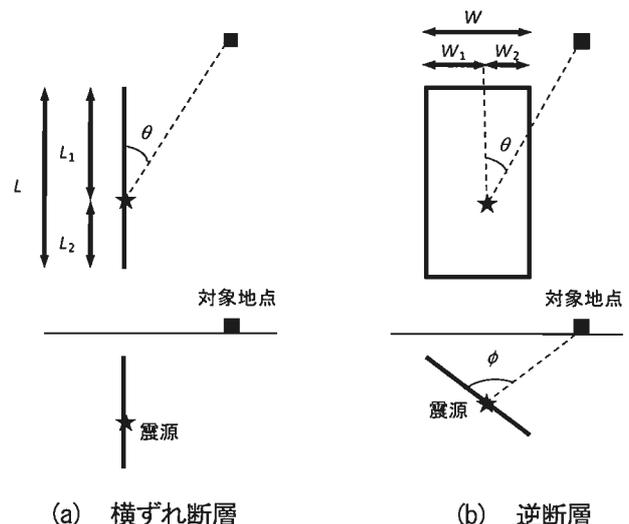


図 14 佐藤<sup>32)</sup> の補正係数の中で用いる巨視的断層パラメータと対象地点との幾何学的位置 (上段: 平面図、下段: 断面図)

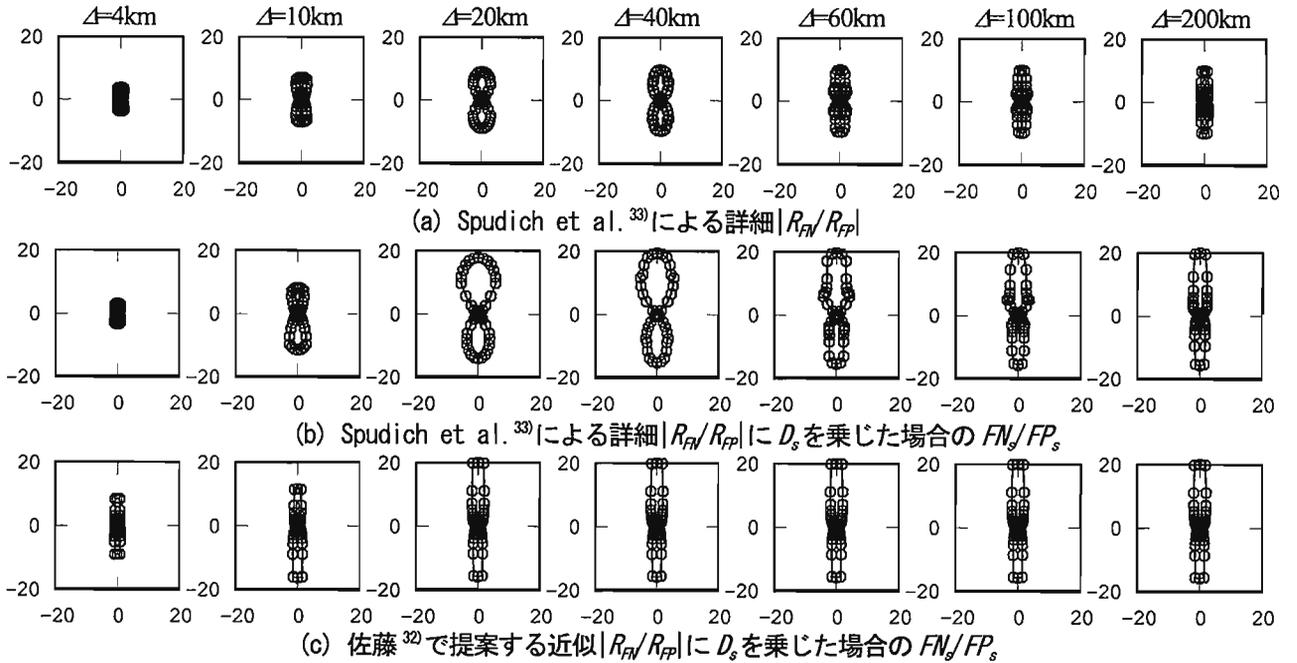


図 15 震源深さ 10km、 $\delta=90^\circ$ 、 $\lambda=0^\circ$  の横ずれ断層で、 $L_1=20\text{km}$ 、 $L_2=10\text{km}$  の  $FN_i/FP_s$

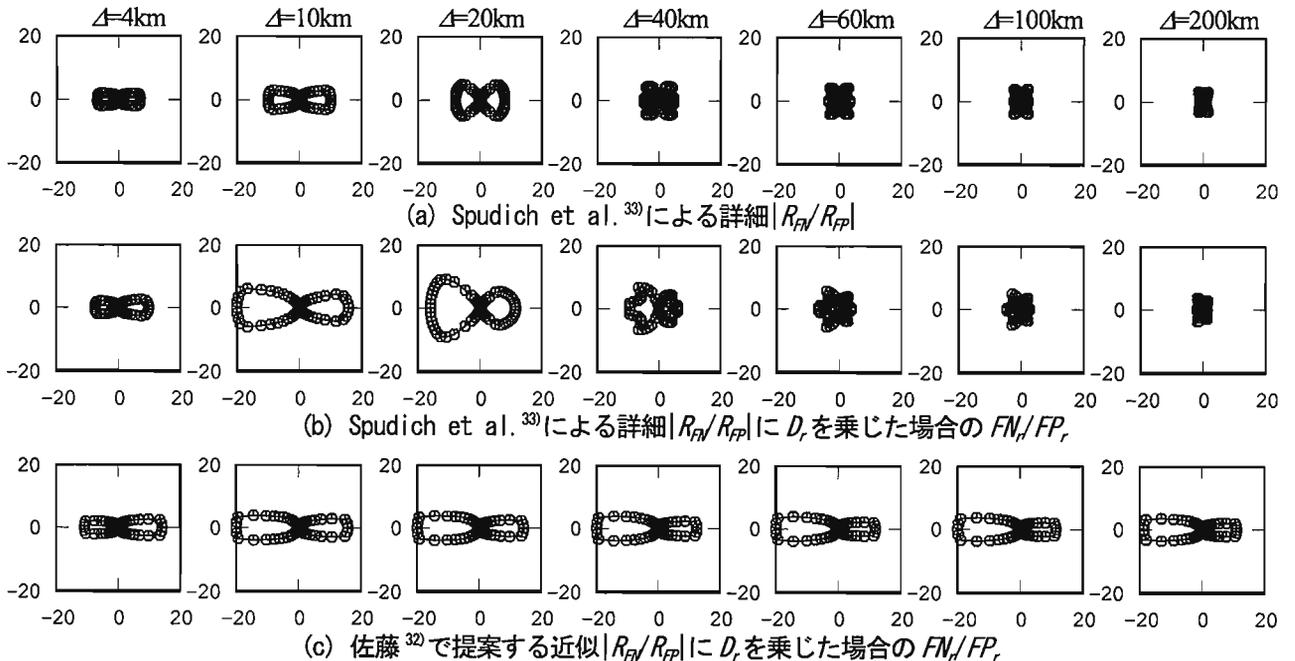


図 16 震源深さ 10km、 $\delta=45^\circ$ 、 $\lambda=90^\circ$  の逆断層で、 $W_1=10\text{km}$ 、 $W_2=5\text{km}$  の場合の  $FN_i/FP_r$

である。 $R_{FP} \leq 200\text{km}$  を対象とする。 $FN_i/FP_i$  は、

$$FN_i/FP_s = D_s |\cos\theta \sin\theta| \quad (17)$$

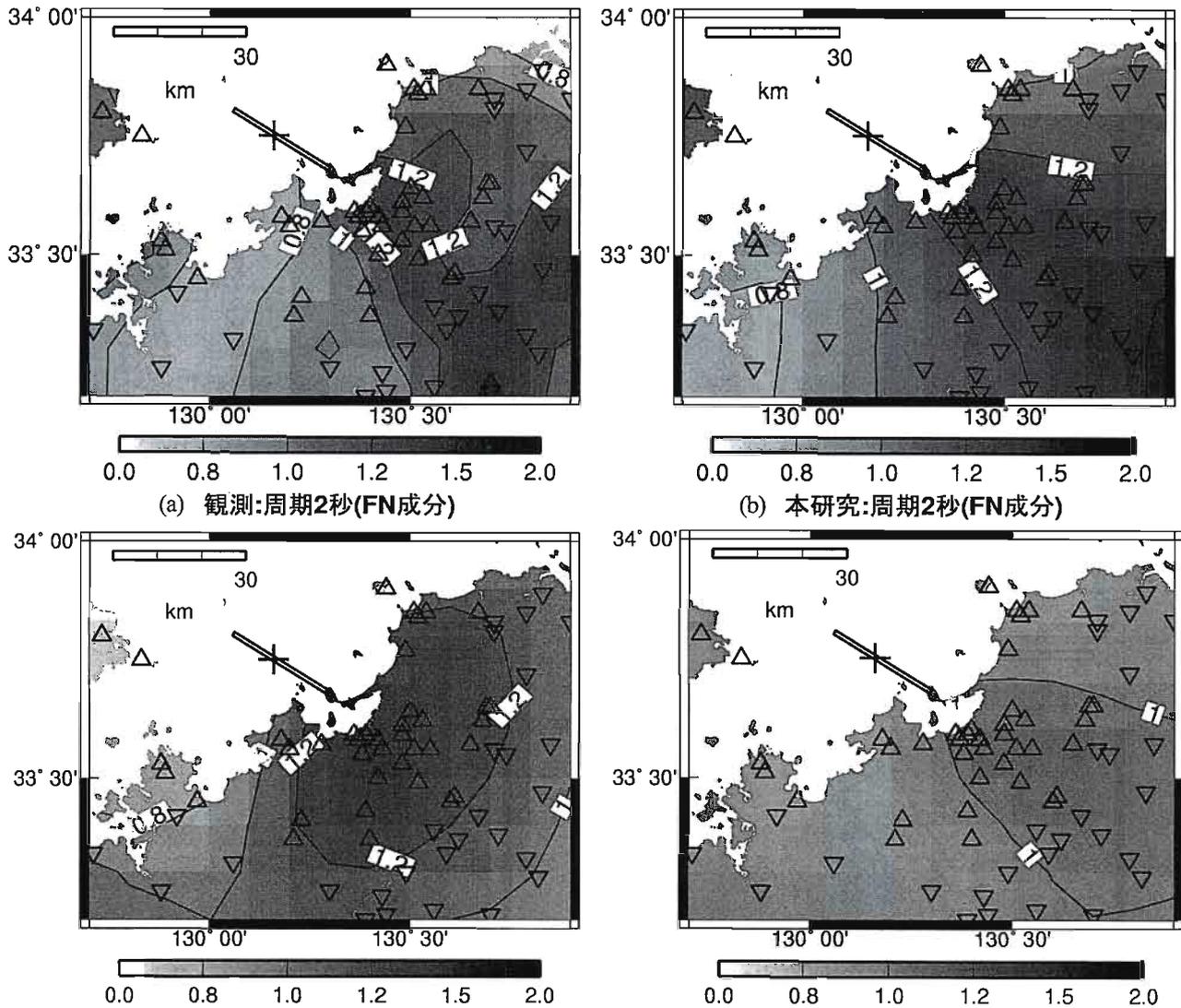
$$FN_i/FP_r = D_r |\sin\theta (\cos\theta)^2| \quad (18)$$

である。ここで、 $|\cos\theta \sin\theta|$ 、 $|\sin\theta (\cos\theta)^2|$  は、Spudich et al. (1981) の FN 成分と FP 成分のラディエーションパターン係数  $R_{FN}$ 、 $R_{FP}$  を用いて、佐藤 (1982) が導出した近似ラディエーションパターン係数比  $|R_{FN}/R_{FP}|$  である。なお、分母、分子には、下限値 0.1 を設定した。

また、 $D_s$ 、 $D_r$  は、横ずれ断層、逆断層のディレクティブ効果を表す項である。横ずれ断層では、破壊開始

点から走向方向にバイラテラル破壊、逆断層では、破壊開始点から断層幅方向にバイラテラル破壊を仮定している。詳細は割愛するが、Ben-Menahem (1975) のディレクティブ関数を導入したバイラテラル破壊の線震源を仮定したモデル式 (1984) を基本としながら、震源近傍では、Somerville et al. (1977) や Abrahamson (1978) で用いられている経験的な考え方を導入したものである。

佐藤 (1982) の補正係数に必要なパラメータは、既往の補正係数である Spudich and Chiou (1980) より少ない。Abrahamson (1978) と比べ、逆断層で 1 つ多い ( $\theta$  も必要) 以外は同じであるが、



(a) 観測:周期2秒(FN成分) (b) 本研究:周期2秒(FN成分)  
 (c) Abrahamson(2000):周期2秒(FN成分) (d) Spudich and Chiou(2008):周期2秒(水平成分の平均)  
 図17 2005年福岡県西方沖地震の周期2秒の加速度応答スペクトルの観測と本研究及び既往の研究<sup>28),30)</sup>の補正係数の比較 (+は破壊開始点、△は $R_{rup} \leq 40\text{km}$ の観測点、▽は $R_{rup} > 40\text{km}$ の観測点)<sup>32)</sup>

Abrahamson<sup>28)</sup>とは異なり、近似したラディエーションパターン係数を考慮している。

図15、図16には、3つの異なるモデルに基づく $FN_s/FP_s$ 、 $FN_r/FP_r$ を示す。震源深さを10kmとし、7種類の震央距離 $\Delta$ に対する結果である。横ずれ断層は、 $\delta=90^\circ$ 、 $\lambda=0^\circ$ 、 $L_1=20\text{km}$ 、 $L_2=10\text{km}$ 、逆断層は $\delta=45^\circ$ 、 $\lambda=90^\circ$ 、 $W_1=10\text{km}$ 、 $W_2=5\text{km}$ とした。(a)は、Spudich et al.<sup>33)</sup>の詳細 $|R_{FN}/R_{FP}|$ であり、破壊伝播の影響は考慮されていない。(b)は、(a)に $D_s$ 、 $D_r$ を乗じた値である。(c)は、本研究で提案する(17)、(18)式による $FN_s/FP_s$ 、 $FN_r/FP_r$ である。なお、ラディエーションパターン係数の下限値0.1と、 $D_s$ 、 $D_r$ の上限値2.0を用いた。図15の横ずれ断層の場合、佐藤<sup>32)</sup>で提案した近似 $|R_{FN}/R_{FP}|$ を用いた(c)の $FN_s/FP_s$ は、詳細 $|R_{FN}/R_{FP}|$ を用いた(b)を遠方までほぼ表現している。一方、図16の逆断層の場合、本研究で提案する(c)の $FN_s/FP_s$ は近距

離では(b)と類似しているが、遠方では(b)と異なる傾向が強くなる。これは、佐藤<sup>32)</sup>で提案した横ずれ断層の $FN_s/FP_s$ は近距離及び20~120kmの距離で近似できるモデルになっているのに対して、逆断層の $FN_s/FP_s$ は近距離のみで近似できるモデルとなっているためである。しかし、逆断層の場合には(a)、(b)に示す $FN_s/FP_s$ が等方化してくるため、佐藤<sup>32)</sup>の補正係数モデルでは、 $R_{rup} \geq 90\text{km}$ で $FN_s/FP_s=1$ として等方化を表現しており、補正係数に対する悪影響はない。

### 3.3 佐藤<sup>32)</sup>と既往の研究の補正係数の比較

Somerville et al.<sup>27)</sup>、Abrahamson<sup>28)</sup>と同様に、水平2成分の幾何平均 $(FN_s/FP_s)^{0.5 a_s}$ 、 $(FN_r/FP_r)^{0.5 a_r}$ に対する $FN_s/FP_s$ 、 $FN_r/FP_r$ の比である $(FN_s/FP_s)^{0.5 a_s}$ 、 $(FN_r/FP_r)^{0.5 a_r}$ を、FN成分の補正係数とする。ここでは、佐藤<sup>32)</sup>のFN成分、

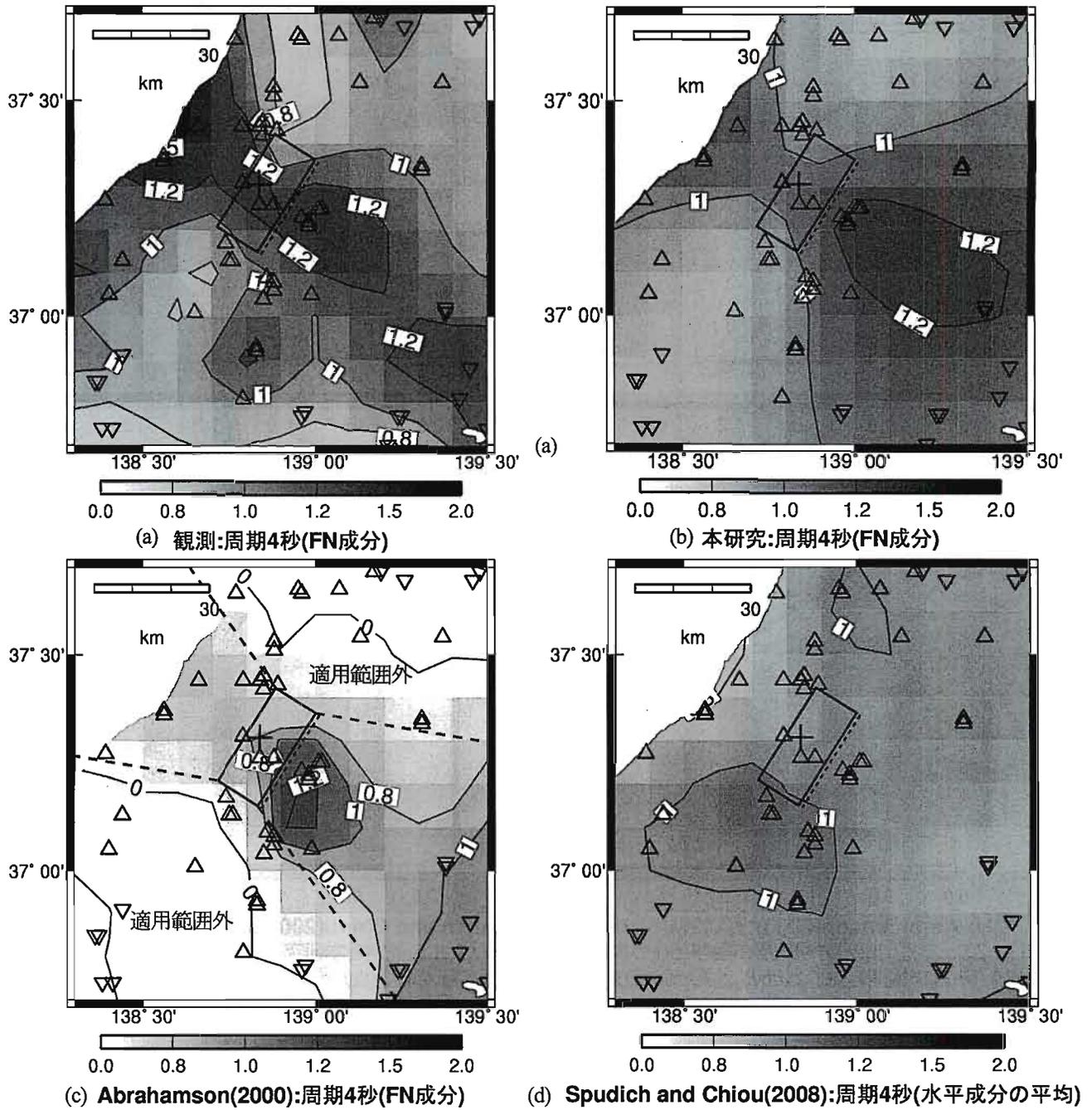


図18 2004年新潟県中越地震の周期4秒の加速度応答スペクトルの観測と本研究及び既往の研究<sup>28),30)</sup>の補正係数の比較(+は破壊開始点、Δは $R_{rup} \leq 40\text{km}$ の観測点、▽は $R_{rup} > 40\text{km}$ の観測点)<sup>32)</sup>

Abrahamson<sup>28)</sup>のFN成分、Spudich and Chiou<sup>30)</sup>の平均的な水平成分の補正係数と、これらに対応する観測のFN成分である $(FN_o/FP_o)^{0.5}$ との比較を行う。

図17は、横ずれ断層である2005年福岡県西方沖地震の例である。2005年福岡県西方沖地震の $FN_o/FP_o$ はこの研究で用いた4つの横ずれ断層の中では平均的な特徴もっている。福岡市で周期1~2秒程度のディレクティブパルスが観測されている<sup>例えは<sup>35)</sup></sup>ことから、加速度応答スペクトルの周期2秒の例を示した。Abrahamson<sup>28)</sup>の補正係数は、 $R_{rup} \leq 30\text{km}$ に対するものであり、 $R_{rup} = 30 \sim$

60kmでは、 $R_{rup} = 60\text{km}$ で1倍になるように対数で線形に補間されている。Spudich and Chiou<sup>30)</sup>の補正係数は、 $R_{rup} \leq 40\text{km}$ に対するものであり、 $R_{rup} = 40 \sim 70\text{km}$ では、 $R_{rup} = 70\text{km}$ で1倍になるように対数で線形に補間されている。図10の観測点のうちΔは $R_{rup} \leq 40\text{km}$ 、▽は $R_{rup} > 40\text{km}$ の地点である。本研究の補正係数は、 $R_{rup} \leq 200\text{km}$ の広域に適用可能であり、震源近傍及び広域で観測をほぼ表現している。Abrahamson<sup>28)</sup>の補正係数は、 $\theta$ の広い範囲で大きくなっており、観測の傾向とやや異なっている。Spudich and Chiou<sup>30)</sup>の補正係数の傾向は、本研究のFN成

分と類似しているが、GMRotI50<sup>31)</sup>という平均的な水平成分に対する補正係数であるため小さい。

同様に、図 18 には、北西落ちの逆断層である 2004 年新潟県中越地震の例を示す。逆断層では、応答スペクトルの周期 2 秒での補正係数が小さいため、周期 4 秒の例を示した。なお、逆断層に対する Abrahamson<sup>28)</sup>の補正係数は、(c)の破線の外側の白い領域では補正係数が定義されていない。ラディエーションパターンの影響のため、逆断層の方が横ずれ断層より、破壊伝播効果が大きい場所が狭い領域に限られることがわかる。本研究の補正係数は観測をほぼ説明しているのに対して、Abrahamson<sup>28)</sup>の補正係数はやや過小評価であり、Spudich and Chiou<sup>30)</sup>の補正係数は、GMRotI50<sup>31)</sup>という平均的な水平成分に対する補正係数であるため全体として小さい。

### 3.4 破壊伝播補正係数と短周期レベルがスペクトルに及ぼす影響

短周期レベルと佐藤<sup>32)</sup>の破壊伝播補正係数の影響の比較のために、大雑把ではあるが図 7 の震源距離 10km と 20km のフーリエスペクトルを応答スペクトルとみなして、これに FN 成分の補正係数を乗じた結果を図 19 に示す。いずれも、図 15、図 16 と同じ断層パラメータを用いた結果である。5Hz 以上の高周波数領域では破壊伝播効果はほとんどない。2Hz 程度以下の低周波数領域では、 $\theta=0^\circ$  では、横ずれ断層の方が逆断層より補正係数がやや大きい。震源距離 20km、 $\theta=0^\circ$  での補正係数は、逆断層では周期 8 秒で 1.41 倍、横ずれ断層で周期 5 秒で最大 1.53 倍である。平均的に、横ずれ断層は、逆断層と比較して、同じ地震規模では、短周期の励起が小さいが、破壊伝播方向にある FN 成分では破壊伝播効果の影響をより受けやすいことを意味している。

### 3.5 経時特性にみられる破壊伝播効果

破壊伝播効果は、破壊伝播方向にある地点のやや短周期の FN 成分の振幅レベルを大きくする一方、継続時間を短くする特徴を持っている。継続時間に対しては、Somerville et al.<sup>27)</sup>が、加速度波形の累積 2 乗積分値の 5~75% という指標を用いて破壊伝播効果の経験式を提案している。しかし、速度パルスを表現するためには、経時特性に周波数依存性を考慮する必要があると考えられる。このような観点に立ち、佐藤・徳光<sup>36)</sup>は、2000 年鳥取県西部地震の K-NET と KiK-net(地表)の強震記録を用いて、周波数依存の経時特性の破壊伝播効果の経験式作成を試みている。以下には、その概要を示す。

図 20 には、2000 年鳥取県西部地震の断層モデルと強震観測点を示す。図 21 には、破壊伝播方向にある OKYH01 での FN 方向と FP 方向の速度波形と非定常ス

ペクトル及び狭帯域毎の群遅延時間の平均値 $\mu_{gr}$ と標準偏差 $\sigma_{gr}$ を示す。FN 方向では、明瞭な速度パルスがみられる。また、FP 方向と比べ FN 方向では、周期 1~5 秒の $\mu_{gr}$ 、 $\sigma_{gr}$ が小さい。これは、FN 方向では FP 方向と比べ、波群の重心が前にあり、継続時間が短いことを意味している。

図 21 には、0.2Hz での $\mu_{gr}$ と $\sigma_{gr}$ の FP/FN 分布を示す。破壊伝播方向で FP/FN が大きい傾向がみられる。Somerville et al.<sup>27)</sup>は、 $R_{rup} \leq 20\text{km}$  のデータを用いて継続時間の破壊伝播効果の経験式を作成しているが、本研究の 2000 年鳥取県西部地震の記録の FP/FN には、100km 程度まで破壊伝播効果がみられている。

図 21 と同じ領域で、佐藤<sup>32)</sup>の用いたデータで $S_A(5\%)$ の $(FN/FP)^{0.5}$ を計算した結果を図 22 に示す。 $\mu_{gr}$ と $\sigma_{gr}$ の FP/FN が大きい領域と、 $S_A(5\%)$ の $(FN/FP)^{0.5}$ が大きい領域がほぼ同じであり、破壊伝播効果の大きい地点では FN 成分の応答スペクトルが大きくなり、継続時間が短くなることがわかる。

佐藤・徳光<sup>36)</sup>は、 $\mu_{gr}$ 、 $\sigma_{gr}$ 、それぞれに対する破壊伝

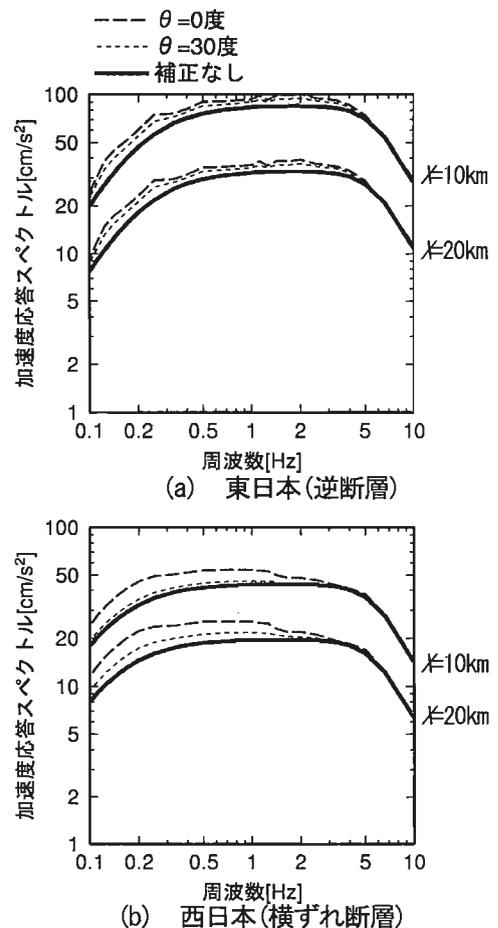


図 19 震源距離 10km と 20km での地震基盤での加速度応答スペクトルモデルとこれに FN 成分の破壊伝播補正係数を考慮した場合のスペクトルモデル

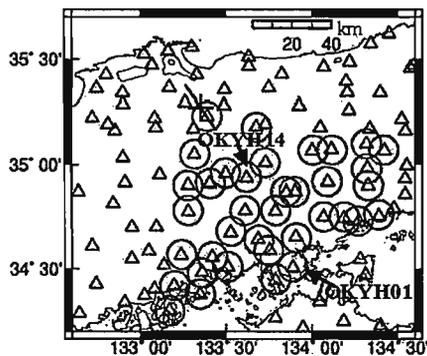


図20 2000年鳥取県西部地震の断層面投影線及び破壊開始点(+)及び観測点(△は分析用、○は経験式作成用)位置<sup>36)</sup>

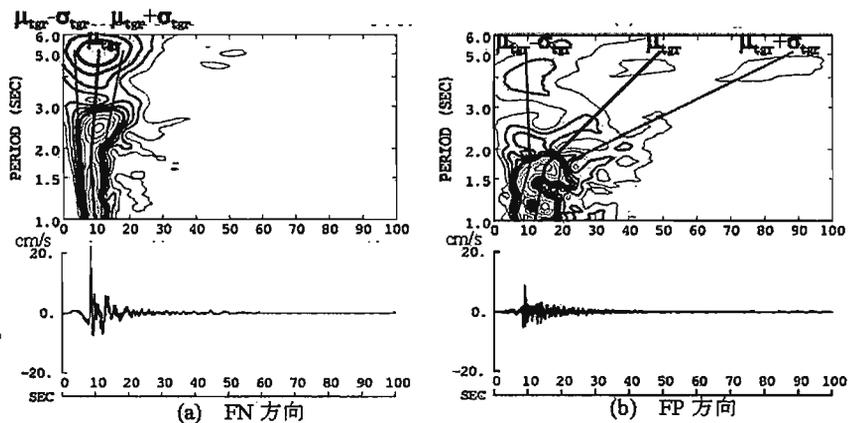


図21 OKYH14 ( $R_{rup}=30.6\text{km}$ )での速度波形と非正常スペクトル<sup>36)</sup>

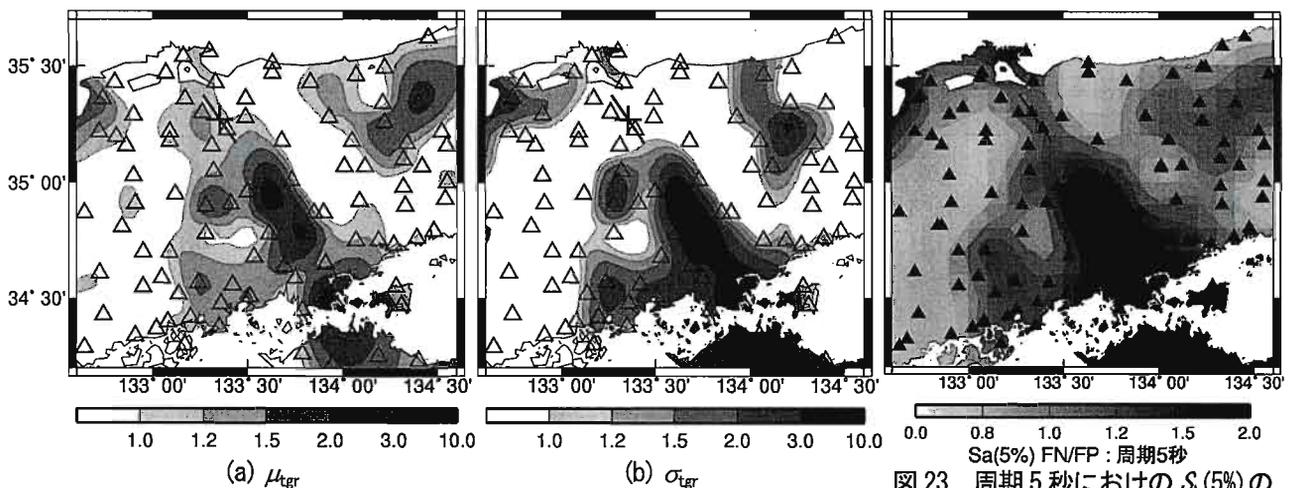


図22 周期5秒における $\mu_{gr}$ と $\sigma_{gr}$ のFP/FN<sup>36)</sup>

図23 周期5秒における $S_a(5\%)$ の $(FN/FP)^{0.5}$

播効果を表す指標  $FP/FN$  を、次式による回帰分析に基づき周波数依存の経験式を作成している。

$$FP/FN = C_1 + C_2 \cos \theta \quad (17)$$

ここで、 $\theta$ は図14と同じ定義であり、 $C_1$ 、 $C_2$ は回帰係数である。経験式作成には、図20の○の観測点の記録を用いている。○の観測点は  $R_{rup} \leq 100\text{km}$  で、 $\theta$ が $\pm 45^\circ$ 以内の観測点である。

図24には、経験式の  $FP/FN$  の $\theta$ 依存性を示す。 $\theta$ が小さいと  $FP/FN$  が大きく、5Hzで $\theta=45^\circ$ では  $FP/FN$  がほぼ1で破壊伝播効果はみられないことがわかる。このように、破壊伝播方向にある地点ではFN成分のスペクトルが大きくなり、継続時間が短くなることにより、大速度パルスが生じることになる。

佐藤・徳光<sup>36)</sup>の研究では、2000年鳥取県西部地震の記録のみが用いられているが、今後、他の多くの大規模地震の記録でも、経時特性の破壊伝播効果について分析し、地震規模依存性、距離依存性、断層タイプの違いも含めた経験式の高度化、一般化を行う必要があることが指摘されている。

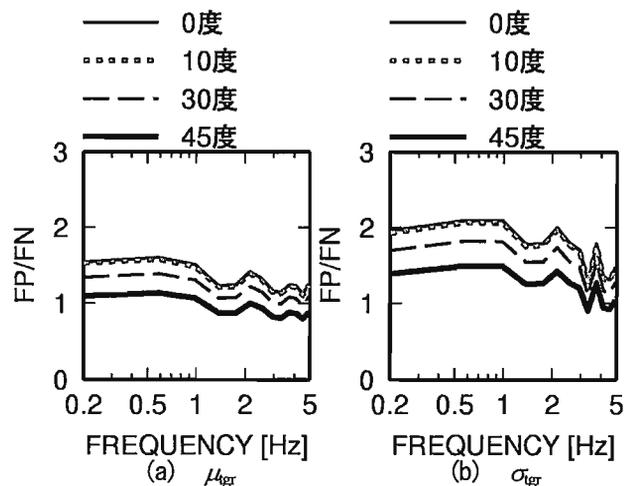


図24  $\mu_{gr}$ と $\sigma_{gr}$ のFP/FNの $\theta$ 依存性<sup>36)</sup>

#### 4. まとめ

断層モデルに基づく強震動予測では、短周期レベルは、 $M_w 6 \sim 7$ の地震に対しては、0.3~0.1Hz以上程度の短周期を含む広帯域の地震動のスペクトルレベルを決める重要

なパラメータである。また、経験的手法に基づく強震動予測では、破壊伝播効果・ラディエーションパターン補正係数は2Hz程度以下のやや短周期から長周期の地震動のスペクトルと継続時間を決めるパラメータである。そこで、本研究では、短周期地震動に影響する短周期レベルと破壊伝播効果・ラディエーションパターン補正係数の研究の現状をまとめた。以下に、その概要を示す。

#### ○ 短周期レベルについて

- (1)  $M_w$  5.7~6.9 の13個の地殻内地震を対象にスペクトルインバージョンにより求めた  $A$  は、平均的に逆断層では壇・他<sup>3)</sup>の地殻内地震に対する式の1.45倍、横ずれ断層では0.64倍である<sup>14)</sup>。
- (2) 主に逆断層が発生する東日本の  $Q$  は、主に横ずれ断層が発生するに西日本の  $Q$  より小さい<sup>14)</sup>。したがって、 $\omega^2$  モデルに基づく地震基盤でのスペクトルレベルは、震源近傍では、逆断層が横ずれ断層より大きい、震源距離60kmではほぼ同レベルになる。
- (3)  $M_w$  6.6~8.2 の13個の太平洋プレートのプレート境界地震を対象に既往のスペクトルインバージョン結果に基づき推定されている  $A$  は、平均的に壇・他<sup>3)</sup>の式の1.63倍である<sup>14)</sup>。
- (4)  $M_w$  4.7~7.0 の9個の宮城県沖・福島県沖のスラブ内地震を対象にスペクトルインバージョンにより求めた  $A$  は、平均的に壇・他<sup>3)</sup>の式の4.6倍である<sup>21)</sup>。また、 $M_w$  5.5~8.2 の30個の北海道東部のスラブ内地震の  $A$  は、平均的に壇・他<sup>3)</sup>の式の約4倍である<sup>22)</sup>。

#### ○ 破壊伝播効果とラディエーションパターンについて

- (5) ラディエーションパターンの影響により、逆断層の方が横ずれ断層より破壊伝播効果が大きい場所が狭い領域に限られる<sup>32)</sup>。
- (6) 応答スペクトルの破壊伝播効果は、2Hz程度以下で影響が大きい。横ずれ断層の方が逆断層よりもやや大きく、破壊伝播方向にあるFN方向成分は最大で横ずれ断層で1.4倍強、逆断層では1.5倍強になる<sup>32)</sup>。
- (7) 経時特性(群遅延時間の平均値と標準偏差)の破壊伝播効果も2Hz程度以下で大きく、FN方向成分のスペクトルが大きくなる場所で、継続時間が短くなる<sup>36)</sup>。

したがって、地震タイプ・断層タイプの違いによる短周期レベルの違い、 $Q$  値の違いを考慮することにより、断層モデルに基づく方法で、よりばらつきの少ない短周期を含む広帯域強震動予測が可能となると考えられる。また、距離減衰式に破壊伝播効果の影響を考慮することにより、断層タイプと断層と対象地点の幾何学的関係と方向性(断層直交方向と平行方向)の違いを反映したやや短周期地震動が予測可能となると考えられる。

#### 謝辞

図の作成には GMT<sup>37)</sup>を用いました。なお、本研究は、科学研究費補助金(基盤研究(c)課題番号 20560544)による成果である。

#### 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：全国を概観した地震動予測地図2008年度版 付録3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)平成20年4月11日改訂, (オンライン), 入手先<[http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08\\_yosokuchizu/a3.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/08_yosokuchizu/a3.pdf)>, (参照2009.8.9)
- 2) 入倉孝次郎, 三宅弘恵：予測のための震源のモデル化, 月刊地球, 月号37, pp.62-77, 2002
- 3) 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, pp.51-62, 2001.7
- 4) Wald, D.J., Heaton, T.H. and Hudnut, K.W. : The slip history of the 1994 Northridge, California, earthquake determined from strong-motions, GPS, and leveling-line data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.86, pp.s49-s70, 1996
- 5) 額頌一起：カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, 科学, Vol.66, No.2, pp.93-97, 1996
- 6) 川瀬博, 松島信一：三次元盆地構造を考慮した1995年兵庫県南部地震の神戸地域における強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第514号, pp.111-118, 1998.12
- 7) 久田嘉章：兵庫県南部地震における木造家屋の倒壊方向データの数値化、及び強震記録との関係, 日本建築学会構造系論文集, 第512号, pp.105-110, 1998.10
- 8) McGarr, A. : Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth, J. Geophys. Res., Vol.89, pp.6969-6979, 1984
- 9) 佐藤智美：中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集, CD-ROM, p\_048.pdf, 2003
- 10) 中村亮一, 島崎邦彦：減衰構造・震源・地盤増幅の同時インバージョンによる応力降下量の推定—地震タイプ・震源深さと応力降下量の関係—, 日本地震工学会・大会—2008梗概集, pp.240-241, 2008.11
- 11) Abrahamson, N.A. and Silva, W.J. : Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes, Seismol. Res. Lett., Vol.68, pp.94-127, 1997
- 12) 佐藤智美：地殻内地震に対するP波部・S波部・全継続時間の水平・上下動の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第632号, pp.1745-1754, 2008.10
- 13) Abrahamson, N., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss I.M., Silva, W. and Youngs, R. : Comparisons of the NGA ground-motion, Earthquake

- Spectra, Vol.24, No.1, pp.45-66, 2008
- 14) 佐藤智美：逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第 651 号, pp.923-932, 2010.5
  - 15) 佐藤智美, 岡崎敦：2007 年新潟県中越沖地震と 2004 年新潟県中越地震の短周期レベル及びアスペリティ総面積のスケーリング, The 2008 Fall meeting of Seismological Society of Japan, Y1-202, pp.305, 2008
  - 16) Brune, J.N. : Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970
  - 17) Somerville, P.G., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, D., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N. and Kowada, A. : Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.*, Vol.70, pp.59-80, 1999
  - 18) 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明：表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のボアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 第 462 号, pp.79-89, 1994.8
  - 19) Murotani, S., Miyake, H. and Koketsu, K. : Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, Vol.60, pp.987-991, 2008
  - 20) 松島信一, 川瀬博：海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案, 月刊地球, 号外 55, pp.98-1021, 2006.
  - 21) 佐藤智美：宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, 第 1 号, pp.1-4, 2004
  - 22) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩：スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol.69, pp.123-134, 2006
  - 23) 池田隆明, 釜江克宏, 三輪 滋, 入倉孝次郎：経験的グリーン関数法を用いた 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, 第 561 号, pp.37-45, 2002.11
  - 24) 染井一寛, 浅野公之, 岩田知孝：地震波コードのスペクトル比から推定したひずみ集中帯内外の地震系列の応力降下量, 月刊地球, 号外 32, pp.440-447, 2010
  - 25) Ben-Menahem, A. : Radiation of seismic surface-waves from finite moving sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.51, pp.401-435, 1961
  - 26) Hirasawa, T. and Stauder, W. : On the seismic body waves from a finite moving source. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.55, pp.237-262, 1965
  - 27) Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W. and Abrahamson, N.A. : Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seismol. Res. Lett.*, Vol.68, pp.199-222, 1997
  - 28) Abrahamson, N.A. : Effects of rupture directivity on probabilistic seismic hazard analysis, *Proc. the 6th International Conference on Seismic Zonation*, Palm Springs, California, 2000
  - 29) 大野晋, 武村雅之, 小林義尚：観測記録から求めた震源近傍における強震動の方向性, 第 10 回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.133-138, 1998
  - 30) Spudich, P. and Chiou B.S.J. : Directivity in NGA earthquake ground motions: analysis using isochrone theory, *Earthquake Spectra*, Vol.24, No. 1, pp.279-298, 2008
  - 31) Boore, D.M., Watson-Lamprey, J. and Abrahamson, N.A. : Orientation independent measures of ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.96, pp.1502-1511, 2006
  - 32) 佐藤智美：地殻内地震の地震動の距離減衰式に対する破壊伝播効果と震源放射特性の補正係数モデル, 日本建築学会構造系論文集, (投稿中)
  - 33) Spudich, P., Chiou B.S.J., Graves, R., Collins, N. and Somerville, P. : A formulation of directivity for earthquake sources using isochrone theory, *Open-file Report 2004-1268*, USGS, 2004
  - 34) Boatwright, J. : The persistence of directivity in small earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.97, pp.1850-1861, 2007
  - 35) 川瀬博, 佐藤智美, 包那仁満都拉, 梅田尚子：2005 年福岡県西方沖地震：強震動とその構造物破壊能および推定理論震源モデル, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, pp.162-165, 2006
  - 36) 佐藤智美, 徳光亮一：2000 年鳥取県西部地震の観測記録を用いた経時特性の破壊伝播効果の経験式, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.875-876, 2010.8
  - 37) Wessel, P. and Smith W.H.F. : New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS, AGU*, 1998

# 震源における短周期地震波エネルギーの励起

## RADIATION OF SHORT-PERIOD SEISMIC ENERGY FROM EARTHQUAKES

中原 恒<sup>\*1</sup>

Hisashi NAKAHARA

Studies on earthquake source process in short periods (below 1 s) are important not only to clarify the process itself in smaller length scales but also to predict strong ground motion quantitatively. However, the application of conventional waveform inversion methods is not straightforward in the short periods, because random heterogeneities in the Earth cause incoherent scattered waves and the source process is also hard to be treated deterministically. To overcome these difficulties, seismogram envelope inversion methods have been developed mainly since 1990s for clarifying earthquake source process in the shorter periods. We developed an envelope inversion method in late 1990s, in which we used theoretical envelope Green's functions based on the radiative transfer theory as a propagator from a source to a receiver, and estimated the spatial distribution of short-period seismic energy radiation from an earthquake fault plane. We have been applying the envelope inversion method to 10 moderate to large earthquakes. Compiling the results, we have found the following observational facts on the radiation of short period seismic energy: (1) A scaling law exists against fault area. (2) Difference exists between inland earthquakes and off-shore earthquakes in Northeast Japan. (3) Radiated short-period seismic energy obeys Weibull distribution. Concerning spatial relations between the locations of asperities (area of large fault slip) and the locations of short-period radiation, 4 are identified as complimentary, 5 are complex, 1 is indeterminate because a fault slip model in longer periods was not clarified. These characteristics will contribute to the study of earthquake source process in the short periods and improvements for predicting strong ground motion.

### 1. はじめに

周期1秒程度を境にして長周期では、地下構造がそれなりの精度で分かっているため、波動理論に基づく計算により伝播の影響を考慮することが可能で、波形インバージョンなどの手法を利用して震源過程の研究が進んできた。一方、それより短周期では、対応する短い波長スケールで地下構造がよくわかっていないため、伝播過程や地盤での増幅過程の取り扱いが難しく、震源過程の研究も長周期ほどには進んでいない。

短周期における震源過程の研究に関して、その発展の経緯を見ると、まず強震動記録に見られる顕著な短周期フェイズに対して、波線理論に基づきサブイベントの震源決定を行う研究からはじまったと思われる(例えば長宗, 1969)<sup>1)</sup>。1980年代に入ると、特に大地震の短周期域における震源スペクトルの振幅や形状の測定が行われ(例えば Gusev, 1983)<sup>2)</sup>、不均質断層破壊モデル(例えば Papageorgiou and Aki, 1983, 小山, 1983)<sup>3) 4)</sup>にもとづく解釈が行われるようになった。さらに1990年代になると、地震波形の位相を合わせることはあきらめ、その

かわりにエンベロープ(包絡波形)を合わせるインバージョン手法が開発され、断層面上における短周期の放射強度の空間分布が調べられるようになった(たとえば, Gusev and Pavlov, 1991, Zeng et al., 1993, Kakehi and Irikura, 1996)<sup>5) 6) 7)</sup>。著者らも独自のエンベロープインバージョン法(Nakahara et al., 1998)<sup>8)</sup>を開発し、10個程度の大・中地震の解析を行ってきた(Nakahara, 2008)<sup>9)</sup>。ここでは、エンベロープインバージョン手法とデータ解析から得られた結果の概要について紹介する。

### 2. 地震波形エンベロープインバージョン法

これまで地震波形エンベロープを用いたインバージョン法は、いくつか提案されているが、使用するデータ(加速度, 速度, 変位, 波形, エンベロープなど)やグリーン関数の計算法(経験的, 理論的)に違いがある。著者らが開発したエンベロープインバージョン法<sup>8)</sup>は、物理的意味が明確なエネルギーを扱っており、データとしては地動速度記録の2乗平均(MS)エンベロープを使用する。また、位相のランダム性を仮定してエンベロー

\*1 東北大学大学院理学研究科

Graduate School of Science, Tohoku University

ブを直接理論計算する点も特徴的である。理論計算は、宇宙光学の分野で開発され、後に地震波の散乱の研究にも利用されている輻射伝達理論（エネルギー輸送理論とも呼ばれる）<sup>10)</sup>に基づいており、理論的背景が明確である。このようなエンベロープ・グリーン関数を用いて、断層面上の小断層からの地震波（S波）エネルギーの輻射量を推定するインバージョンを行う。この手法の模式図を図1に示す。

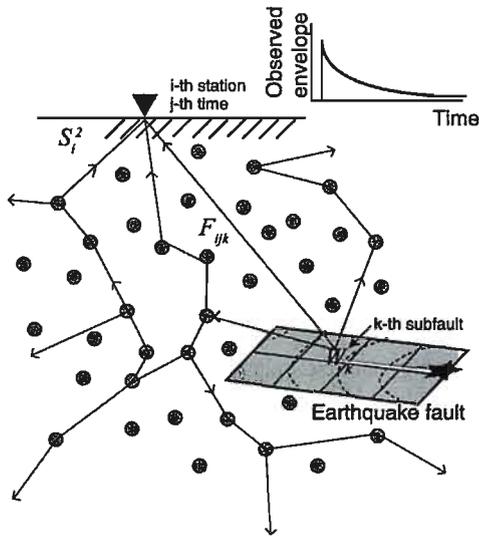


図1 エンベロープインバージョン法の模式図。灰色の四角は断層面、★印は破壊開始点、灰色の●印はS波の等方散乱体、▼印は観測点を示す。矢印はある小断層から放射されたエネルギー（粒子）が様々な経路で散乱や減衰を受けながら観測点に到達することを示す。

まずS波の等方散乱体（図1の灰色○印）がランダム一様に分布する媒質を考える。その媒質中に断層があり、★印の破壊開始点から一定速度で破壊が広がると仮定する。破壊フロントが小断層の中心を通過すると、その小断層からBox-car型の時間関数でエネルギーが放射され、散乱や減衰を受けながら媒質中を伝播し、観測点直下で増幅を受けて、観測点に到達する。各小断層の運動が無相関だと仮定すると、エネルギーの足し合わせが可能になり、 $i$ 番目の観測点における時刻 $j$ でのエネルギー密度（速度二乗振幅に媒質の密度をかけたもの）を $E_{ij}$ とし、 $k$ 番目の小断層からのエネルギー輻射量を $W_k$ 、 $k$ 番目の小断層から $i$ 観測点までのグリーン関数の時刻 $j$ での値を $F_{ijk}$ 、 $i$ 番目の観測点でのサイト増幅係数を $S_i$ とすると、次の観測方程式を作ることができる：

$$E_{ij} \cong S_i^2 F_{ijk} W_k. \quad (1)$$

この式において、サイト増幅係数とエネルギー輻射量が未知数となる。両者のトレードオフを避けるため、基準サイトを選択する必要がある。解法は、サイト増幅係数を全観測点で同じ値に固定して、エネルギー輻射量を求める。次にエネルギー輻射量を固定して、各観測点でのサイト増幅係数を求める。この操作を解が収束するまで繰り返す。また破壊伝播速度と小断層でのBox-car関数の継続時間はグリッドサーチにより決定する。

### 3. エンベロープインバージョン解析の1例

ここでは前節で概説した手法による解析の1例として、2008年6月14日に発生した岩手宮城内陸地震（Mw6.9）の事例を紹介する。解析には、震央距離約70km以内の13個の観測点（図2の▲印）を使用した。仮定した断層面はSuzuki et al. (2010)<sup>11)</sup>を参考に、長さ36km、幅20km、走向209°、傾斜40°とした。これを4km x 4kmの45個の小断層（図2の●印）に分割し、それらの中心にダブルカップル（レイク角104°）の点震源を配置した。

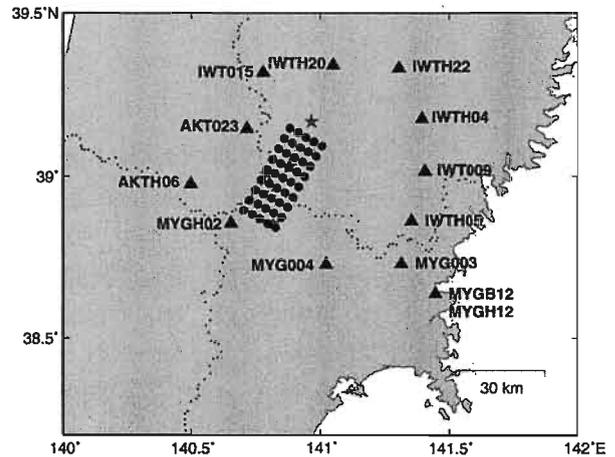


図2 使用した観測点（▲印）と断層モデル。★印は破壊開始点、●印は小断層の位置、灰色の★印は散乱・減衰パラメタの推定に用いた余震を表す。

観測された加速度記録を速度記録に変換した後、4つの周波数帯域（1-2, 2-4, 4-8, 8-16Hz）のバンドパスフィルターをかけ、2乗し、3成分の和をとり、3s間の移動平均で平滑化し、最後に媒質の密度（2.5g/cm<sup>3</sup>）をかけて、エネルギー密度の次元をもつエンベロープを作成する（図3の実線）。インバージョンは4つの周波数帯域で独立に行う。

エンベロープグリーン関数の計算に使用する散乱・減

衰パラメータは、図2の灰色の★印で示す余震に対して、エンベロープの時空間変化に着目するMLTWA法 (Fehler et al. 1992)<sup>12)</sup>を適用して推定した。

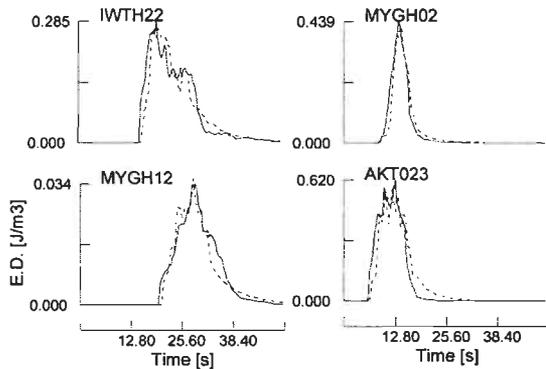


図3 観測エンベロープ (実線) と理論エンベロープ (点線) との比較 (8-16Hz)。紙幅の都合上、震源から概ね東西南北方向に位置する4点の結果を示す。

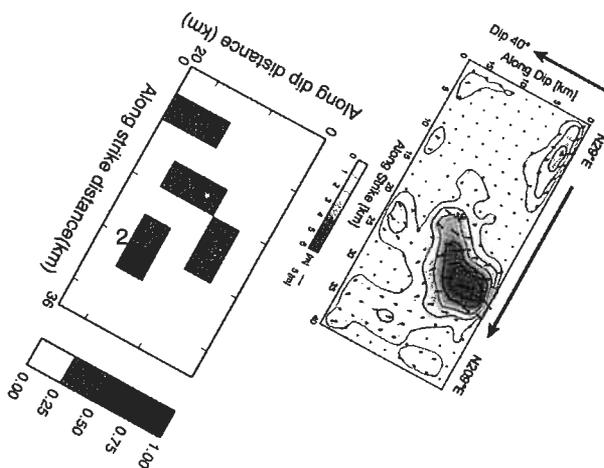


図4 (左) エンベロープインバージョンにより推定された断層面上の短周期 (1-16Hz) エネルギー輻射量分布。濃い色ほど強い輻射を示す。数字は領域番号を表す。(右) Suzuki et al. (2010) により求められた断層すべり量分布。

インバージョンの結果、破壊伝播速度と小断層の破壊継続時間はグリッドサーチにより 2.0km/s, 2.4s と求められた。求められた断層面上の短周期エネルギー輻射量分布を図4の左図に示す。1-16Hzの帯域における値をすべて足し合わせ、最大値で規格化した値を濃淡で示している。また8-16Hzにおける観測エンベロープと理論エンベロープとの比較を図3に示す。図4より、断層面上の4か所からエネルギー輻射が見られる。破壊開始点付近の領域1は、S波初動付近のエンベロープを説明する。最大の輻射量を示す領域2は、南側観測点の主要動部と

北側観測点の後続部を説明する。同様に領域3は東側観測点の主要動部と北西側観測点の後続部、領域4は全点での主要動部を説明する。

これらの結果を Suzuki et al. (2010)<sup>11)</sup>の波形インバージョンの結果 (図4右図) と比較する。領域3はすべり量が大きい場所 (アスペリティ) に一致していることがわかる。また領域2はアスペリティの端に位置している。しかし、領域1、領域4はアスペリティとの位置関係に特に関係性があるようには見えない。これより、長周期と短周期の輻射域の関係は、この地震の場合は一一致すると相補的ともいえず、「複雑」と判断した。

#### 4. 解析結果のコンパイル

前節と同様の解析を、これまで表1に示す10個の大・中地震に適用してきた。これまでの解析事例をまとめた結果明らかになってきた以下の項目について紹介する (Nakahara, 2008)<sup>9)</sup>。

表1 これまでに解析した地震

地震名, (Mw)	発生場所 タイプ	発震機構 タイプ	短周期と 長周期の 位置
1994年三陸はるか 沖地震 (7.7)	プレート 境界	低角逆断層	相補的
1995年兵庫県南部 地震 (6.9)	内陸	右横ずれ	複雑
1998年岩手県内陸 北部の地震 (5.8)	内陸	逆断層	相補的
1999年台湾集集地 震 (7.6)	内陸	低角逆断層	相補的
2000年鳥取県西部 地震 (6.6)	内陸	左横ずれ	相補的
2003年5月宮城県 沖の地震 (7.0)	スラブ内	逆断層	複雑
2003年9月十勝沖 地震本震 (8.3)	プレート 境界	低角逆断層	複雑
2003年9月十勝沖 地震最大余震 (7. 3)	プレート 境界	低角逆断層	未定
2004年新潟県中越 地震 (6.6)	内陸	逆断層	複雑
2008年岩手宮城内 陸地震 (6.9)	内陸	逆断層	複雑

(1) 短周期地震波エネルギー輻射量のスケージング則と地域性

大地震の震源スペクトルもオメガ2乗モデルに従うと仮定すると、コーナー周波数よりも高い周波数帯では、速度震源スペクトル $v(\omega)$ は次の形でかける：

$$v(\omega) = \frac{A}{\omega}. \quad (2)$$

ここで  $A$  は加速度震源スペクトルの短周期レベル,  $\omega$  は角周波数である. 著者らのインバージョンで求める短周期地震波エネルギー輻射量は, オクターブ幅の周波数帯域での地震波 (S 波) エネルギーであるので, 以下のようにかける:

$$E_{HF}(\omega) = \frac{1}{10\pi\rho\beta^5} \int_{\omega}^{2\omega} |v(\omega')|^2 d\omega' = \frac{1}{20\pi\rho\beta^5} \frac{A^2}{\omega} \quad (3)$$

ここで,  $\rho, \beta$  は媒質の密度,  $S$  波速度である. 応力降下量が地震規模に依存しないこと, 断層面積の常用対数がマグニチュードに比例すること, の2つの経験則<sup>13)</sup>を用いると, 以下のスケールリング則が導かれる:

$$\log E_{HF}(\omega) \propto 2 \log A \sim \log L^2 \sim M. \quad (4)$$

ここで,  $M$  はマグニチュード,  $L$  は断層の特徴的長さである. これより, 短周期地震波エネルギーは断層面積に比例する, あるいは短周期地震波エネルギーの常用対数はマグニチュードに比例することが期待される.

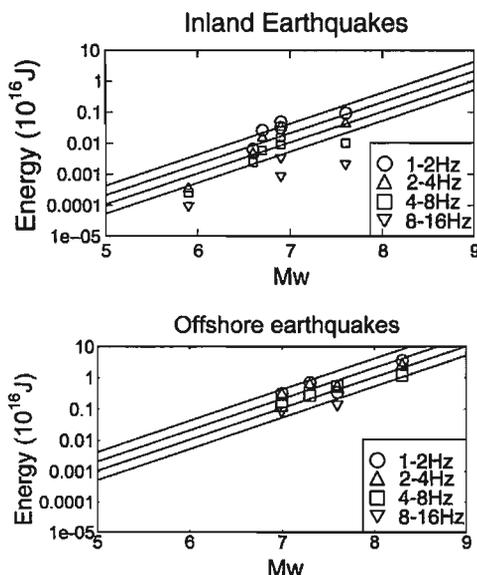


図5 短周期地震波エネルギー輻射量のスケールリング. (上)内陸地震の場合. 直線は壇・他(2001)の  $A$  を用いて(3)式より計算される値を示す. 上から1-2, 2-4, 4-8, 8-16Hz の場合. (下)海の地震の場合. 直線は壇・他(2001)の  $A$  を3.16倍して(3)式より計算される値を示す.

実際に10個の地震を, 日本と台湾の内陸地震6つと東北日本の海域下で発生した地震4つ(プレート境界3つとスラブ内1つ)との2つに分類し, 1-2, 2-4, 4-8, 8-16Hzの各帯域で, エネルギー輻射量の常用対数とモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) との関係性を調べた.

6つの内陸地震に対しては, 図5上図に示すように, インバージョンによって求められたエネルギー輻射量と, 壇・他(2001)<sup>14)</sup>で求められた  $A$  を用いて(3)式で計算される値とがおおむね一致することが分かった. このことは, 本手法では地震波エネルギーを扱っているものの, 加速度震源スペクトルを扱う研究と同様の震源特性が得られたことを示す.

一方, 海の地震に対しては, 観測値を説明できないことが分かった. そのため, 壇・他(2001)<sup>14)</sup>の値を $\sqrt{10}$ (およそ3.16)倍したところ, 図5下図に示すように, 観測値をよく説明できることが分かった.

以上をまとめると, 短周期地震波エネルギー輻射量が断層面積にスケールされると考えてもよいこと, また同じマグニチュードでは, 東北日本の海の地震は内陸地震よりも10倍程度強く短周期地震波エネルギーを輻射しているという地域性が存在することが明らかになった. なお東北日本の海の地震では短周期が強く輻射されることは, 加藤・他(1998)<sup>15)</sup>や佐藤(2004)<sup>16)</sup>などによっても指摘されている.

## (2) 短周期地震波エネルギー輻射量の統計分布

ある地震, ある周波数帯でのインバージョン結果より, 小断層の数だけエネルギー輻射量が求められる. その値の大きさに対して, どのような統計分布があてはまるのかという問題を考えた.

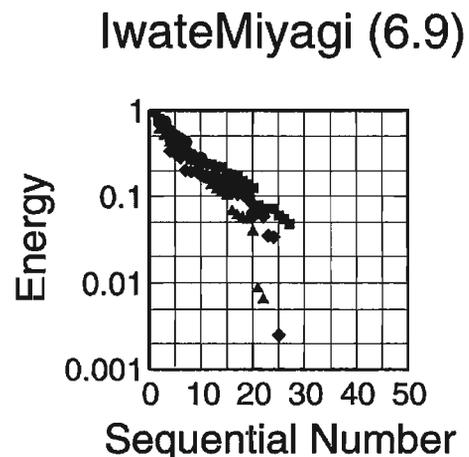


図6 短周期地震波エネルギー輻射量の統計分布. 2008年岩手宮城内陸地震の結果. 横軸は大きい方から順に並べた順位, 縦軸は最大値で規格化したエネルギー輻射量. 1-2Hz (●印), 2-4Hz (▲印), 4-8Hz (■印), 8-16Hz (◆印).

具体的には、エネルギー輻射量の大きいほうから順にならべて、横軸はその順位を線形で、縦軸はエネルギー輻射量を対数で示した図を作成した。図6に岩手宮城内陸地震の1-2, 2-4, 4-8, 8-16Hzの結果を示す。この関係は、概ね右下がりの直線的であることが分かり、検討の結果、2母数ワイブル分布によってうまく説明されることが分かった。その確率密度関数は以下のように表わされる：

$$p(E) = \frac{\gamma}{\phi} \left( \frac{E}{\phi} \right)^{\gamma-1} \exp \left( - \left( \frac{E}{\phi} \right)^{\gamma} \right). \quad (5)$$

$E$ はエネルギー輻射量であり、 $\gamma$ は形状母数、 $\phi$ は尺度母数と呼ばれる。特に、図6の直線の傾きは形状母数によって規定される。この値は0から2の範囲にあり、地震や周波数帯によって異なる。形状母数が1の場合は指数分布であり、1より小さい場合は指数分布に比べて大きいエネルギーの出現頻度が高い分布を意味する。図6の結果に対して、最尤法により形状母数を求めたところ、1.00-1.39の値となった。

### (3) 短周期地震波エネルギーの輻射域とアスペリティとの位置関係

短周期地震波エネルギーの輻射位置とアスペリティとの位置関係は、広帯域の強震動予測において重要であるが、著者らが調べた10例の中では、4例が相補的、5例は複雑、残る1例はすべり量分布が分からないため決められないことが分かった。

## 5. 他の研究による短周期エネルギー輻射域とアスペリティとの位置関係のコンパイル

他の研究によって得られた短周期エネルギー輻射域とアスペリティとの位置関係についてまとめる。Zeng et al. (1993)<sup>6)</sup>は、1989年Loma Prieta地震の場合、短周期がアスペリティの端から輻射されていることを見つけ、両者の関係が相補的であることを指摘した。またTakehi and Irikura (1996)<sup>7)</sup>も、1993年釧路沖地震に対して、両者が相補的であることを指摘している。一方、1993年北海道南西沖地震 (Takehi and Irikura, 1997)<sup>17)</sup>、1994年Northridge地震 (Hartzell et al., 1996)<sup>18)</sup>、1995年兵庫県南部地震 (Takehi et al., 1996)<sup>19)</sup>については、両者が複雑であることが指摘されている。一方、Miyake et al. (2003)<sup>20)</sup>は、日本の12個の内陸地震に対して、変位波形と加速度エンベロップのフィッティングにより、強震動生成域を求め、この領域がアスペリティに一致することを指摘している。

両者の関係の解釈として、均質な断層の破壊の場合、クラックモデルを想定すると、中心付近ですべり量が大きく、短周期はクラックの端から輻射されるため、両者の関係は相補的になることが期待される (例えばMadariaga, 1976)<sup>21)</sup>。もしアスペリティモデルを想定すると、破壊がアスペリティの周囲を取り囲むように進行し、最後に破壊開始点と反対側に位置する端点から短周期が強く輻射されることになる<sup>22)</sup>。この場合も端であることは変わらないので、相補的に見えるだろう。Kato (2007)によると、速度状態依存摩擦構成則に基づく破壊の数値計算により、破壊伝播がクラックモデル的になるかアスペリティモデル的になるかは、摩擦パラメタのひとつである臨界すべり量の違いによることが指摘されている<sup>23)</sup>。一方で、不均質な断層破壊を考えると、断層面内のサブイベントの端部から短周期が輻射されることもある<sup>3)</sup>。十分な空間分解能でそれを捉えられる場合は、そのサブイベントに関しては両者の関係は相補的に見えることが期待される。一方、十分な空間分解能がない場合は、両者が一致するように見えることもあるだろう。いずれにせよ、短周期エネルギー輻射域とアスペリティとの位置関係において、断層面上の応力や摩擦パラメタの不均質が重要な影響を及ぼしているものと考えられる。

## 6. まとめ

著者らは、独自に開発したエンベロップ・インバージョン法を用いて、これまでに10個の地震の解析を行ってきた。それらの結果のコンパイルによって、短周期地震波エネルギー輻射量に関して、スケールリング則が存在すること、地域性があること、ワイブル分布に従うこと、などの特徴が明らかになった。このような結果は、今後インバージョン解析を進める上での作業仮説を提供する。また、短周期における確率統計的な強震動予測の枠組みの中で、震源の効果を考える際に重要な拘束を与えるものと考えている。今後は、なぜこのような特徴が生み出されるのかについて、地震発生の物理に即して理解していく必要がある。

## 謝辞

防災科学技術研究所のK-NET, Kik-netの強震動記録を使用させていただきました。また研究成果の多くは、佐藤春夫、大竹政和、西村太志、早川理恵子の4氏との東北大学大学院理学研究科での共同研究によるものです。短周期地震波の生成メカニズムに関しては、東京大学地震研究所の加藤尚之氏にご教示いただきました。また防災科学技術研究所の鈴木亘氏には、解析結果の図を使用させていただきました。ここに記して感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 長宗留男: 大地震生成の過程 (1968 年十勝沖地震および 1963 年エトロボ島沖の地震), 地震 2, 第 22 号, pp.104-114, 1969.
- 2) Gusev, A.A: Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong ground motion, *Geophys.J. R. Astr. Soc.*, Vol. 77, pp. 787-808, 1983.
- 3) Papageorgiou, A. S., and K. Aki: A specific barrier model for quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion Part I. Description of the model, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 73, pp. 693-722, 1983.
- 4) 小山順二: 伝播性確率破壊モデルと地震の震源スペクトル, 地震 2, 第 26 号, pp. 225-235, 1983.
- 5) Gusev, A. A., and V. M. Pavlov: Deconvolution of squared velocity waveform as applied to the study of a noncoherent short-period radiator in the earthquake source, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 136, pp. 235-244, 1991.
- 6) Zeng, Y., K. Aki and T. -L. Teng: Mapping of the high-frequency source radiation for the Loma Prieta Earthquake, California, *J. Geophys. Res.*, Vol. 98, pp. 11981-11993, 1993.
- 7) Takehi, Y., and K. Irikura: Estimation of high frequency wave radiation areas on the fault plane by the envelope inversion of acceleration seismograms, *Geophys. J. Int.*, Vol. 125, pp. 892-900, 1996.
- 8) Nakahara, H., T. Nishimura, H. Sato, and M. Ohtake: Seismogram envelope inversion for the spatial distribution of high-frequency energy radiation from the earthquake fault: Application to the 1994 far east off Sanriku earthquake, Japan, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp. 855-867, 1998.
- 9) Nakahara, H.: Seismogram envelope inversion for high-frequency seismic energy radiation from moderate to large earthquakes, *Advances in Geophysics*, Vol. 50, pp. 401-426, 2008.
- 10) Sato, H. and M. Fehler: Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth, Springer-Verlag, pp. 308, 1998.
- 11) Suzuki, W, S. Aoi, and H. Sekiguchi: Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 100, pp. 256-266, 2010.
- 12) Fehler, M., M. Hoshiaba, H. Sato, and K. Obara: Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance, *Geophys. J. Int.*, Vol. 108, pp. 787-800, 1992.
- 13) Kanamori, H., and D. L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 65, pp. 1073-1095, 1975.
- 14) 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, No. 545, pp. 51-62, 2001.
- 15) 加藤研一・武村雅之・八代和彦: 強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性, 地震 2, 第 51 巻, pp. 123-138, 1998.
- 16) 佐藤智美: 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, 第 4 巻, pp. 1-4, 2004.
- 17) Takehi, Y., and K. Irikura: High-frequency radiation process during earthquake faulting - Envelope inversion of acceleration seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 87, pp. 904-917, 1997.
- 18) Hartzell, S., P. Liu, and C. Mendoza: The 1994 Northridge, California, earthquake: Investigation of rupture velocity, risetime, and high-frequency radiation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, pp. 20091-20108, 1996.
- 19) Takehi, Y., K. Irikura, and M. Hoshiaba: Estimation of high-frequency wave radiation areas on the fault of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms, *J. Phys. Earth*, Vol. 44, pp. 505-517, 1996.
- 20) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 93, pp. 2531-2545, 2003.
- 21) Madariaga, R.: Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 66, pp. 639-666, 1976.
- 22) Das, S., and B. V. Kostrov: Breaking of a single asperity: rupture process and seismic radiation, *J. Geophys. Res.* Vol. 88, pp. 4277-4288, 1983.
- 23) Kato, N.: How frictional properties lead to either rupture-front focusing or cracklike behavior, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 97, pp. 2182-2189, 2007.

中村亮一\*

Ryoichi NAKAMURA

Amplitude of short period seismic ground motion decays with focal distance but is affected by 3-D attenuation structure and shows also frequency dependence. Previous seismic tomographic studies have shown that low-Qs zones in shallow depth clearly correspond to Quaternary active volcanoes. Recently, low-Qs zones were estimated at non-volcanoes regions. It suggests that the Qs structures are complex and the tomographic studies are important.

We predicted ground motion for some significant earthquakes using the estimated Qs structure. The ground motion distributions quantitatively well reproduced the observations for intermediate earthquakes. It is important to consider the 3-D attenuation structure for seismic ground motion prediction.

1. はじめに

地盤震動シンポジウムにおいて、伝播経路の減衰特性の話題は、第15回(武村,1987)<sup>1)</sup>、第27回(加藤,1999)<sup>2)</sup>及び第34回(佐藤,2006)<sup>3)</sup>において取り上げられてきた。

第15回では、実体波やコーダ波に基づく上部マントルから地殻を対象にした減衰特性の評価が紹介され、距離減衰式との関係が述べられた。

第27回では、震度データや地震波パルス幅に基づく三次元減衰(Q値)構造の研究の紹介がされ、一次元Q構造によるスペクトル領域のインバージョンの成果が蓄積されていることなどが紹介された。

第34回では、強震動データによる三次元減衰構造の研究の紹介がされるとともに、スペクトルインバージョンについて日本列島背弧側のQ値検討例がすくないことから新たな検討を含めた紹介等があった。

以上のように三次元減衰構造については、その都度紹介され、重要性が示されてきた。本論では、三次元減衰構造の最近の研究の紹介とともに、それに付随する問題及び三次元減衰構造を考慮した強震動予測の例を示す。

2. 異常震域と減衰(Q値)

短周期地震動は、異常震域現象で知られるように減衰構造の不均質性の影響を強くうける。図-1(a)は、その例で、日本海側で発生した深発地震(深さ300km)による震度が日本海側で小さいのに対して、距離が遠

い太平洋側で大きくなっていることがわかる。Utsu(1966)<sup>4)</sup>は、この現象を説明するためにHigh-Q(低減衰)とLow-Q(高減衰)のQ値の差が10倍程度必要であることを指摘した。また、宇津(1969)<sup>5)</sup>は、九州から琉球弧の深さ100kmを超えるような地震についても異常震域現象が見られることを報告した。当時は、プレートテクトニクスの考えが提唱される直前であり、それとの関連性は議論されていないが、その後、プレート部分がHigh-Qであるという[図-1(b)]モデル<sup>6)</sup>につながってきた。

一方、伊神(1975)<sup>7)</sup>は、東北地方の火山フロント付近において、さらに久本(1977)<sup>8)</sup>は北海道の火山フロント及び中軸部において震度分布の急変をそれぞれ見いだした。これらは、上記のプレートのHigh-Qとは異なり、内陸地殻などのより浅部の構造によるものである。

その他、関東地方では、Nakanishi and Horie (1980)<sup>9)</sup>が

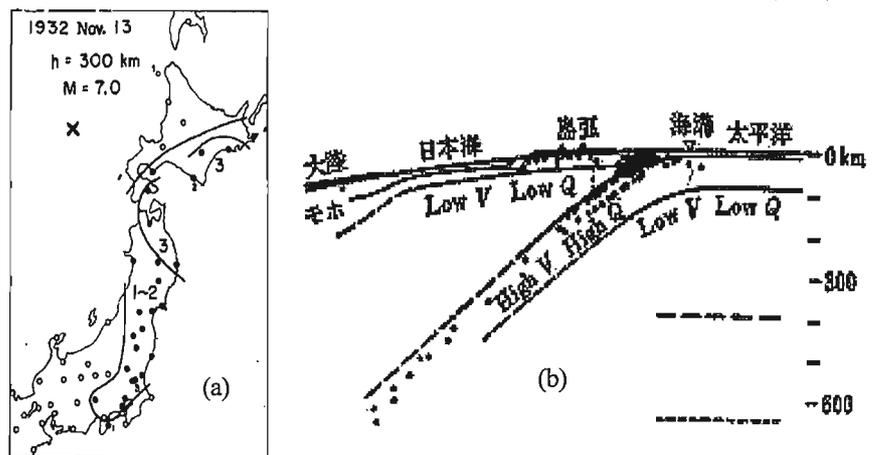


図-1 異常震域の例[(a) : Utsu(1966)<sup>5)</sup>と上部マントル模式図[(b) : 宇津(1977)<sup>6)</sup>]

\*東電設計株式会社

Tokyo Electric Power Services Co., Ltd.

フィリピン海プレートに沿って地震波が減衰しないことや、中村ほか(2007)<sup>10</sup>が深さ 40-60 km の千葉県・茨城県県境付近から関東を北西- 南東方向に横切る Low-Q によりコントロールされている異常震域を見いだした。

このような現象が強震観測データにも見られることは、武村(1984)<sup>11</sup>が 1983 年日本海中部地震の加速度振幅の距離減衰の勾配が太平洋側の地震よりも急になっていること等から指摘し、その後、データの蓄積とともに多く報告されてきた。

### 3. 三次元減衰構造

#### 3.1 トモグラフィー解析概要

本シンポジウム<sup>2),3)</sup>でも紹介された一次元のスペクトルインバージョンでは、解析する領域の Q 値を一定均質と仮定している。川瀬・松尾(2004)<sup>12</sup>などのように全国をいくつかの領域に分けて検討を行っている例もある。アプリオリに均質と仮定する領域は、地球物理学的・地質学的な構造に関する情報を踏まえて判断されるものの、ある程度主観的にならざるをえない。それに対して、三次元減衰構造トモグラフィーでは、構造そのものを明らかにしてゆくことが研究の第一のテーマとなる。そのため、多くの観測点による膨大なデータが必要である。

図-2 は、解析手法の一つのイメージである。解析領域はブロック (又はメッシュ) に分けられ、各ブロック内では Q 値は均質と仮定し、震源から観測点までの地震波の経路において、通過した k ブロックの Q 値(Q<sub>k</sub>)を足しあわせてゆくものである。一つの観測記録について、一つの観測方程式が作成される。広範囲の各ブロックの Q 値を得るには膨大な観測データが必要であることが容易に想像できる。

実際の研究としては、当初、微小地震観測データを用いた研究 [たとえば、Tsumura et al. (2000)<sup>13</sup>] や震度データを用いた研究 [たとえば、Hashida (1989)<sup>14</sup>、中村ほか

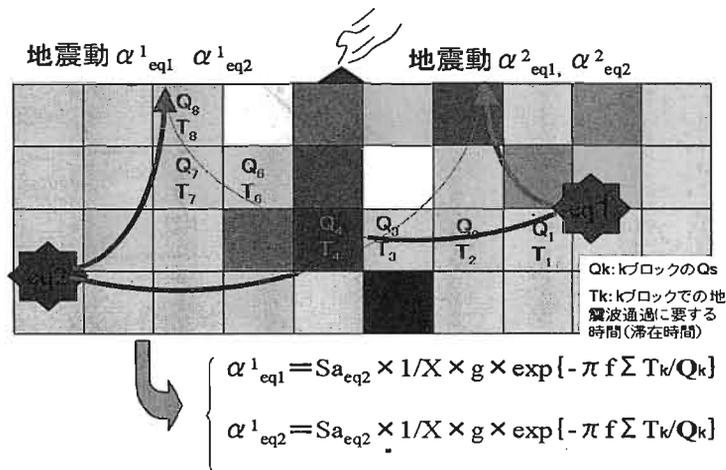


図-2 三次元減衰構造トモグラフィーのイメージ

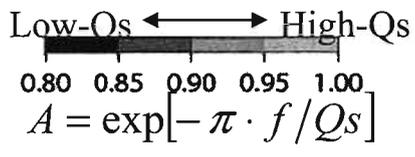
(1994)<sup>15</sup>]により構造が求められ、太平洋プレートの High-Q であることや火山フロント背弧側が Low-Q であることが確かめられた。

その後、1995 年兵庫県南部地震を契機に、高密度の各種地震観測網が整備されるようになり、これらを用いた精度の高いトモグラフィー結果が得られるようになった。Sekine(2005)<sup>16</sup>は微小地震観測記録により、中村・植竹(2002)<sup>17</sup>、中村・植竹(2004)<sup>18</sup>、Nakamura et al. (2006)<sup>19</sup> は加速度強震記録により、スペクトル領域でのより詳細な構造を明らかにし、たとえば活火山地域の強い Low-Q の存在が示された。

第二のテーマとしては、工学的応用として、求められた減衰構造から地震動予測を行うことがあげられる。地震動のフォワード計算が定性的に可能であったが、定量的な評価をしてゆくためには震源スペクトルを正しく評価する必要があった。このため、中村(2009)<sup>20</sup>は硬岩サイト(AVS20> 1 km/s)のサイト増幅率を 2.0 と固定させた震源スペクトル、三次元減衰構造及び地盤分類毎のサイト増幅特性の同時インバージョンを行っている。このときのインバージョンに用いられたブロックサイズは 0.2° (東経)×0.2° (北緯)×30km(深さ)で、データ数は 121,367 である。求められた減衰構造(Qs)の 10 Hz の例を図-3 に示す。白黒でもわかるように再描画している。図中のスケールは、 $A = \exp(-\pi f/Qs)$ (ここで、f は周波数 Hz)の値を用いている。Qs 値との関係は図の左上に表として示した。A の値は、地震波の 1 秒間の走時時間の間に、振幅がどの程度減少するかを示すものである。この種の計算では、計算上解が求まっても信頼性の低い場所が存在する。このため、解像度の良否を区別する必要がある。良好の場所は図中の白い閉曲線で示した内側である。

解像度の良好な地域をみると、深さ 0-30 km では、東北地方では、火山 (白三角) に対応して強い Low-Qs が見られる。火山地域の直下はマグマなどが部分溶融していると考えられる。短周期 S 波は、このような場所では強く減衰することを示している。また、太平洋側では High-Qs であり、日本海側は全体に Low-Qs であること推定されるが、その傾向はさらに深い部分でも同様である。一方、北海道を南北に縦断する中軸部や大阪湾周辺付近で火山が存在しない地域で Low-Qs が推定されている。

深さ 30-60 km では、茨城・千葉県境付近から西北西に火山に伴わない Low-Qs がみられる。また、この深さでは、西日本で四国北部・瀬戸内及び紀伊中部から琵琶湖付近にかけて High-Qs となっているがフィリピン海プレートの部分に当たる。



(参考)Qs と A の関係

A \ f	1Hz	5Hz	10Hz
0.98	155	778	1555
0.95	61	306	612
0.90	30	150	300
0.85	19	97	193
0.80	14	70	140

High-Qs (薄い灰色部分) は減衰が小さく、Low-Qs (濃い灰色部) は減衰が大きい場所を示す。

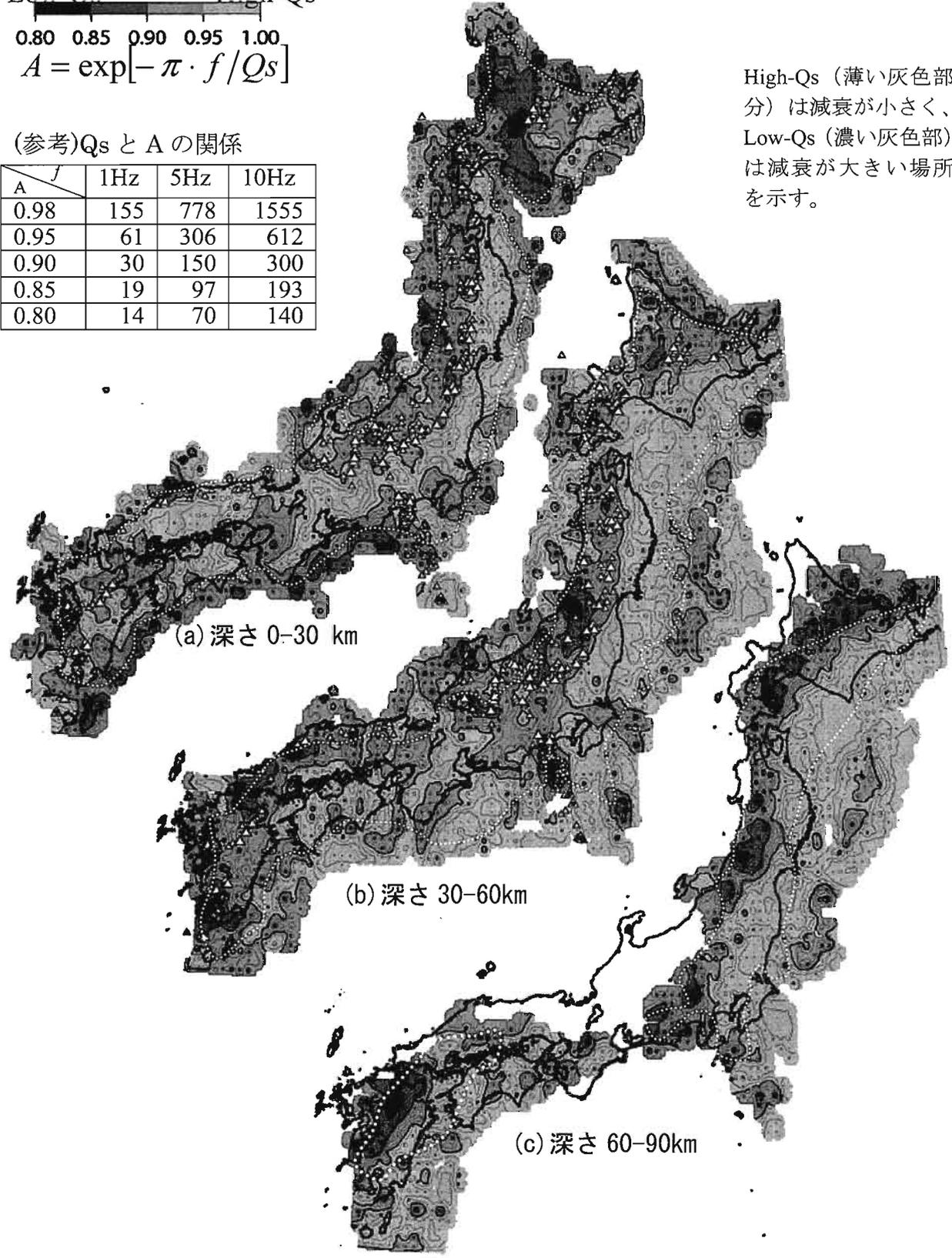


図-3 インバージョンで求められた三次元減衰構造の例 (10 Hz) 点線の閉曲線: チェッカボード解析結果が良好な部分, 大きな白三角: 活火山, 小さな白三角: 第四紀火山。 中村(2009)<sup>20</sup>を白黒再描画

### 3.2 Q 値の周波数依存性

Q 値は、短周期で周波数依存性を持つことが知られている。加藤(2005)<sup>21)</sup>及び佐藤(2006)<sup>3)</sup>がそれぞれ2002年以前と以降の一次元 Q 値スペクトルインバージョンで得られた研究結果をまとめている。それらを見ると  $Q=Q_0 f^n$  の式においてべき乗  $n$  は 1 前後の値を取ることが多い。

これら Q 値は、幾何減衰以外の要因で減衰する現象をすべて Q 値としているが、実際には内部減衰と散乱減衰に分けられる。加藤(1999)<sup>2)</sup>が本シンポジウムでも紹介しているように、Hoshiya(1993)<sup>22)</sup>は、気象庁の観測記録(EMT76 型速度形)の記録のコーダ部分を3つの区間に分け、コーダの生成・現象の仕方を散乱理論のシミュレーションから得られる結果と比べることにより、散乱減衰と内部減衰を分離した。その結果、Q が周波数の  $n$  乗に比例する場合、散乱減衰は  $n=1.5$ 、内部減衰は  $n=0.7$  程度と求めている。すなわち、散乱減衰は、内部減衰によるものよりも周波数依存性が強いことがわかってきている。

図-4 は、深さ 0-30 km での東北地域の火山フロントの(a)日本海側、(b)太平洋側及び(c)活火山地域の Q 値の周波数依存の関係である。これは、図-3 の三次元減衰構造から、次式で求めた各地域の平均的な Q 値であり、図中に黒丸で示す。

$$Q_{ave}^{-1} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n Q_k^{-1} \quad (Q_k \text{ は、地域内の } k \text{ ブロック}) \quad (1)$$

また、図中に Hoshiya(1993)<sup>22)</sup>が内部減衰と散乱減衰として求めた範囲を平行四辺形の太点線と細点線でそれぞれ示す。

これらを見ると、火山フロントよりも太平洋側では周波数依存性が強く、日本海側はやや弱くなり、火山地域はさらに弱いことがわかる。日本海側や火

山地域では内部減衰が優勢となっていると解釈できる。火山地域は、液体または流体が存在するために、内部減衰の影響が非常に大きいと解釈できる。

### 3.3 Q 値の深さ依存性

地殻や上部マントルの Q 値について、深さ依存性がいくつか報告されている。その多くは、コーダ波から求められるコーダ  $Q_c$  から推定されている。 $Q_c$  については、本シンポジウムの武村(1987)で紹介されているように一次散乱を仮定して求められるものである。

最近は多重散乱モデルの議論が発展し、コーダ  $Q_c$  に関する議論は少なくなってきたように思えるが、ここでは、コーダ  $Q_c$  の深さ依存性について2例紹介したい。

コーダ  $Q_c$  は、発震時からの経過時間 (Lapse time) の波形包絡形状から求められる。この Lapse time に依存して  $Q_c$  が異なることが知られてきた。 $Q_c$  は震源と観測点の2つを焦点とする散乱楕円体内の平均的な Q を表すが、Lapse time が大きくなると楕円体の拡がりも大きくなる。また大きくなると散乱楕円体は球形に近くなり、 $Q_c$  値がその半径  $r$ 、すなわち深さを示すと考えられる。

金尾・伊藤(1990)<sup>23)</sup>は、近畿中北部の微小地震観測網のデータを用いて  $Q_c$  を求め、Lapse time が大きいほど  $Q_c$  が大きいことを報告している (図-5(a))。Lapse time に対応する散乱楕円体の大きさを考え、図-5(b)に示すように 2 Hz (●)、8 Hz (▲) 及び 32 Hz (■) の  $Q_c$  の深さ分布を求めた。ピレネー付近で求められた Gagnepain-Beyneix (1987)<sup>24)</sup>の結果と調和的であるとしている。これらを見ると地殻上部に向かって Q 値が急激に減少する結果となっている。

Kosuga(1992)<sup>25)</sup>は、長野県西部地震の余震記録を

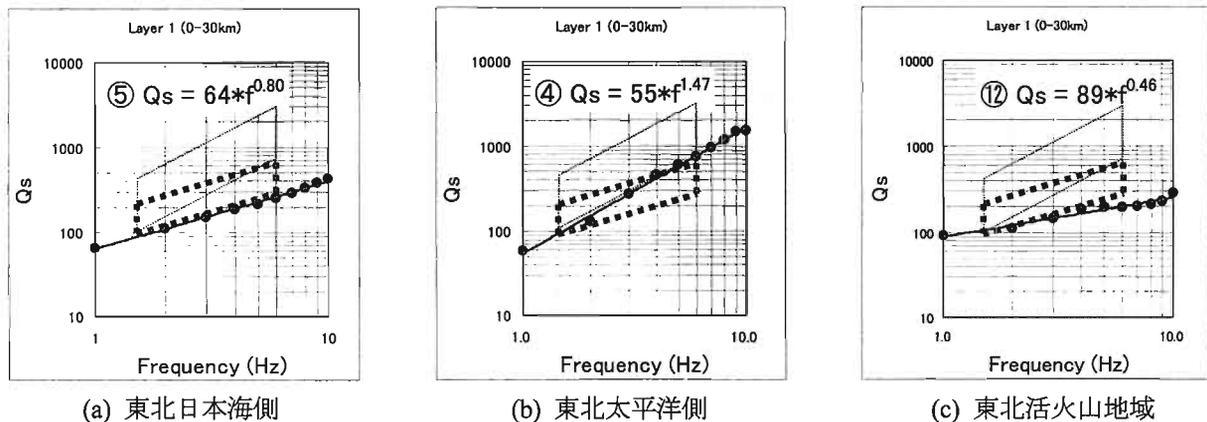


図-4 三次元減衰構造による Q 値 (黒丸) と周波数の関係例 (深さ 0-30 km)。平行四辺形は、Hoshiya(1993)<sup>22)</sup>により求められた内部減衰 (太点線) と散乱減衰 (細点線) の存在範囲を示す。中村(2009)<sup>20)</sup>より抜粋

用いて  $Q_c$  を検討している。地震の深さの範囲は 0-9 km で浅く、ローカルな  $Q_c$  が議論できるとしている。図-6(a)に示すように  $Q_c$  は Lapse time とともに増加する。ここで、 $Q_c$  は  $Q_s$  と同じような値をとるという指摘がある[Aki (1980)<sup>26</sup>など]ことから  $Q_c$  と  $Q_s$  は同じと仮定し、図-6(b)のような構造を求めている。ただし、Kosuga(1992)<sup>25</sup>は、 $Q_c$  が Lapse time とともに増加する傾向は、 $Q_s$  のみでなく他の原因、たとえば、散乱係数が深くなるほど小さくなる原因も考えられるとしている。

一次元  $Q$  値のスペクトルインバージョンでは、このような深さ依存性についてはあまり検討されていないと思われるが、詳細な三次元減衰構造トモグラフィでは Nakamura et al.(2010)<sup>27</sup>は  $0.1^\circ \times 0.1^\circ \times 10$  km のブロックサイズで、地殻上部と下部で違いが

見られ、深さ依存性を裏付ける結果を得ている。全国を対象にした深さ別  $Q_s$  を図-7(a)に示す。浅い方が全体に  $Q_s$  が小さいことがわかる。また、解像度の良い中越地域のみを結果を図-7(b)に示す。同様の結果となっている。図中には中越地域でスペクトルインバージョンにより求められた  $Q_s=50f$  (金谷ほか,2006) と 10-20 km の深さの結果がよく整合していることがわかる。

天池ほか(2006)<sup>31</sup>は、地殻内地震では、一次元  $Q$  値スペクトルインバージョンで扱う震源距離の範囲が大きく取るほど大きな  $Q$  値が求まる傾向があることを指摘している。地震波のパスが、遠距離で深い構造の影響を受けることを考えると、この問題は地殻上部ほど  $Q$  値が小さいことを逆に反映している可能性が高い。今後、さらに検証が必要である。

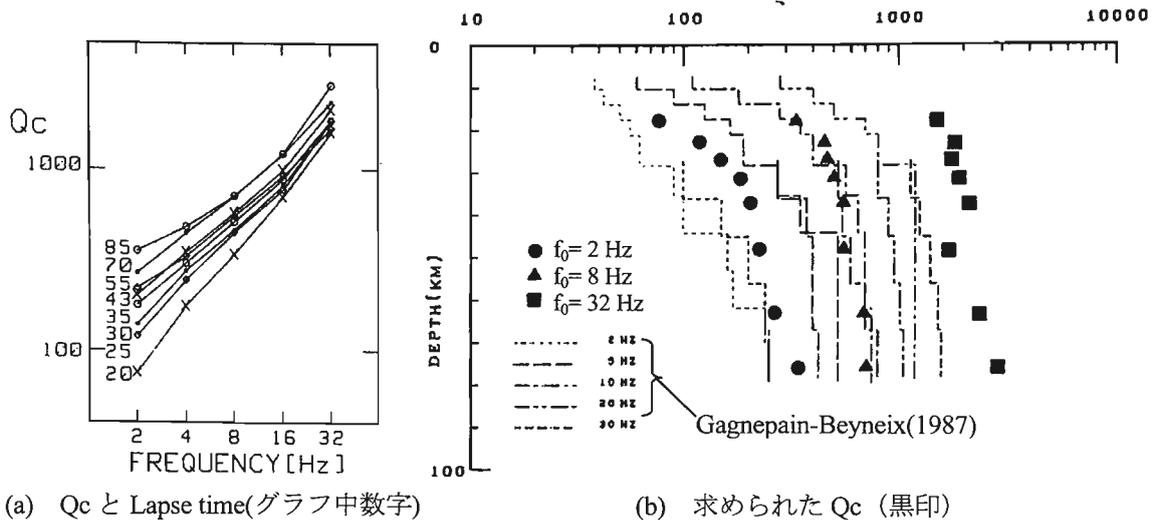


図-5 近畿中北部の微小地震観測網のコーダ波データから求められた  $Q_c$  の深さ依存性 金尾・伊藤(1990)<sup>23</sup>に加筆

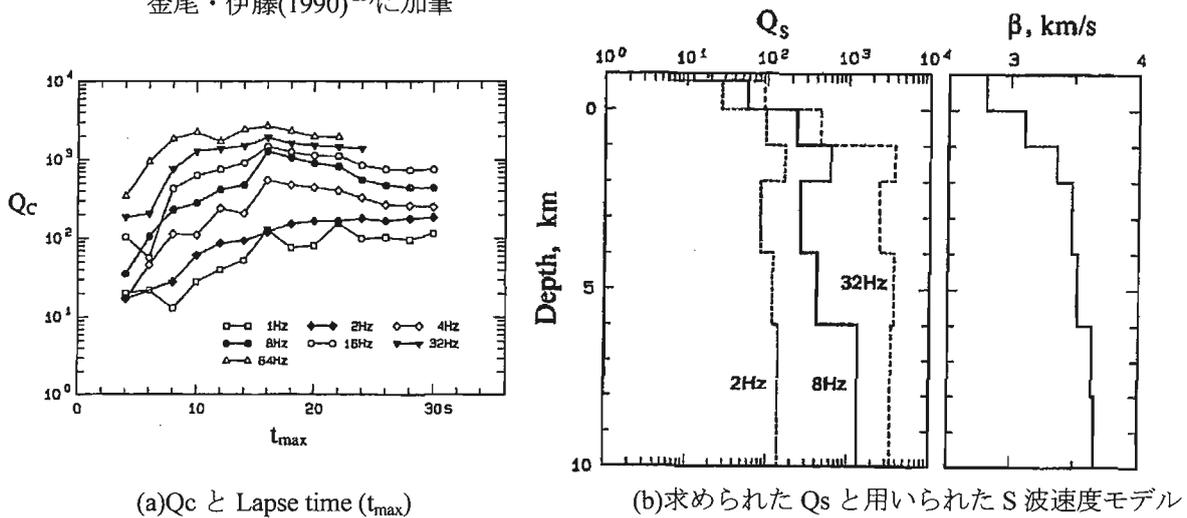
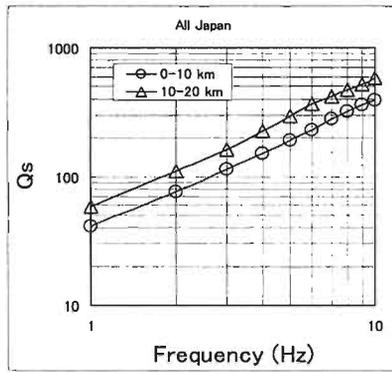
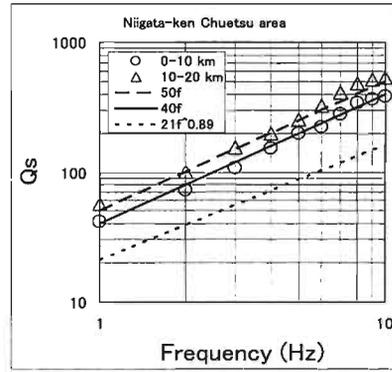


図-6 長野県西部地震の余震コーダ波データから求められた  $Q_s$  の深さ分布 (Kosuga,1992<sup>25</sup>)



(a) 日本全国



(b) 中越地域

図-7 三次元減衰構造から求められた地殻の平均  $Q_s$  値の深さによる違い。50f, 40f 及び  $21f^{0.89}$  はそれぞれ佐藤(2007)<sup>28)</sup>, 金谷ほか (2006)<sup>29)</sup> 及び畑山(2005)<sup>30)</sup>による。 Nakamura et al.(2010)<sup>27)</sup>。

#### 4. 三次元減衰構造を考慮した強震動予測

##### 4.1 点震源を仮定した予測

求められた三次元減衰構造を用いて、逆に強震動予測が可能であり、図-3 の構造を用いて求めた数値を示す。

地動の加速度フーリエスペクトル  $FS^{Cal}(f)$  は、

$$FS^{Cal}(f) = Sa(f) \cdot Ge \cdot g(f) \cdot \exp\left[-\pi \cdot f \cdot \sum \left(\frac{T^k}{Q_{s_k}(f)}\right)\right] \cdot \sqrt{\frac{\rho_1 V_{s1}}{\rho_2 V_{s2}}} \quad (2)$$

であらわされ、ここで、 $Sa(f)$  は地震の震源加速度フーリエスペクトルである。 $Ge$  は幾何減衰で伝播距離の逆数をとる。 $g(f)$  は地震基盤からのサイト増幅率である。 $Q_{s_k}(f)$  はインバージョンで求められた  $k$  番目のブロックの  $Q_s$  値 (図-3),  $T^k$  は S 波が  $k$  ブロックを通過するのに要する時間である。 $\rho$  及び  $V_s$  は密度及び S 波速度、添え字の 1 及び 2 のそれぞれは、震源及び地震基盤を意味する。S 波速度  $V_s$  は、気象庁の震源決定に用いられている JMA2001 走時表を用いる。

地震の震源加速度フーリエスペクトル  $Sa(f)$  は、Boore(1983)<sup>32)</sup>に基づき次式で与える。

$$Sa_{oj}(f) = \frac{MoR(\theta, \phi) PF}{4\pi\beta^3} S(f)P(f) \quad (3)$$

$$S(f) = 4\pi^2 f^2 / \{1 + (f/fc)^2\}, \quad (4)$$

$$fc = 4.9 \times 10^6 \beta (\Delta\sigma/Mo)^{1/3}, \quad (5)$$

$$P(f) = \{1 + (f/fmax)^n\}^{-1}. \quad (6)$$

$Mo$  は地震モーメント (dyne·cm) であり、防災研 F-NET による。 $R(\theta, \phi)$  はラディエーションパターン、 $PF$  は水平 2 成分への寄与ファクターであり、それぞれインバージョンと同じ 0.63 および 0.71 を与える。 $fmax$  及び  $n$  についても、それぞれインバージョンと同様に 12 Hz 及び 3.5 を与える。 $\Delta\sigma$  は応力降下量である。ここではフォワードフィッティングにより応力降下量を与えた。

深い地震は地表までの距離が大きくなるため、巨

大被害をもたらすことはほとんどないものの、被害を生じた例がある。記憶の新しいものとしては、1993 年釧路沖地震 (M7.8,  $h=101$  km) や 2008 年 7 月 24 日岩手県沿岸北部の地震 (M6.8,  $h=108$  km) などがある。前者は気象庁釧路気象台で 1g 近い最大加速度を記録し、当時、大きな衝撃を与えた。後者の地震についても、マグニチュードが前者よりも小さいが、1g を越える記録 (IWTH02 地表 NS 成分: 1019 Gal) が得られており、被害ももたらしている。

これらの地震の特徴として、地震動の減衰形状が同心円状にならないことがあげられる。図-8(a)には後者の地震の 10 Hz におけるフーリエ振幅分布の K-NET 及び KiK-net の地表での観測値と三次元減衰構造を考慮した予測値 ( $\Delta\sigma=250$  MPa) を示す。

火山フロントを境に日本海側では地震動が小さくなり高い地震動が太平洋側に南北に延びた分布をすることがわかる。このような被害をもたらした深い地震は、北海道～東北で発生する地震のみならず、九州～南西諸島でも存在が知られている。たとえば、1909 年宮崎県西部の地震 (M7.6, 深さ 150 km) の場合、広島や岡山でも被害が生じており震度分布の大きい部分は震央から北東に伸びる。長崎の方面は震度が小さい。宇津(1969)<sup>3)</sup>の指摘に相当する異常震域現象が現れたと考えられる。武村ほか(2009)<sup>33)</sup>は、この地震と 2006 年 6 月 12 日大分県西部の地震 (M6.2,  $h=145$  km) の震度分布の特徴が似ているとし、その比較から地震規模を再評価している。図-8(b)に、この 2006 年大分県西部の地震の観測値と予測値 ( $\Delta\sigma=110$  MPa) の比較を示す。予測は、震央から北東の広島や岡山に地震動が大きくなることを良く説明することがわかる。

内陸地殻内地震を除く深さ数十キロの浅い地震は

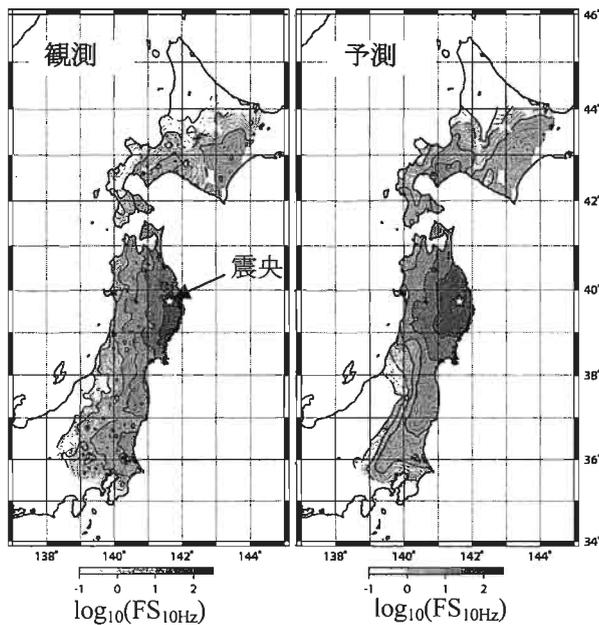
プレート境界地震・プレート内地震ともに、関東地方を除いて、多くが海域で発生し、震源からはある程度遠い。しかし、地域によって巨大地震が発生し大きな被害をもたらしてきている。

図-9(a)は、2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2,  $h=42$  km)のフーリエスペクトル 10 Hz の観測値と予測値( $\Delta\sigma=50$  MPa)の比較である。また、図-9(b)は2004年9月5日紀伊半島沖の地震(M7.4,  $h=44$  km)の比較である。280 MPa を与えた。

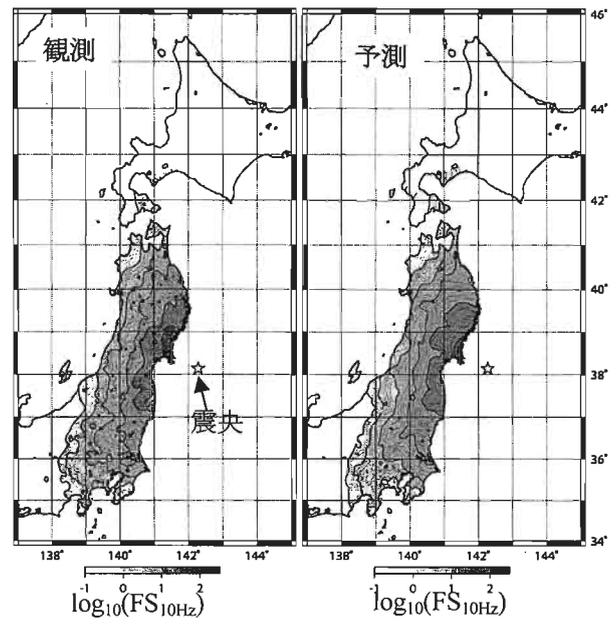
前者は、深い地震の2008年岩手県沿岸北部の地震(図-8(a))と比較すると、火山フロント付近で地震動が減衰し、日本海側に小さい傾向であることは同様であるが、深い地震ではその傾向が強く、また太平洋側の南北に広がり大きい。後者の2004年紀伊半島の地震では、明瞭ではないが、北東にやや強い地震動が広がる傾向が見られる。これを図-3の減衰構

造と比較すると、深さ 0-30 km 及び 30-60 km の部分で比較的 High-Qs となっており、それに沿ってあまり減衰しなかったと解釈できる。この部分は、ちょうどフィリピン海プレートに当たる。

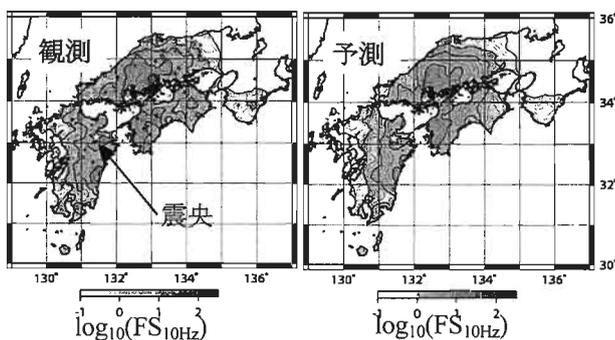
このように、三次元減衰構造の不均質性は、強震動に影響を及ぼすものであるが、その影響は、震源から遠距離ほど大きくなる。近距離で災害をもたらす内陸地殻内地震では、より詳細な減衰構造不均質性の検討が必要であり、図-3のブロックサイズ( $0.2^\circ \times 0.2^\circ \times 30$  km)では粗すぎるようである。Nakamura et al.(2010)<sup>27)</sup>は  $0.1^\circ \times 0.1^\circ \times 10$  km のサイズで検討を進め、解像度の十分な地域では良好な結果を与えることを示している。今後、さらに高密度観測点データの蓄積とともに詳細なトモグラフィ解析が必要である。



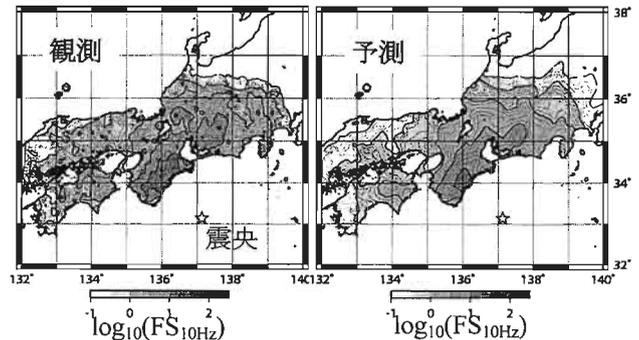
(a)2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震 (M6.8,  $h=108$ km)



(a)2005年8月16日宮城県沖の地震 (M7.2,  $h=42$ km)



(b)2006年6月12日大分県西部の地震 (M6.2,  $h=145$ km)



(b)2004年9月5日紀伊半島沖の地震 (M7.4,  $h=44$ km)

図-8 やや深発地震の地震動予測例  
フーリエスペクトル 10Hz

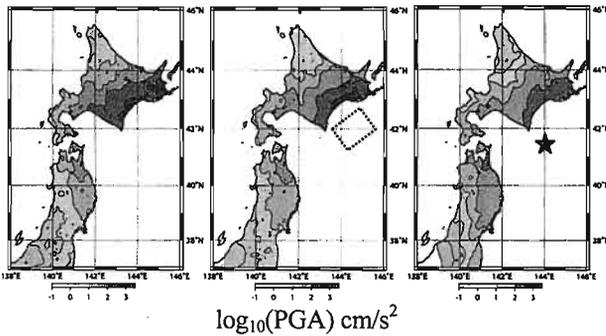
図-9 浅い地震の地震動予測例  
フーリエスペクトル 10Hz

#### 4.2 震源の拡がりを考慮した予測

プレート境界に発生する巨大地震においては、断層長さが 100 km を越える場合もあり、面的拡がりを考慮することは重要である。ここでは、2003 年十勝沖地震を例に示す。

図-6(c)は、点震源を仮定して上記までと同様の地震動予測を行ったものである。図-6(b)は、釜江ほか(1991)<sup>35)</sup>の統計的グリーン関数手法を用いて断層面を考慮した結果である。ここで、断層面の各要素から観測点までの減衰特性について図-3の三次元減衰構造を取り入れている。点震源よりも断層面を考慮した場合のほうが実際の観測をよく説明することがわかる。

上記、2004 年紀伊半島沖の地震でも減衰構造不均質性がみられることから、東南海地震等の巨大地震についても、断層面の拡がりを考慮した検討をする必要性が考えられる。



(a) 観測 (b) 断層面考慮 (c) 点震源  
図-10 2003 年十勝沖地震の地震動予測例  
断層面考慮と点震源の比較 (中村,2009<sup>20)</sup>)

#### 4.3 減衰不均質性が考慮された距離減衰式

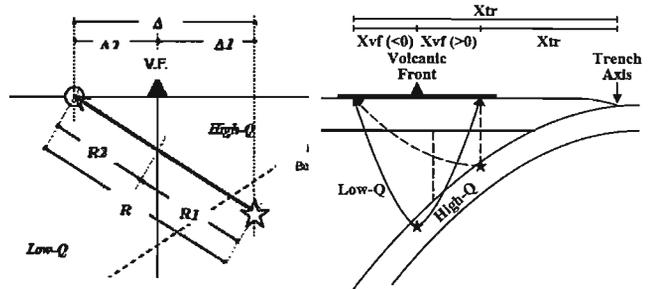
減衰の不均質性を考慮した距離減衰式がいくつか提案されており、本シンポジウム加藤(1999)<sup>2)</sup>では、震度の予測式として高井ほか(1999)<sup>35)</sup>が紹介された。これは、プレート内と外を通過する距離  $L1$  と  $L2$  を求め震度  $I=aL1+bL2+c$  ( $a, b, c$  は回帰係数) とするものである。その後、高井・岡田(2002)<sup>36)</sup>は震源から火山フロントまでの距離  $R1$  と、そこから観測点  $R2$  までの距離をとった式  $I=C-2\log(R1+R2)-b1R1-b2R2$  ( $C, b1, b2$  は回帰係数) を提案した。このほか、森川ほか(2003<sup>37)</sup>, 2006a<sup>38)</sup>, 2006b<sup>39)</sup>など、海溝軸や火山フロントからの距離( $X_{vf}$  や  $X_{tr}$ )を既往の距離減衰式の補正項として与える方法も提案されている。これら距離の取り方を図-11 に示す。

最近、Dhakai et al. (2009)<sup>40)</sup>は、高井・岡田(2002)<sup>36)</sup>の距離の取り方と同様にした応答スペクトルの距離減衰式を作成した。

$$\log_{10} Y(T) = \delta_1(c_1 + a_1 Mw) + \delta_2(c_2 + a_2 Mw) - \log_{10} R - bR \quad (7)$$

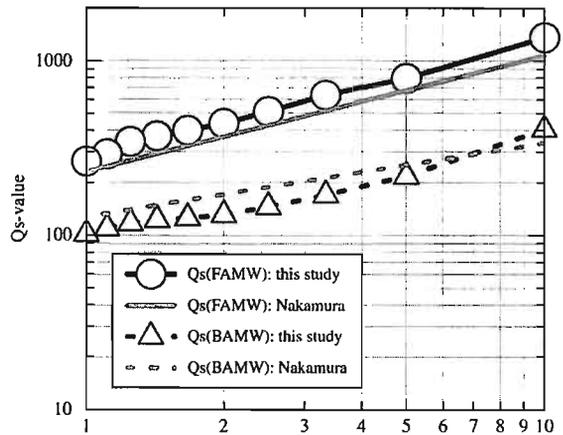
$$\log_{10} Y(T) = \delta_1(c_1 + a_1 Mw) + \delta_2(c_2 + a_2 Mw) - \log_{10} R - b_1 R_1 - b_2 R_2 \quad (8)$$

(7)はモデル 1 としているもので、不均質性は考慮されていないもので、(8)はモデル 2 とされ不均質考慮のものである。図-12(a)はモデル 2 で求められた減衰項の係数  $b1$  及び  $b2$  から換算された  $Q$  値である。背弧側(BAMW)の  $Q$  値が前弧側(FAMW)に比べて小さ

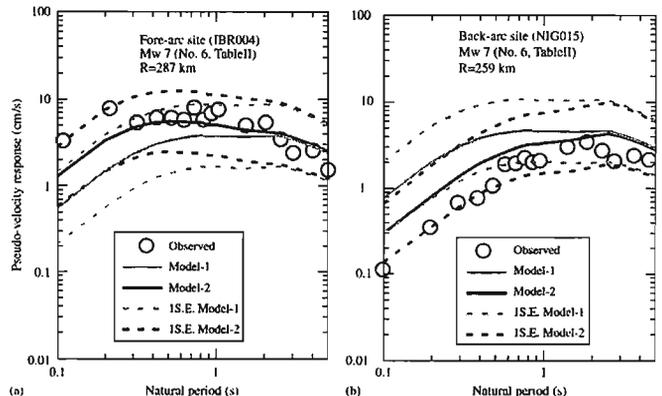


(a)高井・岡田 (2002) (b) 森川ほか(2006a)

図-11 伝播経路の地域性を考慮した距離減衰式における距離の取り方の例



(a)減衰項の係数から求められた  $Q$  値



(b)応答スペクトル予測例

図-12 地域性を考慮した応答スペクトル距離減衰式の検討例 Dhakai et al. (2009)

いことがわかる。同図には、中村(2009)<sup>20)</sup>のこの地域に相当するQ値(灰色線)が重ね描かれており、良く一致していることがわかる。また、図-12(b)は予測例であるが、モデル2が観測記録をよりよく説明している。

## 5. おわりに

以上、三次元減衰構造の研究とそれを用いた地震動予測等についてまとめた。

三次元減衰構造の最近の成果からは、高減衰(Low-Q)の場所が火山などに対応する場合が多いが、単純なものではない。構造が詳細に分かっても設計にどのように利用するか別の問題もある。いままでに多くの方から統計的グリーン関数の評価等に利用出来ないかというコメントを頂いてきた。これらの問題に答えるのは難しく、曖昧にしてきたが、今回は、少しでも役立つ方向性として、ある領域の平均的Q値をとったQ値の周波数依存性や深さ依存性の話題をまとめることとした。

一方、地震動予測として、三次元減衰構造を直接的・間接的に利用することが可能であることについて示した。直接的というのは、トモグラフィーで求められたQ値をそのまま用いることであり、面震源に適用した事例も紹介した。また、間接的というのは、距離減衰式に減衰不均質性を考慮したものが最近多く提案されてきているもので、これらは簡便であるという面でメリットが大きいことから紹介した。しかし、内陸地殻内地震を対象とした検討事例は少ない。

今後の課題としては、まず、内陸地殻での詳細Q構造の解明及び設計に利用できるQ値モデルの構築があげられる。前者としては、地域的であっても稠密観測記録が蓄積されることにより可能と考えられる。後者については、地域ごとのQ値の構築や距離減衰式への反映等が考えられる。これらは確定論的な地震動評価の課題のみならず、確率論的な評価においても、地震動予測の誤差(バラツキ)の低減に利用していくことなどが考えられる。

## 謝辞

防災研究所のK-NETとKiK-netのデータを使用させて頂きました。作図の一部にGMT(Wessel and Smith,1998)を用いました。

深く感謝いたします。

## 参考文献

1) 武村雅之 (1987) 地球内部における地震波の減衰

と距離減衰式, 第15回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 33-46.

- 2) 加藤研一 (1999) 観測記録に基づく伝播経路の減衰評価, 第27回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 17-28.
- 3) 佐藤智美 (2006) 伝播経路モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 23-34.
- 4) Utsu, T. (1966) Regional differences in absorption of seismic waves in the upper mantle inferred from abnormal distributions of seismic intensities, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. ser. VII, 2, 359-374.
- 5) 宇津徳治 (1969) 西日本の異常震域, 北海道大学地球物理学研究報告, 21,65-84.
- 6) 宇津徳治 (1977) 地震学, 共立出版, pp.286.
- 7) 伊神輝 (1975) 日本の火山前線下における地震波の減衰, 地震第2輯, 28, 61-73.
- 8) 久本壯一 (1977) 北海道の有感域, 地震第2輯, 30, 401-414.
- 9) Nakanishi, I. and A. Horie (1980) Anomalous distributions of seismic intensities due to the descending Philippine Sea Plate beneath the southern Kanto district, Japan, J. Phys. Earth, 28, 333-360.
- 10) 中村亮一・植竹富一・佐竹健治・遠田晋次・宇佐美龍夫・島崎邦彦・渡辺健 (2007b) 関東地域の三次元減衰構造・異常震域とそれに基づく1855年安政江戸地震の震源深さの推定, 歴史地震, No.22, 101-107.
- 11) 武村雅之 (1984) 強震地動, 地盤震動にかかわる今日の課題—日本海中部地震をめぐる—, 第12回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, 15-24.
- 12) 川瀬博・松尾秀典 (2004) K-NET, KiK-net, JMA震度観測点網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 4, 33-52.
- 13) Tsumura, N., S. Matsumoto, S. Horiuchi, A. Hasegawa (2000) Three-dimensional attenuation structure beneath the northeastern Japan arc estimated from spectra of small earthquakes, Tectonophysics, 319, 4, 241-260.
- 14) Hashida, T. (1987) Determination of three dimensional attenuation structure and source acceleration by inversion of seismic intensity data: Japanese Islands, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 62, 247-287.
- 15) 中村亮一・島崎邦彦・橋田俊彦 (1994) 震度データトモグラフィーによる日本列島下の三次元減衰構造および広域震度予測, 地震第2輯, 47, 21-32.

- 16) Sekine, S (2005) Tomographic inversion of ground motion amplitudes for the 3-D attenuation structure beneath the Japanese islands, 防災科学技術研究所研究報告, No.68, 137-174.
- 17) 中村亮一・植竹富一 (2002) 加速度強震計記録を用いた日本列島下の三次元減衰構造トモグラフィ, 地震 第2輯, 54, 475-488.
- 18) 中村亮一・植竹富一 (2004) 強震記録データによる東北地方の三次元減衰構造, 地震第2輯, 56, 4, 447-455.
- 19) Nakamura, R., K. Satake, S. Toda, T. Uetake and S. Kamiya (2006) 3-D Attenuation Structure beneath the Kanto District, JAPAN, Geophysical Research Letters, vol.33, L21604, doi:10.1029/2006GL027352.
- 20) 中村亮一 (2009) 短周期地震動記録に基づく日本列島下の三次元減衰構造  $Q_s$ ・震源スペクトル・地盤増幅の同時インバージョンとその応用, 東京大学博士論文, <http://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/dspace/handle/2261/25772>.
- 21) 加藤研一 (2005) 観測記録に基づく伝播経路の減衰評価, 地盤震動-現象と理論-, 日本建築学会, 150-193.
- 22) Hoshiya, M. (1993) Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope, Jour. Geophys Res., 98, B9, 15809-15824.
- 23) 金尾政紀・伊藤潔 (1990) 近畿中北部におけるコーダ波の減衰特性, 地震第2輯, 43, 311-320.
- 24) Gagnepain-Beyneix, J. (1987) Evidence of special variations of attenuation in the western Pyrenean range, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 89, 681-704.
- 25) Kosuga, M. (1992) Dependence of coda  $Q$  on frequency and lapse time in the western Nagano region, central Japan, J. Phys. Earth, 40, 421-445.
- 26) Aki, K. (1980) Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere, J. Geophys. Res., 85, 6496-6504.
- 27) Nakamura, R., T. Uetake and S. Midorikawa (2010) Effects of small scale  $Q_s$  inhomogeneity on seismic ground motion, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集.
- 28) 佐藤智美 (2007) 統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学学会論文集, 7, 1-16.
- 29) 金谷淳二・池浦友則・土方勝一郎・植竹富一 (2006) 新潟県中越地域の強震記録を用いたスペクトルインバージョン解析, 日本建築学会大会学術講演梗概集、構造II, 303-304.
- 30) 畑山健・工藤一嘉・松島信一・神原浩・早川崇・福喜多輝・坂上実 (2005) 2004年新潟県中越地震の震源域における余震・微動観測とその記録を用いた分析(その3), 余震記録を用いたサイト増幅特性の評価、地球惑星科学連合大会, S079-P002.
- 31) 天池文男・植竹富一・八代和彦 (2006) 内陸地殻内地震に対する伝播経路  $Q_s$  値特性, 第12回日本地震工学シンポジウム, 210-213.
- 32) Boore, D. M. (1983) Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 1863-1894.
- 33) 武村雅之・神田克久・阿比留哲生・原弘明 (2009) 20世紀初頭に九州・西南諸島のサブダクション帯で発生した2つの地震の震度分布と地震規模, 歴史地震, No.24, 7-31.
- 34) 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集, No.416, 57-70.
- 35) 高井伸雄・梅田浩士・岡田成幸 (1999) 地震波伝播経路を考慮した広域震度分布予測手法の開発, 日本建築学会北海道支部研究報告集, No.72, 89-92.
- 36) 高井伸雄・岡田成幸 (2002) 火山フロントを考慮した地震動の距離減衰式改善の試み, 第11回日本地震工学シンポジウム, 605-608.
- 37) 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光 (2003) 東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学学会論文集, 3, 4, 14-26.
- 38) 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光 (2006a) 東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数, 日本地震工学学会論文集, 6, 23-40.
- 39) 森川信之・神野達夫・成田章・藤原広行・福島美光 (2006b) 西南日本の異常震域に対応するための距離減衰式補正係数, 日本地震学会秋季大会予稿集, D31, 134.
- 40) Dhakal, Y. P., N. Takai and T. Sasatani (2009) Empirical analysis of path effects on prediction equations of pseudo-velocity response spectra in northern Japan, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, DOI:10.1002/eqe.952.
- 41) Wessel, P., and W.H.F. Smith (1998) New improved version of Generic Mapping Tools released. EOS, Trans. AGU, 79, 579.

# 堆積地盤における短周期地震動の波動伝播・増幅特性

## PROPAGATION AND AMPLIFICATION OF SHORT-PERIODS GROUND MOTION IN SEDIMENTARY LAYERS

植竹富一\*<sup>1</sup>

Tomichi UETAKE

Site amplification factor of seismic ground motion is usually understood as an response of flat-layered surface deposits on the bedrock to S-waves but array observation shows that seismic ground motion is composed of many types of waves. Surface waves elongate the duration of ground motion and affect on the site amplification factor. Complex ground structure like an irregular layer boundary make focusing or de-focusing of seismic waves and site amplification factor is different from one-dimensional response. The response of complex ground structure varies as an input wave field. We have to consider the geometrical condition between the seismic source fault and the target site when we estimate the site amplification factor on the complex ground structure.

### 1. はじめに

堆積地盤のサイト増幅特性は、岩盤上に堆積した表層地盤の一次元増幅として解釈されることが多く<sup>例え<sup>1</sup>)</sup>、特に工学基盤 ( $V_s=400\sim700\text{m/s}$ ) より上については、その傾向が強い。スペクトルインバージョン手法<sup>例え<sup>2</sup>)</sup>で基盤から上の地盤増幅率を求める場合、記録の S 波部分のみを用いて解析が行われることが多いが、得られたサイト特性は、表層地盤の S 波の一次元増幅と対応が良いことが示されている<sup>例え<sup>3</sup>)</sup>。

しかしながら、観測記録には、表面波成分や地盤の不整形性に基き発生した二次的な波動成分が含まれている。表面波や地下構造の不整形性・盆地構造の影響については、周期数秒以上のやや長周期帯域における課題という印象が強いが、周期 1 秒程度以下の短周期帯域においても顕在化する場合が少なくない。

表面波の影響に関しては、東京低地部において周期 1 秒付近の地震動特性に表面波の影響が大きいという指摘<sup>4)</sup>があり、神奈川県西部の足柄平野でも周期 1 秒付近の地震動の後続波に表面波の影響が指摘され<sup>5)</sup>、増幅特性への影響が検討されている。

不整形構造の影響の例として、1995 年兵庫県南部地震の際に震災の帯を形成した要因の一つとされるエッジ効果<sup>6)</sup>がある。基盤の段差構造と震源断層の位置関係が周期 1 秒付近のパルスの増幅に影響を与えたと考えられている。また、2007 年新潟県中越沖地震による柏崎刈羽原子力発電所の地震動では、敷地内の 1km 程度離れた地点で、周期 0.6 秒のパルス波の振幅に大きな差異がみられ、敷地のやや深い堆積層の褶曲構造による影響と解釈され

ている<sup>例え<sup>7</sup>)</sup>。さらに、2009 年の駿河湾の地震では、浜岡原子力発電所 5 号機周辺での周期 0.3~0.5 秒の局所的な増幅<sup>8)</sup>が指摘されるなど、基盤から上の一次元構造で解釈がつかない記録が得られている。

本稿では、神奈川県西部の足柄平野及び新潟県柏崎市の柏崎刈羽原子力発電所での観測事例を中心に堆積地盤中の短周期地震波の伝播性状と増幅を検討する。

### 2. 足柄平野の観測から見た波動伝播性状

#### 2. 1 鉛直アレイ記録の検討

地盤中の複数の深さに地震計を設置した鉛直アレイを用いれば、地盤における地震波伝播と地盤構造の関係が確認できる。ただし、震動の継続時間が長く、入射波形が複雑であると、観測点間で位相の対応の把握が困難であるため、入射波形が単純なマグニチュードが小さな地震で、しかも伝播経路の影響による複雑な波群を含まない近距離地震の方が伝播性状を把握しやすいと考えられる。

神奈川県西部・足柄平野では、東京大学地震研究所により表層地質が地震動に与える影響を明らかにすることを目的とした強震観測アレイが運用されている<sup>9)</sup>。観測点分布を図 1 に示す。このうち平野南部の CTS 地点では、地表に加え、地中 4 点 (それぞれ深さ 10m、30m、100m、467m) の鉛直アレイ観測が行われている。

1997 年 11 月 4 日の神奈川県西部の地震 ( $M_{JMA}4.1$ ) による CTS 地点での記録を S 波部分のシミュレーションを行った結果<sup>10)</sup>と比較し図 2 に示す。破線が、観測された加速度波形を積分して作成した速度波形である。実線

\*1 東京電力株式会社技術開発研究所

R&D Center, Tokyo Electric Power Company

はシミュレーション波形で、表1に示す地下構造モデルの  $V_s=1260$  m/s 層から卓越周期 0.55 秒の Ricker wavelet を SH 波として鉛直入射した結果である。S 波のパルスが、最深部から地表へ伝播し、地層境界で重複反射しながら反射波が戻っていく様子が振幅・位相とも再現されている。しかし、工学基盤境界 ( $V_s=560$ m/s 上面: 深さ 65m) より上で後続波が顕著に見られることは再現できていない。地表 (GL) の波形で、時刻 15 秒以降には入射波より周期が長い (見かけ周期 1 秒程度) の後続波が見られ、GL~GL-30m までほぼ位相が一致しており、表面波として伝播してきた波と考えられる。S 波直後 (10 秒から 13 秒付近) の周期が短い後続波群については、局所的に励起されたものと考えられる。

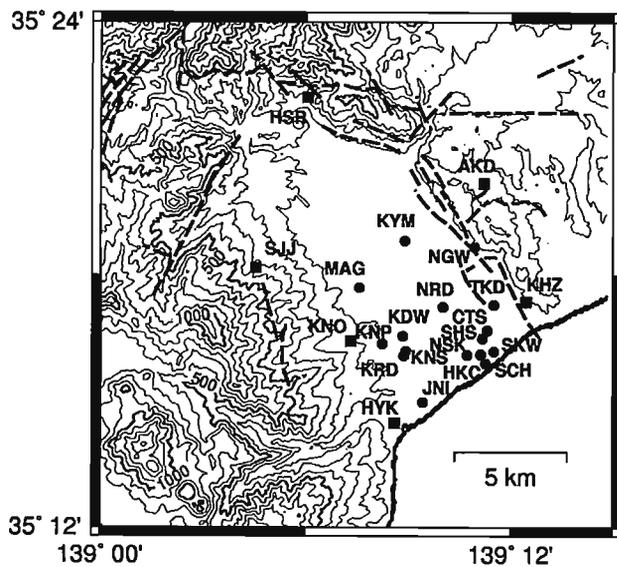


図1 足柄平野の強震観測網<sup>10)</sup>

(■は岩盤上の観測点、●は堆積層上の観測点)

表1 CTS 地点の地下構造モデル [植竹(2007)<sup>10)</sup>]

Dens. (g/cm <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/s)	$Q_s$	H (m)	Depth (m)
1.2	110	20	10	10
1.7	220	20	15	25
1.7	250	20	25	50
1.9	330	25	15	65
2.0	560	25	25	90
2.1	790	30	150	240
2.2	970	40	180	420
2.3	1260	40	-	-

1997.11.04 CTS vertical array records (NS-component)

Dotted Line: Observed data, Solid Line: 1-D simulation

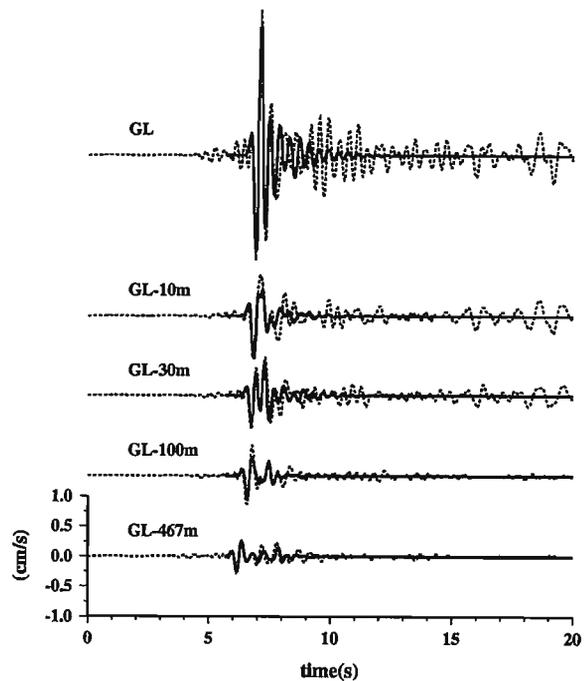


図2 足柄平野の鉛直アレイ (CTS 地点) における神奈川県西部の地震 (1997 年 11 月 4 日 : M4.1) による波形 (破線) とシミュレーション結果 (実線)

通常、サイト特性の評価や地盤の物理定数を同定 (インバージョン) する際には、一次元的な波動伝播モデルが使われる。そのため、データとなる記録に異なった波動成分が混入している場合は、結果の解釈に注意が必要である。足柄平野の観測点については、解析区間長を 2.5、5、10 秒と変えたスペクトルインバージョンが行われている<sup>11)</sup>。CTS 地点のサイト特性は、解析区間を長くし、後続波を含むほど、周期 1 秒周辺の増幅率が大きくなる事が示されており、表面波成分の影響と解釈されている。一方、0.5 秒より短周期側では解析区間長を変えてもほとんど変わらない。これは、0.5 秒以下の周期帯域では表面波が含まれないということだけでなく、増幅特性を評価する上で影響が少ないということを意味する。

サイト特性は、後続波の影響を含む値でも意味はあるが、地層の物性値を求めるためには、鉛直アレイ記録から波動伝播モデルと合致した波動成分の抽出が必要である。そのため、相互相関解析を用いた S 波伝播区間の抽出<sup>例えば 12)</sup>やコヒーレントな成分のみ信号成分として取り出す試み<sup>13)</sup>が行われている。また、構造モデルを基に実体波と表面波成分の分離も試みられている<sup>4), 14)</sup>。CTS 観測点における 1990 年 6 月 5 日の神奈川県西部の地震 (M5.5、深さ 123km) に適用した結果<sup>14)</sup>を図3に示す。

震源位置と震源深さから考えて足柄平野への入射波は実体波と考えられるが、S波の直後から表面波成分が現れており、単純な時間的な切り分けでは実体波の増幅の抽出が難しいことがわかる。

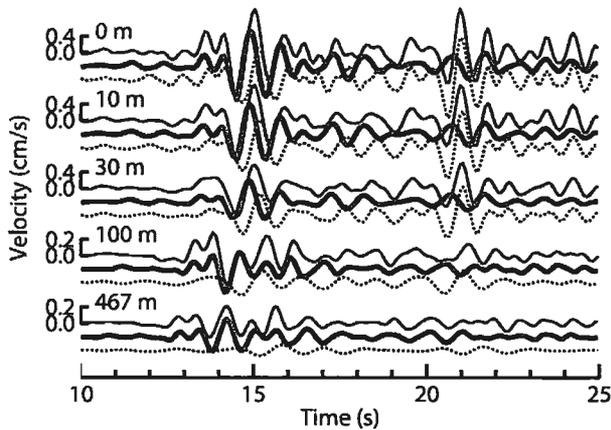


図3 各深さにおける分離波形（1990年神奈川西部の地震、EW成分）。黒実線：観測波形、灰色太線：実体波、点線：表面波成分。[吉田(2010)<sup>14</sup>]

## 2. 2 堆積層表面波の励起

堆積層表面波は、必ずしも盆地端部から発生するわけではなく、地表では見えない地下構造の不整形も発生要因となる。ここでは、周期は、やや長周期側になるが図1に示した足柄平野の観測網で得られた1996年10月25日の神奈川県西部の地震による二次的な波動の励起・伝播性状の解析結果<sup>10), 15)</sup>を紹介する。この地震の震源メカニズムは、北北東-南南西方向の走行を持つ逆断層であり、地震の震央は足柄平野の長軸の延長上にある。震源深さ23kmで各観測点までの震央距離が30km程度以下という幾何学的な位置関係から考えて、平野に入射する波動は実体波（SV波）と考えられる。

直達S波部分5秒間とその直後5秒間の平面内の地動速度オービット（周波数0.2~0.5Hz）を図4に示す。直達S波部分の時間帯ではどの観測点のオービットも長軸をほぼ震央方向（Radial方向）に向けており、足柄平野に対してSV波的な波が入射していることがわかる。次の時間帯では、岩盤点では小さな振幅となってしまうのに対し、平野内のKYMより南側の観測点では震動が継続し、Transverse方向の震動も励起されてくる。足柄平野では、屈折法による調査結果から平野南部では平野北部にくらべ $V_p=3.0$  km/s層が深く、その深さがKYMとNRDの間で急変しているというモデルが提示されている<sup>10)</sup>。このような深さ変化が、後続波の成長に影響を与えていると考えられる。なお、足柄平野の地下構造を三次元的にモデル化した数値シミュレーション<sup>10)</sup>では、平

野南部で入射波と異なる方向に震動する後続波の励起が再現されている。

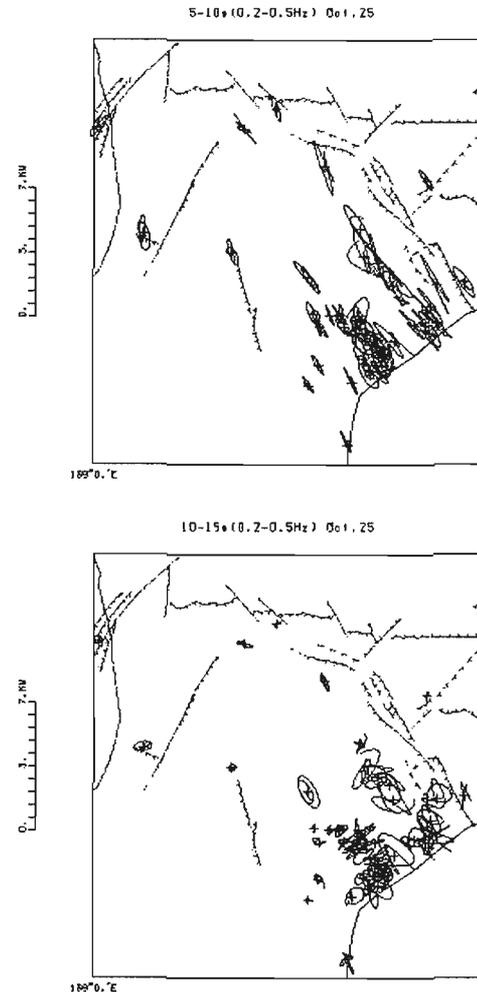


図4 水平面内の地動速度オービット（0.2~0.5Hz）  
上：S波部分5秒間、下：次の5秒間

後続波群の伝播性状を見るために、平野南東部の6観測点（CTS, SHS, HKC, SKW, SCH, NSK）を地震計アレイとして用い、0.2~0.5Hzのバンドパスフィルター波形のセンブル解析<sup>17)</sup>を行っている。センブル解析の結果<sup>10)</sup>をフィルター波形と合わせて図5に示す。S波部分（Radial成分：6-10秒付近）は、見かけ速度2.5~3.0 km/sで、震央方向（西北西：Back Azimuth = 約320度）よりやや西側から伝播している。伝播方向が震央方向からずれているのは、足柄平野の基盤が、東に向かって傾斜しており東側の観測点ほどS波の到達が遅れるためと考えられる。後続部分はより遅い速度（Transverse成分の10-14秒、16-20秒では、約1 km/s）で、さまざまな方向から伝播しており、こういった波群の重なり合いが、隣接する観測点の波形が異なる要因となっている。

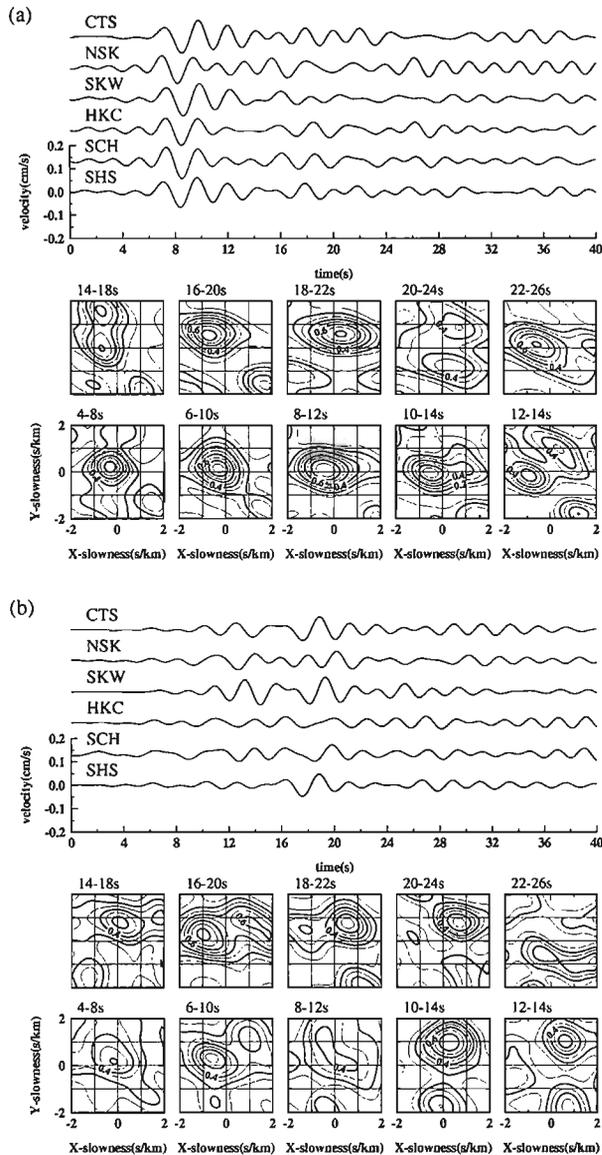


図5 平野南部の観測点によるセンブルス解析結果 (a)Radial 成分、(b)Transverse 成分。それぞれ、上がフィルター波形で下が解析窓4秒の解析結果。

### 3. 柏崎刈羽原子力発電所における観測

#### 3.1 新潟県中越沖地震の記録

新潟県中越沖地震により柏崎刈羽原子力発電所で観測された波形には、3つの顕著なパルスが見られた。第一、第二パルスは、敷地内で振幅がほとんど変わらないのに対し、第三パルスの振幅は、敷地の南部では北部に比べてほぼ2倍であり<sup>18)</sup>、褶曲構造との関係が検討されている。

新潟県中越沖地震の震源断層と発電所の位置関係を図6に示す。断層面は、柏崎～出雲崎沖合から発電所に向かって広がっており、発電所は震源域直近(ほぼ直上)に位置している。図には、特性化震源モデル<sup>19)</sup>のアスペリティも示してあるが、それぞれのアスペリティはサイ

トから見て異なる方位に存在している。

柏崎刈羽原子力発電所敷地内の地震観測点の配置を図7に示す。敷地南側(荒浜側)から1、2、3、4号機、北側(大湊側)に7、6、5号機のプラントがあり、それぞれに地震計が設置されている。また、敷地東側のゲート外にPR施設であるサービスホールがあり、ここでも地震観測が行われている。観測システムは、2007年3月以降に設置された強震計とそれ以前に設置されていた地震観測装置(既存システム)に分けられる。前者は、既存の建物内に設置したためGPSによる時計校正システムが使用できず絶対時刻が確保されていない。なお、2007年新潟県中越沖地震では、既存システムの記録はデータの上書きにより失われた。

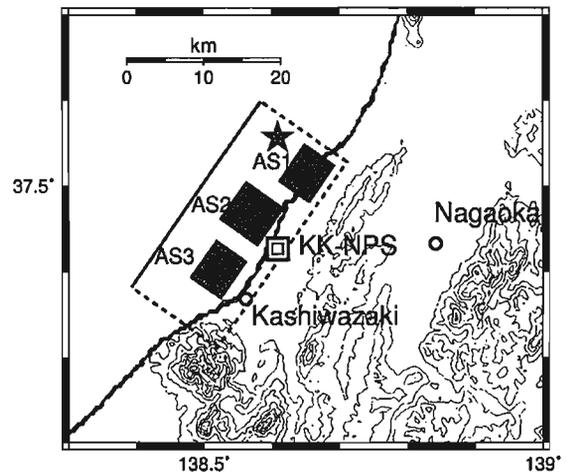


図6 新潟県中越沖地震の断層面と柏崎刈羽原子力発電所の位置関係。★は震央、■は芝(2008)<sup>19)</sup>により推定されたアスペリティ。

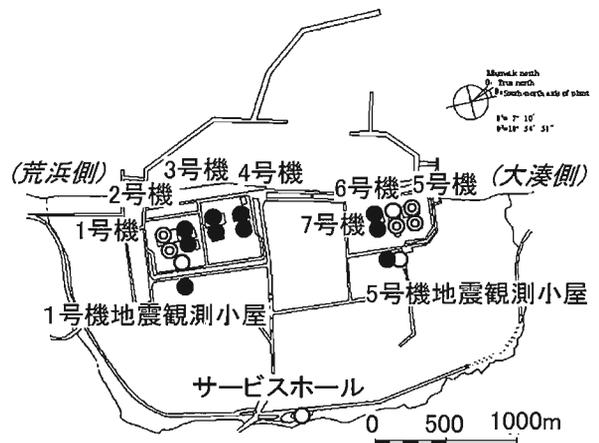


図7 発電所敷地内の地震観測点 ●は2007年3月に強震計を設置した観測点、○はそれ以前のシステムによる地震観測点、◎は両方ある地点。

原子炉建屋基礎版上の7点、1号機観測小屋、5号機観測小屋、サービスホール地点の計10点を用いたセンブランス解析により、新潟県中越沖地震で観測されたパルス波の伝播性状が評価されている<sup>20), 21)</sup>。なお、サービスホール地点以外の記録については、既存システムのモニター波形のプリントアウトからの復元結果<sup>22)</sup>に基づき、相対的な時刻合わせが行われている。

EW成分の速度波形を用いたセンブランス解析結果を図8に示す。解析に用いた時間窓は2秒である。S波初動部を含む第一パルス付近(時刻2~4秒)では、波の到来方向は北方であり、見かけ速度は3.4km/sである。第二パルスの時間帯(時刻4~6秒)では約2km/sで北西からの伝播となっている。注目される第三パルスは、時刻8~10秒で見かけ速度5.6km/sという早い速度で西方から到来している。解析結果は、図6に示したアスペリティの相対位置関係と対応し、震源近傍ではアスペリティとの位置関係により、地震波の入射方向が時間帯で変化することが確認できる。

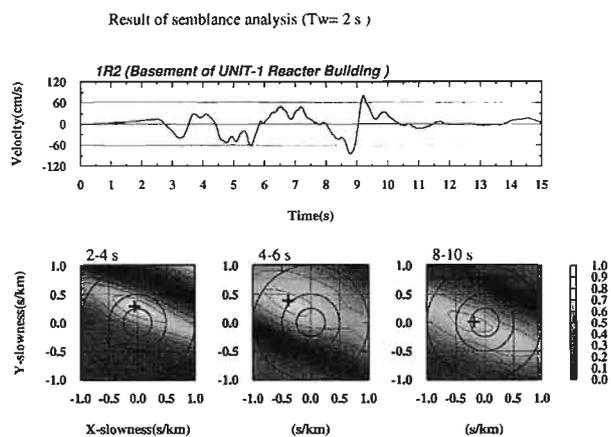


図8 新潟県中越沖地震による速度波形(EW成分)を用いたセンブランス解析結果  
上:1号機の波形, 下:パルス毎の解析結果。

新潟県中越沖地震による1号機と5号機の基礎盤上における記録のスペクトル振幅比の時間変化を図9に示す。解析窓5秒でフーリエスペクトルを計算し、5号機を分母とした比を示している。第一、第二パルスに相当する時間帯(8秒まで)と第三パルスの時間帯で、振幅比が大きく異なっている。一次元的な地下構造では、震源距離に比べて近接した観測点間のスペクトル比が、入射角・方位によって大きく変化するとは考えにくい。この原因については、地下構造調査結果に基づく地下構造のモデル化とそれを用いた数値シミュレーションにより、サイト直下の古い褶曲構造の応答が入射角によって異なるためと解釈されている<sup>7), 23)</sup>。観測点近傍に不整形構造

が存在する場合、地震波の入射角によりサイト特性が異なる可能性があり、十分な調査検討が必要である。

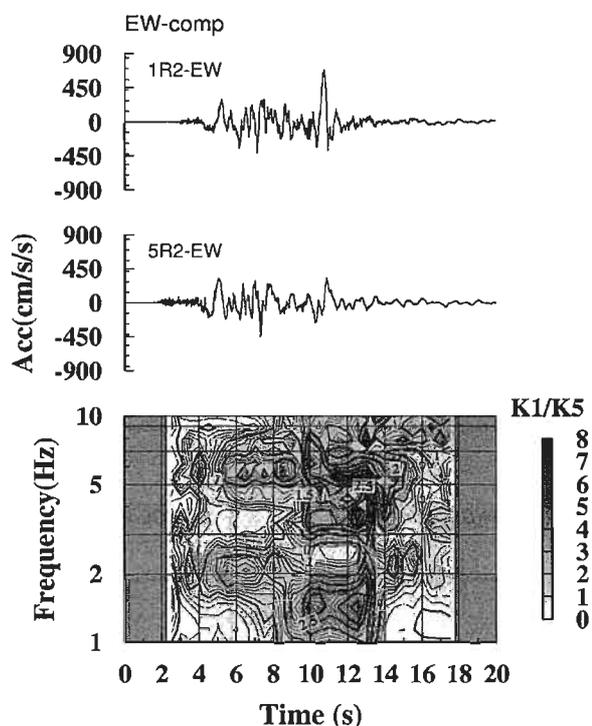


図9 1号機と5号機の基礎盤上記録のフーリエスペクトル比の時間変化  
上:1号機の波形, 中:5号機の波形, 下:フーリエスペクトル比(解析区間幅5秒、幅1HzのParzen windowで平滑化)

### 3. 2 鉛直アレイ記録に見られる不整形の影響

鉛直アレイ記録にも地盤の不整形の影響が見られる。図10は、サービスホール地点における2007年8月23日中越沖の地震(M3.7)[地震a]及び2009年8月3日中越の地震(M3.7)[地震b]の速度波形である。速度波形は、加速度波形を周波数領域で積分し、地震aは周波数0.1Hz、地震bは周波数0.25Hzのハイパスフィルターを通してている。いずれの地震でも入射波が、地表に向かって伝播し、地表で反射して戻っていく様子が確認できる。図から一次元波動伝播では説明できない点が二つ指摘できる。一つは、SG4地点の反射波の振幅である。通常、上部層の減衰の影響により地震aの場合のように入射波に比べて小さいが、地震bでは反射波の方がやや大きい。これは、一次元的な波動伝播では解釈できず、二・三次元的な波動伝播を考える必要がある。また、地表付近における震動継続時間の伸びも一次元的な波動伝播では説明できない。地表近くに地震波をトラップする機構が必要である。サービスホールは敷地を取り巻く砂丘上に位置し、地表標高は65mである。厚い表層(新第三紀

の西山層上面は地下 85m) に加え、地形の不整形の影響も考えられる。

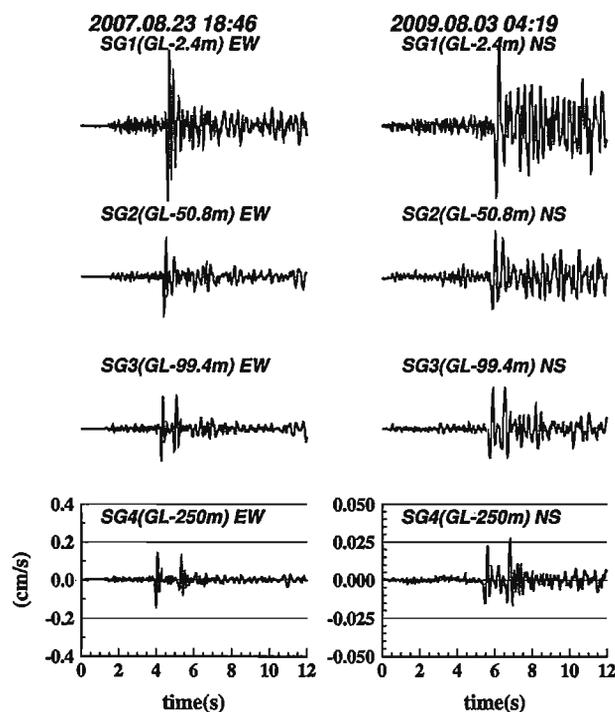


図 10 サービスホールの鉛直アレイ速度記録 [2007 年 8 月 23 日中越沖 (M3.7) の 2009 年 8 月 3 日中越 (M3.7)]

### 3. 3 敷地内での地震動の空間変化

柏崎刈羽原子力発電所では、新潟県中越沖地震後に地震動の空間変化と地下構造の関係解明を目的に稠密余震観測を行っている<sup>25)</sup>。図 11 に示すように地表 19 点に独立型観測システムを設置し強震観測を実施している。センサーは動コイル型加速度計、電源は太陽電池パネルとバッテリーである。データは連続観測で収録し、GPS で時刻同期を実現している。

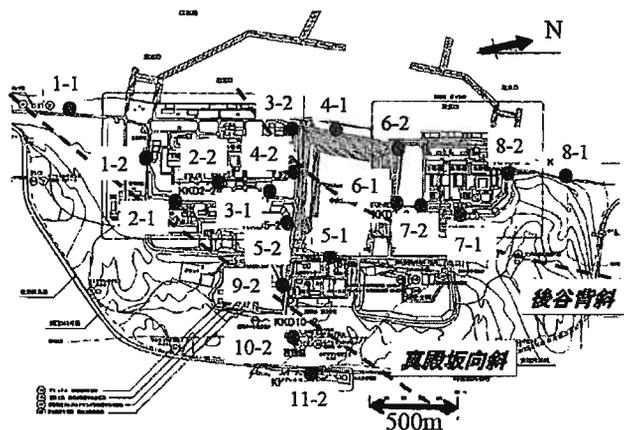


図 11 柏崎刈羽原子力発電所の稠密余震観測点 (●)

2008 年 5 月 8 日茨城県沖の地震(M7.0)による速度波形 (Radial 成分)を図 12 に示す。加速度記録に周波数 0.05Hz の Low-cut フィルターをかけて積分した波形である。水平成分は、震央からの方位で Radial-Transverse 成分に変換した。継続時間が長く後続部で大振幅の特徴的な波群が見られ、表面波が卓越していると考えられる。波形は南 (KKD1-1) から北 (KKD8-1) に連続的に変化しており、隣り合う観測点の波形では山谷の対応も良いが、敷地南側では明瞭な 180 秒付近の後続波群が北側では小さな振幅となっている。

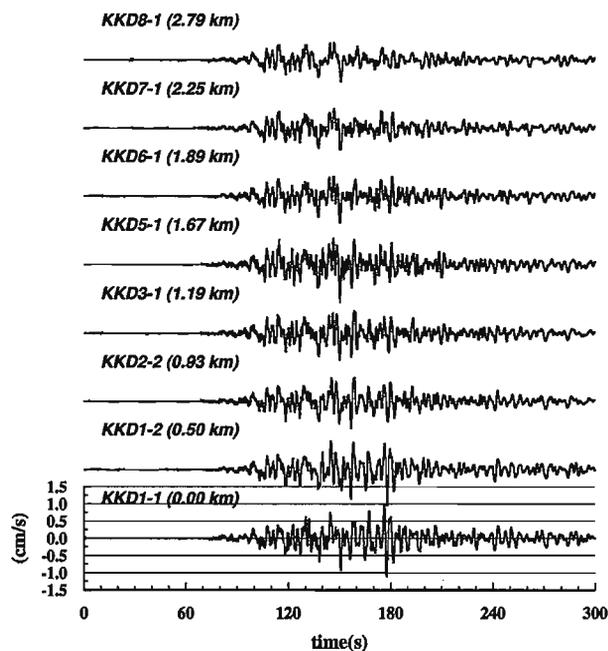


図 12 稠密余震観測網で得られた 2008 年 5 月 8 日茨城県沖の地震 (M7.0) による速度波形 (Radial 成分) ( ) 内は KKD1-1 からの距離。

同じ記録について KKD-8-1 を基準にしたフーリエスペクトル比を図 13 に示す。水平動は, Radial も Transverse も傾向は似ており、敷地南部 (KKD1-1、1-2) では、周波数 0.2~0.5 Hz の範囲で約 2 倍、1Hz 付近より高周波数側ではやや小さくなっている。敷地中央部に近づくにつれてピークが 0.5 Hz に移動し、KKD5-1 では 3 倍に達する。また、高周波数側も大きくなる。北部 (KKD7-1) では、0.5Hz に小さな山があるが、低周波数側でほぼ 1 倍である。敷地南側の観測点は、敷地北側の観測点に比べ、低周波数側で大きい傾向があり、敷地内で系統的に変化していることが確認できる。この変化と敷地内の褶曲した地質構造には対応が見られる。

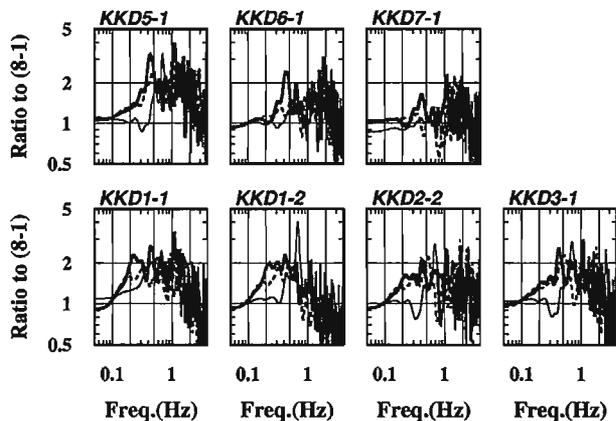


図 13 KKD8-1 に対するフーリエスペクトル比

Radial 成分/UD 成分のスペクトル振幅比 (RV 比) を図 14 に示す。RV 比は、1Hz 以上の高周波数側には顕著なピークは見られないが、敷地北部とその他で大きく異なる。敷地南部から中央部にかけては、周波数 0.2~0.4Hz に大きなピークがあり、向斜軸から背斜軸に近づくほどピーク周波数が高くなるように変化しているが、背斜軸を越えた北部では、明瞭なピークは見られない。RV 比をレーリー波によるものと見なし、微動のアレイ観測で求めた平均的地下構造モデル<sup>25)</sup>から計算される値と比較すると、微動アレイの中心部に近い観測点 (KKD3-1、KKD5-1) で、ピーク位置が整合的である。

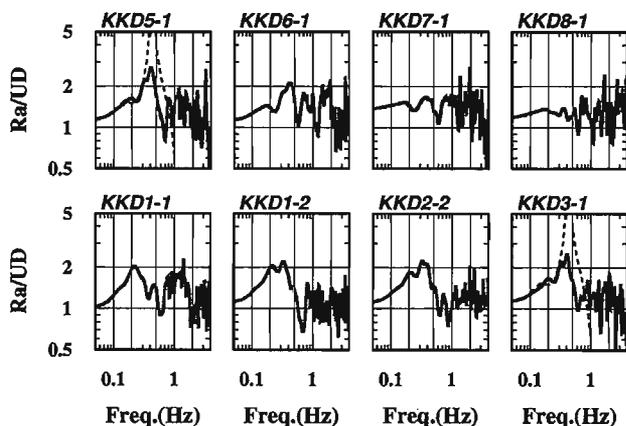


図 14 水平 (Radial)・上下スペクトル比

実線：観測データ、破線：地下構造モデル<sup>25)</sup>から計算されたレーリー波基本モードの水平・上下比

波形の相関性の時間変化を見るために、KKD1-1 の波形に対する 60 秒毎のコヒーレンスを計算した結果を図 15 に示す。図 12 に示した波形のうち、KKD1-1 を基準とし、敷地南側から KKD2-1、KKD3-1、KKD6-1 そして KKD8-1 ののである。なお、コヒーレンスの計算の際は、

幅 0.2Hz の Parzen ウィンドウを用いて周波数領域での平滑化を行った。

距離や周波数とともにコヒーレンスは低下するが、区間毎に特徴は異なる。地震波が到達する前の常時微動に相当する区間(a)では、距離にかかわらずコヒーレンスが低い。実体波が卓越すると考えられる区間(b)では、距離の離れた KKD1-1 と KKD8-1 の間でも高いコヒーレンスが維持されている。表面波が主体となっている区間と考えられる区間(c)、(d)では、距離に対するコヒーレンスの低下が区間(b)より大きく、敷地北側とのコヒーレンスは急に小さくなっている。

区間毎のコヒーレンスに見られる特徴は、波動成分の伝播性状を反映していると考えられる。敷地に下方から入射波に比べ、横から入射する表面波の方が、波形の相関性が下がる可能性がある。波形全体を一つの波動伝播モデルで扱うことは無理があると考えられる。

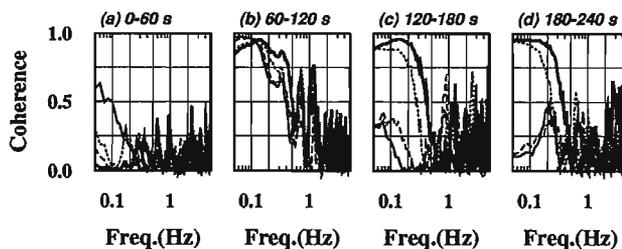


図 15 60 秒毎のコヒーレンス

解析区間は図 12 に対応。コヒーレンスの基準点は KKD1-1、太線は KKD1-2、点線は KKD3-1、破線は KKD6-1、細線は KKD8-1 とのコヒーレンスを示す。

#### 4. おわりに

短周期地震動の増幅を考える際には、一次元的な波動伝播を仮定するケースが多い。しかし、実際には、表面波の混入や不整形地盤構造の影響による多方向からの後続波の入射、アスペリティとの位置関係に基づく震源近傍での入射波動場の変化など、波動伝播を三次元的に考えるべき要素も少なくない。結果的に、一次元的な増幅と大きく異なった増幅が出現することとなる。

地盤構造に不整形性がある場合には、入射波動場に応じてサイト特性が変化する可能性が高い。一次元的増幅モデルとの違いをどこまで許容するかにもよるが、地下構造の状況を把握し、想定される地震に応じてサイト特性を考えておくことが重要である。

#### 謝辞

本稿を作成するにあたり、東京大学地震研究所、東京電力及び電力中央研究所の強震観測記録を用いました。観測網を維持するために努力され、貴重な記録を蓄積さ

れてきた関係各位に深く感謝の意を表します。また、作図には GMT<sup>26)</sup>を用いました。記して感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 川瀬 博: 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震2, 第46巻, pp.171-190, 1993.
- 2) 岩田知孝・入倉孝次郎: 観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, 第39巻, pp.579-593, 1986.
- 3) Kato, K., M. Takemura, T. Ikeura, K. Urao and T. Uetake: Preliminary analysis for evaluation of local site effects from strong motion spectra by an inversion method, *J. Phys. Earth*, Vol.40, pp.175-191, 1992.
- 4) Iida, M., H. Yamanaka and N. Yamada: Wave field estimated by borehole recordings in the reclaimed zone of Tokyo Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 95, No. 3, pp. 1101-1119, 2005.
- 5) 笹谷 努, 齋藤誠司, 古村美津子, 工藤一嘉: やや深発地震による足柄平野の地震応答, 北海道大学地球物理学研究報告, No.58, pp.21-37, 1995.
- 6) Kawase, H.: The cause of the damage belt in Kobe: "The Basin-edge effect," Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves, *Seismo. Res. Lett.*, Vol.67, No.5, pp.25-34, 1996.
- 7) 東京電力(株): 柏崎刈羽原子力発電所における平成19年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析及び基準地震動に係る報告書, 東京電力(株), 2008.
- 8) 中部電力(株): 駿河湾の地震を踏まえた地震動増幅特性について, 平成22年4月27日, 原子力安全・保安院, 地震・津波, 地質・地盤合同ワーキンググループ(第47回) 配付資料, 合同W47-2, <http://www.nisa.meti.go.jp/shingikai/107/3/047/47-2.pdf>.
- 9) Kudo, K., E. Shima and M. Sakaue: Digital strong motion accelerograph array in Ashigara valley, *Proc. of 9th World Conf. Earthq. Eng.*, Vol.8, pp.119-124, 1988.
- 10) 植竹富一: 堆積盆地構造が地震動に与える三次元効果—足柄平野の強震観測記録に基づく検討—, 東京大学学位論文, 2007.
- 11) 植竹富一, 工藤一嘉: スペクトルインバージョンを用いた神奈川県西部地域の地盤増幅特性と  $Q_s$  値の評価, 地震2, 第58巻, pp.15-28, 2005.
- 12) 木下繁夫, 大池美保: 関東地域の堆積層—基盤系におけるS波の減衰特性—0.5~16Hz—, 地震2, 第55巻, pp.19-31, 2002.
- 13) 池浦友則: 鉛直アレー観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, pp.65-82, 2009
- 14) 吉田邦一: 地震計鉛直アレー記録の相分解法の改良, 北海道大学地球物理学研究報告, No.73, pp.175—183, 2010.
- 15) 植竹富一・工藤一嘉: 足柄平野の複雑な地下構造に起因する地震動の後続位相—山梨県東部の地震記録の解析—, 地震2, 51, pp.319-333, 1998.
- 16) Higashi, S.: Underground structure beneath the Ashigara valley, Japan, from seismic refraction survey, Ashigara Valley Blind Prediction Test, Japanese National Working Group on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, pp.(2-21)-(2-33), 1991.
- 17) Neidell, N.S. and M.T. Taner: Semblance and Other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, Vol.36, pp.482-497, 1971.
- 18) 土方勝一郎, 西村功, 水谷浩之, 徳光亮一, 真下 貢, 田中信也: 2007年新潟県中越沖地震の地震動特性, 日本建築学会構造系論文集, 第75号, 第653号, pp.1279-1288, 2010.
- 19) 芝 良昭: 2007年新潟県中越沖地震の震源過程の解明と広帯域強震動評価, 電力中央研究所報告, 研究報告 N08007, 2008.
- 20) Uetake, T., I. Nishimura and H. Mizutani: Characteristics of Strong Motion Records in Kashiwazaki-Kariwa Nuclear Power Station during the Niigatiken Chuetsu-Oki Earthquake in 2007, *Proc. of 14th World Conference of Earthquake Engineering*, Paper#02-0146, 2008.
- 21) 植竹富一, 徳光亮一: 2007年新潟県中越沖地震の震源近傍強震記録に見られたパルス波の伝播方向, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.1017-1018, 2008.
- 22) 田中信也・真下 貢・湯沢 豊・中島由雄・高橋裕幸・工藤一嘉: 2007年新潟県中越沖地震による柏崎刈羽原子力発電所での地中地震動—ペンレコードの数値化による地震動の推定—, 日本地震工学会論文集 第8巻, 第3号, pp.63-78, 2008.
- 23) 植竹富一, 徳光亮一, 西村 功, 土方勝一郎: 柏崎刈羽原子力発電所の古い褶曲構造が地震動特性に与える影響—差分法を用いた波動伝播評価—, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.1017-1018, 2009.
- 24) 植竹富一, 徳光亮一, 引間和人, 佐藤浩章, 東 貞成: 柏崎刈羽原子力発電所における地震動特性の空間変化—2008年5月8日茨城県沖の地震の解析—, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.733-734, 2010.
- 25) 佐藤浩章, 東 貞成, 植竹富一, 徳光亮一: 微動・地震観測に基づく深部地盤のモデル化—柏崎刈羽原子力発電所を対象とした微動アレー観測の適用性—電力中央研究所報告, 研究報告 N09013, 2010.
- 26) Wessel, P. and W.H.F. Smith: New improved version of Generic Mapping Tool released, *EOS*, 79, 579, 1998.

### 3. 特別講演



# 研究の原点は気象庁：震度とマグニチュードへのこだわり

## JMA: My Origin as a Researcher : Heart for the Seismic Intensity and Magnitude

武村雅之\*<sup>1</sup>

Masayuki TAKEMURA

This manuscript is an outline of my history of research up to now. When I was a little boy, I longed to become a weatherman of the Japan Meteorological Agency (JMA). This is my origin as a researcher. I majored geophysics in the university, and got a job in the technical institute of a construction company in 1981. I began to research as a seismologist in the earthquake engineering field. A lot of my research subjects are related to magnitude and seismic intensity of JMA, and old seismograms observed by JMA. I look up to Dr. Takematsu Okada, who is a distinguished director general of the Central Meteorological Observatory (CMO), which is the predecessor of JMA. "As a staff of CMO should be" described by Dr. Okada gives me a good guide for my way of research.

### 1. はじめに

地盤震動小委員会の加藤主査から特別講演をと依頼された際に、大変光栄なこととお引き受けしたが、さて何を話そうかと考えた時に、多少心の葛藤があった。大先生方がやられるような「私の研究人生」的な話をするには若すぎると思うし、何よりそんな大それた話をするほどの業績を挙げてきた訳でもない。

ただ私がやってきた研究を振り返ると、他の理工学 of 研究者とは明らかに異なる特徴があることを自覚している。その特徴のルーツを自分なりに探るのも面白いかなあと考えて筆を執った。特徴とは何か。第1に私の論文にはほとんど数式が出てこないこと、第2にマグニチュードと震度に関するものが多いこと、第3は一人でも多くの方々に分かって欲しいというこだわりが人一倍強いことである。

こんな私の研究スタイルがどこから生れたのか、そんなことを主題に話をすすめることにしようと思う。

### 2. 気象庁と私

平成18(2006)年のことだったと思うが、当時気象庁地震火山部のある職員の方から突然私にメールが来た。東京管区気象台の地震解説業務研修会というがあるので、話をしてくれないかという依頼だった。そこには、“地方の地震防災を担う組織に元気を注入したい。”と書かれていた。

「彼の気持ちに応えたい。」と思うと同時に、気象庁と聞くと血が騒ぐ私は、是非引き受けたいと思った。ところが予定の日にちを聞くと、ちょうど家内と結婚25周年の休暇をとって出かける日に重なっていた。気象庁が大好きな私でも、さすがに女房には替えられない。駄目元で、前後の都合のいい日と時間を書いて返信した。すぐに返事があり、私の都合

に合わせてくれるという。

どんな話をしようかとあれこれ考えていると、次々に気象庁に対する思い出がよみがえってきた。それならいっそそれらを書きとめて研修を受ける職員の方々に読んでもらおうと思い小文を書いた。それを見ながらこの原稿を書いている。その小文の題名は「気象庁と私」、そしてその時の講演の題目は「気象庁の職員はどうあるべきか」であった。

### 3. 数学嫌いが理系へ

私が気象庁を意識したのは、小学校時代からである。生まれが昭和27(1952)年だから、昭和30年代の中ごろからだと思う。きっかけは台風である。当時私は、父母と祖母の4人で京都で暮らしていた。住んでいた場所が水害の常襲地で、年に1度、多い時には2度3度と、大雨で家が浸水した。台風が来ると学校が休みになる。浸水も後片付けをしなければならぬ大人にとっては大変なことだが、停電の中、家の通り庭にぷかぷか色々なものが浮き、時には魚さえ泳いでいる状況は、子供にとっては結構楽しい体験だった。

昭和30年代は伊勢湾台風や第二室戸台風と、思い出すと今でもぞくぞくするような大型台風が次々とやってきた。ちょうどテレビが自宅についた頃で、台風が近づくとテレビの台風情報に釘付けになった。当時は今とは違い、天気予報は美人キャスターとは無縁で、普段は字が出るだけだったが、台風情報ともなると気象庁予報部の予報課長さんが現れて、日本地図の上に台風の現在位置と予想進路が書かれた黒板を前に解説していたのである。

その姿は、いつ見ても徹夜明けのような雰囲気、白いよれよれのワイシャツにノーネクタイと決まっていた。その姿にあこがれをもち完全にしびれてしまったのが気象庁と私

\*1 小堀鐸二研究所 理博

との関係の始まりである。それまで、テレビで見るディズニーの“冒険の国”に登場するライオンに魅せられて、動物園の飼育係になりたいと思っていた私は、この頃から、心底予報官になりたいと思うようになった。

中学に上がると、理科の授業で天気図を習った。それからというもの、ラジオの気象通報を聞いて天気図を描く快感にのめり込んだ。あのあこがれの予報官と同じデータを共有できていると思うだけでわくわくした。私は中学、高校と私立の進学校に通った。学校では、京大に入って、医者や外交官や弁護士さらには一流企業で活躍するなんていうのが標準で、私の親もそのつもりでいたようだ。そんな中で測候所の技官や予報官になりたいなんて、学校でも家でも、ほんの気まぐれだろうと問題にもしてくれなかった。ところが、その気持ちは大学受験の時まで変わらず、お陰で数学が大の苦手なのに理科系を選択するはめになってしまった。私の研究の特徴の第一は、この時決まったようなものである。

文系人間が理系にすすむとやっぱり苦勞する。ところがやりたいと思う気持ちは、そんな苦勞を跳ね除けてしまう。親の賛成を得られないままに気象大学校を受験、見事に合格したのだが・・・。さあここからが大変である。親の反対は予想以上で学校の先生も親の見方だった。合格通知を受け取って翌日までに行くか行かないかの返事をしなければならない。一晩中、家出の実行も視野に、悶々としたことを今でもよく憶えている。結局は親に逆らえず、一年浪人し、東北大学理学部に入學した。昭和47(1972)年のことである。京都を離れたのは、今から思えばせめてもの親への反抗だったのかもしれない。

#### 4. 大学時代

東北大学では3年生から地球物理学科に所属し、4年生で事情が多少変わって気象学講座ではなく地震学講座に入ることになった。4年経ったら京都に戻るという親との約束を反故にして、大学院に進み、さて博士課程になった時に何をやるかではたと困ってしまった。

修士課程の時から始めた世界標準地震計ネットワーク(WWSSN)の記録を用いた大地震の震源過程の解析は、私がやり始めた頃には解析の対象となる大地震が枯渇するような有様で、これ以上は続けられない。地震予知に関連する部門とは違い、地震学講座の研究費はそんなに潤沢でない。先輩から“5万円使ったら一遍論文を書け!”なんて言われたことを思い出す。お陰でどこへ行っても時間さえ確保できれば研究ができるようになった。

そのような時に私を救ってくれたのは、気象庁の地震月報だった。地震月報には地震毎に、各観測所で標準地震計によって観測された地震波の最大振幅Aと見かけの周期Tが書かれている。それを見ているうちに地震によってずいぶんみかけの周期が異なることが分かってきた。そこで $Me = A \cdot T \cdot \Delta$ というパラメータを定義して、決まった震央距離 $\Delta$ の範囲

で平均し、Tの平均との関係で震源の特性の地域性が見えないかと考えたのである。資料は膨大にあった。地震月報の前にも気象要覧に同じような表があり、みんなあわせると1900年位から当時(1978年)まで、数えられないほどの地震の数である。来る日も来る日も気象要覧と地震月報を開けて電卓で計算を続けた。図書室から全ての地震月報と気象要覧を研究室に運び入れて、片っ端から計算した。たぶん計算に半年はかかったと思う。

とりあえず1963年以後のM3以上の地震約3000個に対して $Me/T^3$ を値別に分類し、地図にプロットしたのが図1である<sup>1)</sup>。ストレスドロップ擬きの地域性が見える図ができた。今ならあつという間にできるのだが、何せ手計算の次は手書きだから、この図を描くだけでたぶん1ヶ月くらいはかかったと思う。ちなみに地図ももちろん手書きである。ほんの30年前の話だがまったく悠長な時代だった。

一連のこの作業の中で、私が今も鮮明に記憶しているのは、気象要覧が昭和20(1945)年の終戦が近づくとまず軽くなる。紙質が悪くなるからで、その後だんだんと薄くなって、昭和21(1946)年には正規のB5版から1/4サイズになりしかもガリ版刷りという月が何ヶ月もあったように記憶している。それを見ただけで、当時の中央気象台の職員の現場意識の高さに驚かされる。ひと月たりとも欠号にはしないという執念を感じたからだ。そんな気持ちが乗り移ったお陰か、端からみたら馬鹿みたいな電卓作業も、3000個の震源プロットとレタリングも、それほど苦にはならなかった。このような経験は後年、関東大震災の資料整理に取り組む時も大きな力になった。

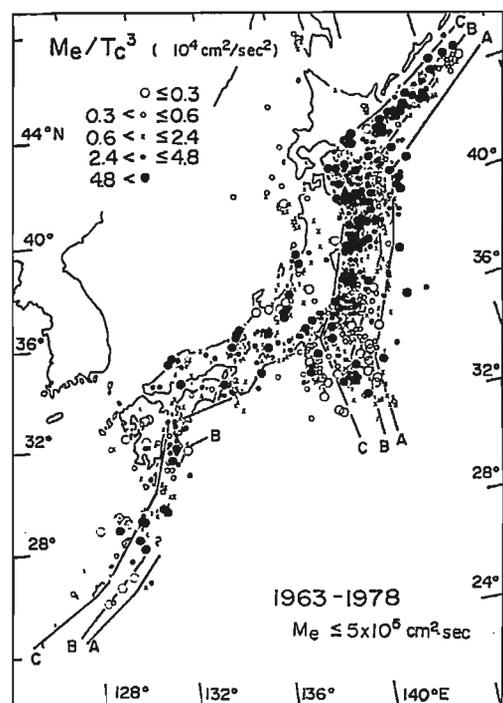


図1 大学時代に地震月報のデータから作成した日本付近の地震の震源特性図<sup>1)</sup>

“根気よく仕事を続ければ、多少頭は悪くても、人にはできない仕事ができる”こんな私の信念はこの頃生まれた。

以上の結果や気象庁マグニチュードなどのデータを組み合わせ、先輩の小山順二さんの支援のもと、なんとか博士論文を書き上げた。昭和56(1981)年のことである。今から思うとお恥ずかしい内容だが、根気よく精力的に仕事をしたことは誰にも負けないという自負があった。

## 5. 地震学から地震工学へ

ちょうどその頃、原子力関連業務で地震学者を必要としていた鹿島建設の技術研究所から就職のお話があった。私に目をつけてくれたのは太田外気晴さんである。入社後すぐに地盤震動小委員会の委員になれたのも太田さんのお陰だった。初仕事は10周年の記念出版物の執筆、編集だった。

地震学から地震工学へ。一字の違いでそこには全く違う世界が広がっていた。面食らったことは沢山あるが、一番驚いたのは、工学では気象庁が発表する震源位置やマグニチュードが絶対で、どんなに現象の解釈に不都合でも、その値が疑われることがないことだった。私は、工学でよく使う応答スペクトルや地盤の応答解析などを勉強する傍ら、マグニチュードや震源決定の仕組み、さらには震源メカニズムの求め方などを、必要に応じて周りの研究者に伝えた。1980年代は私にとって、理学と工学の狭間を強く感じた時期であった。

私はこの時期、地震工学に接したことで、より一層地震学者としての自分を意識するようになった。どんなことでも研究を始めたことは必ず査読論文にして地震学会に発表し、自分の真価を問う。地震工学分野に身を置いていても地震学の進展に乗り遅れることがないようにするにはそれしかないと思った。そのことが、自分を地震学者として必要としてくれる人達へ報いることだと考えたし、小堀鐸二先生はじめ周囲の方々も私のことを暖かく見守ってくれた。

また、周囲が全て異分野の人達であり、また民間企業という性格上、電力会社をはじめとする顧客に地震学の成果を説明する機会が多かった。相手に分からなければ、無視されるどころか非難されることもあった。そんな環境が、研究の特徴の第3にあげた分かり易さにこだわる姿勢を醸成してくれたように思う。大学時代にプレゼンテーションの重要性を徹底的にたたき込まれたことにも大いに助けられた。

## 6. マグニチュードの癖

1980年代は工学の世界に地震学の知識がどんどん流入していった時代である。私自信もその一部だった。するといまままで地震学の世界でいい加減に扱われていたことも、それでは済まなくなり、却って混乱の種になることも出てきた。その1つが気象庁マグニチュードの癖である。

気象庁マグニチュードMを地震モーメント $M_0$ に対して整理してみると、内陸で起こる震源が浅い地震と海溝沿いのや

や震源が深い地震では、同じ坪井式で評価した値でも系統的に値が異なるのである(図2)。地震モーメントから計算されるモーメントマグニチュード $M_w$ は表面波マグニチュード $M_s$ と同じような値になるように設計され、気象庁マグニチュードMも元を正せば $M_s$ にあうように設計されているのに、内陸の浅い地震では、気象庁マグニチュードMが $M_w$ より大きくなってしまっているのである<sup>2)</sup>。

従来から地震学の世界では、特に大学を中心に、気象庁の現業のルーチンワークから出てくるデータにはあまり興味がなく、より最先端のデータを観測して解析することに力が注がれていた。このため上記のような気象庁マグニチュードの性質は、誰にも調べられることなく(気象庁には気づいていた人もいたかも知れないが)40年間も放置されていたのである。一方先に述べたように、工学の世界では気象庁の発表は絶対であり、見かけ上、ころころ変わる難しくて分かりにくい大学の研究成果は、そのままでは社会的には使えないという認識があった。至極当然のことである。

そんな中、日本で普通に使われてきた内陸地震による断層長さLとそこで起きる地震のマグニチュードMの関係を表す、いわゆる松田式を使おうとすると、外国で求められた同様の関係式と大きく違うという指摘が出て、工学的に利用する場合の問題となった。ところが私の研究でその問題は一気に解決したのである<sup>3)</sup>。つまり、気象庁マグニチュードMを絶対視せず、その癖を心得ると松田式が正しいことが分かったのである。地震調査研究推進本部は、活断層から地震動評価をする際に、今でも松田式とこの時の私の式を組み合わせで地震モーメント $M_0$ を求めている。

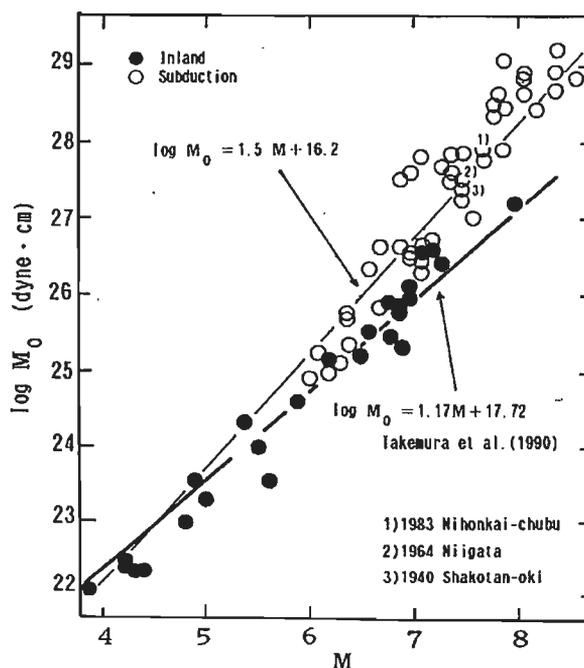


図2 気象庁マグニチュードの癖<sup>2)</sup>

実を言うと、私の論文の中で最も多く引用されているのは、関東大震災の詳細震度分布図を評価した論文と、この時期、内陸地震の気象庁マグニチュード  $M$  と地震モーメント  $M_0$  の関係を求めた論文ではないかと思う。 $M$ - $M_0$  関係を求めることは一日もかからないが、関東大震災の震度評価には一年を要した。その対比も論文のおもしろさである。

### 7. 関東地震との出会い

1990年代になって私にとって最も大きい出来事は、関東地震の研究を始めるきっかけとなった岐阜測候所の記録との出会いであった。それは、たまたま昭和30年(1955)年頃に作成された地震記象のマイクロフィルムの中に岐阜測候所での関東地震の振り切れていない記録を見つけたことに始まった。

詳細は著書<sup>4)</sup>にも書いてあるので、かいつまんでお話しすると、マイクロフィルムで記録に出会ったものの、問題は解像度が悪く、どうしてもタイムマークが見つからないことだった。そこで、岐阜測候所に記録が保管されていないかを調べに出かけた。岐阜地方気象台では岐阜大学の村松郁栄先生の教え子で職員の大沼啓人さんがすでに関東地震の記録を探しておられた。ところがそんな記録は見たことがないと言われた。

当時は気象庁で古い記録のマイクロフィルム化のプロジェクトが始まったかどうかの頃で、少なくとも岐阜地方気象台では記録の整理どころか、観測室に多くの記象紙が箱に入れて山積みになり、中には煤書き記録が丸めて荒縄でしばられているものなど多数の記録が雑然と置かれている状況だった。そんな中で、大沼さんを頼りに目的の記録を探した。結局見つけることができずそろそろ諦めて帰ろうかと、藤沢台長に御挨拶した後だったと思う。大沼さんが何か心当たりがあるのか、もう一度探してみますかと観測室に降りて行かれた。それについていった私は、大沼さんがある箱を出して開けた瞬間、“これだ！”と確信した。

そこにはマイクロフィルムで見た本震の記録だけでなく、連続して4枚、9月3日の朝9時までの今村式強震計の記録があった。あの時の興奮は今でも忘れられない。さっそくコピーを取らせてもらおうと記象紙の箱を抱えて、許可を得に再び台長室に戻った。藤沢台長も目を丸くして記象紙を見られ、こんなすごい記録があったなんて全く知らなかった。私にも一枚コピーをくださいと興奮気味におっしゃったのを今でも憶えている。夕日が差し込む気象台の部屋で今観測されたかと思えるほど鮮明な記録のコピーを一枚一枚取らせていただいた時のことは、一生忘れられない思い出である。図3に思い出の本震の記象紙とそれを記録した今村式強震計の写真を示す<sup>5)</sup>。今村式強震計は岐阜県立博物館にあり、翌日調査に行った<sup>6)</sup>。

この記録のお陰で、本震だけでなく、よく分からなかった本震直後の  $M6$  以上の余震活動の全容をほぼ掴むことができ

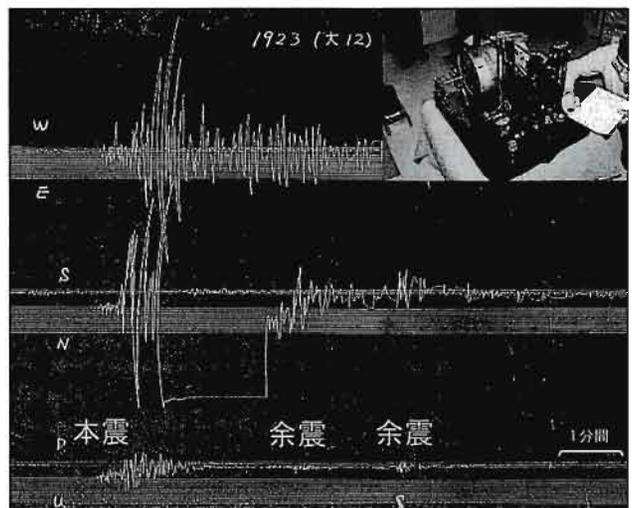


図3 岐阜地方気象台で見つけた関東地震の記録<sup>5)</sup>



1922(大正11)年1月10日(開所式)

1994(平成6)年5月18日

図4 高田測候所の今昔<sup>4)</sup>。時の流れを感じさせる松。大正11年の開所式の時と平成6年に測候所を訪問したときの比較

た。特に11時59分の本震発生直後、12時1分と12時3分ころにマグニチュード7クラスの余震が立て続けに起こっていたことが分かり、東京などの体験談に現れる3度揺れたという記述の真相が明らかになった<sup>7)</sup>。

これ以後、本庁の協力で、高田、山形、長崎と、関東地震当時今村式強震計が設置されていた測候所を調べ、次々に振り切れていない本震の記録を見つけることができました。また、浜田信生さんの紹介で、地震津波監視課の倉庫に眠る関東地震の記録の写真アルバムの整理もやらせていただいた<sup>8)</sup>。調査に訪れた高田測候所の今昔の写真を図4に示す<sup>4)</sup>。残念なことに、高田測候所は行政整理でその後廃止され現在は無い。

一連の調査をした記録は全て論文で紹介した<sup>9)</sup>。また、本震や主な余震記録は何れもデジタル化したものを気象庁の許可を得て、鹿島建設技術研究所のホームページで公開している。これらの記録は、その後関東地震の本震の震源過程の解明に大いに役立った。

これら一連のことで学んだのは、記録はその時々やそれを取り巻く環境の変化によって、観測された頃には思いもよらなかった活用ができるということである。関東地震が発生したころ、地震の震源が何かは分からなかったが、記録が残っていたお陰で、震源断層の細かなすべり過程が80年後に明らかになったし、余震活動の解明にも大いに役立った。

## 8. マグニチュード改訂の波紋

兵庫県南部地震が発生した平成7(1995)年頃には、関東地震の記録探しも一段落していたが、今度はマグニチュードの改訂を巡って、気象庁と私の関係は続いた。地震後しばらくしてからだったと思う。マグニチュードの改訂に関して立て続けに気象庁から日本地震学会の大会での発表があった。

発表内容から判断して、私にはどう見てもスケールの性格(癖)が変わるとしか思われず、発表の度に尺度を変えるのには反対だと、声を大にして意見を述べさせてもらった。ある時などは、別のセッションで司会に当たっていたにも関わらず、気象庁の発表の時だけ、自分のセッションを抜け出し、反対意見を言いに行ったこともあった。

なぜ私がスケールを変えることに反対したか。第一に、マグニチュードにどれが正しくて、どれが間違いであるというものではなく、最初の定義に忠実であることと観測計器が変わる中で如何に長い期間同じスケールで決め続けられるかが評価の基準だと確信していたからである。つまり気象庁マグニチュードは、ウィーヘルト式、59型と続く気象庁の標準地震計で測定された地震波の最大振幅値を、決められた方法で読み、坪井式で計算するのが真の値であるということだ。

第二に、いままで社会では気象庁から発表されるマグニチュードは絶対だと思って使ってきたのに、今更気象庁の都合で勝手に定義を変えて違うスケールの値に改めれば、混乱を招くだけでなく、気象庁の信頼が地に落ちることになるだろうと考えたのである。第三に、歴史時代の地震のマグニチュードも実は気象庁マグニチュードを基準に決められており、気象庁が管轄しているという昭和のはじめまでならともかく、歴史時代までさかのぼった改訂はほとんど不可能である。この3点が反対の理由だった。

平成9(1997)年から平成11(1999)年にかけて気象庁とはこの件に関して断続的に意見交換を行い、さらにマグニチュード検討委員会の委員にいただいた。その間には、スケールの変更を強く主張する若い職員の飲み会にまで参加して、気象庁のような現業観測部門は継続性を第一に考えるべきだという自説を披露するはめになった。飲み会で私の横に座って説教された若い職員はさぞや当惑したことと思う。小さい頃からもつ私の気象庁への思いが、気象庁の象徴の一つであるマグニチュードをめぐって私にそんな行動をさせたのだと思う。

そのような過程の中でとても残念に思ったことがあった。それはマグニチュードが決定法の変更以前にすでに変質していたということであった。口はばつたいが愛する人に裏切られた思いがした。理由は、1990年頃からの地震計の交換後に従来の標準地震計とは異なる周期特性になるフィルターをかけた記録を計算し、その記録から最大振幅値が読まれていたこと。第二に、観測点が地盤の悪い町中から地盤の比較的良い郊外に移り、そのために観測される地震の揺れが小さ目になっていたことである。第二の問題はある程度仕方がな

いにしても、第一の問題は気象庁の担当者が気象庁でマグニチュードを決める意味を理解していないか、それともマグニチュードそのものをぞんざいに扱っているかの証のように思え、残念でならなかった。このような気持ちはこの問題で多くの意見を寄せられた気象庁OBの方々も同じであったようだ。

しかしながら、その後の改定作業の中では、このような困難な事態に陥っていたにも係わらず、浜田信生さんをはじめとした当時の担当職員の方々が、マグニチュード検討委員会の意見を踏まえ、特にスケールの連続性を重視して苦勞していただいた点については感謝している。結果として、図2に示した気象庁マグニチュードの癖は今も保存され、マグニチュードの変質は最小限に抑えられた。

マグニチュードは結局平成15(2003)年になってやっと改訂されて結果が発表された。一言苦言を呈すると、平成12(2000)年には結論が出ていたはずなのに、なぜもっと早く改定作業に取りかかれなかったのか。改訂されるまでの間、つまり1990年以降いわば欠陥のあるマグニチュードが発表され続けた結果、我が社を例にとれば、その間に受託していた仕事で気象庁マグニチュードを使っていたものは、改訂に伴ってすべての計算をやり直さざるを得ないという事態になった。発表したものは社会が使っているということを気象庁は改めて強く自覚して欲しい。

## 9. 震度の変遷

マグニチュードとともに気象庁と社会とを繋ぐパラメータとして気象庁震度がある。あえて気象庁震度というのは、このスケールが日本独自のものであるからである。気象庁震度は明治18(1885)年に、当時、内務省御用係を兼務し地理局第四部の験震課長だった関谷清景が、地方の測候所での観測を統一した様式によって強化し、内務省地理局の東京気象台(明治20(1887)年に中央気象台と改称)に統一したデータを集計しようとしてまとめた「地震報告心得」ではじめて定義されている<sup>10)</sup>。

はじめは、微、弱、強、烈の4段階で始められた震度観測は、明治30(1897)年前後に、微震(感覚ナシ)と、弱震と強震にそれぞれ(弱キ方)を追加し7段階となる。また昭和11(1936)年以後は、7段階の呼称を改め、無感、微(I)、軽(II)、弱(III)、中(IV)、強(V)、烈(VI)となる。戦後は昭和24(1949)年に、前年の福井地震の影響を受けて激震(VII)を烈震(VI)から分離させた。そして計器を使わずに評価されてきた震度が、平成3(1991)年からの移行期間を経て平成8(1996)年からは、震度計を用いたいわゆる計測震度に完全に姿を変えた。それに伴って呼称も漢字表記を廃止し、ローマ数字から算用数字となり、震度5と6が強と弱の二階級にわかれて、現在では10段階の評価がなされている。

このように震度には100年以上の歴史があるが、その中でスケールの連続性という観点から重要な2つの大きな転換



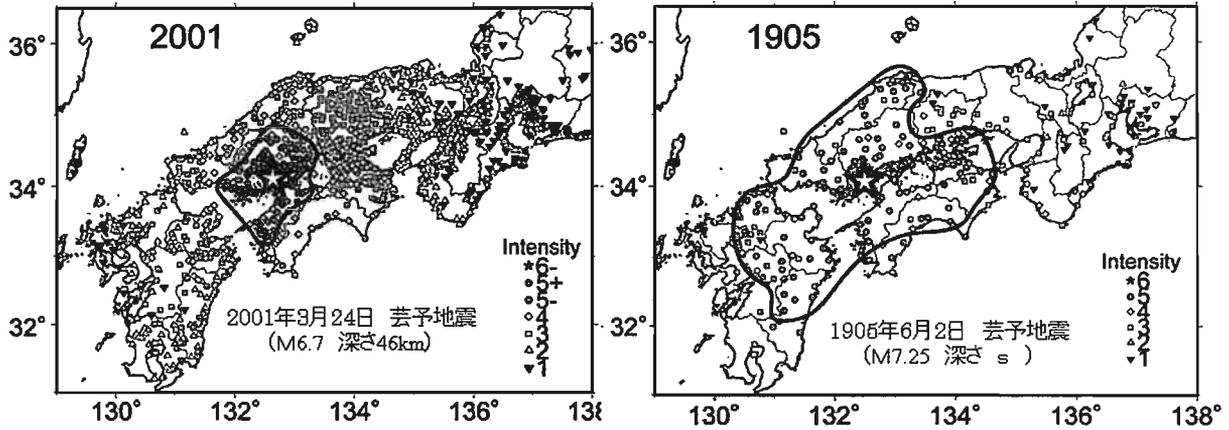


図6 2001年芸予地震と1905年芸予地震の震度分布比較。実線は震度5の範囲<sup>14)</sup>

問題ではない。

これに対して第一の転換期に生まれた問題は無視できない。私がこの問題に気づいたのは、活断層から事前に震源を特定できない直下地震の存在をめぐってのことであった。関連して過去の地震を例に、どの位の規模の地震まで地表地震断層が出現するかという議論の際に問題となる地震が、20世紀の初頭に多いという事実からである。

地震規模を宇津カタログより拾うと、気象庁マグニチュードMが7.0とされている明治33(1900)年の宮城県北部地震やMが7.1の大正3(1914)年秋田県仙北地震などは規模が7を超えているにもかかわらず、地表地震断層の痕跡はまったく報告されていないと問題になっていた<sup>11)12)</sup>。

ところが、この時代は機械観測の開始以後ではあるが、地震規模の評価に震度分布の果たす役割が大きい時代である。ひょっとして震度がおかしいのではないか。こんな疑問を確実なものにしたのは、上記の明治33(1900)年宮城県北部地震(M=7.0)と平成15(2003)年に発生した宮城県北部地震(M=6.4)の震度分布の比較、ならびに明治38(1905)年に発生した芸予地震(M=7.1/4)と平成13(2001)年に発生した芸予地震(M=6.7)との震度分布の比較であった<sup>13)14)</sup>。図6は後者の結果である<sup>14)</sup>。

ほぼ同じ場所で発生した2組の地震は、いずれも有感範囲(微震(I)以上の範囲)はそれほど変わらないにも関わらず、明治の地震は強震(V)と弱震(III)の範囲が、最近の地震に比べて異常に広いのである。これに気づいたのは平成16(2004)年頃のことであった。

この頃、すでに同僚の諸井孝文君と被害調査記録から関東地震の詳細な震度分布を評価し終えたところであった<sup>15)16)</sup>。

図7は旧東京市内の震度分布で、これを用いると地盤と被害を出す揺れの関係が分かりやすく説明できることが分かった

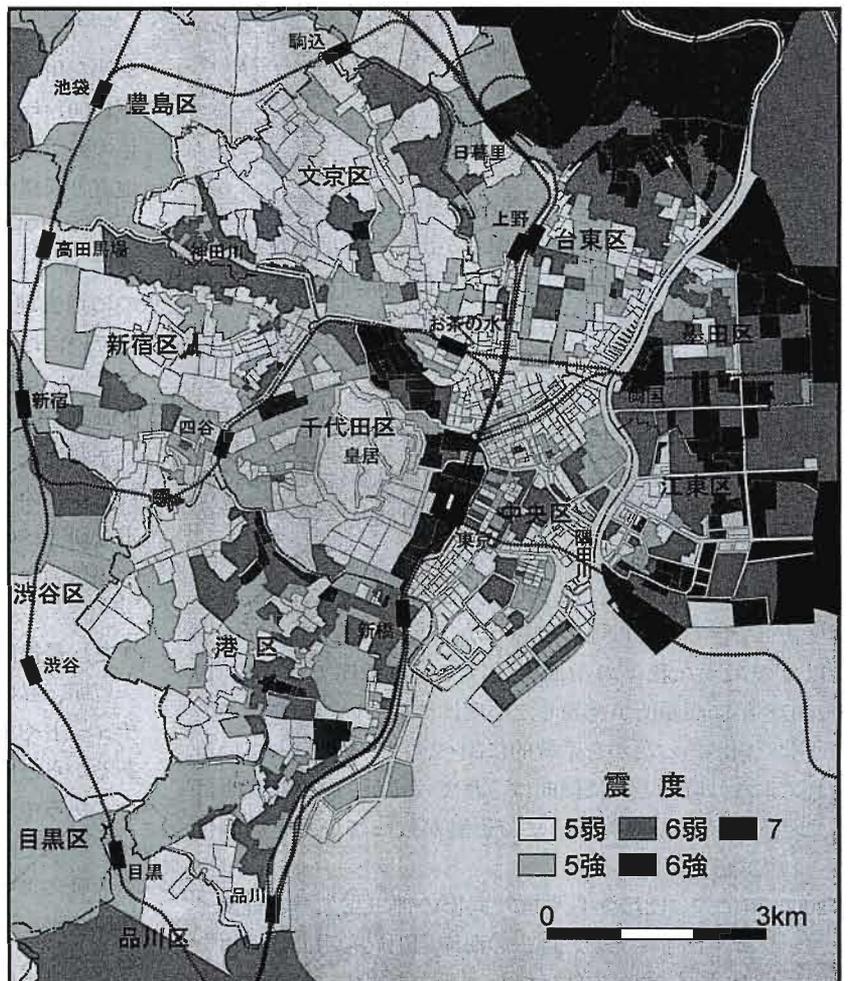


図7 被害調査結果から求めた関東地震による旧東京市内の震度分布<sup>17)</sup>

た<sup>17)</sup>。このような震度評価の経験を生かして、これら明治の地震に対しても、被害調査結果や新聞に掲載された被害の記事を収集して、それらをもとに震度を決め直す作業にとりかかった。その結果、2つの地震とも、弱震(III)については被害があまり出ないので判断が付かないが、強震(V)の範囲が異様に広がっていることを確かめることができた。

先に明治30(1897)年頃に境に弱震と強震にそれぞれ(弱キ方)ができて震度階が4段階から7段階に細分化されたと指摘し、第一の転換期と位置づけたが、それ以後の経過を見ると、強震(弱キ方)は1936年以後中震で震度IVに、強震はそのまま強震で震度Vになる。また同様に弱震(弱キ方)は、軽震で震度II、弱震はそのまま震度IIIとなる。ふつうは、震源から次第に外側に行くほど震度が小さくなるために、震度階の

ランクが下位のデータ数は、上位のデータ数に比べて多くなる。ところが、この頃の地震の震度データを見ると、強震つまり震度Vに比べて強震(弱キ方)つまり震度IVが少なく、また弱震(震度III)に比べて弱震(弱キ方)(震度II)が少ないのである。つまり、中央気象台が出した震度の定義の細分化の方針が、十分に地方の観測所に伝わらなかった。結果として(弱キ方)の区部が有効に働かず、今日流という震度4(強震(弱キ方))の多くが5(強震)に、震度2(弱震(弱キ方))の多くが3(弱震)に評価されているようなのである。

なぜこのような中央気象台の指示の不徹底が起こったのか。それは、もともと各地の測候所が中央気象台を中心に設立されたわけではなく、むしろ明治20(1887)年の中央気象台設立時には、当時51ヶ所あった測候所の全てが地方費で経営するという仕組みになっていたことを考慮すれば、ある程度納得できるのではないだろうか。

以上のような我々の指摘を受けて、気象庁では平成19(2007)年に測候所が発表した震度についていつ頃までこのような傾向があったかを系統的に調べ、結果を公表している。それによれば時代と共に傾向は薄れてゆくが、1920年代半ばつまり大正時代の終わり頃まで影響が残っていたと結論付けられている。

2000年に入った頃からやはり同僚の神田克久君と震度インバージョン法を開発し、過去の海溝型地震を中心に適用を試みていた<sup>18)</sup>。この方法はいわば建物を壊す震源のありかと規模を評価する方法である。

被害記録から決め直した震度分布から、震度インバージョ

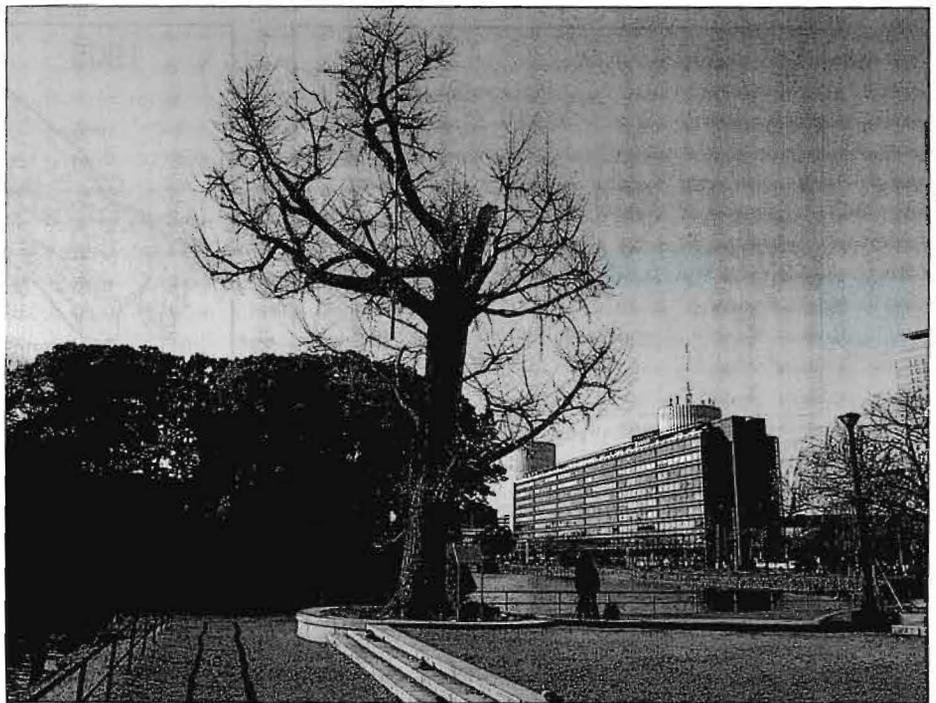


図8 岡田武松が救った「震災いちょう」。建物のある場所が旧文部省跡

ン法を用いて明治の2つの地震のMを評価すると、明治33(1900)年の宮城県北部地震はM=6.5に、明治38(1905)年の芸予地震はM=6.7となった<sup>14)19)</sup>。いずれも近年発生した地震と同様の規模であることがわかる。さらに、同じように大正3(1914)年の秋田県仙北地震のMも再評価すると、結果はM=6.5となった<sup>20)21)</sup>。話の発端となったMが7以上なのに地表地震断層の痕跡がまったく報告されずに疑問視されていた地震の規模は、地表地震断層が現れなくとも不思議ではない規模であったということが話の顛末である。宇津カタログと雖も万能ではない。

余談になるが宇津徳治先生は気象庁OBである。またほぼ同じ年代のOBには宇佐美龍夫先生がおられる。両先生の地道な研究への姿勢は私の目標とするところであるが、両先生の根気強さは、私など到底足下にも及ばない。

## 12. 最後に

冒頭、私の研究の特徴を挙げたが、2番目に挙げたマグニチュードや震度へのこだわりは、私の研究の原点が気象庁にあるからということに理解いただけると思う。気象庁は、前身である中央気象台が創設された明治23(1890)年から数えて100年以上の歴史がある。その間に、関東大震災、第二次世界大戦による戦災と2度の大地震があり、その中を、岡田武松、藤原咲平などのすぐれた台長のもとに、多くの職員の熱意と努力によって現在の礎が築かれてきた。

中でも岡田武松の考え方は、私にとって人生の指針となっている。岡田は関東大震災の直前に中央気象台長になり、昭

和 16(1941)年まで台長を務めた。現在気象庁の建物がある直ぐそばの大手濠緑地には「震災いちよう」と呼ばれるいちようが立っている(図8)。旧文部省の敷地で唯一焼け残ったいちようを、復興過程で切り倒そうとしているのを嘆いた岡田が、復興局長官に掛け合って現在地に移植させたものである。岡田の人となりを感じさせるエピソードである。このような岡田の生涯を記録した須田瀧雄著『岡田武松伝』<sup>22)</sup>から岡田の言葉をいくつか拾ってみよう。

大正 11 (1922) 年に中央気象台付属測候技術養成所(現気象大学校)が設立されるくだりには、以下のような言葉がある。

「気象人は気象を道楽にやる者であり、その妻もそれを理解するようではなくてはならない」「単に衣食を得る道程として、測候をやろうと思う青年は、どうか入学をご遠慮願いたい、お互いに損になるから・・・」「測候所や気象台などは大体建物より設備であり、設備より職員である」「測候事業ほど共同的なものはない、いくら一人がエライ人であっても他のものが共同しなければ決して此の事業はできない」「此の事業に従事する人はおとなしいものは駄目のようである・・・一人でも二人でも引込思案の隠居じみたものが居たら最後、もう仕事は沈滞して仕舞う」

当時の気象台は、特に地方の職員の待遇が悪く、大学卒業者が地方の測候所に就職することはほとんどなかったらしい。また中央気象台でも、たとえ就職してもすぐに大学へ転出するものが多かったとも書かれている。気象台の職員に対する世間の評価もそれほど高くはなかったようである。このことは、私の大学進学時ですらそうであったようだ。当時の父母や高校の担任教師の認識からもそのことがよく分かる。そんな環境の中で、岡田は理想とする気象人を育てようと独自に養成所の設立に奔走したのである。

さらに岡田は続けて“雑学のすすめ”ということ解いている。

「話の種を持つと云うや、何でも無い様だが決して左に非ず、大いに修行しないと仕入れができない・・・(その道に秀でて押しも押されもしない人はいいとして) 平凡の専門学だけの人は他に雑学で補わないと役に立たない、我々の同僚で地方に在職するものは殊にこの雑学が役に立つ・・・学問というやつは柄杓的にやらなくてはならない、柄杓ってやつはドレをとっても丸い胴があって夫から柄がズーツと突き出している。及ち胴は雑学の分量を示し、色々のものも丸く諸方面に亘って修める、然し之の中から専門とする部分は柄の様に突き出る程に修める必要があると云うことを示している」

藤原咲平が関東大震災の際に中央気象台を火災で焼失させてしまったことに対する反省の弁にも、岡田と同様に、理想の気象台職員を目指している気概を読み取ることができる。

「要するに知識なんてものは有った所で活用せなければ

役に立たない。今後の教育方法の中には知識と同時に是を活用する事の充分の練習をさせて貰いたいものと思う。随分大先輩でもいざとなつては何の役にも立たない人もある。大学の先生ならばそれでも差仕はないが一般人殊に吾々の様な現業員は機転が大切と言う事をしみじみと感じた。」

どれもこれも気象台の職員が、社会との関わりを強くもつことを前提に、そのあるべき姿を述べた言葉である。これらの言葉は、社会との接点をしっかり持ち続けなければならない我々民間企業の研究者においても、全く同様に当てはまる指針である。

最後に岡田武松や藤原咲平の言葉で本稿を閉じるのは、私が長年気象庁を意識し関ってきた背景には、結局、岡田や藤原が目指した理想的な気象人に私も傾倒し、無意識にあこがれをもってきたからではないかと思う。私は結局のところ気象台の職員にはなれなかったが、心はいつも“理想的な気象人”を目指して来たのかもしれない。

現在、学問は細分化の一途をたどり、20世紀の後半に我々が信じていた「学問を深化させ発展させることが社会の幸福に繋がる。」という考えが見直しを迫られているように思えてならない。研究者は専門分野を超えて協力し、学問の成果は総合化されてこそ初めて社会に役立つのではないか。そのためには、研究者にも岡田武松のいう胴の太い人間が必要とされているのではないだろうか。

#### 参考文献

- 1) 武村雅之・小山順二,1983,低周波地震のスケーリングモデル—津波地震と中小規模低周波地震の関係,地震 2,36,323-336.
- 2) 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 2,43,257-265.
- 3) 武村雅之,1998,日本列島における地殻内地震のスケーリング則—地震断層の影響および地震被害との関連,地震 2,51,211-228.
- 4) 武村雅之,2009,未曾有の大災害と地震学: 関東大震災,古今書院,209pp.
- 5) 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,139pp.
- 6) 武村雅之・池浦友則・工藤一嘉・大沼啓人,1994,岐阜測候所で観測された1923年関東地震の本震・余震の記録,地震 2,47,193-200.
- 7) 武村雅之,1994,1923年関東地震の本震直後の余震活動—岐阜測候所の今村式二倍強震計記録の解析,地震 2,46,1-17
- 8) 武村雅之・浜田信生,1996,近地観測点における1923年関東地震によるP波波形の特徴,地震 2,49,141-168.
- 9) 武村雅之,1998,1923年関東地震の本震・余震の強震動に関する最近の研究: 強震記録・住家被害・体験談の

解析,東大地震研究所彙報,73,125-149.

- 10) 武村雅之,2008,地震と防災:“揺れ”の解明から耐震設計まで,中公新書,236pp.
- 11) 武村雅之,1998,日本列島における地殻内地震のスケールリング則—地震断層の影響および地震被害との関連,地震2,51,211-228.
- 12) 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男,2004,震源を事前に特定出来ない内陸地殻内地震による地震動レベル,日本地震工学会論文集,4,4,46-86
- 13) 武村雅之,2005,1900年宮城県北部地震のマグニチュードと震源位置の再評価-1962年および2003年の地震との関連性,地震2,58,41-53.
- 14) 高橋利昌・浅野彰洋・大内泰志・川崎真治・武村雅之・神田克久・宇佐美龍夫,2008,17世紀以降に芸予地域に発生した被害地震の地震規模,地震2,60,193-217.
- 15) 諸井孝文・武村雅之,2002,関東地震(1923年9月1日)による木造住家被害データの整理と震度分布の推定,日本地震工学会論文集,2,3,35-71.
- 16) 武村雅之,2003,1923年関東地震による東京中心部(旧15区内)の詳細震度分布と表層地盤構造,日本地震工学会論文集,3,1,1-36.
- 17) 武村雅之,天災日記:鹿島龍蔵と関東大震災,鹿島出版会,302pp.
- 18) 武村雅之・神田克久,2008,震度データによる短周期地震波の震源推定,歴史地震,23,7-19.
- 19) 神田克久・武村雅之,2011,1900年以降の宮城県北部の内陸地震の震度による短周期地震波発生域と地震規模の推定,歴史地震,25(印刷中)
- 20) 武村雅之・高橋裕幸・津村建四郎,2011,1914(大正3)年秋田仙北地震の被害データと震度分布,歴史地震,25,1-28
- 21) 神田克久・武村雅之,1900年前後に秋田県で発生したM7クラスの内陸地震の震度による震源位置と地震規模の推定,地震2(投稿中)
- 22) 須田瀧雄,1968,岡田武松伝,岩波書店,612pp.

#### 4. 短周期地震動予測のための震源と地下構造のモデル化



## 震源における短周期地震動生成のモデル化

### MODELING OF CHARACTERIZED SOURCE FOR SHORT-PERIOD GROUND MOTION PREDICTION

岩田知孝\*1、浅野公之\*1、鈴木 亘\*2、三宅弘恵\*3

Tomotaka IWATA, Kimiyuki ASANO, Wataru SUZUKI, Hiroe MIYAKE

We describe the characterized source model for broadband ground motion prediction of scenario earthquakes. Based on the heterogeneous slip models obtained from waveform inversion analyses of strong ground motions in a period range of around 1s or longer, an empirical relationship between seismic moment and asperity area size has been proposed. The asperity area coincides with the strong motion generation area that generates broadband ground motions. Following these observations, the characterized source model is constructed based on the asperity model. The present 'recipes' for strong motion prediction are also reviewed from the viewpoint of short-period (less than 1s) ground motion prediction. We introduce new methodologies for broadband source modeling.

#### 1. はじめに

1995年兵庫県南部地震の震源域強震動の評価、特に「震災の帯」と呼ばれる激甚震動域の生成を解明する研究として、震源のモデリングと地下構造のモデリング、及びそれらに基づく強震動シミュレーションに関する研究が行われた<sup>例えば1)-5)</sup>。それらを通して、震源断層の不均質なすべり分布と破壊様式によって神戸市域に伝わったディレクティブパルス波が、盆地端部効果による地震動の増幅的干渉によって説明されることを我々は学んだ。この教訓をもとに、不均質震源モデルと3次元地下構造モデルに基づく広帯域地震動シミュレーションによる地震動予測の方法論が提案された。本シンポジウムの課題である、周期1秒から短周期側の地震動予測のための震源モデルの考え方について、現時点の地震動予測に用いられている「特性化震源モデル」の構築をレビューし、短周期地震動を含む広帯域の地震動のモデリング、予測のための震源モデルの高度化について議論する。

#### 2. 特性化震源モデル

モデルに基づく地震動予測のためには、震源モデルと地下構造モデルが準備されなくてはならない。震源のモデル化には既往の被害地震の震源断層の不均質すべりや破壊様式の特徴を知る必要がある。しかも震源近傍の地震動についての特徴を再現したい訳だから、いわゆる強震動記録を用いた震源断層のモデルを求めたい。地震動は震源特性と伝播経路特性(すなわち地下構造モデル)の合積で表されることから、観測地震動から震源断層でのすべりの時空間分布を求め

る波形インバージョンの時には、伝播経路特性、すなわちグリーン関数は既知として与える。それに用いる地下構造モデルのバイアスは得られる震源モデルの歪みとして現れる可能性がある。強震記録を使った震源インバージョンの場合は、1秒程度までの周期帯域でモデル化される場合が多い。これは信頼して与えられる地下構造モデルがこの周期帯域程度であると考えられるからである。

強震記録を用いた震源断層のすべりの時空間分布の推定に関する研究は、1980年代に内陸の活断層に関する地震が多発した米国カリフォルニア州で多くなされ、不均質すべりの時空間分布のデータベースが蓄積された。Somerville et al. (1999)<sup>6)</sup>は1995年兵庫県南部地震を含めた不均質震源モデルのすべり分布をコンパイルし、一定の規範を用いてアスペリティと背景領域に分け、アスペリティ面積の地震規模依存性を分析した。彼らはすべりモデルと与えた断層面積から平均すべり量を求め、平均すべり量の0.3倍以上のすべりをもつサブ断層の面積を全体の断層面積、平均すべり量の1.5倍のすべりを持つサブ断層をアスペリティと定義して、アスペリティ面積を求めた。図1に模式的なアスペリティ領域の抽出について示す。このすべり分布は1989年米国ロムプリータ地震の例であるが、中央のやや深い場所に2つのアスペリティがあることがわかる。

Somerville et al. (1999)<sup>6)</sup>は、この定義に従って抽出された各イベントのアスペリティ面積の総和が、地震規模に対する全体面積の相似関係<sup>7)</sup>と同様に、地震規模に対して比例関係があることを示した。言い方を変え

\*1 京都大学防災研究所

\*2 (独) 防災科学技術研究所

\*3 東京大学地震研究所

Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

れば、アスペリティ面積/全体面積が地震によらず一定であるということである。ここでの集約データからはその比は約 22%となった。その後、Miyake et al. (2003)<sup>8)</sup>や Asano et al. (2005)<sup>9)</sup>では、主として高密度化された日本の強震観測網を用いた震源インバージョン結果に 1999 年台湾・集集地震<sup>10)</sup>、1999 年トルコ・コジャエリ地震<sup>11)</sup>、2002 年アラスカ・デナリ地震の震源インバージョンの結果<sup>9)</sup>を同様に分析し、それぞれのイベントのアスペリティ面積の関係が、経験式<sup>8)</sup>にほぼ乗ることを示した。

なお、もともと定めらなすべり分布をアスペリティと背景領域に分けて、それぞれのすべり量が一定として単純化した震源モデルの観測再現性は、Miyakoshi et al. (2000)<sup>12)</sup>により調べられている。彼らは震源インバージョンで得られた不均質震源モデルに対して、すべり分布及びサブ断層での震源時間関数をアスペリティ領域と背景領域に単純に分類した場合でも、特にディレクティブパルスが観測される破壊進展方向の観測点の観測波形の再現性は悪くならないことを、1997 年鹿児島県北西部地震の震源域の観測記録を例にとり示した。

ここで述べているアスペリティは、主として周期 1 秒程度以上の周期帯域の強震記録を用いて求められている。従ってその周期帯域の地震動を放出する領域であることがいえる。しかしながら「広帯域地震動」のための震源モデルには、短周期側のモデル化が必要である。1 秒より短周期側の地震動からの震源特性の抽出には、中原(2010)<sup>13)</sup>のような、地震波の統計的性質に着目した方法をとることによって、グリーン関数の部分を設定する必要がある。もうひとつの方法は、小地震記録を経験的グリーン関数として用いる方法<sup>12)</sup>である。ターゲットの地震の震源域で起きた小地震の地震記録を広帯域、特に短周期域のグリーン関数として用いる。Irikura (1986)<sup>14)</sup>は $\omega^2$ 震源スペクトルのスケーリング則<sup>15)</sup>と断層サイズの相似則<sup>7)</sup>に基づいた広帯域の地震動シミュレーション法を提案している。釜江はこの波形合成法を用いて、広帯域の地震動を再現する震源モデルの提案や想定地震の地震動予測を行っている。例えば 1995 年兵庫県南部地震では、強震波形インバージョンによって推定された 3 つのアスペリティを参考にして、3 つのパッチで構成される震源モデルによって、神戸市域で観測された広帯域強震動の再現や、甚大被害が起きた地区での余震観測記録を利用した本震時の予想強震動を求めた<sup>16)</sup>。彼らは 1994 年米国ノースリッジ地震<sup>17)</sup>や 1999 年台湾・集集地震<sup>18)</sup>において、複数パッチで構成される広帯域地震動を再現する震源モデルを提案している。

Miyake et al. (2003)<sup>8)</sup>は、これらの先行研究によって行われた経験的グリーン関数法を用いた強震動モデリング法を、いくつかの内陸地殻内地震に適用して広帯域の強震動の生成源（彼女らは strong motion generation area=強震動生成領域と命名）の位置やサイズ、破壊様式を推定した。彼女らは、釜江らが行ったパッチモデルも強震動生成領域に対応すると考え、こういったモデルの結果も参照して、強震動生成領域のサイズの地震規模依存性が、Somerville et al. (1999)<sup>6)</sup>の全体のアスペリティ面積の地震規模依存性の経験式に乗ること(図 2)、また各イベントに対して、位置的には Somerville et al. (1999)<sup>6)</sup>の規範のアスペリティ領域と強震動生成領域がほぼ一致すること(図 3)を示した。

これらの広帯域強震記録の解析から得られた震源像をもとに、入倉・三宅らは、強震動予測のための特性化震源モデルの構築方法を主たる目標とした、強震動予測レシピに関する研究を行っている<sup>19)22)</sup>。ここでは、上記の不均質震源像をアスペリティモデル<sup>23)</sup>によって解釈し、適切な応力降下量（応力パラメータ）の設定方法を述べるとともに、短周期地震動レベルと地震規模の経験的關係<sup>24)</sup>を組み合わせた応力パラメータの設定方法や、強震動情報及び仔細な震源モデルが寡少な長大活断層が活動した場合の応力パラメータの設定に関して、Fujii and Matsu'ura (2000)<sup>25)</sup>を参考にすることなどの条件を与えている。これらを踏まえて、すべりの時空間分布の与え方として、震源断層設定にはじまり、アスペリティと背景領域、すべり時間関数、破壊開始点と破壊速度の設定方法がレシピとしてまとめられている<sup>19)22)26)</sup>。このレシピの有効性は、2000 年鳥取県西部地震や 2005 年福岡県西方沖の地震の強震動評価によって検証されている<sup>26)</sup>。

### 3. 特性化震源モデルの問題点

現在構築されている特性化震源モデルの重要なポイントは、地震被害に直結するフォワードディレクティブパルスの再現を行うことである。この点に関して久田(2006)<sup>27)</sup>は、強震動予測レシピに従って 1994 年ノースリッジ地震のいろいろな方向の強震記録の再現を試みると破壊のバックワード側の観測点では再現性がよくないことを示した。これは筧(2000)<sup>28)</sup>が、震源過程の推定という観点で記録を見たときに、破壊のフォワード側はサブ断層からの地震波が同時刻に近く集中して分離が難しいのに対して、バックワード側は相対的にばらけて到達するので、破壊過程の詳細を知るにはこちらのデータが不可欠であるということを指摘していることと逆説的ではあるが同じこと

を述べている。現時点の特性化震源モデルでは、アスペリティ内の震源時間関数は場所に依らないように単純化している問題がある。

また、基礎となっているアスペリティ面積/全体面積の比に関しても、最近の解析事例において、中規模地震の観測記録をモデリングすることによってグリーン関数のチューニングを行った地下構造モデルを用いてグリーン関数を計算し、それによって波形インバージョンを行うと、経験式のバラツキの中ではあるが、アスペリティ面積/全体面積の比が小さくなる例が複数出てきている<sup>29),30)</sup>。また、ここまでの議論は内陸地殻内地震に対してであったが、アスペリティと強震動生成領域の比較をプレート境界地震で行うと、空間的には強震動生成領域はアスペリティの中にはあるが、面積は強震動生成領域の方が小さいことが複数報告されている[2003年十勝沖地震<sup>31)</sup>、2005年宮城県沖の地震<sup>32)</sup>]。更には1994年三陸はるか沖地震のように、すべりの大きい領域の外で、短周期地震動が強烈に生成された事例もある<sup>33)</sup>。これらは解析対象イベントの特性や中原(2010)<sup>13)</sup>が指摘しているそれぞれの震源モデルの時空間的分解能の違いによる可能性も含めて検討すべき事項である。前の章で、アスペリティ領域と背景領域で単純化したモデルでも観測地震動の再現性は担保されている、ということ述べたが、渡辺・他(2008)<sup>34)</sup>は2003年十勝沖地震の強震記録を用いた震源インバージョン結果と、それをもとに特性化震源モデル化した場合の波形の特徴の変化を追い、破壊時刻やアスペリティ内のすべり時間関数の特性化が波形に大きく影響することから、予測時におけるこれらの不均質性の導入の重要性を指摘している。この差も、地震規模の違いによる見かけの空間分解能の違いによるものかもしれない。次章においては広帯域地震動の震源特性の推定方法を紹介する。

#### 4. 強震記録のモデリングに基づく広帯域の震源特性推定

ここまで述べてきたように、現在のアスペリティと背景領域からなる地震動予測のための特性化震源モデルは、周期1秒以上の長周期帯域の強震波形を用いた震源インバージョン結果と経験的グリーン関数法による広帯域シミュレーションから得られた強震動生成領域の対応から構築されていて、ディレクティブパルスなどの不均質断層モデルから生成される重要な震源特性を表現し、かつ広帯域においての説明能力をある程度持っていると考えている。しかしながら、地震規模が大きくなり、震源領域が大きくなった時の震源本来の不均質性とそれに起因する広帯域地

震動の生成という観点においては、最近の研究事例を踏まえ、また、現時点の特性化震源モデルの検証において、アスペリティと背景領域といった簡略化を行っていることにより、波形の再現能力や生成能力が不十分になっている可能性もある。ここでは特性化震源モデルの高度化に向けた広帯域の震源モデルの分析手法について述べる。

強震観測網の充実により、観測データは確保されることとして、広帯域の震源モデルの構築には、適切なグリーン関数が準備できるかどうかにかかっている。周期1秒を境とした短周期域と長周期域が同時にシームレスに評価できるグリーン関数として、小地震記録を用いる経験的グリーン関数法は魅力的である。Miyake et al. (2004)<sup>35)</sup>は周波数領域の複素スペクトルをターゲットとし、長周期から短周期にかけて複素スペクトルそのものを合わせ込むことから、振幅スペクトルのみを合わせ込むことによる震源のモデル化手法を提案し、長周期域でみられたアスペリティの破壊のはじめと終わりの領域で短周期が生成されていることを示した。

それを踏まえてSuzuki and Iwata (2009)<sup>36)</sup>は、長周期側は理論的なグリーン関数を、短周期側は経験的グリーン関数を用いたハイブリッドグリーン関数を準備し、観測波形をウェーブレット変換したウェーブレット係数列をターゲットとして、長周期側はウェーブレット係数列そのものを、短周期側はウェーブレット係数列の2乗振幅(包絡形状)をそれぞれターゲットとして、震源断層の不均質性を推定した。図4は適用を行った2000年鳥取県西部地震の震源断層と使用した観測点を示している。図5には上記のハイブリッドグリーン関数の概念と実際の構築方法を示した。長周期域でのすべり量分布と既往研究結果<sup>37)</sup>の比較を図6に示している。既往研究は波形インバージョン結果で、ターゲットが波形か、またウェーブレット係数かの違いと設定断層面の違いがあり、分布の様子の仔細は異なるが、大局的には整合的な結果と考えている。図7にはこれより短周期域の結果(生成強度)を示しているが、この結果でも、アスペリティの端に短周期の生成域があるように見える。

これらの結果<sup>35), 36)</sup>からは相補的というより、アスペリティ端部から短周期成分が強く生成されているようにも見えるので、こういった事例を重ね、また動力学的震源モデルの視点にたったモデルの高度化をすすめることが重要であると考えている。

#### 5. まとめ

現行の強震動予測のための特性化震源モデルの構

案のレビューと問題点を指摘し、改めて広帯域の震源像構築に関する研究を紹介した。周期帯域別の震源特性は震源モデルの広帯域化の知見には不可欠であり、強震観測網を活用した分析を継続する必要がある。文科省地震調査委員会による全国を概観する地震動予測地図作成において構築されてきている地下構造モデルも、密な強震観測記録によって、検証され広帯域化すれば、詳細な震源過程の解析ができるようになると思われる。地下構造モデルの高度化と震源過程の詳細推定、それらに基づく強震動予測のための広帯域震源モデルの構築、実記録での検証を繰り返して高度化を進めていくことが望まれる。

## 謝辞

本報告の一部は岩田(2009)<sup>38)</sup>を参考にした。

## 参考文献

- 1) Irikura, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, A. Pitarka, and K. Kamae, 1996, Lesson from the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake: Why were such destructive motions generated to buildings?, *J. Natural Disas. Sci.*, **18**, 99-127.
- 2) Iwata, T. and H. Sekiguchi, A. Pitarka, K. Kamae, and K. Irikura, 1998, Evaluation of strong ground motions in the source area during the 1995 Hyogoken-Nanbu (Kobe) earthquake, *Proc. 10th Japan Earthq. Eng. Symp.*, **1**, 73-78.
- 3) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi, 1998, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 428-440.
- 4) Furumura, T. and K. Koketsu, 2000, Parallel 3-D simulation of ground motion for the 1995 Kobe earthquake: The component decomposition approach, *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 1921-1936.
- 5) 松島信一・川瀬博, 2000, 1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, **534**, 33-40.
- 6) 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, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- 7) Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 8) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, 2003, Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 2531-2545.
- 9) Asano, K., T. Iwata, and K. Irikura, 2005, Estimation of source rupture process and strong ground motion simulation of the 2002 Denali, Alaska, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 1701-1715.
- 10) 関口春子・岩田知孝, 1999年台湾・集集地震のやや長周期(2-20秒)震源過程, 活断層・古地震研究報告, **1**, 315-324.
- 11) Sekiguchi, H. and T. Iwata, 2002, Rupture process of the 1999 Kocaeli, Turkey, earthquake using strong motion waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 300-312.
- 12) Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata and K. Irikura, 2000, Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12WCEE, Auckland, New-Zealand*, 1335.
- 13) 中原恒, 2010, 震源における短周期地震波エネルギーの励起, 本シンポジウム論文集.
- 14) Irikura, K., 1986, Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo*, 151-156.
- 15) Aki, K., 1972, Scaling law of earthquake source time-function, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **31**, 3-25.
- 16) Kamae, K. and K. Irikura, 1998, Source model of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake and simulation of near-source ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 400-412.
- 17) 釜江克宏・入倉孝次郎, 1998, 1994年ノースリッジ地震の震源モデル, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, 643-648.
- 18) Irikura K., K. Kamae, and L. A. Dalguer, 2000, Source model for simulating ground motion during the 1999 Chi-Chi earthquake, *Proc. of International Workshop on Annual Commemoration of Chi-Chi earthquake*, **1**, 1-12.
- 19) 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, **110**, 849-875.
- 20) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲・Luis Angel Dalguer, 2003, 将来の大地震による強震動を予測するためのレシピ, 京都大学防災研究所年報, **46B**, 105-120.
- 21) Irikura, K., 2006, Predicting strong ground motions with a "Recipe", *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **81**, 341-352.



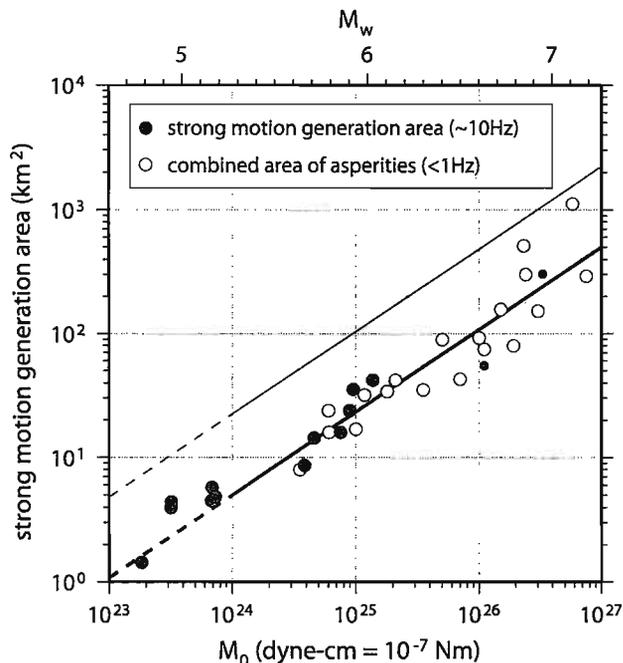


図2 強震動生成領域サイズと地震モーメントの関係式。白丸はSomerville et al. (1999)<sup>6)</sup>で分析されたイベントのアスペリティサイズ, 黒丸は強震動生成領域。太線・細線はそれぞれSomerville et al. (1999)<sup>6)</sup>のアスペリティ領域と破壊領域の地震モーメントに関する経験式 (Miyake et al., 2003)<sup>8)</sup>。

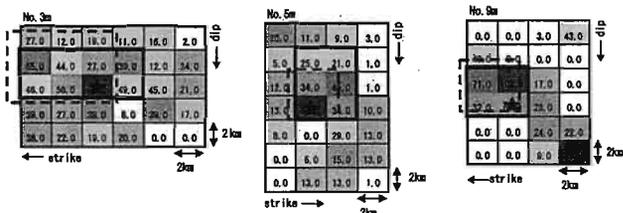


図3 アスペリティ領域と強震動生成領域の比較<sup>8)</sup>。黒実線の矩形は, Somerville et al. (1999)<sup>6)</sup>の規範に基づくアスペリティ領域。点線の矩形は強震動生成領域。小矩形の中の数字は, サブ断層のすべり量 (cm)。左から1997年3月鹿児島県北西部地震, 1997年山口県北部地震, 1998年岩手県内陸北部地震。

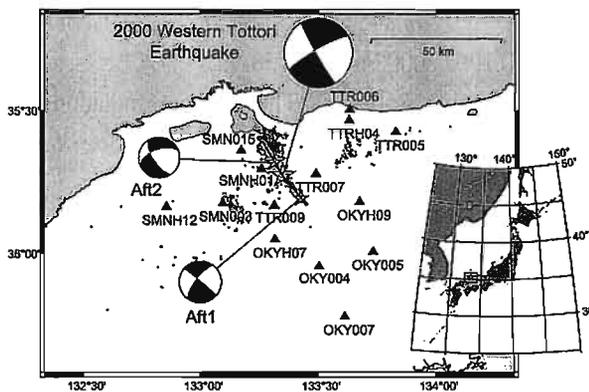


図4 広帯域震源モデリング<sup>36)</sup>のターゲットとして用いた2000年鳥取県西部地震の強震観測点, 断層モデル, 余震分布。

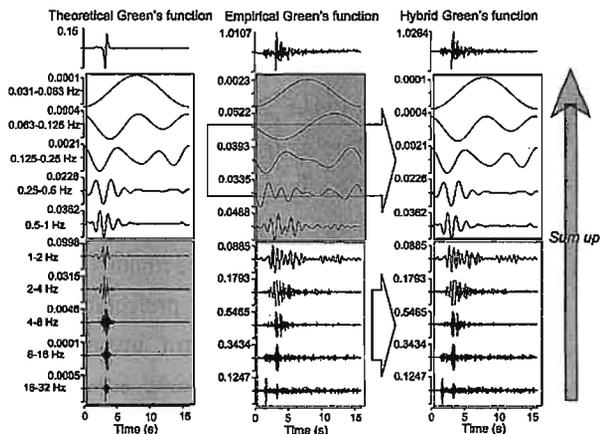


図5 ハイブリッドグリーン関数の概念図<sup>36)</sup>。波形をウェーブレット変換によって周波数分解し, 長周期帯域を理論的グリーン関数で, 短周期帯域を経験的グリーン関数で構築する。

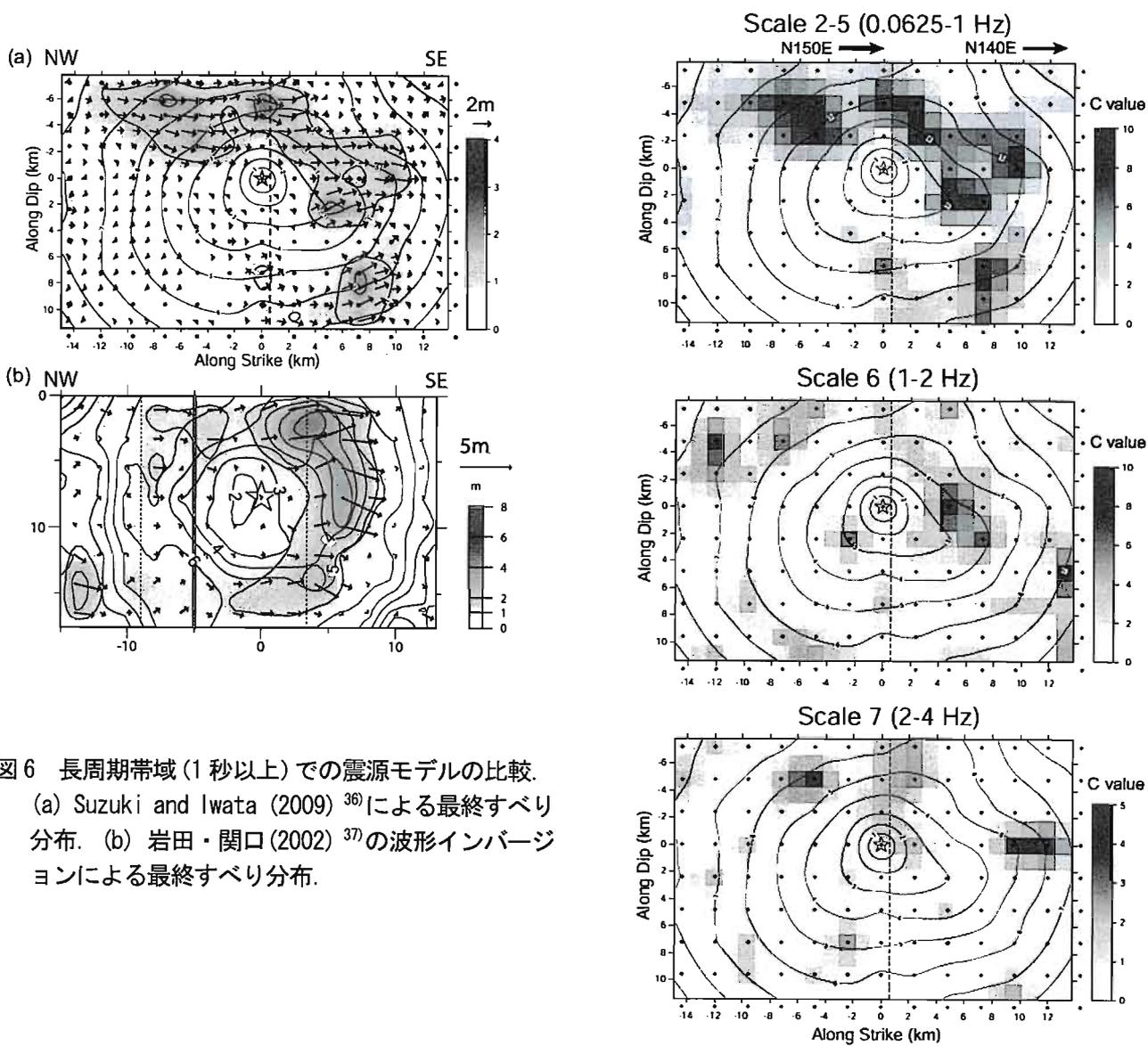


図6 長周期帯域(1秒以上)での震源モデルの比較.  
 (a) Suzuki and Iwata (2009)<sup>36)</sup>による最終すべり分布.  
 (b) 岩田・関口(2002)<sup>37)</sup>の波形インバージョンによる最終すべり分布.

図7 各周期帯(周波数帯)域における震源モデルの比較<sup>36)</sup>. 上: 0.0625-1 Hz の最終すべり分布. 中: 1-2 Hz での地震波生成強度分布. 下: 2-4 Hz の地震波生成強度分布.



# 伝播経路のランダム性の短周期地震動への影響

## EFFECTS OF RANDOM HETEROGENEITY OF SEISMIC WAVE PATH ON SHORT-PERIOD SEISMIC GROUND MOTION

佐藤吉之\*

Yoshiyuki SATO

In the statistical Green function method the effect of seismic path on seismic ground motion is expressed as a geometrical spreading factor and an attenuation effect term affected by Q value. Recent studies revealed small scale random fluctuations of seismic wave velocity or density exist in the crust and mantle of the earth and they may have large effects on the characteristics of earthquake ground motion. In order to heighten the accuracy of prediction of short-period seismic ground motion one of the effective ways is to introduce the effects of random heterogeneity of seismic wave path into the evaluation method. In this paper inferred models of random heterogeneity by past studies are reviewed and examined in terms of correlation length and fluctuation strength. Then studies on the scattering effects in seismic wave path are reviewed to investigate the importance of seismic path heterogeneity quantitatively.

### 1. はじめに

震源から地震基盤面までの伝播経路には様々なスケールでの不均質が存在すると考えられている。巨視的な不均質構造の例としては図1に示すような地殻からマントルに至る多層構造やプレートの沈み込みが挙げられ、これは層境界の形状や物性値によって決定論的にモデル化できる不均質といえる。一方、深層ボーリング等による速度検層によると、地層境界に対応する大きな速度値の変化以外にも、より細かいスケールでの速度の変動の存在も確認されており、通常均質な速度としてモデル化される地層内においてもより小さなスケールでの速度の変動が存在することを示唆している。本報告では決定論的にはモデル化できないこのような不均質をランダム不均質と呼ぶ。ランダム不均質については理学分野において、その中を伝播する地震波の評価理論の構築が精力的に進められ、観測記録に基づいて不均質の空間的分布の統計モデルの推定事例が蓄積されてきた。ランダム不均質は地震波の散乱現象を通して観測される地震動の特性に影響していると考えられているが、現在の統計的グリーン関数法における伝播経路の幾何減衰項とQ値による減衰モデルではその影響を充分には表現できていないと考えられる。今後、短周期予測精度の向上を目指すための一つの方法として、伝播経路のランダム不均質の地震動の影響を予測手法へ取り込むことが重要であると考えられる。そこで本報告では伝播経路のモデル化の現状について述べた後に、地震波速度のランダム不均質のモデル化および観測記録に基づいた不均質モデルの推定事例

を挙げて、現時点で得られている伝播経路の不均質性に関する知見について説明する。次にランダム不均質の短周期地震動への影響について検討した研究事例を整理することにより、今後の地震動予測手法への活用の方向性について検討する。

### 2. 伝播経路のモデル化の現状

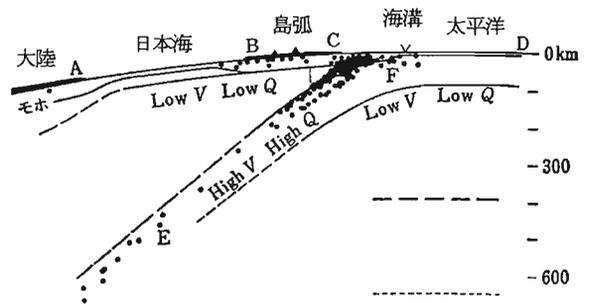


図1 沈み込み帯における巨視的な構造不均質性<sup>1)</sup>

統計的グリーン関数法では伝播経路の影響は幾何減衰項とQ値をパラメータとした減衰項P(f)として次のようにモデル化されている。

$$P(f) = r^\gamma \exp(-\pi f r / QV) \quad (1)$$

ここでfは周波数、rは震源距離、Vは地震波速度である。

幾何減衰は地震波面が空間的に広がることにより振幅が減衰する効果であり、(1)式での $r^\gamma$ の項に対応している。概ね震源距離が100km以内の内陸地震および深さが60km以内の海溝型地震の場合にはその効果を伝播距離

\* (株)竹中工務店 技術研究所

Research and Development Institute, Takenaka Corporation

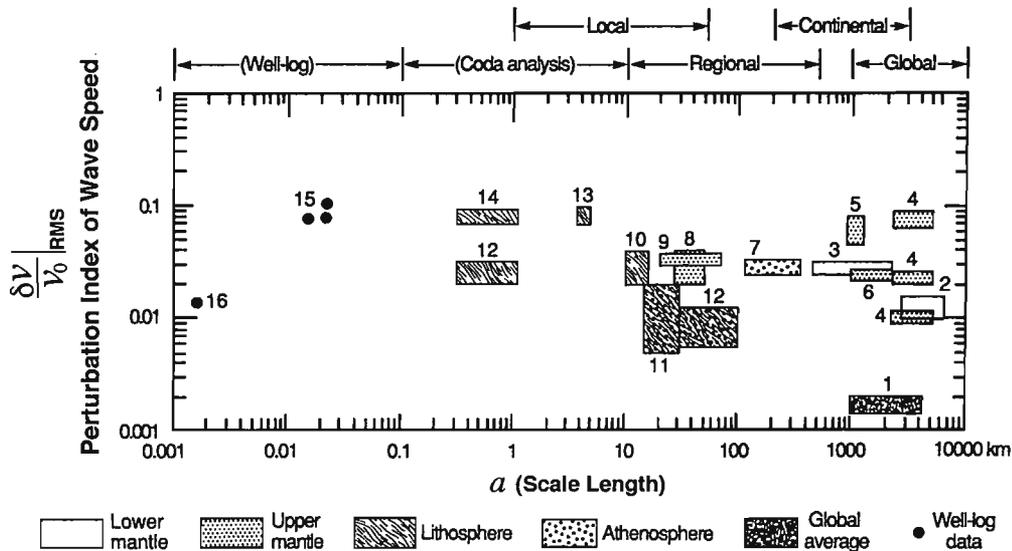


図2 地球内部における不均質の分布<sup>9)</sup>

横軸：相関距離、縦軸：揺らぎの割合

の逆数で表すことができるとされており<sup>2)</sup>、一般的には(1)式においては $\gamma=1$ が仮定されることが多い。(1)式の指数項はQ値による減衰項であり、この項は伝播経路における内部減衰および不均質性による散乱効果を表していると考えられる。内部減衰は媒質の非弾性的性質により波動エネルギーの一部が熱エネルギーに転化されることに起因する。一方、散乱減衰は媒質内部の不均質性(散乱体)の存在により、媒質を伝播する波動が進行方向以外の方向にも散乱され、観測される波動の見かけのエネルギーが減少することによって生じる<sup>3)</sup>。Q値には地域性が存在することが推定されるため、検討対象地域に応じたQ値を設定することが望ましい。観測記録から伝播経路上の平均的なQ値を評価する代表的な手法としてスペクトル・インバージョン手法<sup>4)</sup>が挙げられ、同手法により海溝型地震、内陸地殻内地震を対象にして全国的な範囲でのS波のQ値の解析事例が蓄積されている。このような既往研究のQ値から検討対象の伝播経路に近い領域のQ値を選択することでより地震動予測の信頼性が向上が期待できる。

また伝播経路における平均的なQ値には距離依存性が見られ、近距離の観測記録からスペクトル・インバージョン手法で推定されたQ値は遠距離の記録からのQ値よりもより小さな値を示す傾向がある。例えば、天池・他<sup>9)</sup>は内陸地殻内地震を対象にして全国各地で評価されたQ<sub>s</sub>値について調査し、その結果、震源距離が約80km以内のデータから推定されたQ<sub>s</sub>はほぼ $(35\sim70)f^{(0.8\sim1.0)}$ の範囲に、震源距離が約60km以内のQ<sub>s</sub>はほぼ $(20\sim50)f^{(0.8\sim1.0)}$ の範囲に分布することを確認しており、震源距離の減少とともに平均的なQ<sub>s</sub>が減少する可能性を指摘している。観

測記録から推定されるQ値が震源距離により変化する原因の一つとしては、伝播距離が大きな記録ほど地下深部の影響が強くなり、地下深部は浅部に比べて一般的に高Qであるということが考えられる。このようにQ値については、検討地域とともに想定する震源距離にも注意を払い、その値を設定することが必要であると考えられる<sup>3)</sup>。

以上のように、現在の一般的な統計的グリーン関数法における伝播経路は幾何減衰とQ値による減衰項でモデル化されている。Q値については過去の推定事例が比較的多く、前述の通りそのQ値には本報で着目する不均質による散乱効果が含まれていると考えられている。しかし(1)式からわかるように、Q値の影響はスペクトル振幅領域における減衰のみに反映されているため、散乱による波形への影響は現在の予測手法では充分には表現されていないと考えられる。

### 3. ランダムな速度不均質のモデル

ランダム不均質の影響を今後より定量的に評価するためには、散乱理論あるいは数値シミュレーションによる検討が必要となる。本章ではその際に必要となるランダムな地震波速度の揺らぎのモデル化と観測記録に基づいて推定されている不均質の事例について整理して紹介する。

深井戸における速度や密度検層の結果から、速度や密度にはランダムな揺らぎが測定されており、揺らぎのパワースペクトルは波数についてべき乗則に従っていること等が確かめられている<sup>7)</sup>。このような観測事例に基づきランダム媒質における数学的なモデル化としては、速度一定の均質な弾性媒質内に速度揺らぎが重畳している

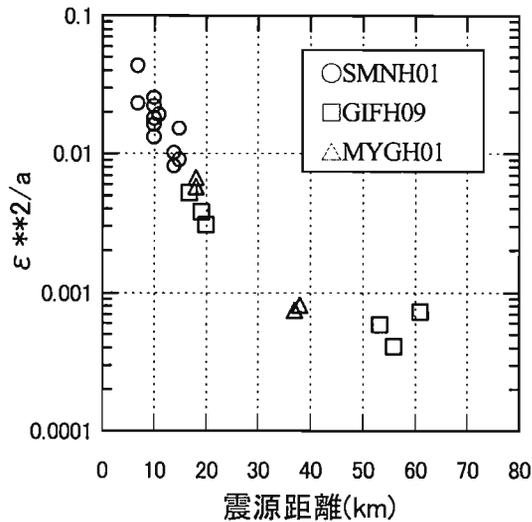


図3  $\epsilon^2/a$  と震源距離の関係<sup>15)</sup>  
 $\epsilon$ : 揺らぎの割合、 $a$ : 相関距離 (km)

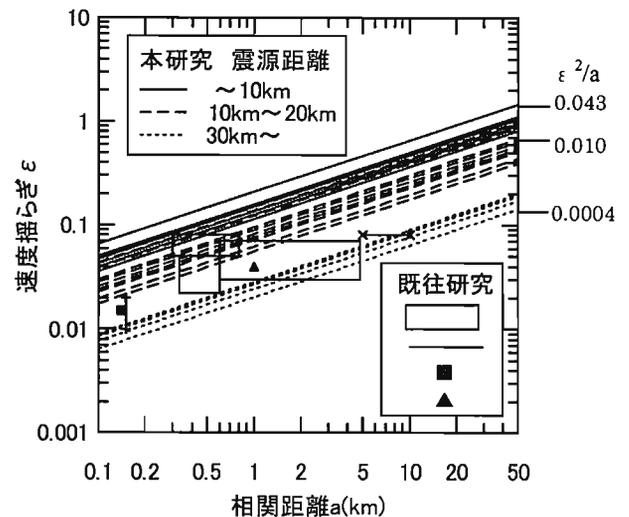


図4 既往研究による  $a, \epsilon$  との比較<sup>15)</sup>

という仮定が用いられる。揺らぎの成分については自己相関関数を用いてモデル化されている。自己相関関数としてはガウス型、指数関数型、フォン・カルマン型が一般的に用いられており<sup>8)</sup>、それぞれの場合の自己相関関数  $R$  は以下ようになる。

ガウス型 :  $R(r) = \epsilon^2 \exp(-r^2/a^2)$  (2)

指数型 :  $R(r) = \epsilon^2 \exp(-r/a)$  (3)

フォン・カルマン型 :  $R(r) = \epsilon^2 [2^{1-\kappa} / \Gamma(\kappa)] (r/a)^{\kappa} K_{\kappa}(r/a)$  (4)

ここで  $r$  は空間内の距離、 $\Gamma()$  は  $\Gamma$  関数を表す。ガウス型と指数型の場合の  $R(r)$  は分布の分散  $\epsilon^2$  および相関距離  $a$  の2パラメータで記述される。フォン・カルマン型ではパラメータとして  $\kappa$  が加わり、 $\kappa$  が小さいほど短波長の揺らぎ成分が増える。なおフォン・カルマン型で  $\kappa = 0.5$  の場合は、指数関数型の自己相関関数と一致する。

上述の自己相関関数のパラメータは深井戸内での直接的な検層の他、散乱理論に基づいた地震観測記録の解

析によって推定されている。例えば Wu and Aki<sup>9)</sup> は世界の不均質の推定事例をまとめ、その  $\epsilon$  と  $a$  を図2のように整理している。伝播経路が含まれるリソスフェアの  $\epsilon, a$  についても1~2オーダーの変動幅がある。

リソスフェア内の不均質性についてレビューした文献としては小菅<sup>10)</sup>が挙げられる。この研究では世界各地における地震観測記録に基づいた不均質パラメータの研究事例に関するレビューを行い、地殻および上部マントルについて推定された  $a$  と  $\epsilon$  の比較を行った。小菅<sup>10)</sup> でレビューされた地殻についての  $a, \epsilon$  を表1に再整理して示す。地域的な違いがあるが地殻については  $\epsilon = 1 \sim 8\%$ 、 $a = 0.15 \sim 1.0$ (km)に、上部マントルについては  $\epsilon = 2 \sim 8\%$ 、 $a = 1 \sim 20$ (km)に分布している。上部マントルは地殻と較べると速度揺らぎ  $\epsilon$  の値はあまり変わらないが、相関距離  $a$  が一桁大きくなっている<sup>10)</sup>。

深さ方向の不均質特性の変化を検討した事例として

表1 地殻内で推定された不均質パラメータの例 (文献については小菅(2001)<sup>10)</sup> 参照)

文献	$a$ (km)	$\epsilon$	$\epsilon^2/a$	地域
Yoshimoto et al.(1997)	0.3~0.8	0.05~0.08	$3 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-2}$	日光
Rothert and Ritter(2000)	0.6~4.8	0.03~0.07	$2 \times 10^{-4} \sim 8 \times 10^{-3}$	南ドイツ
Hock et al.(2000)	~1	~0.04	$\sim 2 \times 10^{-3}$	バルト盾状値
同上	5~10	~0.08	$6 \times 10^{-4} \sim 1 \times 10^{-3}$	北ドイツ・デンマーク
Line et al.(1998)	0.15	$0.015 \pm 0.005$	$7 \times 10^{-4} \sim 3 \times 10^{-3}$	バルト盾状地(深さ15km以浅)
Roth(1997)	0.33~0.60	0.022~0.05	$8 \times 10^{-4} \sim 8 \times 10^{-3}$	スウェーデン
Line et al.(1998)	0.21	0.007	$2 \times 10^{-4}$	スウェーデン
同上	0.14	0.015	$2 \times 10^{-3}$	スウェーデンボスニア湾

Flatte and Wu<sup>11)</sup>が挙げられ、ノルウェーの水平アレイ NORSAR の記録をデータとして観測点間のフーリエスペクトル振幅・位相の変動を散乱理論に基づく理論値と対比することにより、アレイ直下における伝播経路の不均質モデルを推定している。彼らが推定した不均質モデルでは鉛直方向の不均質分布がオーバーラップする2つの領域でモデル化されており、上部地殻からリソスフェア下部までは波長分布が一様な不均質分布であるのに対して、下部地殻以深ではより長波長の不均質が卓越すると推定されている。

次章においてランダム不均質性による地震動の影響の評価事例について記すが、その評価を行う際には以上で述べたように地域・深さによる不均質性の変化があることを考慮することが必要であり、伝播経路のQ値モデルと同様に地震動を評価する地域を含む領域で推定されている  $a, \epsilon$  を参考にすることが望ましい。以下では、日本国内で比較的狭い地域を対象として推定された不均質モデルの例を挙げて、その特徴について検討する。

佐藤<sup>12), 13)</sup>は、多重散乱理論に基づくS波包絡形に基づいた地震波の経時特性モデルに基づいて、北海道・東北地方での太平洋プレートの海溝型地震および紀伊半島周辺、日向灘のフィリピンプレートの海溝型地震の記録から、不均質パラメータ  $\epsilon^2/a$  を以下のように推定している。

$$\epsilon^2/a = 10^{-2.84} [\text{km}^{-1}] \quad (\text{東日本太平洋岸}) \quad (2)$$

$$\epsilon^2/a = 10^{-3.18 \sim -2.99} [\text{km}^{-1}] \quad (\text{東海・東南海沖}) \quad (3)$$

$$\epsilon^2/a = 10^{-2.76 \sim -2.72} [\text{km}^{-1}] \quad (\text{日向灘周辺}) \quad (4)$$

一般的には  $\epsilon$  が大きく、 $a$  が小さいほどすなわち  $\epsilon^2/a$  が大きくなると不均質の度合いは強くなると考えられるため、上記の結果は、東海・東南海沖が相対的に不均質が最も小さく、日向灘沖周辺が最も不均質性が強いということになる。その原因としては、日向灘沖ではプレートの沈み込み角度が大きいのに対して、東海・南海沖のプレートは比較的浅い角度で沈み込んでいるために、相対的に不均質性が弱いプレート内での伝播の寄与が大きくなることが挙げられている<sup>13)</sup>。プレートと地殻の不均質性の違いについては今後さらに検討を進めるべき課題と考えられるが、これらの結果は同じ海溝型地震であっても検討対象とする伝播経路の領域によって不均質パラメータに有意な差異があり、地震動予測でもそれを反映する必要性を示唆している。

伝播する領域による不均質性の違いは、内陸型地震と海溝型地震間にも見られることが示唆されている。Yoshimoto et al.<sup>14)</sup>は日光地域で発生した震央距離15km以内の地殻内小地震の記録の包絡形解析に基づいて、 $\epsilon^2/a$  を  $8 \times 10^{-3} \text{km}^{-1}$  と推定している。この  $\epsilon^2/a$  は従来数十～数百 km という比較的長い伝播距離を対象にして得られ

ている値よりも1オーダー程度大きい。Yoshimoto et al.<sup>14)</sup>は日光地域で得られた大きな  $\epsilon^2/a$  の値に対して、さらにP波減衰の傾向との比較等の検討を加えることで  $a=300 \sim 800 \text{m}$ 、 $\epsilon=5 \sim 8\%$  と推定し、このように短波長で強い不均質性は地殻浅部の特性を反映しており、特に解析対象とした日光地域では火山フロントに近いという地学的条件により細かい不均質が卓越しているのではないかと推定している。

内陸型地震に対する不均質の影響については、Yoshimoto et al.<sup>14)</sup>のように比較的近距离における観測記録を用いた検討が必要と考えられるが、そのような研究事例は少ない。そこで佐藤・翠川<sup>15)</sup>は内陸地震における不均質の影響評価に用いる不均質パラメータを得ることを目的として伝播経路不均質の空間分布の強さ ( $\epsilon$ ) と相関距離 ( $a$ ) をKiK-netの地震観測記録から推定した。この研究ではKiK-net観測点で地中地震計が地震基盤相当層に達しているSMNH01, GIFH09, MYGH01の記録に基づいた検討を行っており、まず地表・地中間の伝達関数に適合するように最適化した堆積地盤モデルに基づいて、地中記録のはぎ取り解析により堆積層の影響を除いた地震基盤面解放波を推定している。この地震基盤波の包絡形と多重散乱理論に基づく包絡形とのフィッティングにより  $\epsilon^2/a$  の値が22地震について推定されている。図3には  $\epsilon^2/a$  の値を震源距離について整理して示す。  $\epsilon^2/a$  の値としてSMNH01では  $0.008 \sim 0.043 \text{km}^{-1}$ 、GIFH01では  $0.00041 \sim 0.0052 \text{km}^{-1}$ 、MYGH01では  $0.00081 \sim 0.0058 \text{km}^{-1}$  が得られ、各観測点において1オーダー程度のばらつきが見られる。図3のように  $\epsilon^2/a$  の値は震源距離とともに減少する依存性を示しており、その傾向は3観測点で連続していることから各観測点に共通した不均質の性状を反映していると推定された。

$\epsilon^2/a$  の距離依存性の原因について検討するために、前述の小菅<sup>10)</sup>のレビューによる地殻について推定されている  $a$  と  $\epsilon$  の値を図4に示す。同図には佐藤・翠川<sup>15)</sup>で推

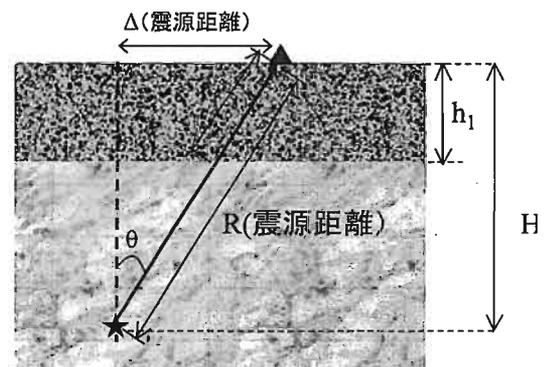


図5 不均質モデルの概念図

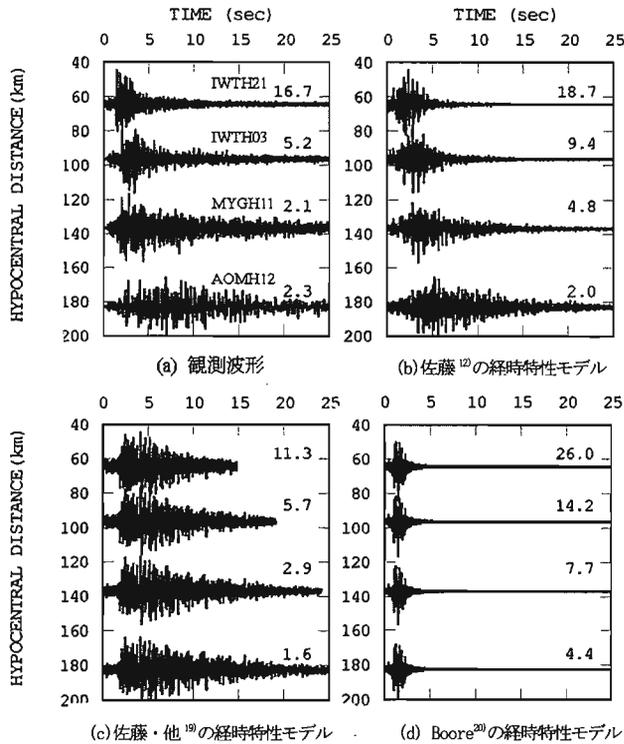


図6 経時特性モデルを変えた計算波と観測波の比較  
(文献<sup>13)</sup>の図中の参考文献番号を修正)

定された  $\epsilon^2/a$  に対応する  $a$  と  $\epsilon$  の関係を直線で示しており、実線、破線、点線はそれぞれ震源距離 10km 未満、10km 以上 20km 未満、20km 以上の記録から得られた  $\epsilon^2/a$  の値に対応している。佐藤・翠川<sup>15)</sup>による震源距離 10km 以上の記録から得られた  $\epsilon^2/a$  の分布範囲は、その他の既往研究による  $a$  と  $\epsilon$  の分布範囲に概ね含まれている。一方、震源距離 10km 未満の記録から得られた  $\epsilon^2/a$  は既往研究に比べて大きめの値を示しており、前述の Yoshimoto et al.<sup>14)</sup>による  $\epsilon^2/a$  と近い値となっている。以上のように近距離の記録には遠距離の記録に比べて相対的に強い不均質の影響が現れている可能性があることが確認された。

このように近距離の記録からより強い不均質性が得られる原因の一つとして、小菅<sup>10)</sup>のレビューや Flate and Wu<sup>11)</sup>に示されているように深さ方向に不均質性が変化している可能性が考えられ、図3、図4に示されている  $\epsilon^2/a$  のうち、値が大きいものは浅部の強い不均質性を反映している可能性がある。近距離の地震は遠距離の地震比べて波線が地殻浅部を通る割合が大きいいため、 $\epsilon^2/a$  に浅部の強い不均質性が反映されて、図3のような距離依存性が現れるのではないかと考えられる。佐藤・翠川<sup>15)</sup>は、図3に示した  $\epsilon^2/a$  に基づいて図5のような不均質構造のイメージを示している。このモデルでは地殻内の上部が深部よりも不均質性が大きくなっており、上層と下層を伝播する距離の割合と図3の  $\epsilon^2/a$  との対応を調べることで、定性的な評価ではあるが上層の厚さが 10km 程

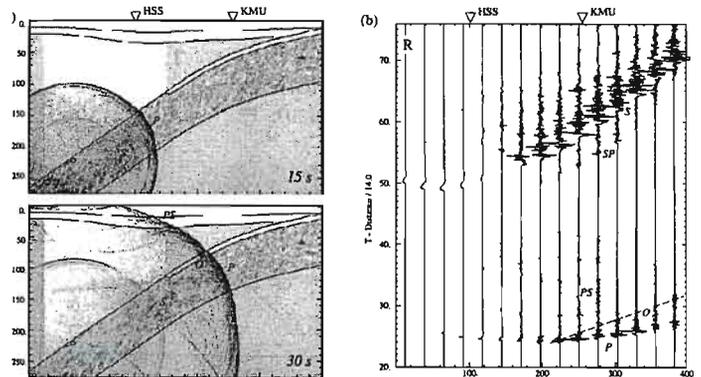


図7 プレートの不均質を考慮したシミュレーション<sup>21)</sup>

度の場合に図3の距離依存性の傾向を説明できると推察している。

#### 4. ランダム不均質が短周期地震動に及ぼす影響

##### 4.1 地震動の経時特性への影響

伝播経路における速度揺らぎで生じる散乱により、震源での波形は伝播距離とともに形状が崩れ、包絡形の幅が拡大していく<sup>17)</sup>。Saito et al.<sup>16)</sup>は平均速度に対する速度揺らぎの割合の分布が、揺らぎ強さ(標準偏差)  $\epsilon$ 、相関距離  $a$  (km) のフォン・カルマン布型の自己相関関数に従う場合の二乗振幅包絡形  $I(r,t)$  の理論式を次式のように導出している。

$$I(r,t) = 1/(4\pi^2 t_m) \pi^2 / 2 \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} n^2 \exp[-(\pi^2/4) n^2 (t-r/V_0)/t_m] \quad (5)$$

$$t_m = D(\kappa) \pi^{1/2} \epsilon^2 r^2 / (2aV_0) \quad (6)$$

ここで  $r$  は震源距離 (km)、 $t$  は発震時からの経過時間 (s)、 $V_0$  は媒質の平均 S 波速度を表す。 $\kappa$  は短波長成分の減少の仕方を表す定数であり、 $D(\kappa)$  は  $\kappa$  により決まる定数である。観測波形において直達 P 波、S 波の後に見られる

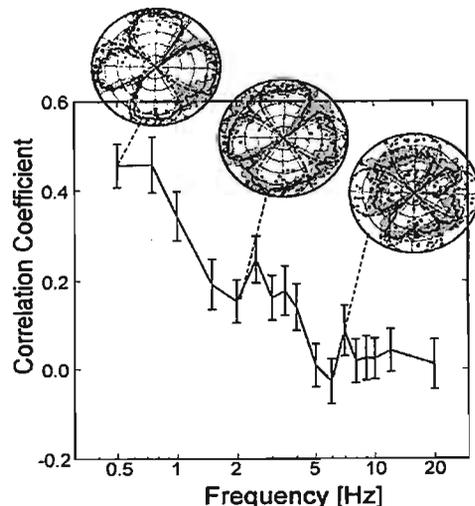


図8 震源放射特性の等方化<sup>22)</sup>

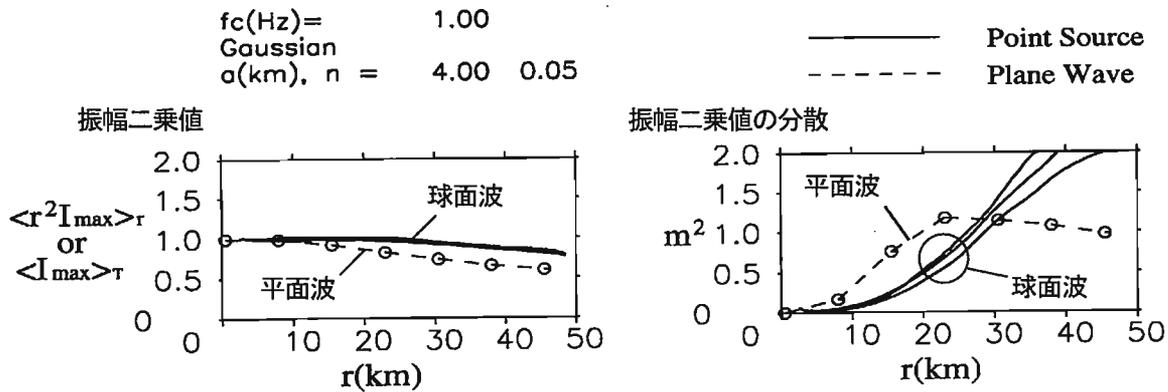


図9 不均質媒質での地震動振幅とばらつきの評価例 (文献<sup>26)</sup>に加筆)

コーダ波は伝播経路の速度不均質で生じた散乱波と解釈することができ、(5)、(6)式のように理論的に導かれた経時特性が観測記録と適合することが確かめられている。

ランダム媒質内の散乱理論に基づいて経時特性を評価した事例として、佐藤<sup>12),13)</sup>の経時特性モデルが挙げられる。この研究では(5),(6)式の von Karman 型の不均質から得られる地震波の二乗振幅包絡形に基づいて、統計的グリーン関数法の要素地震として用いる中小地震の経時特性のモデル化を提案している。佐藤<sup>18)</sup>はこの経時特性モデルを東北地方で発生した M5 級の海溝型地震に適用して、KiK-net 観測記録との比較を行っている。その結果、図6のように佐藤<sup>12),13)</sup>の経時特性モデルが他のモデル<sup>19),20)</sup>と比べて観測記録の説明性が良いことを示している。特に統計的グリーン関数法の経時特性として多用されている Boore のモデル<sup>20)</sup>では近距離を除くと継続時間が過小評価となることが明瞭である。散乱理論を導入により

伝播距離による継続時間の増大が反映されて震源距離 200km 程度までの広い範囲にわたって観測記録と調和する経時特性が得られることが示されている。

図1に示したような巨視的な不均質地下構造にランダム不均質を組み合わせることで地震動を評価した事例としては Furumura and Kennet<sup>21)</sup>が挙げられる。この研究では沈み込んだプレート内での散乱効果に着目しており、プレート内部において厚さ方向とそれに直行する方向で異なる相間距離を与えたランダム不均質モデルを設定している。数値シミュレーションの結果、プレート内の不均質の影響として図7に示すような S 波直達波の後続波が強くなり、異常震域の発生が良く説明できると推定されている。以上のように、今後3次元な地下構造とともに、各領域の不均質構造モデルが明らかになれば、数値計算による地震動予測の精度向上が期待できる。

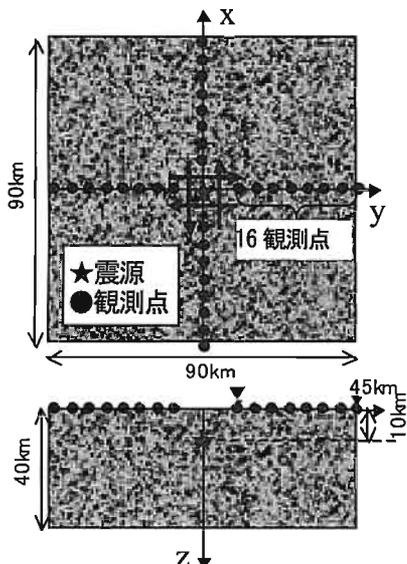


図10 不均質媒質の数値シミュレーションモデル<sup>27)</sup>

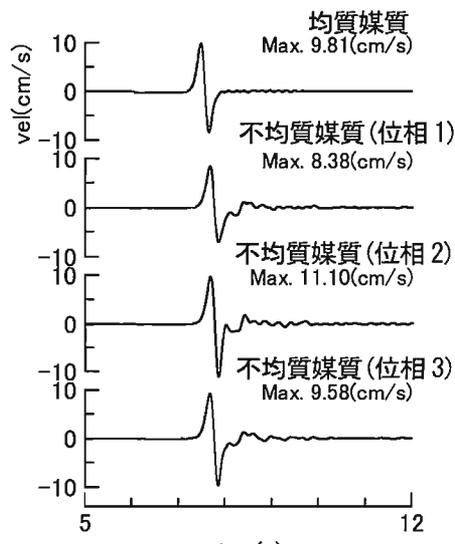


図11 不均質媒質の数値シミュレーション波形例<sup>27)</sup>

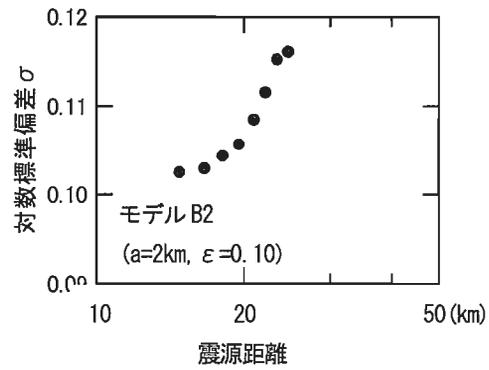
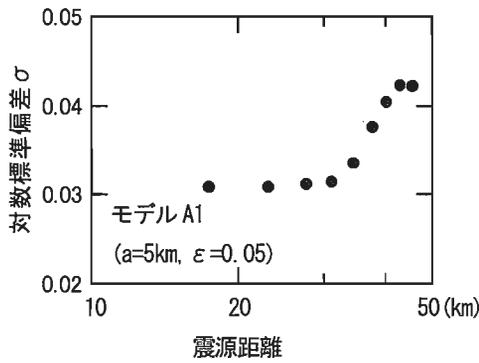


図 12 不均質媒質による計算波の最大速度値のばらつきの対数標準偏差<sup>27)</sup> (a:相関距離、 $\varepsilon$ :揺らぎ強さ)

#### 4.2 震源放射特性の平滑化

S 波の震源放射特性は低周波数側においてはダブルカップル型点震源モデルから予測される 4 象限型の方位依存性を示すが、高周波になるにつれてそのパターンが崩れて等方的なパターンに近づくことが観測記録に基づいて指摘されている。その原因としては震源過程の複雑さと伝播経路における散乱効果が考えられる。不均質媒質内では震源放射特性を検討した事例としては、武村・他<sup>22)</sup>が挙げられる。この研究では 2000 年鳥取県西部地震の記録から S 波の放射特性を評価し、不均質媒質での 2 次元差分法を用いた数値シミュレーションによる波形から得られる放射特性との比較を行っている。その結果、図 8 に示すように、加速度観測記録において、低周波 (0.125Hz) 付近では理論と整合する 4 象限の放射パターンが見られるが、周波数の増加とともにパターンが崩れ、3Hz 付近になると等方的な振幅分布を示すことが示されており、計算波から導かれた放射特性は観測記録における放射特性と調和的であることが報告されている。観測波と計算波の震源放射特性の相関係数は周波数に対して減少していくことになるが、その減少の傾きは不均質モデルの相関距離に依存しており、相関距離が小さい場合には、周波数が増大するとともに放射特性の相関係数が急激に減少することが確かめられている。3 章で記したように、地殻の浅い部分では不均質が強く相関距離が小さいことが推察されていることを考慮すると、内陸地殻内地震においては伝播距離が短い場合でも震源放射特性の等方化の影響が強く現れる可能性があるため、震源放射特性の周波数依存性については、用いる不均質パラメータの設定ともに今後より多くの検討を蓄積してモデル化を行うことが望まれる。

#### 4.3 地震動のばらつきへの影響

地震の規模、距離が同じ地震を同一の地点で観測しても最大振幅等の地震動特性には変動が見られる。このよ

うな変動は距離減衰式の予測誤差 (ばらつき) に反映されており、地震ハザード解析に対する影響が大きいことから、ばらつきの合理的評価は重要な課題と考えられる。地震動のばらつきには震源特性の他、伝播経路のランダム不均質性も影響を及ぼしていることが推察される。ランダム不均質性を持つ媒質内での振幅のばらつきについては現在のところ理論的な解が得られていないため、数値計算による検討が行われている。例えば Shapiro and Kneib<sup>23)</sup>はランダム不均質を有する伝播経路モデルを仮定して数値シミュレーションにより、計算波形の振幅にばらつきが生じることを確認し、伝播距離とともにばらつきが大きくなる結果を得ている。Hoshiba<sup>24)</sup>はランダム不均質を仮定した 2 次元媒質モデルで平面波の伝播の数値シミュレーションを行い、同様に波形振幅にばらつきが生じることを確認しているが、近距離で振幅のばらつきが増大していき、ある距離で極大となった後はばらつきが減少に転じるという、Shapiro and Kneib<sup>23)</sup>とは異なった傾向を確認している。また、図 9 の干場<sup>25)</sup>による 2 次元シミュレーションと 3 次元シミュレーションによる比較をみると、手法により減衰やばらつきの性状の差

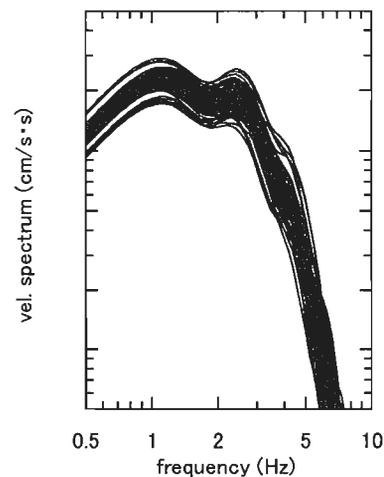


図 13 不均質媒質での数値シミュレーション波のフーリエスペクトルのばらつき<sup>27)</sup>

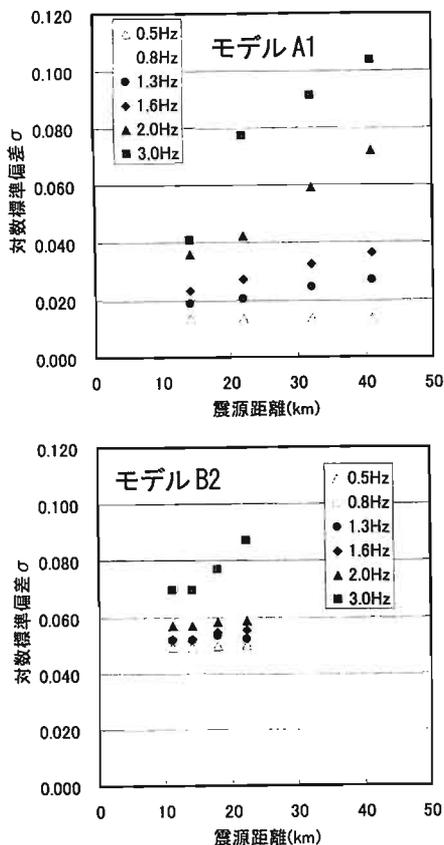


図 14 フーリエ振幅スペクトルのばらつきの対数標準偏差<sup>27)</sup>

異が確認できる。計算機能力の向上等を考慮すると今後はより現実的な3次元不均質媒質モデルを用いた評価望ましいと考えられる。このようなシミュレーションに基づいて、伝播経路における地震動振幅のばらつきについては数値計算での再現が可能であることが確かめられているが、ばらつきの大きさや距離依存性についての定量評価は不十分であり、今後評価事例を増やすことが必要であると考えられる。

佐藤・他<sup>26), 27)</sup>はパラメータが異なる複数の3次元ランダム不均質媒質について差分法による数値シミュレーションを行い、計算波振幅のばらつきが不均質のパラメータにより変動することを確かめている。この研究で用いられている3次元不均質モデルではガウス分布型が仮定され、速度揺らぎの大きさ $\epsilon$ と相関距離 $a$ が異なる数種類の設定を用いて、地震動ばらつきの不均質モデルへの依存性が確かめられている。震源モデルは図10に示すように深さ10kmの鉛直横ずれ型点震源とし、すべり時間関数は立上がり時間 $\tau$ が1秒または0.5秒のsmoothed ramp関数としている。なお図10の解析領域は $\tau=1$ 秒の場合であり、 $\tau=0.5$ 秒の場合にはグリッド間隔が半分になるため領域サイズは $45 \times 45 \text{ km}$ となっている。ばらつき評価においては、各解析モデルについて空間位相が異

なる20種類の媒質モデルを作成し、各媒質モデルの同一震源距離における計算波をサンプルとした。検討対象はS波部水平動のTransverse成分とし、観測点はS波放射の節の方向から充分離れるように、 $x, y$ 軸から $20^\circ$ 以内の領域に含まれるグリッド点としている。佐藤・他<sup>27)</sup>による計算波の例として、相関距離 $a=2 \text{ km}$ 、揺らぎ強さ $\epsilon=0.1$ の場合の同一観測点でのTransverse成分を図11に示す。不均質の空間位相によりS波の最大振幅値はばらつき、後続部には散乱波が見られる。

図12に速度最大振幅値のばらつきを震源距離2km毎の対数標準偏差 $\sigma$ で表したものをモデルA1( $a=5 \text{ km}$ ,  $\epsilon=0.05$ )、モデルB2( $a=2 \text{ km}$ ,  $\epsilon=0.1$ )について示す。モデルA1の $\sigma$ は震源距離約30kmから増加するが、50km付近でも0.05以下とそれほど大きくない。一方、 $\epsilon$ がより大きく、 $a$ が小さいモデルB2の $\sigma$ は近距離でも0.1を超え、増大は15km付近から始まっており、 $\sigma$ の大きさと距離依存性には不均質性、波の周期による差異があることが確認された。

佐藤・他<sup>27)</sup>では周波数領域での検討のために速度フーリエ振幅スペクトルのばらつきも検討している。例としてモデルB2でのスペクトルを図13に示す。スペクトル形状は基本的に卓越周波数( $1/\tau$ )にピークを有する単峰型であるが、ばらつきが大きいモデルB2( $1/\tau=2 \text{ Hz}$ )では図13のように震源距離が大きくなるとピークが約1Hz, 2.6Hzに現れるようになり、散乱効果が強い場合はスペクトル形状が変化する可能性が示唆された。フーリエ振幅値の対数標準偏差 $\sigma$ を図14に示す。モデルA1では1Hz未満の $\sigma$ は小さいが、周波数の増加とともに $\sigma$ は増大し、距離依存性が明瞭になる。モデルB2の3Hz成分のばらつきは15km付近から $\sigma$ が増大しており、図12右図の最大速度の $\sigma$ の距離依存性と調和する。図13に示したように、モデルB2では15km以上でのスペクトル形状に変化が見られることから、最大速度のばらつきには不均質により励起された約3Hzの成分が寄与していると推察されている。この研究で示されているように、地震動のばらつきも不均質モデルのパラメータに依存することが推定され、不均質の相関距離がより小さく、揺らぎが大きいと近距離でもばらつきが大きくなる可能性が考えられる。距離減衰式による計算値の観測値に対する誤差の対数標準偏差は0.2~0.3程度の値をとる場合が多い<sup>28)</sup>ことを考慮すると、図12や図14に示された伝播経路のばらつきは、震源から地盤までの全ばらつきの中で比較的大きな割合を占める可能性があることを示唆している。今後、3章で示したような地殻浅部で推定されているパラメータを参照して、より現実に近いと考えられる不均質モデル用いた地震動のばらつきの評価が課題であると考えられる。

## 5. まとめ

ランダム不均質媒質内での散乱理論に基づいて、マントルや地殻内の不均質を特徴付ける相関距離や揺らぎの推定事例が蓄積されつつある。現在、短周期地震動の予測手法として普及している統計的グリーン関数法においては、伝播経路は幾何減衰項とQ値による減衰項だけで表されているが、今後不均質による散乱効果をより陽な形で取り込むことにより地震動予測精度の向上が期待できる。例えば経時特性については散乱理論に基づいた理論包絡形を活用したモデルが提案されており、より観測記録に近い経時特性の評価が可能になりつつある。また震源放射特性や地震動のばらつきについても伝播経路での散乱効果の観点から評価を行うことで、今後より合理的な解釈ができる可能性がある。ランダム不均質媒質による地震動の影響評価においては不均質媒質のモデル化が重要な課題となると考えられ、不均質の相関距離や揺らぎ強さ等のパラメータについて適切な設定が必要となる。これまでも日本や世界各地において、地震観測記録に基づいて不均質パラメータの推定が精力的に行われており、今後はこれらの研究成果を参照して活用するとともに、検討対象とする地域に応じた不均質パラメータの推定事例を増やすことが必要であると考えられる。また地震動予測への適用の便宜性を考慮すると、伝播経路のQ値モデルについて行われているような地域を分割した不均質性のモデル化も必要であると考えられる。

## 参考文献

- 1) 宇津徳治：地震学 第2版, pp.108, 共立出版, 1984.
- 2) 日本建築学会：最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, 4.1 幾何減衰, 2009.
- 3) 日本建築学会：最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法, 4.2 内部・散乱減衰, 2009.
- 4) 岩田知孝・入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, 39, pp.579-593, 1986.
- 5) 佐藤智美：伝播経路モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.23-34, 2006.
- 6) 天池文男・植竹富一・八代和彦：内陸地殻内地震に対する伝播経路 $Q_s$ 値特性, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.210-213, 2006.
- 7) Shiomi, K., H. Sato and M. Ohtake: Broad-band power-law spectra of well-log data in Japan, *Geophysical Journal International*, Vol.130, pp.57-64, 1997.
- 8) 河原純：ランダム媒質中の波動伝播の数値シミュレーション, 地震2, 50, pp.135-156, 1987.
- 9) Wu, R. S. and K. Aki: Seismic Wave Scattering in Three-Dimensionally Heterogeneous Earth, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 128, pp.1-6, 1988.
- 10) 小菅正裕：コーダ波から推定されるリソスフェアのランダム不均質構造, 地震2, 第54巻, 第1号, pp.127-145, 2001.
- 11) Flatte, S. M. and R.S. Wu.: Small-Scale Structure in the Lithosphere and Athenosphere Deduced from Arrival Time and Amplitude Fluctuations at NORSAR, *Journal of Geophysical Research*, Vol.93, pp.6601-6614, 1988.
- 12) 佐藤智美：群遅延時間のインバージョンと散乱理論に基づく地震動の経時特性モデルに関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第586号, pp.71-78, 2004.
- 13) 佐藤智美：フィリピン海プレートの海溝型地震による短周期地震動の散乱理論に基づく経時特性モデル, 日本建築学会構造系論文集, 第601号, pp.75-82, 2006.
- 14) Yoshimoto, K., H. Sato and M. Ohtake: Short-Wavelength Crustal Heterogeneities in the Nikko Area, Central Japan, Revealed from the Three-Component Seismogram Envelope Analysis, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.104, pp.63-73, 1997.
- 15) 佐藤吉之・翠川三郎：地震動ばらつき評価のための伝播経路の不均質パラメータの推定, 第13回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.125-132, 2010.
- 16) Saito, T., H. Sato and M. Ohtake: Envelope Broadening of Spherically Outgoing Waves in Three-Dimensional Random Media Having Power Law Spectra, *Journal of Geophysical Research*, Vol.107, No.B5, pp.ESE 3-1 - 3-16, 2002.
- 17) 佐藤春夫・山下輝夫：地震波散乱の研究とその展望, 地震2, 54, pp.65-76, 2001.
- 18) 佐藤智美：統計的グリーン関数の最大加速度・最大速度の距離減衰特性, 日本地震工学学会論文集, 第7巻, 第6号, pp.1-16, 2007.
- 19) 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明：観測記録から同定した地震動の統計的特性と地盤の非線形性を考慮した強震動予測, 日本建築学会構造系論文集, 第463号, pp.27-37, 1994.
- 20) Boore, D. M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- 21) Furumura, T. and B. L. N. Kennet: Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: intensity anomalies in northern Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.110, B10302, 2005
- 22) 武村俊介・古村孝志・齋藤竜彦, S波ラディエーションパターンの周波数依存性-短波長不均質構造による地震波散乱-, 東京大学地震研究所研究集会「リソスフェアの短波長不均質性の時空間変化に関する研究の高度化 - 決定論的解析と統計論的解析の融合をめざして-」資料, 2008.
- 23) Shapiro, S. A. and G. Kneib: Seismic Attenuation by Scattering: Theory and Numerical Results, *Geophysical Journal International*, Vol.114, pp.373-391, 1993.

- 24) Hoshiya, M., Large Fluctuation of Wave Amplitude Produced by Small Fluctuation of Velocity Structure, Physics of the Earth and Planetary Interiors. Vol. 120, pp.201-217, 2000.
- 25) 干場充之：速度構造の小さな揺らぎによる最大振幅の大きな揺らぎ, 東京大学地震研究所「短波長不均質構造と高周波地震波の輻射特性」研究会資料, 2002.
- 26) 佐藤吉之・小林喜久二・植竹富一：伝播経路の速度不均質が地震動強さのばらつきに及ぼす影響に関する検討 その2ばらつきの距離依存性, 日本建築学会大会学術講演梗概集B-2, 構造II, pp.161-162, 2009.
- 27) 佐藤吉之・小林喜久二・植竹富一・引間和人：伝播経路の速度不均質が地震動強さのばらつきに及ぼす影響に関する検討, その3不均質パラメータによるばらつきの差異, 日本建築学会大会学術講演梗概集B-2, 構造II, pp.723-724, 2010.
- 28) 翠川三郎・大竹雄：地震動強さの距離減衰式にみられるバラツキに関する基礎的分析, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第1号, pp. 59-70, 2003.

# 地盤構造の不均質性のモデル化と短周期地盤増幅に及ぼす影響

## SUBSURFACE STRUCTURE MODELING CONSIDERING RANDOM VELOCITY FLUCTUATION AND ITS EFFECTS ON A SHORT-PERIOD SITE AMPLIFICATION

佐藤浩章\*1、山中浩明\*2

Hiroaki SATO and Hiroaki YAMANAKA

In this article, the effects of random fluctuation in a modeling of deep subsurface structure on short-period site amplification factor estimation are discussed. The empirical site amplification factors in Niigata plain, Japan, are relative large in the frequency range of about 1.5-5 Hz, and decay significantly with the frequency increasing over about 5 Hz. In order to explain these features, we propose to consider random fluctuation in the modeling of deep S-wave velocity structure for site factor estimation. As a result, the site amplification in the frequency range higher than about 5 Hz are filtered out by the effects of the velocity fluctuation similar to those observed in Niigata plain. We further demonstrate that the addition of the damping factor in the subsurface modeling also has the same high-cut filtering effect on the site amplification factor estimation. We also discuss the relationship between the additional damping factor and the strength of random fluctuation.

### 1. はじめに

地盤構造のモデル化は、強震動予測地点における地盤増幅特性(サイト特性)を評価するために重要である。一般に、地盤構造のモデル化でまず重要となるのは、速度の深さ方向の変化すなわち速度構造の設定であり、その設定には PS 検層や微動アレイ探査などによる調査が必要となる。我々が現在用いている速度構造については、おもにダウンホール PS 検層や微動アレイ探査に基づいてモデル化された構造であり、その特徴は深さ方向に均一な速度を有する層の組み合わせによりモデル化されることにある。一方で、サスペンション PS 検層や音波検層、さらには N 値ボーリングなどによる調査からは、速度を均一に設定することが難しいと考えられるような結果に出くわすことがある<sup>1)</sup>。これは地盤の不均質性に起因する速度の揺らぎと考えられており<sup>2)</sup>、その地点のサイト増幅特性を評価する上で、重要な情報を含んでいることが考えられる。

そこで本稿では、速度の揺らぎを考慮した不均質な地盤のモデル化方法とそれが地盤増幅特性の特に短周期成分に対してどのような影響を及ぼすのかといった点について、おもに新潟平野での深部地盤のモデル化を事例として述べる。

### 2. 微動アレイ探査に基づく地盤モデルの特徴

本稿で対象とする新潟平野では、長周期地震動評価を目的とした微動アレイ観測が比較的多くの地点で実施さ

れているため、地震基盤相当(S波速度 3 km/s 層)までの深部 S 波速度構造が推定されている<sup>3)</sup>。また、新潟県域は、我が国でも有数の石油、天然ガスなどの豊富な天然資源の産出地であることから、資源調査を目的とした地質構造や P 波速度構造の調査も精力的に実施されている。

図 1 には、新潟平野の中央部における微動アレイ観測点や旧石油公団による基礎試錐(速度検層が実施されている)、さらには防災科学技術研究所による K-NET 地震観測点の位置を示す。図 1 から明らかのように、微動アレイ観測地点の近傍(10 km 以内)には、それぞれ対応する K-NET 観測点があり、また同地域内に基礎試錐も存在し

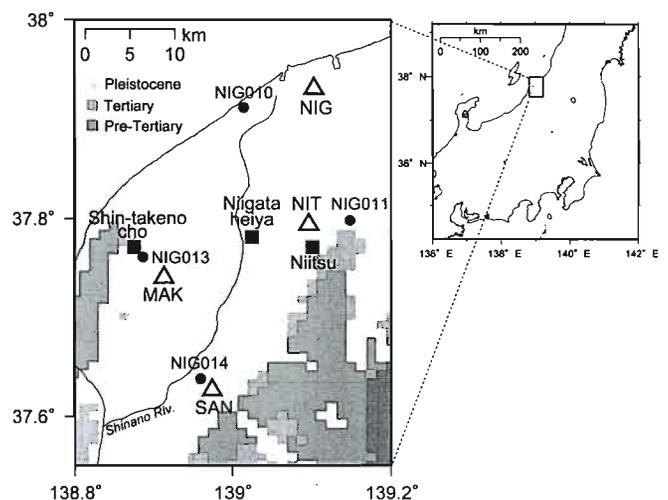


図 1 新潟平野中央部における検討地点と表層地質<sup>4)</sup>  
(●地震観測点, △微動アレイ観測点, ■基礎試錐)

\*1 電力中央研究所

Central Research Institute of Electric Power Industry

\*2 東京工業大学

Tokyo Institute of Technology

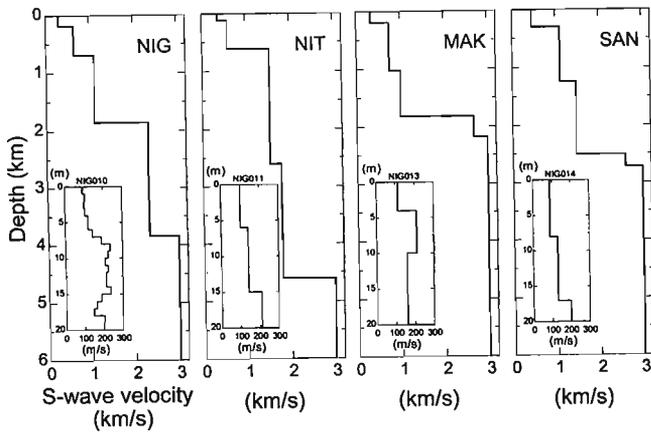


図2 微動アレイ観測に基づく深部地盤モデル  
(小さい図は近傍の地震観測点での表層地盤モデル)

ている。

## 2.1 地盤増幅特性の特徴

図2には、図1に示されている各微動アレイ観測点の深部S波速度構造が、地点に近いK-NET観測点における表層20mのPS検層結果によるS波速度構造と併せて示されている。ここでは、微動アレイ探査による理論的な地盤増幅特性を、微動アレイ観測点近傍の地震観測点において、地震観測記録から得られている経験的なサイト増幅特性<sup>9)</sup>を比較することにより、その特徴について述べる。なお、理論増幅特性の計算は、微動アレイ探査による地盤モデルに対し、表層20mの部分について近傍のK-NET観測点のS波速度構造を考慮したモデルにより行った。また減衰定数については、福島・翠川<sup>9)</sup>による経験式を用い、GL-20m以浅は、対象とした地点において砂層が優勢であることから砂層の経験式を、以深についてはおもに堆積岩で構成されていることから、深さ100m以深の堆積岩の経験式を用いた。

図3には、対象とした新潟平野中央部の4地点での理論地盤増幅特性と近傍のK-NET観測点における経験的な増幅特性の比較を示す。図のNIG010との比較から、微動アレイ探査(NIG)の深部地盤モデルによる理論増幅特性は、経験的な増幅特性にみられる4Hzの谷の部分、さらに8Hz以上において大きい。NIG011との比較では、

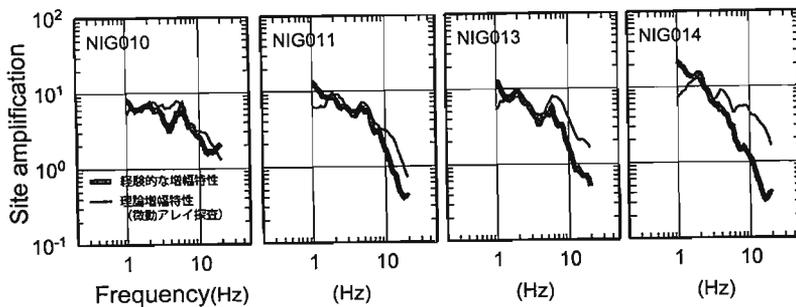


図3 経験的な地盤増幅特性と理論増幅特性の比較

微動アレイ探査(NIT)による理論増幅特性は全体的な特徴は類似しているが、6Hz程度より高周波数側で大きい。こうした傾向は、NIG013の経験的なサイト増幅特性に対する微動アレイ探査(MAK)の深部地盤モデルによる理論増幅特性の比較においても同様である。また、NIG014の比較では、微動アレイ探査(SAN)の深部地盤モデルによる理論増幅特性は、経験的なサイト増幅特性とその特徴は類似しているが、3Hz程度を境に高周波数側で大きい傾向がみられる。

以上の対象とした新潟平野中央部の4地点における比較から、微動アレイ探査による深部地盤モデルに基づく理論地盤増幅特性の特徴として、おもに3Hz~6Hz程度より高周波数側で大きくなる傾向が特徴として挙げられる。つまり、新潟平野において微動アレイ観測による深部地盤モデルにより地盤増幅特性を評価する場合、高周波数(短周期)側で過大評価となる可能性があることを示唆する。

## 2.2 検層結果との比較による地盤モデルの特徴

図4には、図1の新潟平野中央部における旧石油公団による3ヶ所の基礎試錐のうち「新竹野町」におけるP波速度が示されている。なお、図のP波速度は、紙ベースの資料<sup>7)</sup>をスキャナーにより読み取ったものを、離散間隔約2mでデジタル化した結果である<sup>8)</sup>。

図4から、検層結果による深部地盤の速度構造は、深さ方向に速度が増加する「① 漸増構造」と「② 不均質性による速度の揺らぎ」によって特徴づけられていることが分かる。この2つの特徴に基づいた観点から、微動アレイ探査によるS波速度構造をみると、微動アレイ探査による地盤モデルは、「① 漸増構造」のみをいくつかの層分割により離散的に表現していると考えられることができる。その場合、微動アレイ探査による地盤モデルには、「② 不均質性による速度の揺らぎ」の考慮が不足していると考えられることが可能である。

したがって、現状で不足している「② 不均質性による速度の揺らぎ」を考慮した深部地盤のモデル化が、新潟平野における高周波数(短周期)側の増幅特性評価の改

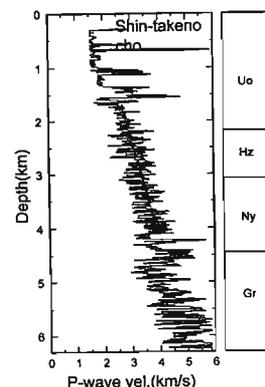


図4 基礎試錐でのP波速度構造  
(破線は解析範囲における深さ方向の漸増成分)

善のための一つの方策であることが期待される。

### 3. 地盤構造の不均質性のモデル化と地盤増幅特性に及ぼす影響

#### 3.1 不均質性のモデル化の方法

不均質性による速度の揺らぎを考慮した地盤(速度構造)モデル  $V(z)$  は、従来の速度構造  $V_{obs}(z)$  と、別途作成した速度の揺らぎデータ  $\xi_{syn}(z)$  から、次式のように、最下層以浅において両者を重ね合わせることで作成される(図5参照)。

$$V(z) = V_{obs}(z) [1 + \xi_{syn}(z)]$$

ここで用いられる不均質性による速度の揺らぎデータ  $\xi_{syn}(z)$  の作成方法は、図6にフローとして示されている。図から、揺らぎデータの作成では、まず初めにそれを特徴づける統計的性質のパラメータを設定する必要があることが分かる。ここで必要となるパラメータは、仮定する自己相関関数により異なるが、フォンカルマン型を仮定した自己相関関数では、3つのパラメータ(相関距離  $a$ , Hurst 指数  $\nu$ , 標準偏差  $\epsilon$ )が必要となる。次に、これらのパラメータに基づき自己相関関数  $N(z)$  を作成し、それをフーリエ変換することにより、パワースペクトル密度  $P(k_z)$  を求める。ここに、 $k_z$  は深さ  $z$  方向の波数である。またパワースペクトル密度  $P(k_z)$  と同時に、ランダム位相分布  $\phi(k_z)$  も作成する。最終的には、以上により作成された  $P(k_z)$  と  $\phi(k_z)$  を用いてフーリエスペクトル  $\xi_{syn}(z)$  を作成し、それをフーリエ逆変換することにより揺らぎデータ  $\xi_{syn}(z)$  を得る。なお、本研究では、深さ方向の離散間隔を 1 m として、不均質モデルの作成を行った。

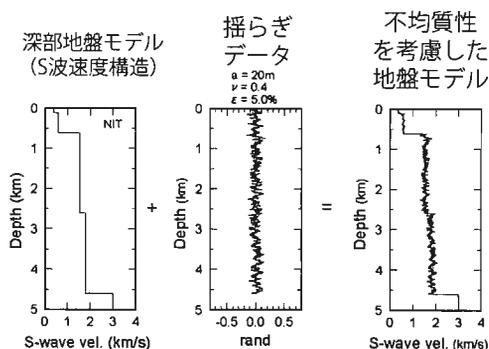


図5 不均質性のモデル化の例

#### 3.2 不均質パラメータが地盤モデルに及ぼす影響

ここでは、前節で言及したフォンカルマン型の自己相関関数で必要となる3つのパラメータ(相関距離  $a$ , Hurst 指数  $\nu$ , 標準偏差  $\epsilon$ )が、不均質性による速度の揺らぎを考慮した地盤モデルにそれぞれどのような影響を及ぼすかについて述べる。

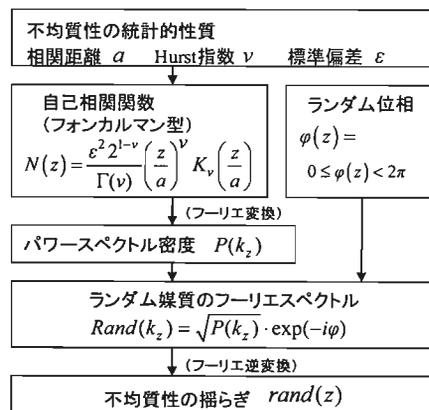


図6 揺らぎデータの作成手順

表1 検討したパラメータの組み合わせ

Case No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Correlation distance $a$ (m)	20.0	40.0	100.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0	20.0
Hurst exponent $\nu$	0.40	0.40	0.40	0.10	0.25	0.50	0.40	0.40	0.40
Standard deviation $\epsilon$	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.075	0.10	0.15

表1には、本節で揺らぎデータを作成した9通りのパラメータの組み合わせを示す。この組み合わせは、相関距離  $a=20\text{m}$ , Hurst 指数  $\nu=0.4$ , 標準偏差  $\epsilon=0.05$  を基本ケース(ケース1)として、ケース1から3は相関距離  $a$  を変化、ケース4から6は Hurst 指数  $\nu$  を変化、ケース7から9は標準偏差  $\epsilon$  を変化させている。なお、各パラメータの範囲は、2.2の基礎試錐におけるP波速度の揺らぎデータを解析した結果および既往の研究<sup>8)</sup>から考えられる範囲とした。

図7には、微動アレイ探査(NIT)による地盤モデルに対し、表1のパラメータの組み合わせから得られる揺らぎ

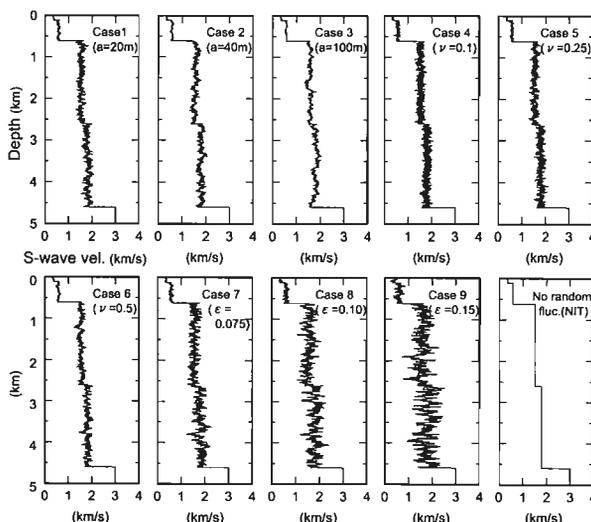


図7 異なるパラメータによる不均質性を考慮した地盤モデル

データを考慮した地盤モデルの一例を示す。ケース1から3の相関距離  $a$  が変化する場合の地盤モデルの様子として、相関距離  $a$  が大きくなるにつれて、揺らぎの空間スケールが長くなり、不均質地盤モデルとしての揺らぎの特徴が顕著ではなくなる傾向がみられる。このことは相関距離  $a$  が、不均質構造の空間的なスケールを特徴づけることを意味している。一方、ケース4から6のHurst指数  $\nu$  の変化については、作成された不均質地盤モデルに変化はそれほど大きくないが、 $\nu=0.1$  と  $0.5$  の場合を比較すれば、 $\nu$  が大きくなるにつれて短波長成分が抜けていき長波長成分が顕著になる様子を、既往の研究<sup>9)</sup>と同様にみることが出来る。ケース7から9の標準偏差  $\varepsilon$  の変化については、不均質地盤モデルにおける揺らぎの部分の変動が、標準偏差  $\varepsilon$  の増加とともに顕著に大きくなることから、標準偏差  $\varepsilon$  は不均質地盤モデルにおける揺らぎの大きさ、すなわち不均質強度を表すパラメータと考えられる。

### 3.3 不均質性が地盤増幅特性に及ぼす影響

不均質性による速度の揺らぎを考慮した地盤モデルが、地盤増幅特性に対して及ぼす影響について、前節で言及した3つのパラメータ(相関距離  $a$ , Hurst指数  $\nu$ , 標準偏差  $\varepsilon$ )のうち、最も地盤増幅特性に及ぼす影響が大きいパラメータを抽出するといった観点から検討を行う。

地盤増幅特性の計算に用いる地盤モデルは、図7に示す表1のパラメータの組み合わせによるモデルである。なお、同じパラメータの組み合わせでも、図6に示す位相分布  $\phi(k_z)$  を作成する際に用いる乱数を発生させる初期値によって揺らぎデータは異なるので、異なる初期値による10通りの揺らぎデータを、各組み合わせケースについて作成して計算に用いている。また、これらの不均質地盤モデルについては、速度の揺らぎを導入する前の地盤モデル(微動アレイ探査によるNITモデル)と揺らぎデータの導入後において最下層から地表面までの走時差が0.01秒(一般的な強震観測における1サンプリング)以下であること、また微動アレイ探査によるNITの観測位相速度を導入後も説明できることを確認している。

#### (1) 相関距離 $a$ の影響

図8には、表1のケース1から3の揺らぎデータを導入した不均質地盤モデルと不均質性を考慮しない地盤モデルによる理論増幅特性の比較を示す。なお、不均質地盤モデルによる理論増幅特性は、各ケースについて10個の不均質地盤モデルによる平均とその標準偏差で示されている。

図8から、 $a=20$  m と  $40$  m では理論増幅特性が3Hz付近から高周波数(短周期)側で小さくなり、その傾向は  $a=20$  m の方が若干大きい。さらに相関距離が大きい

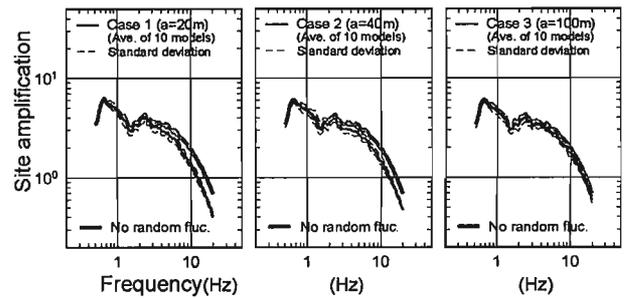


図8 相関距離  $a$  の変化と理論増幅特性 [ケース1~3]

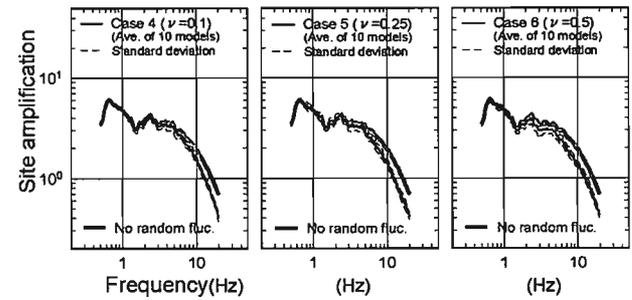


図9 Hurst指数  $\nu$  の変化と理論増幅特性 [ケース4~6]

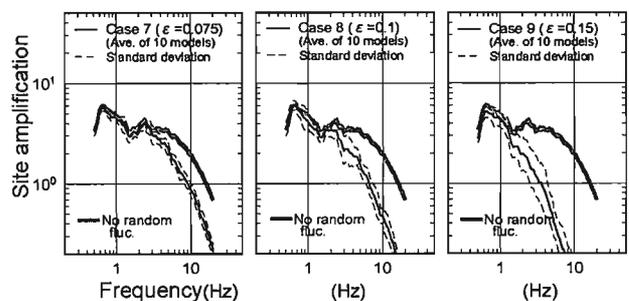


図10 標準偏差  $\varepsilon$  の変化と理論増幅特性 [ケース7~9]

$a=100$  m では不均質性の考慮による影響はほとんどみられないことが分かる。

#### (2) Hurst指数 $\nu$ の影響

図9は、表1のケース4から6の揺らぎデータを導入した不均質地盤モデルと不均質性を考慮しない地盤モデルの理論増幅特性の比較である。図から、周波数4Hz程度より高周波数(短周期)側で、不均質地盤モデルは小さくなっており、上述のケース1や2とほぼ同程度の低減効果がみられる。ここで、 $\nu$  の変化による影響に着目すると、不均質性を考慮しない地盤モデルに対する不均質性を考慮した地盤モデルの理論増幅特性の低減について、 $\nu$  の違いによる差異はほとんどみられない。

#### (3) 標準偏差 $\varepsilon$ の影響

図10は、表1のケース7から9の揺らぎデータを導入した不均質地盤モデルと不均質性を考慮しない地盤モデルの理論増幅特性の比較である。図から、不均質性への考慮による高周波数(短周期)側での理論増幅特性の低減の様子が最も顕著に表れている。 $\varepsilon$  の変化による影響に着目すると、値が大きくなるにつれて高周波数(短周

期側で低減する傾向はより大きくなり、パラメータ値の変化率に対する理論増幅特性の変化の程度は、上述の2つのパラメータと比較して明らかに大きい。

以上の検討から、まず、不均質性による速度の揺らぎの地盤モデルへの導入は、地盤増幅特性に対して高周波数側(短周期)側での理論増幅特性の低減させるハイカットフィルターとしての効果を有することが分かった。また、不均質性による揺らぎデータを特徴づける3つのパラメータのうち、その変化が理論増幅特性に最も影響を与えるのは、標準偏差 $\varepsilon$ であり、これが支配的であることが分かった。したがって、不均質性を考慮した地盤のモデル化では、不均質強度を表す標準偏差 $\varepsilon$ を基本的なパラメータとして、揺らぎデータを作成すればよいと考えられる。

#### 4. 新潟平野における不均質地盤モデルを用いた地盤増幅特性の評価

前章では、地盤モデルに不均質性を考慮することによって、地盤増幅特性の高周波数(短周期)側が低減することを示した。その一方で、2章で言及した新潟平野中央部の4地点では、近傍の微動アレイ探査による地盤モデルの理論増幅特性が、経験的な増幅特性と比較して、おもに3 Hz~6 Hz程度より高周波数側で大きくなる傾向がみられた。そこで本章では、新潟平野中央部の微動アレイ探査による深部地盤モデル(図2参照)に対して、不均質性による速度の揺らぎを考慮することによって、経験的な地盤増幅特性に対する理論増幅特性の説明性が向上するかどうかという点について、いくつかのパターンの速度の揺らぎデータを考慮して検討した。具体的には、速度の揺らぎを特徴づけるパラメータの設定を、地盤増幅特性への影響が小さい相関距離 $a$ とHurst指数 $\nu$ はそれぞれ $a=20\text{ m}$ 、 $\nu=0.4$ で固定し、影響が支配的な標準偏差 $\varepsilon$ を0.0から0.025毎に0.125までの6通りを検討した。

図11には、対象とする新潟平野中央部の4地点における経験的な増幅特性と標準偏差 $\varepsilon$ の異なる不均質性を考慮した地盤モデルによる理論増幅特性の比較を示す。図に示されている各地点での評価結果から、微動アレイ探査による深部地盤モデルに不均質性を考慮した場合、高周波数(短周期)側において理論増幅特性の低減がみられ、高周波数(短周期)側での経験的な増幅特性との対応が改善する傾向がみられている。具体的には、NIG010では $\varepsilon=0.025$ の場合の対応が相対的に良好であり、NIG011では $\varepsilon=0.05$ の場合に、8 Hz付近より高周波数において理論増幅特性が経験的な増幅特性とほぼ調和的となる。同様に、NIG013では $\varepsilon=0.075$ または0.1、NIG014では $\varepsilon=0.1$ または0.125の場合に理論増幅特性が経験的な増幅特性を説明できるようになっている。

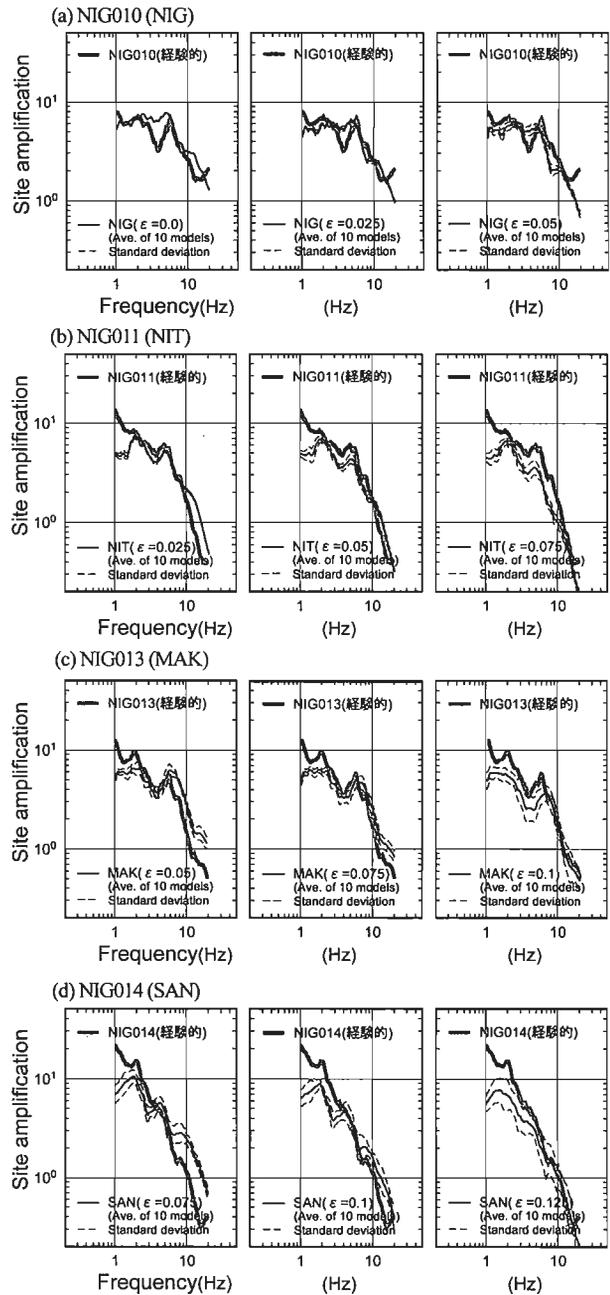


図11 標準偏差 $\varepsilon$ をパラメータとした不均質性を考慮した深部地盤モデルによる増幅特性の比較

以上の結果は、限られた事例ではあるが、 $\varepsilon$ を指標とした揺らぎデータを用いて適切な強度の不均質性を深部地盤モデルに考慮することにより、過大評価していた高周波数(短周期)側の理論増幅特性が改善できることを示している。このことは、深部地盤における不均質性のモデル化は、地盤増幅特性を高周波数(短周期)側までの広帯域に評価する上で、重要な要素であることを示唆している。ただし、実際のモデル化の手順において、事前に揺らぎデータの標準偏差 $\varepsilon$ (不均質強度)を把握については、どのようにすればよいのかという課題もある。そこで、対象とした新潟平野中央部について、基礎試錐と評

価地点の位置が最も近接している NIG013 近傍の基礎試錐「新竹野町」の実際の P 波速度構造(GL-1700-4100m)から揺らぎデータを抽出し、標準偏差  $\varepsilon$  を計算した結果、基礎試錐「新竹野町」の揺らぎデータの標準偏差  $\varepsilon$  として 0.107 が得られ、NIG013 で必要となる  $\varepsilon=0.075\sim 0.1$  と調和的であるという結果も指摘されている。こうした結果は、PS 検層結果を用いた標準偏差  $\varepsilon$  の事前設定の可能性を期待させる結果であり、今後の検討課題ともいえよう。

## 5. 地盤構造の不均質性のモデル化と等価な減衰定数の設定

ここまで、高周波数(短周期)側の地盤増幅特性をよりよく説明する地盤のモデル化の方策として、地盤の不均質性を考慮したモデル化の効果について、新潟平野を対象に述べてきた。しかしながら、こうした不均質性を考慮した地盤のモデル化は、実務において実現するにはやや煩雑な面も否めない。そこで本章では、高周波数(短周期側)の増幅特性をよりよく説明するための不均質性の導入効果を、不均質性の大きさに応じて地盤の減衰定数を付加することによっても、表現できることを述べる。また、PS 検層結果にみられる不均質性による速度の揺らぎの大きさが、深部地盤の減衰定数の地域的な差異を示す指標となる可能性についても述べる。

### 5.1 不均質性のモデル化と等価な減衰定数

前章までにおいて、増幅特性の評価における不均質性の導入効果は、高周波数(短周期)側を低減させるハイカットフィルターとしての性質によることが分かる。そこで、最初の検討は、図 7 の不均質強度(標準偏差  $\varepsilon$ )の異なる不均質性を考慮した理論増幅特性(位相の異なる 10 個のモデルの平均)をターゲットスペクトルと位置づけ、これを不均質性の導入前の単純な深部地盤モデル(図 7 下段右端)を用いて、減衰定数のみを変化させることにより、同様の増幅特性を再現できるかという検討を試みた。具体的には、ターゲットスペクトルに対する残差が最小となる減衰定数をグリッドサーチで探索することにより、不均質性の導入効果と等価な効果をもつ減衰定数を求めるという方法で行った。なお、探索する減衰定数は、ターゲットスペクトルの計算に用いている堆積岩の平均的な減衰定数<sup>9)</sup>からの付加量( $h^{add}=h_0 \cdot f^\alpha$ )とし、 $h_0$  は 0.001 から 0.2 までを 0.001 刻みに、 $\alpha$  は 0.0 から 1.0 までを 0.1 刻みに計算した。図 12 に、 $h_0$  と  $\alpha$  についてのグリッドサーチの結果として、残差の逆数のコンターを示

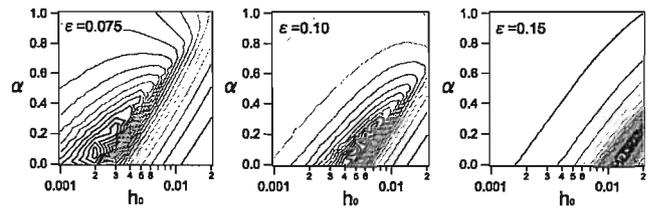


図 12 不均質性の導入効果と等価な減衰定数の探索結果(ターゲットスペクトルとの残差分布)

す。図から、 $h_0$  と  $\alpha$  にトレードオフの傾向が若干みられるが、 $\alpha$  は高々 0.2 程度で周波数依存性は顕著ではない。そこで、 $\alpha=0$  と考えて不均質性の導入効果と等価な減衰定数の付加量( $h^{add}$ )をまとめると、 $\varepsilon=0.075$  に対して 0.002、 $\varepsilon=0.10$  に対して 0.004、 $\varepsilon=0.15$  に対して 0.012 となり、不均質性による揺らぎの標準偏差  $\varepsilon$  と減衰定数の付加量  $h^{add}$  の大きさは概ね比例する関係にあることが分かる。

### 5.2 不均質強度を指標とした深部地盤モデルの減衰定数

図 13 に、本研究で対象としている 4 地点について、不均質性を導入せずに、5 通りの減衰定数の付加を行った場合( $h^{add}=0.001, 0.003, 0.005, 0.008, 0.01$ )の理論増幅特性と経験的な増幅特性の比較についても示す。図から、新潟平野の対象地点においても、減衰定数の付加によっても高周波数(短周期)側の増幅特性の低減がみられ、経験的な増幅特性との対応が改善している。NIG010 では  $h^{add}=0.001$  の場合に 10Hz より高周波数側の説明性が向上する傾向がみられ、NIG011 では  $h^{add}=0.003$  の場合に 8Hz 付近より高周波数側でほぼ調和的となっている。同様に、NIG013 では  $h^{add}=0.003$  または 0.005 の場合に、NIG014 では  $h^{add}=0.008$  または 0.01 の場合に経験的な増幅特性と調和的となるよう改善されている。以上の検討結果から、新潟平野の各対象地点での高周波数(短周期)側までの広帯域の地盤増幅特性の評価に必要な深部地盤の平均的な減衰定数に対する付加量( $h^{add}$ )と不均質性による揺らぎデータの標準偏差  $\varepsilon$  の関係を整理すると、図 14 のようになり、両者が概ね相関関係にあることが分かる。このこと地盤のモデル化において、設定すべき深部地盤の

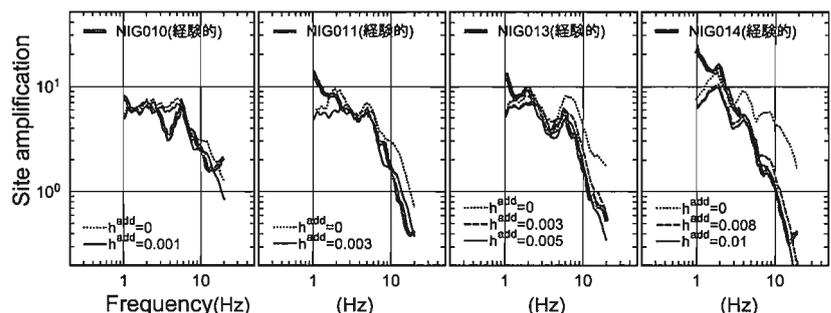


図 13 減衰定数を付加した理論増幅特性と経験的な増幅特性との比較

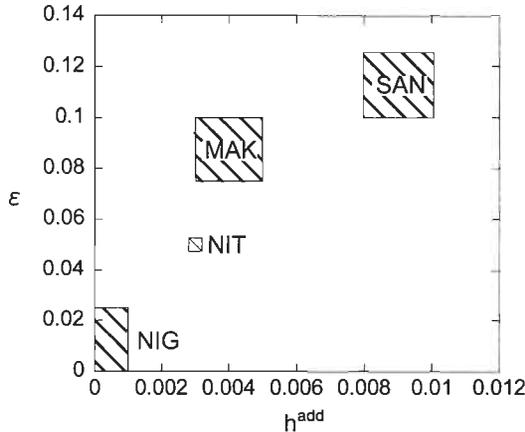


図 14 減衰定数に対する付加量 ( $h^{add}$ ) と不均質性による揺らぎデータの標準偏差  $\varepsilon$  の関係

減衰定数の地域的な差異を、深部地盤の不均質強度(標準偏差  $\varepsilon$ )を指標として推測できる可能性を示唆する。

そこで、関東平野の KiK-net 観測点(CHBH13 および CHBH04)を対象に、深部地盤の減衰定数と不均質強度の関係について考察した。これらの地震観測点では、それぞれ NRT および SHM として検層データが得られており<sup>10)11)</sup>、また鉛直アレイ観測記録も得られていることから、不均質性による揺らぎの大きさと減衰定数の両方が得られている<sup>12)</sup>。不均質強度については、NRT(GL-220m~850m)で 0.018、SHM(GL-550m~1500m)で 0.034 であり、上述の新潟平野中央部の基礎試錐「新竹野町」の 0.107 と比較すると、1/3 以下とかなり小さい。一方、深部地盤の減衰定数の同定結果については、これまでの検討で用いた平均的な深部地盤の減衰定数とともに、図 15 に併せて示されており、CHBH04 では平均的な減衰定数とほぼ同程度、また CHBH13 はそれよりもやや小さい。この結果は、関東平野のこれらの地点の減衰定数は、平均的な減衰定をそのまま用いることが可能であり、付加が必要であった新潟平野中央部よりも減衰定数が小さいことを意味している。

以上によれば、新潟平野中央部よりも不均質強度が小さい関東平野では減衰定数の同定結果も小さく、深部地盤の不均質強度(標準偏差  $\varepsilon$ )の地域的な差異を指標として、情報の少ない深部地盤の減衰定数を推測できる可能性を期待させる結果といえよう。

## 6. まとめ

本稿では、速度の揺らぎを考慮した不均質な地盤のモデル化方法とそれが地盤増幅特性の特に短周期成分に対してどのような影響を及ぼすのかといった点について、おもに新潟平野での深部地盤のモデル化を事例として述べた。おもな議論は以下のとおりである。

(1) 新潟平野中央部における経験的な増幅特性の特徴と

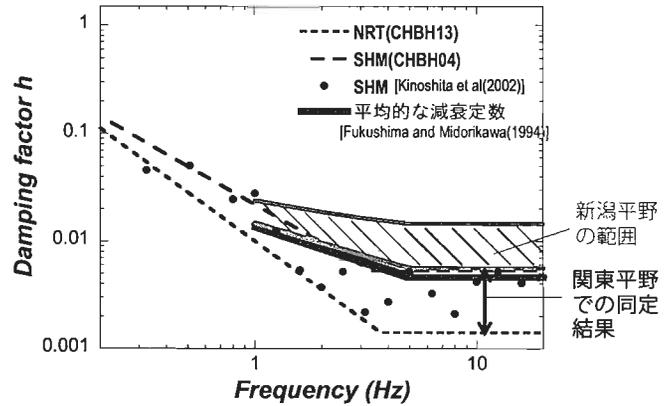


図 15 関東平野での減衰定数の同定結果と新潟平野で広帯域の増幅特性評価に必要な減衰定数

して、1Hz から 5Hz 程度において増幅が大きく、それより高周波数(短周期)側では急激に低減するという特徴がある。それを微動アレイ探査による深部地盤モデルでは説明することは難しい。

- (2) 当該地域の検層結果には、不均質性による速度の揺らぎが顕著にみられることから、より現実的な地盤のモデル化という観点から、不均質性を考慮した深部地盤モデルにより評価した結果、適切な大きさの不均質性により、経験的な増幅特性を広帯域(短周期側まで)説明することが可能となった。これは不均質性が増幅特性の高周波数(短周期)側に影響するハイカットフィルターとしての性質を有することによる。
- (3) 不均質性を考慮した地盤のモデル化は、実務において実現するには煩雑な面も否めないことから、高周波数(短周期側)の増幅特性をよりよく説明するための不均質性の導入効果を、不均質性の大きさに応じて地盤の減衰定数を付加することによっても、表現できることを示した。

以上から、短周期側までの広帯域の地盤増幅特性の評価においては、不均質性による速度の揺らぎが大きい地点の深部地盤のモデル化(S 波速度と減衰定数の設定)については、減衰定数を既往の平均的な減衰定数よりも大きく設定するか、不均質性を地盤モデルの S 波速度構造に対して直接モデル化するといったことが望ましいと考えられる。

## 謝辞

地震記録は、(独)防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net で公開されたデータを用いました。旧石油公団による基礎試錐での検層結果は、(独)石油天然ガス・金属鉱物資源機構より提供いただきました。一部の図の作成については、GMT<<http://gmt.soesthawaii.edu/>><sup>13)</sup>を使用しました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 例えば、Sato, H. and M. Fehler : Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth, AIP Press/Springer Verlag New York, 1998..
- 2) 例えば、堀家正則, 竹内吉弘, 桑田和宏 : 地盤の S 波速度の揺らぎの統計的性質, 地震 2, Vol.44, pp.267-269, 1991.
- 3) 例えば、佐藤浩章, 山中浩明, 東貞成, 佐藤清隆, 芝良昭, 元木健太郎, 水田敏彦 : 長周期地震動評価のための新潟平野および庄内平野における深部 S 波速度構造の推定, 地震 2; Vol.61, pp.191-205, 2009.
- 4) 若松加寿江, 松岡昌志, 久保純子, 長谷川浩一, 杉浦正美 : 日本全国地形・地盤分類メッシュマップ, 東京大学出版会, 2005.
- 5) 佐藤浩章, 山中浩明 : 広帯域サイト増幅特性評価のための深部地盤の不均質性のモデル化に関する研究 - 新潟平野を対象とした基礎的検討 -, 日本建築学会構造系論文集, 2010.
- 6) 福島美光, 翠川三郎 : 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な  $Q^{-1}$  値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, No.460, pp.37-46, 1994.6.
- 7) 石油公団 : 平成 4 年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「新竹野町」調査報告書, 1994.
- 8) 例えば、佐藤浩章, 山中浩明, 古村孝志, 早川崇, 岡嶋眞一 : 関東平野における堆積層の速度構造の揺らぎの統計的性質, 地球惑星関連学会 2005 年合同大会予稿集, S051-P014, 2005.
- 9) 河原純 : ランダム媒質中の波動伝播の数値シミュレーション, 地震 2, Vol.50, pp.135-156, 1997
- 10) 鈴木宏芳, 池田隆司, 御子柴正, 木下繁夫, 佐藤春夫, 高橋博 : 関東・東海地域における孔井検層資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.65, pp.1-162, 1981.
- 11) 鈴木宏芳, 小村健太郎 : 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学技術研究資料, Vol.191, pp.1-80, 1999.
- 12) 佐藤浩章 : 広帯域サイト増幅特性評価のための新潟平野における深部地盤のモデル化, 東京工業大学博士論文, 2009.
- 13) Wessel, P. and W. H. F. Smith : New, improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, Vol.79, p.579, 1998.

# 不整形地盤に起因する短周期地震動の空間変動

## SPATIAL VARIATION OF SHORT PERIOD SEISMIC GROUND MOTIONS CAUSED BY IRREGULAR SUBSURFACE STRUCTURES

上林宏敏<sup>\*1</sup>、川辺秀憲<sup>\*1</sup>、内田治<sup>\*2</sup>

Hiroto UEBAYASHI, Hidenori KAWABE, Osamu UCHIDA

We conduct a three-dimensional (3D) earthquake response analysis to evaluate the difference of the short period (0.5 to 2 s) ground motion between 3D subsurface structure model having shallow soil layers over the engineering bed rock ( $V_s > 400\text{m/s}$ ) and the other models. In the later models, amplification factors of the shallow soil layers and/or deep soil layers over the seismic bed rock are estimated using 1D subsurface structure models. In areas located close to strongly irregular regions of basin bedrock interface, the shallow soil layers affect seismic response so much at the short period ranges, because of amplification in the shallow soil layers of surface waves generated by irregularities of the basin bedrock interface. The surface waves in short period ranges affect the irregularities both the shallow soil layers and the basin bedrock interface. These results indicated the importance of the irregularities of the shallow soil layers and the basin bedrock interface for accurate estimation of short period strong ground motions.

### 1. はじめに

堆積平野の工学基盤 ( $V_s = 400\text{m/s}$  程度以上) 以深の深部3次元地下構造モデル<sup>例え<sup>1)</sup></sup>が都市域を中心に作成され、強震観測記録に基づいて構築された地下構造モデルの検証も行われている。さらに、震源を含む不均質媒質における波動伝播の数値シミュレーション技術の発展に伴い、一般に周期2秒前後以上の長周期帯域の理論的手法に基づく予測地震波が作成され、設計等の実務において適用可能となってきた。予測地震波の作成について、ハイブリッド法<sup>2)</sup>に従えば、短周期側は統計的グリーン関数法等<sup>3,4)</sup>により評価され、差分法等により評価された長周期側の予測地震波と接続周期帯域におけるフィルター処理を経て合成される。地盤増幅特性の評価から見たハイブリッド法で用いる両方法間の違いは、地下構造のモデル化において長周期側では不整形性が考慮されるが、短周期側では平行成層(1次元)が仮定される点にある。そのため、短周期側では不整形地盤構造により生じる散乱実体波成分や盆地生成表面波成分が含まれない。これら地盤のモデル化の次に起因する波動場の違いを鑑みて本来は接続周期が決められるべきであるが、長周期側の地震動評価に使用する計算機性能で決まっているのが実状のようである<sup>5,6)</sup>。さらに、接続周期より長周期側においも、一般的に工学基盤以浅の表層地盤による増幅特性は、工学基盤以深を半無限媒質とする平行成層地盤モデルに対する鉛直S波入射によって評価されている<sup>例え<sup>7)</sup></sup>。これら地盤構造のモデルの簡略化が地震動応

答へ及ぼす影響について、評価しておくことは重要である<sup>8)</sup>。このことは、周期1.2秒程度の(やや)短周期帯域においても実体S波のみならず表面波の影響も無視できないという観測事例<sup>9,10)</sup>からも理解できる。

本報告では、周期0.5秒~2.0秒を対象に表層(浅層)地盤を含む3次元堆積盆地モデルによる全波動場の数値シミュレーションを実施し、工学基盤以深の深部地盤及び表層地盤の不整形(地層境界面の不規則)性が地表地震動応答に及ぼす影響について調べる。表層地盤を含む強震動予測では、本来、地盤の非線形性が考慮される<sup>7)</sup>が、ここでは線形として扱う。さらに、表層地盤と深部地盤のモデル化のばらつきが短周期地震動に及ぼす影響を2次元不整形地盤モデルを用いて調べる。

### 2. 表層(浅層)地盤を含む3次元堆積盆地構造の地震動シミュレーション

#### 2.1 表層地盤を含む大阪堆積盆地モデルと計算方法

大阪平野を対象に表層地盤を含む地震動のシミュレーションを差分法<sup>11,12)</sup>により実施した。図1に示す工学基盤以深の深部地盤構造<sup>13)</sup>に図2に示す表層地盤構造<sup>14)</sup>を合成したモデルを構築した。計算領域は図1, 2の枠で囲まれた東西約45km、南北約38km、及び深さ16kmの範囲である。周期数秒以上の長周期帯域の地震動シミュレーションでは、平野を囲む四方の盆地端部から伝播する表面波の影響を受けるため、盆地全体を計算領域に含める必要があるが、今回対象とする短周期帯域におい

\*1 京都大学原子炉実験所

\*2 株式会社内田サイエンステクノロジー

Kyoto University Research Reactor Institute

Uchida Science Technology, Inc.

ては、盆地内を水平方向に多重反射するような表面波の成分は減衰により十分小さくなると考えられるので、震源に近い盆地の東端部及び北端部のみを含めることとした。地盤構造のモデル化において、深さ方向に連続的に変化する速度構造を4層構造に置換した。図1, 2に示す震央を東西に横切る破線直下での速度構造断面図を図3に示す。上段の図は表層付近を深さ方向に拡大したものである。表層地盤の厚さの分解能は、差分法で扱う表層部分における最少グリッド間隔である20mとなっている。図3の横軸座標の原点は図1, 2の枠の左端とした。この座標の15km付近が上町断層帯、28km付近が生駒断層帯の位置となっている。各層の媒質パラメータを表1に示す。表層地盤のS波速度を0.2km/sとした。

震源は図1, 2の星印の直下10kmに位置する点震源とする。地震モーメントは $2.0 \times 10^{17}$  (Nm)、(走行, 傾斜角)は( $0^\circ$ ,  $60^\circ$ )とし、滑り角を2通り[ $90^\circ$  (dip slip),  $0^\circ$  (strike slip)]設定した。震源時間関数(モーメント・レート関数)は、ガウス分布型<sup>15)</sup>とし、ライズタイムを1.0

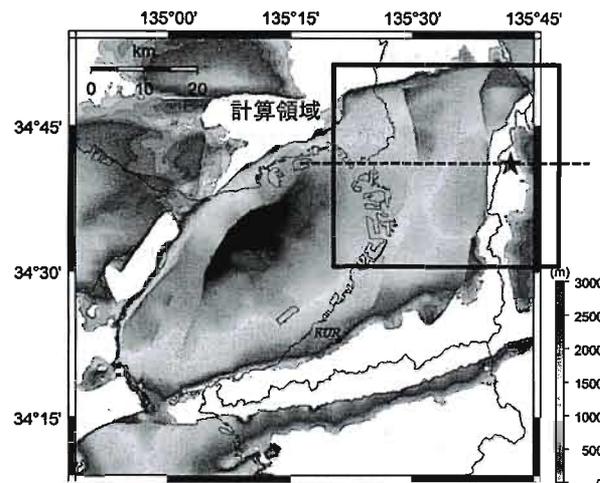


図1. 大阪平野における地震基盤面深度

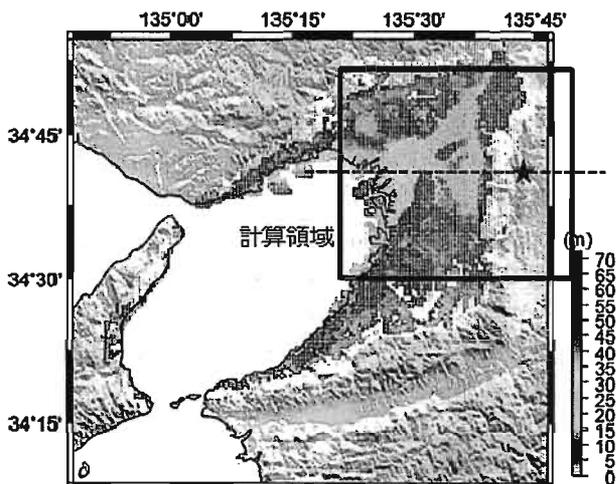


図2. 大阪平野における表層地盤厚さ

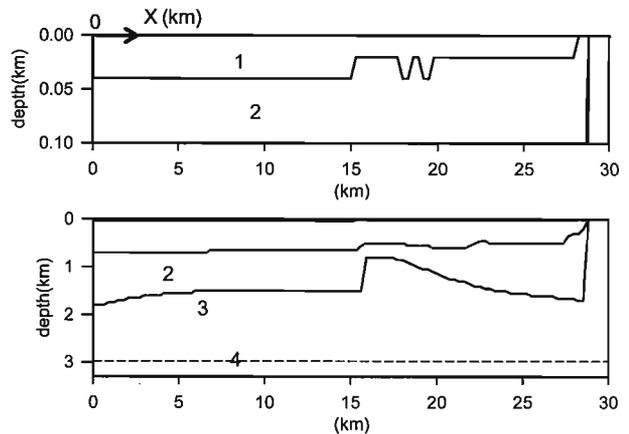


図3. 速度構造断面

表1. 各層媒質パラメータ

	Vs(km/s)	Vp(km/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Qs
1	0.20	1.50	1.6	40
2	0.55	1.80	1.8	110
3	1.10	2.50	2.0	220
4	3.20	5.40	2.7	640

秒とした。差分法で用いた格子間隔は、深さ0~0.1kmまでの表層地盤が割り当てられる範囲において20mとした。0.1km以深において、0.1~3.0kmまでを50m、3.0km以深を250mとした。総格子点数は1600×1406×157、計算機に必要な主記憶容量は約38GBであった。数値計算上の時間ステップは0.002秒である。精度が保障される有効周期の下限は約0.5秒程度と考えられる。

## 2.2 地盤構造のモデル化

ハイブリッド法による強震動予測では、一般的に接続周期以下の短周期側において、深部から表層地盤までを平行成層モデルとして地盤増幅特性が評価される。また接続周期より長周期側において、表層地盤による増幅特性も同じく、工学基盤以深を半無限媒質とする平行成層モデルとして、鉛直S波入射による地表面応答として評価される。これら地盤構造のモデルの簡略化の違いによる地震動応答の違いについて調べるため、表2に示す地盤構造の取り扱い方が異なる4つのモデルに対する数値計算を行った。

model A は表層(表1の媒質1)を含む盆地全体を3次元としてモデル化し、全波動場を差分法により計算される。model B はmodel Aの表層部分を媒質2に置換したモデルである。model C は表層から深部までを平行成層とするモデルであり、接続周期より短周期側での地震動評価法に対応する。この時の応答は各地表応答の出力点とその直下の深さ3.0kmの地点(入力点)間の伝達関

表2. 地盤構造のモデル化

model	浅部地盤	深部地盤
A	3次元	3次元
B	なし	3次元
C	1次元	1次元
D	1次元	3次元

数を用いて求める。伝達関数は図3に示す2次元断面に対して、transverse成分に対応するNS成分については面外変位場(SH波)、radial成分に対するEW成分については面内変位場(P-SV波)から入射角を考慮して求めた。model Dは媒質1と2から成る2層の平行成層モデルにmodel Bによる地表応答を0.5倍した波形を入射させるモデルである。これは、一般的なハイブリッド法による接続周期より長周期側の強震動予測における表層の取り扱い方と等価である。

### 2.3 地盤構造のモデル化の違いによる応答波形への影響

図4の上段は、dip slipによる前述の4つのモデルのEW成分の速度波形の比較を示す。波形の上側が西側、下側が東側に対応する。以後、応答波形は全て図1, 2の破線上での計算結果について示す。図の下段は表層地

盤の有無によるmodel Aとmodel BのNS成分とUD成分の同波形の比較を示す。なお、NS成分とUD成分の振幅のスケールはEW成分の半分としている。

最初にmodel Aの特徴について考察すると、生駒断層帯の存在する盆地東端部から伝播速度が異なる幾つかの後続波群(盆地生成表面波)が発生していることが分かる。これらの波群の振幅は上町台地上(X=15~18km)では小さくなり堆積層の厚さが薄くなると伝わらないことが分かる。一方、上町断層下盤側からもやや振幅が小さい同様の後続波群が発生している。これらの波群の波形は上町台地より東側では、1~2km程度の距離の違いにおいても大きく異なっているところもあり、空間変動が大きくなっている。model Aとmodel Bの振幅を比べると、全体的に表層地盤を考慮したmodel Aの方が大きくなっている。このことは、特に継続時間10秒以降の後続波部分で顕著である。この結果は山中他<sup>8)</sup>による結果とも整合しているが、表層地盤の厚さが山中他(100m)の半分以下であるこのモデルにおいても表層地盤の有無による明瞭な波形振幅の違いが生じている。model Cでは他のモデルで見られる継続時間十数秒以降の大きな振幅を持つ波群は存在せず、媒質4のS波速度(3.2km/s)と同じ位相速度を持つ空間変動が少ない波形となっている。このことは、短周期帯域においても平行成層地盤への平面波入

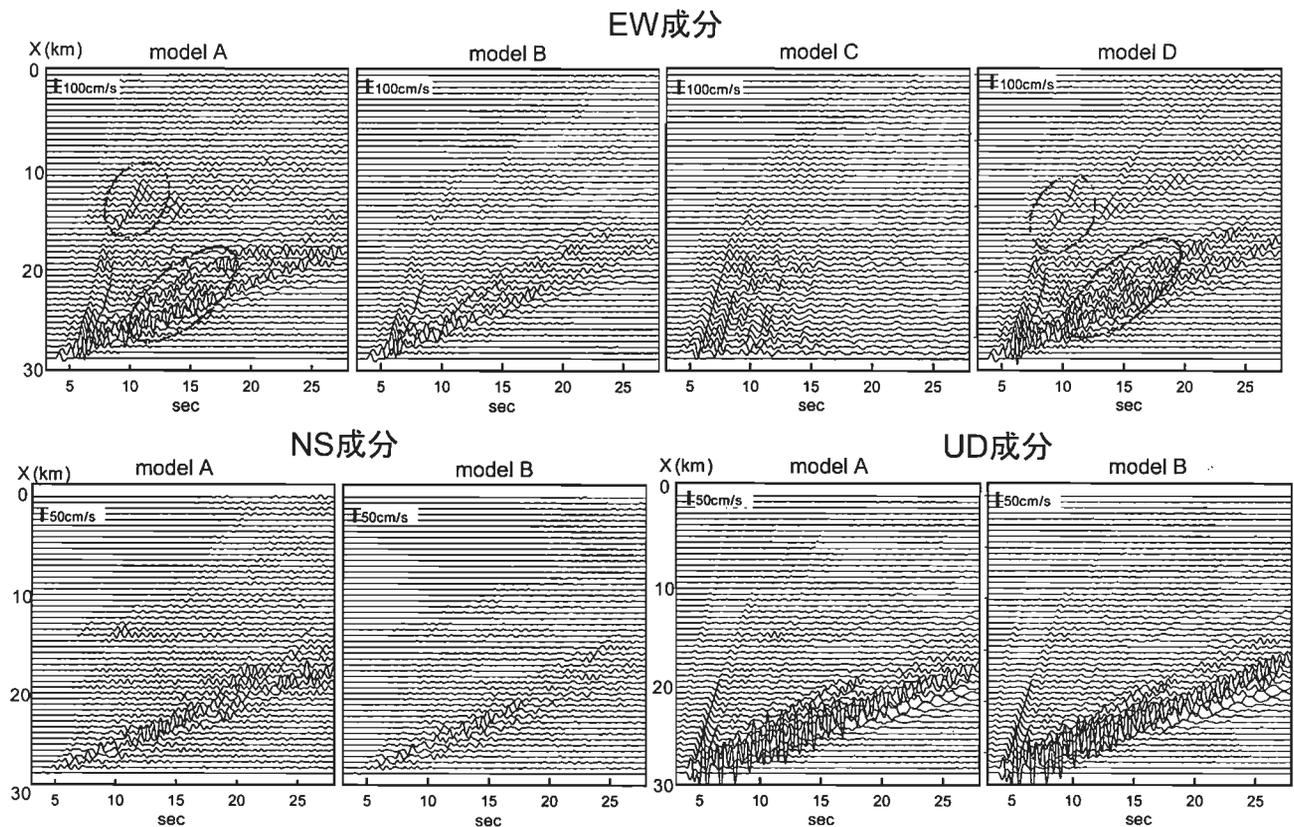


図4. 地盤構造のモデル化の違いによる速度応答波形の比較(dip slip)

## NS成分

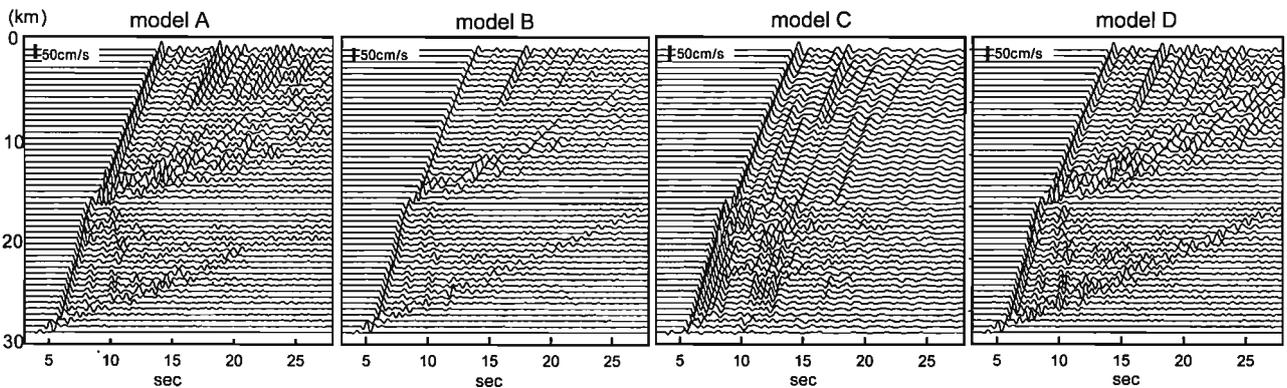


図5. 地盤構造のモデル化の違いによる速度応答波形の比較(strike slip)

射による応答では表面波で構成される後続波群が表現できないことを意味している。model Dの波形は全体的にmodel Aと似ているが、詳しく見ると楕円形で囲んだ部分において、やや異なっており表層地盤の計算上の取り扱い方の違いによる影響が見られる。

図5はstrike slipによる4つのモデルのNS成分における速度応答波形の比較を示す。モデル間の波形の違いの特徴は、前述のdip slipの場合と同様であるが、このケースでは生駒断層帯付近より上町断層帯付近から生成される後続波群の振幅が大きくなっている。この原因は、断層の傾斜角を $60^\circ$ としているため、生駒断層帯付近ではstrike slipのS波放射特性の節(node)付近にあたり、盆地生成表面波(ラブ波)の生成のためのエネルギーが少なかったことが考えられる。

## 2.4 表層地盤の最大速度分布への影響

図6は速度応答波形の最大振幅値の分布を図1, 2の枠内の範囲についてコンター図として表したものである。上段は表層地盤がある場合(model A)、下段は表層地盤がない場合(model B)を示す。NS成分はstrike slip、EW成分とUD成分はdip slipによる結果を示す。model Aとmodel Bによる結果を比べると、水平成分において全体的に表層が存在するmodel Aの方が最大振幅の空間変動及び値そのものが大きくなっている。特に楕円で囲んだ表層地盤が厚い領域において、その差は大きい。また、両モデル及び3成分に共通して、南北の走向を持つ生駒断層帯(実線の矢印)及び上町断層帯(破線の矢印)近傍において振幅値が顕著に大きくなっており、地震基盤面の不整形による影響が見られる。

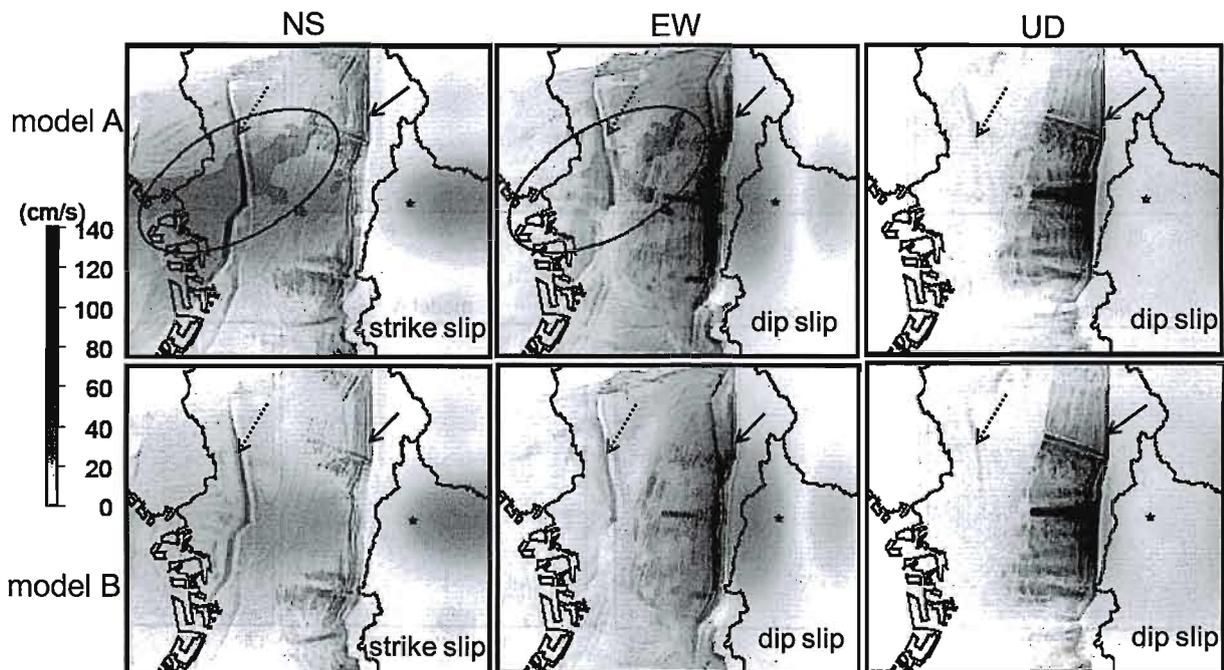


図6. 表層地盤が存在する場合としない場合の最大速度分布

## 2.5 地盤構造のモデル化の違いによる増幅特性への影響

表2に示す4つのモデルに対して、図4, 5の応答波形から求めた疑似速度応答スペクトルの比較を図7及び図8に地点ごとに示す。図7は dip slip によるEW成分を示し、図8は strike slip によるNS成分を示す。何れの図においても、スペクトルの卓越周期は0.5~1.0秒の範囲に見られる。これは図7の右下に示す堆積層の影響を受けない深さ3.0kmのレベルにおける4地点でのスペクトル形状から分かるように震源からの放射波の卓越周期に依存したものである。以下の説明において、表層地盤を含めた地盤構造を全て3次元としてモデル化したmodel A (黒の実線)と他のモデル化による結果の比較を

行う。

まず、表層地盤の有無による違いを調べるため、model B (点線)に着目する。model A とのスペクトルの差は、周期1.0秒程度より短周期側において、最大2倍程度生じている。この差が顕著な周期は図3に示す表層地盤厚さ(40m)から求まるS波の1次共振周期(0.8秒)以下の帯域となっている。次に、地震基盤面以浅の堆積地盤を1次元としてモデル化したmodel C (灰色の実線)に着目すると、全体的に長周期側ほどmodel Aのスペクトルに近づく傾向がある反面、短周期側ではスペクトルの値が小さくなる。さらに詳しく見ると、上町断層帯からやや離れた地点であるX=9.6km~14.4km及び19.2km及び生駒断

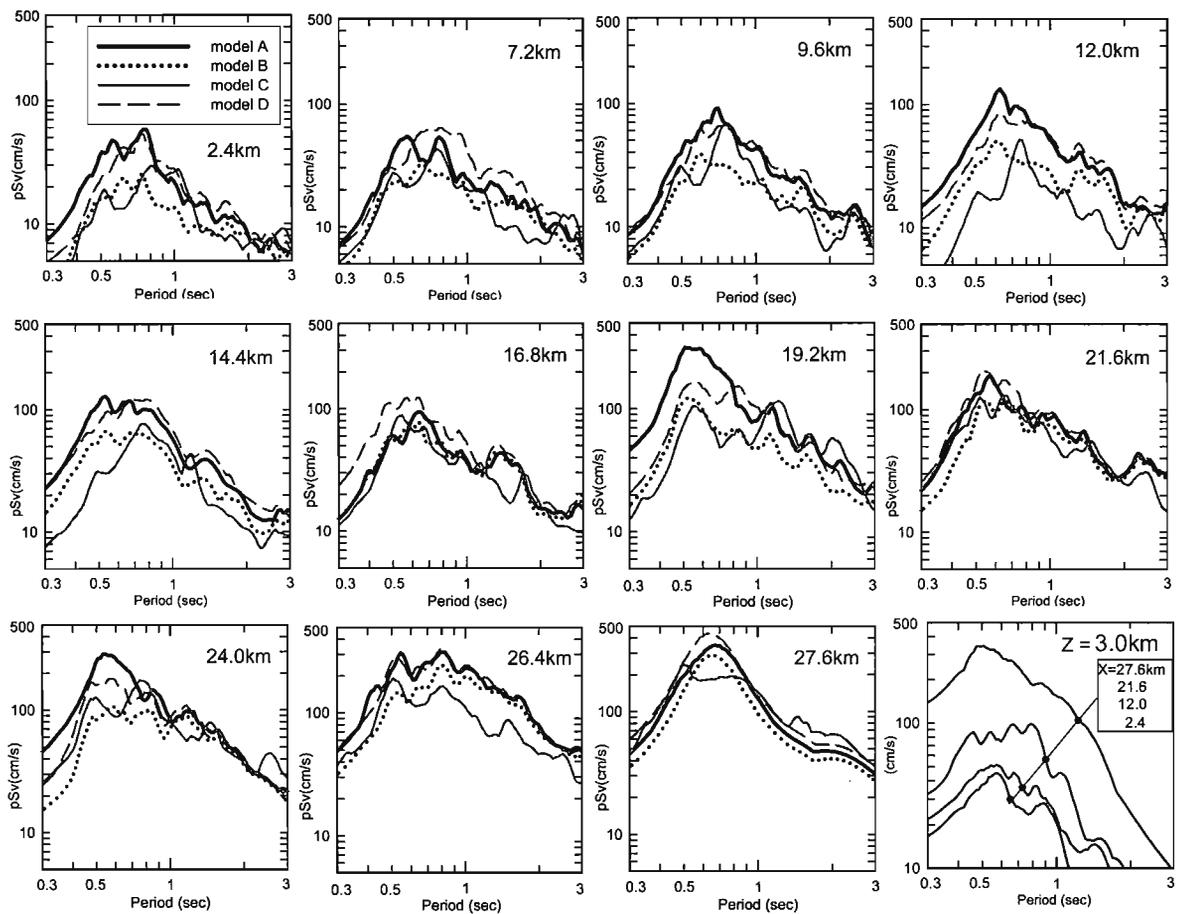


図7. 地盤構造のモデル化の違いによる速度応答スペクトルの比較(dip slip)

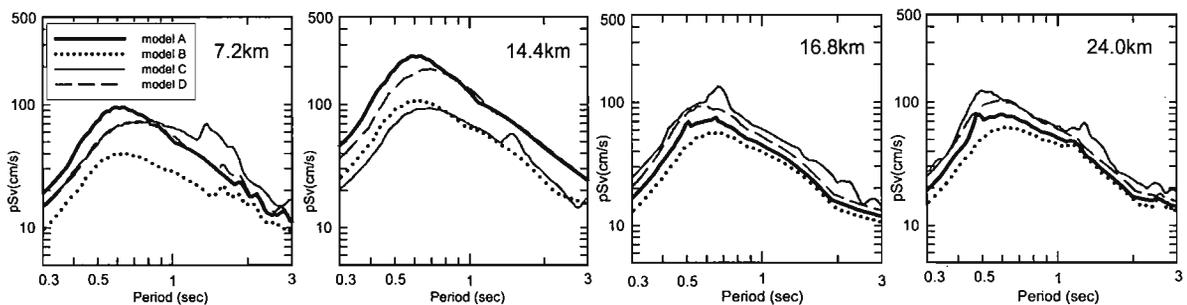


図8. 地盤構造のモデル化の違いによる速度応答スペクトルの比較(strike slip)

層帯からやや離れた地点である 26.4km 地点において短周期から長周期までの広い周期帯域において両モデル間の差が大きい。これは図4の modelA と modelC の後続波群の違いから分かるように、両断面層帯が位置する基盤面の段差構造による散乱波が盆地生成表面波として成長する場所において両者の振幅の差が大きくなるのが原因と考えられる。最後に、ハイブリッド法で一般的に用いられる表層地盤のみを1次元としてモデル化した model D に着目すると、上述の基盤面段差近傍も含めて全体的に model A のスペクトルに馴染んでいる。しかしながら詳しく見ると、上述の model C における説明に比べて地点がややずれるものの、基盤段差部からやや離れた 24.0km や 19.2km 付近において短周期側において違いが明瞭である。この傾向は山中<sup>8)</sup>他による結果とも整合している。次に、NS 成分を示す図8を見ると、卓越周期でのスペクトル値において、model C の変化が少ない反面、model A では X=14.4km の基盤面段差から数キロメートル離れた地点の値が明瞭に大きくなっており、前述の図5の説明と符合する結果となっている。

### 3. 浅部および深部地盤のモデル化のばらつきが短周期地震動に及ぼす影響

#### 3.1 地層境界面形状のモデルと計算方法

図3に示した速度構造断面を参考に表層地盤の層厚及び地震基盤面深さをそれぞれ変化させた場合の地震動応答を2次元有限要素法<sup>17)</sup>により計算する(図9)。Case1は基本モデルであり X=18~25km 付近の表層地盤の厚さは文献<sup>16)</sup>を参考に設定したため、図3の断面とは多少異なる。図9に示す地震基盤面の深さは4通り(case2~

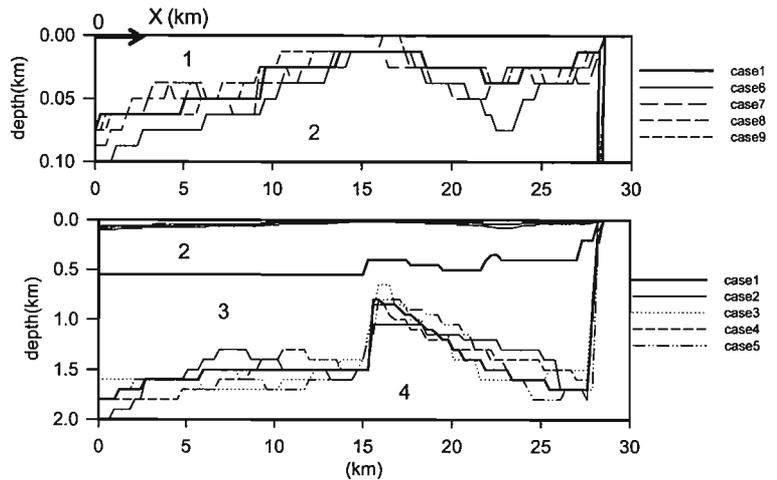


図9. 地盤構造モデルにばらつきを持つ速度構造断面

case5)変化させる。このときの表層の厚さは一定(case1モデルと同様)とする。一方、表層厚さも4通り(case5~case9)変化させる場合の地震基盤の深さを一定(case1モデルと同様)とする。各層の媒質は図3と同様とした。

有限要素のグリッド間隔において、深さ 0~0.1km 間を 12.5m、0.1~1.2km 間を 50m、1.2~2.1km 間を 100m、2.1km 以深を 300m とした。精度が保障される有効周期の下限は約 0.4 秒程度と考えられる。入力動は入射角 45° の平面波とした。地震動の計算は、面内(SV波)及び面外(SH波)方向について行った。入射波の波形は、短周期地震動による応答に着目するため、卓越周期 0.8 秒のリッカー波を用いる。一方、比較のため長周期地震動による応答用として卓越周期 4.0 秒のリッカー波も用いる。

#### 3.2 地盤モデルのばらつきによる応答波形の違い

図10は卓越周期 4.0 秒のリッカー波入射による case1(基本モデル)に対する case3(地震基盤面の深さを变化させたケースの代表例)と case6(表層厚さを变化させた

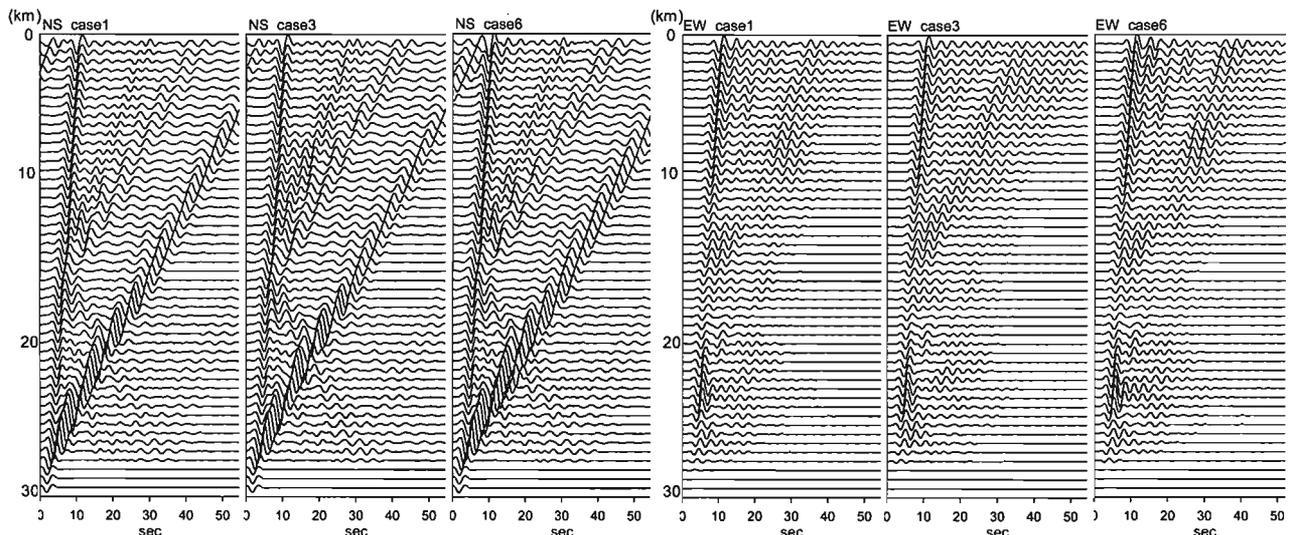


図10. 長周期地震動入射時の地盤構造モデルのばらつきによる応答波形の比較(左側はNS成分,右側はEW成分)

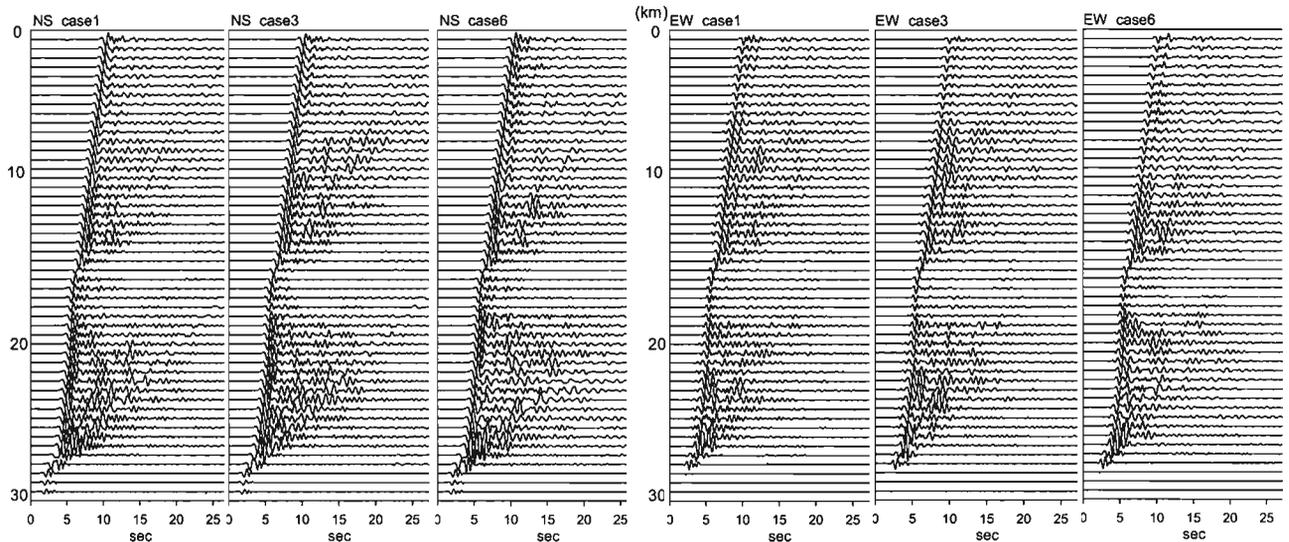


図 11. 短周期地震動入射時の地盤構造モデルのばらつきによる応答波形の比較 (左側は NS 成分, 右側は EW 成分)

ケースの代表例)の水平成分の応答波形の比較を示す。NS 成分は SH 波動場、EW 成分は P-SV 波動場に対応する。応答波形の空間変動に着目すると、case3 において  $X=8\text{km}\sim 15\text{km}$  の継続時間 10~20 秒が case1 の同じ地点とはやや異なっている。一方、case6 は case1 と殆ど違いは見られない。このことは、長周期の地震動に対して、表層地盤のモデル化の誤差の影響は少ないことを意味している。図 11 は卓越周期 0.8 秒のリッカー波入射による同様の比較を示す。図 10 の長周期地震動に比べて、波形の空間変動が大きい。各 case 間の波形を比べると、case6 と case1 では  $X=15\text{km}\sim 18\text{km}$  の上町台地部を除いて、後続波群の振幅が異なっており、表層地盤の厚さのばらつきの影響を受けている。

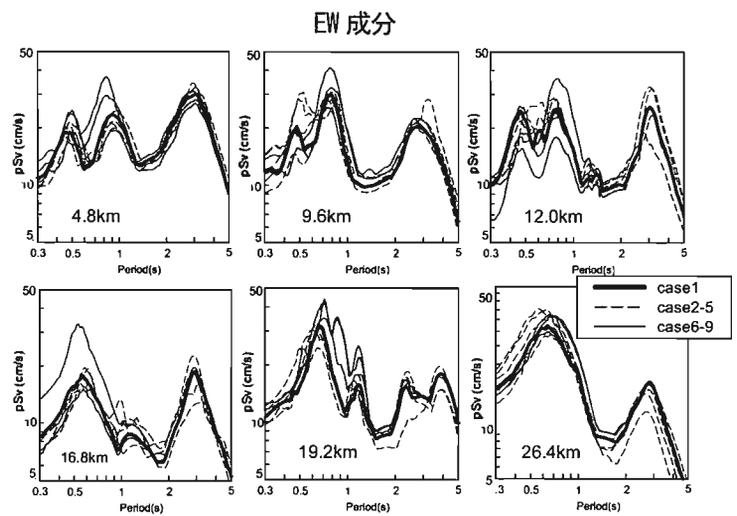


図 12. 地盤構造モデルのばらつきによる速度応答スペクトルの比較 (EW 成分)

### 3.2 地盤モデルのばらつきによる増幅特性の違い

図 12 及び図 13 は、全ての case の応答波形について、それぞれ対応する case ごとに前述の長周期と短周期の入射波による応答波形を足し合わせ、その合成波形から求めた疑似速度応答スペクトルを示す。図 12 は EW 成分を図 13 は NS 成分を示す。両図にほぼ共通して、短周期のスペクトルのばらつきは case6-9 の表層地盤の厚さをばらつかせたグループ (灰色の実線) の方が case2-5 の地震基盤面の深さをばらつかせたグループ (黒の破線) より大きくなっている。このことは、短周期地震動の推定結果には深部の地盤のモデル化より、むしろ表層地盤のモデル化の精度が影響することを示している。

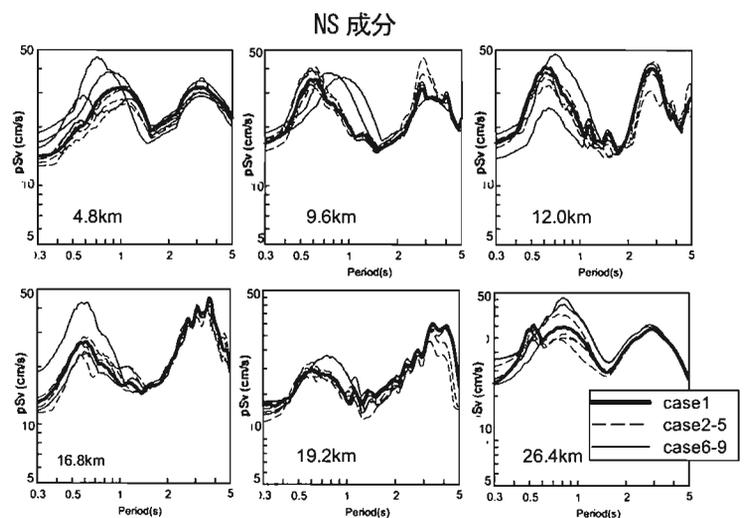


図 13. 地盤構造モデルのばらつきによる速度応答スペクトルの比較 (NS 成分)

#### 4. おわりに

強震動予測で用いられるハイブリッド法における接続周期以下の0.5~2秒の短周期帯域を対象に、表層地盤を含む大阪平野の3次元堆積盆地モデルによる全波動場の数値シミュレーション(model A)を行った。このモデル(model A)と、表層地盤~工学基盤以深の深部地盤を全て1次元としたモデル(model C)及び表層地盤のみを1次元としたモデル(model D)による線形時の地震応答を比較した。さらに、表層地盤と深部地盤のモデル化のばらつきが地震動応答へ及ぼす影響についても2次元堆積盆地モデルを用いて検討した。結果を以下に要約する。

地震基盤面の段差部からやや離れた地点では、表層地盤により増幅した短周期の表面波の影響により model Aの方が model Dより応答が大きくなった。model Aと model Cの比較結果から、短周期による表面波の励起には表層地盤だけでなく、地震基盤面までの深い地盤構造の不整形性が影響することが分かった。一方、モデル化のばらつきによる地震動応答への影響を調べた結果、深部地盤より表層地盤によるモデル化の精度が短周期地震動の評価において重要であることが考えられる。

今回の地震動は線形応答として扱い、また地盤の減衰の大きさが応答結果へ及ぼす影響についても触れていない。これらの影響については、短周期帯域の地震動評価において重要な課題の一つであり、今後検討して行きたい。

#### 謝辞

大阪平野における表層地盤の厚さ分布に関するデータを(財)地域地盤環境研究所の吉田邦一氏より提供して頂きました。有限要素法で用いた地盤構造モデルの作成に際して椿康子様、椿久美子様に協力頂きました。記してお礼申し上げます。

#### 参考文献

- 1) 地震調査委員会:「長周期地震動予測地図2009年試作版」、pp.39-51、2009.9.17
- 2) 日本建築学会:「最新の地震動研究を活かした強震波形の作成法」、日本建築学会、pp.72-74、2009.
- 3) 釜江克宏、入倉孝次郎、福知保長:「地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測-統計的波形合成法による予測」、日本建築学会構造系論文集、430、pp.1-9、1991.
- 4) Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, pp.1865-1894., 1983.
- 5) 山中浩明:「三次元地下構造モデルを用いた強震動シミュレーションにおける表層地盤の取り扱い」、日本建築学会第37回地盤震動シンポジウム、pp.61-68、2009.
- 6) 野畑有秀:「広帯域地震動を考える上での短周期地震動評価法の課題」、日本建築学会第38回地盤震動シンポジウム、2010.
- 7) 関口春子、阪神地域の地震動予測-浅層地盤の地震動応答の計算、活断層・古地震研究報告、No.4、pp.177-191、2004.
- 8) 山中浩明、明田翔:「大規模な堆積平野の地震動シミュレーションにおける表層地盤の影響」、物理探査学会第120回学術講演会論文集、pp.133-136、2009.
- 9) M. Iida, H. Yamanaka, N. Yamada: Wave field estimation by borehole recordings in the reclaimed zone of Tokyo Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.* 95, pp.1101-1119., 2005.
- 10) M. Iida: Estimation of the wave fields in the three geotechnical zone of Tokyo, *Bull. Seism. Soc. Am.* 97, pp.575-590., 2007.
- 11) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, pp.1091-1106, 1996.
- 12) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, pp.54-68, 1999.
- 13) 堀川晴央、水野清秀、石山達也、佐竹健治、関口春子、加瀬祐子、杉山雄一、横田裕、末廣匡基、横倉隆伸、岩淵洋、北田奈緒子、Arben Pitarka:「断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の3次元地盤構造モデル」、活断層・古地震研究報告、No.3、pp.25-259、2003.
- 14) 吉田邦一、山本浩司、関口春子:「強震動予測のための大阪堆積盆地の浅層地盤構造モデル」、活断層・古地震研究報告、No.6、pp.123-141、2006.
- 15) ベンチマーク HP : <http://kouzou.cc.kogakuin.ac.jp/benchmark/index.htm>
- 16) 肥後陽介、東大阪における長周期地震時の1次元非線形動的解析(長周期応答 WG 活動報告)、地震防災フォーラム'07、関西地震観測研究協議会、pp.15-21、2008.
- 17) Lysmar, J. and Drake, L. A.: A finite element method for seismology methods of computational physics, Vol.2, Academic Press, 1972.

# 広帯域地震動を考える上での短周期地震動評価法の課題

The Problems of the Estimation of Short-Period Ground Motions  
for Prediction of Broad-Band Seismic Input Motions

野畑有秀\*  
Arihide NOBATA

Prediction of the broad-band seismic input motions is important, in order to estimate the damage of various kinds of structures. Compared with a determinate approach of prediction of long period seismic motion, the short period seismic motion prediction is a necessity statistically approached, because many kinds of heterogeneous elements are excited short-period motion. Therefore, estimation of the time-history of short period seismic motion has a lot of problems. In this report, the problem of the short-period ground motion evaluation is summarized.

## 1. はじめに

兵庫県南部地震以降、急速に発展した強震動予測手法は、「強震動予測レシピ」<sup>1)</sup>という形をとって社会に定着してきた。その手法は、地震調査推進本部の地震動予測地図を始めとし自治体等公的機関での被害想定や各種構造物の設計入力地震動等にも使われるようになってきている。建築学会でも特定地震における特定サイトの時刻歴波形を予測する「シナリオ型の強震動予測手法」に関する出版物を「最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法」<sup>2)</sup>として刊行している。シナリオ型の強震動予測においては、多様な構造物被害から機能被害、さらには社会工学的な問題に対応すべく短周期から長周期まで広帯域での時刻歴波形を予測することが重要である。

図1に構造物の固有周期の分布<sup>3)</sup>を示す。多くの構造物の固有周期は5秒以下であり、その中でも最も多く存在する50m以下の建物や住宅を考えると、1秒以下の周期帯の建物が大多数となる。また、周期数秒の高層建物でも、その高次モードの影響や、さらには建物の構造本体だけでなく、内装・外装・設備機器等まで考えると、より短周期領域までの評価が必要となっている。ただし、これらの構造物の多くは静的設計が中心であり、時刻歴応答で安全性を評価する設計例は少ない。

図2は地震動強さの各指標と相関の良い周期帯を示した<sup>4)</sup>ものである。最大速度と対応が良い周期帯は1秒～3秒程度、震度と相関の良いのは0.5秒～1秒程度、最大加速度と対応が良いのは0.1秒～0.3秒程度となっている。また、構造物に甚大な被害を及ぼす周期帯としては、境ほか(2002)<sup>5)</sup>によれば周期1秒～2秒程度の地震動の強さが、川瀬(1998)<sup>6)</sup>は、最大速度と最大加速度両者がある程度の大きさを有する地震動であり、周期帯として0.5

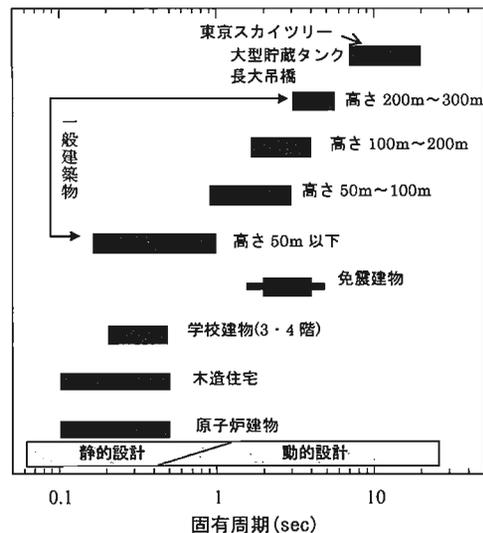


図1 構造物の固有周期<sup>3)</sup>に加重

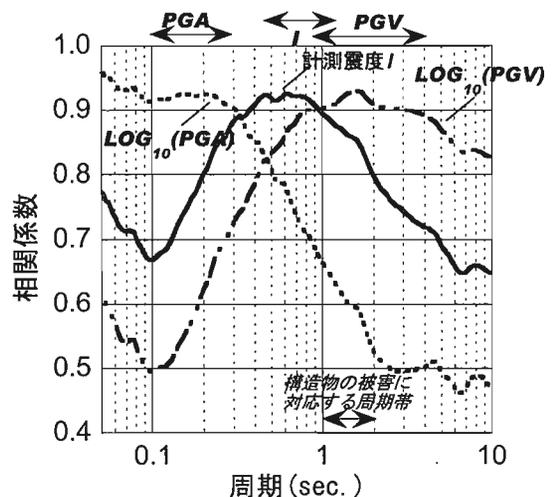


図2 強震記録の各指標と相関の良い周期帯<sup>4)</sup>

\* 大林組技術研究所

Obayashi Corporation Technical Research Institute

～2秒程度であるとされている。一方、近年では、構造被害だけでなく、機能被害等の推定も重要であることを考えると、やはり、多くの建造物の周期帯が分布する最大加速度及び震度の指標も建造物にとって重要であるといえる。特に、最近の強震記録では非常に高加速度が記録され、その記録の解釈と同時の建造物への影響評価等多くの課題が残されているものと考えられる。本シンポジウムでは、様々な現象の解釈が紹介されているので、本稿では、広帯域地震動を評価する際の短周期地震動評価を対象としてその課題についての私見を述べる。

## 2. 広帯域地震動予測の現状

広帯域に対応した地震動予測の方法は、応答スペクトル等の経験的手法と数値計算による理論的手法に大別される。経験的手法として最も基本的なものが、応答スペクトルの距離減衰モデルである。近年の観測記録の蓄積により、震源近傍地震動から長周期地震動まで適用可能な距離減衰モデルが提案され、簡便にかつ安定的に地震動予測が可能である。また、説明変数を増やし、震源近傍の特性や、長周期地震動に対応できるような試みがなされているが、基本的には、複雑な震源過程やローカルな地盤特性を評価するには向いていない。さらに経験的手法に準拠する方法として、震源過程は解析的に考慮しグリーン関数として経験値を用いる経験的グリーン関数法<sup>2)</sup>がある。この方法は、評価地点に適切な観測記録がある場合、短周期から長周期まで適切な広帯域地震動が予測できる手法である。このように、比較的簡便で広帯域評価可能な方法は、基本的には観測記録に基づいており観測記録の無い地点や、必ずしも適切な記録が得られていない地震の評価は難しい。

一方、数値計算により広帯域に対応した地震波形を作成する方法としてハイブリッド法<sup>2)</sup>がある。これは長周期の評価と短周期の評価を異なる手法で計算し、その後、互いの信頼周期帯に収まるようマッチングフィルター<sup>2)</sup>を施し合成する方法である。長周期帯を評価する方法としては、差分法、有限要素法や離散化波数積分法等である。これらの解析法に関しては、標準的な震源過程のモデルの公開、深層地盤構造のデータの公開等により、数値シミュレーションが比較的簡単にできるようになり、理論的な評価方法の標準化が図られてきている。ただし、細かいパラメーターの設定とモデル化範囲、さらには減衰の導入法など数値解析上の限定条件もあり、計算結果に対する留意は必要である。一方、短周期地震動についてのアプローチは、長周期地震動のように確定的手法ではなく、経験値に基づく統計的な手法、即ちスペクトル評価が中心である。時刻歴波形が必要な場合は、スペクトルに適合するように、位相を適宜規定して人工波を作

成することになる。震源過程を考慮した短周期地震動を作成する時は、中小地震時刻歴波形を上述した統計的な値から作成し、スケーリングしながら合成するいわゆる統計的グリーン関数法が用いられる。なお、統計的グリーン関数としては、式(1)に示すBoore(1983)<sup>7)</sup>の提案した $\omega^{-2}$ モデルを採用する場合が一般的である。時系列は乱数位相で作成し、Boore(1983)<sup>7)</sup>の包絡関数のように震源の影響のみを考える場合や、伝播の影響等を考慮し距離の関数での包絡関数を利用して波形を規定している。

$$A(\omega) = \frac{R_{\theta\phi} \cdot FS \cdot PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \cdot M_0 \cdot \frac{\omega^2}{1 + (\omega/\omega_c)^2} \cdot P(\omega) \cdot R(\omega) \quad (1)$$

$$R(\omega) = \frac{e^{-\omega R / 2Q\beta}}{R}$$

$$P(\omega) = \frac{1}{\sqrt{1 + (\omega/\omega_{max})^{2\alpha}}}$$

統計的グリーン関数法は、図3に示すような複雑な地盤及び伝播特性を単純に直列システムでモデル化し評価することにより計算される。表1に確定的に評価する理論的な方法と統計的な方法での各モデルの差異を示す。このように評価された統計的グリーン関数を基に工学的基盤面上の地震波形を推定した上で長周期成分をカットする。一方、別途、理論的に評価された長周期地震動には、短周期成分をカットし、両者を足し合わせることで

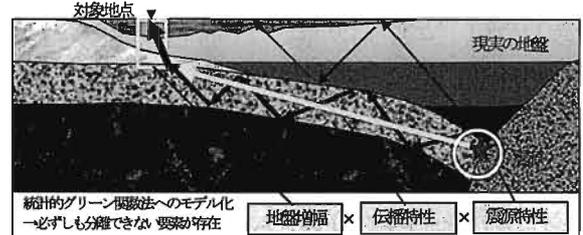


図3 短周期地震評価法と長周期地震評価法のモデル

表1 短周期地震評価法と長周期地震評価法の差

	統計的G法	理論的
震源	スペクトル定義：震源時間関数と破壊面積を考慮した $\omega^{-2}$ モデル 時刻歴：乱数位相+包絡関数	震源時間関数の設定 離散グリッドに時刻歴で与える
伝播	幾何減衰項とQ値モデルによる減衰項 経時特性の変化	地殻構造のモデル化 堆積地盤のモデル化 成層地盤 or 不整形地盤
地盤増幅	成層地盤における平面波入射の増幅：通常は1次元	Q値→地盤の減衰として導入

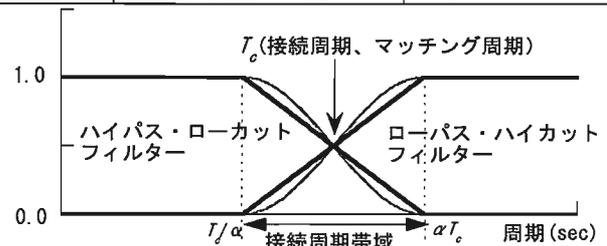


図4 マッチングフィルターの例

広帯域の地震動を予測している。マッチングフィルターの一般的な形状を図4に示す、

一例として大阪地域で東南海・南海地震のハイブリッド地震動予測を行った例を示す。長周期成分は差分法を用い計算し、計算上の信頼周期は2秒となるようグリッドを作成した。短周期地震動に関しては統計的グリーン関数法を用いて地震基盤面の地震動を計算し、S波の1次元重複反射で工学的基盤の波を推定したものである。震源モデルは図5にあるように中央防災会議の想定したモデルとした。マッチング周期帯は図7に示される応答スペクトルを確認し、両者が無理なく連続する周期帯3.5秒とした。統計的波形合成法の波形、差分法の波形、ハイブリッドの波形を図6に示す。両者を合成する周期帯は、長周期の計算上の有効精度を鑑みながら、この例のようにスペクトルがスムーズに繋がるという、工学的判断に委ねられており、物理的な根拠はない。

## 2.1 広帯域地震動予測における課題

前述したようにハイブリッド法は、長周期成分は確定的手法で、短周期成分は統計的手法で計算されるのが一般的である。評価手法が異なるということは、対象とする地震と地点が同じでも、用いる地盤モデルや震源モデルが異なっており、両者の整合性が取られていない場合が多い。短周期と長周期では発生要因が異なることも考えられるため、必ずしも統一的なモデルである必要はないが、問題となるのは、連続的に変化させるマッチング周期帯での整合性である。マッチングさせる周期がどのような領域で、多いのかを既往のハイブリッド法による強震動予測例より確認すると、0.6~2.0秒に分布する場合は9例と3.0~5.5秒に分布する場合は3例であった。主に前者が内陸地殻内地震、後者が海溝型地震であり、マッチング周期帯を規定するのは、ディレ

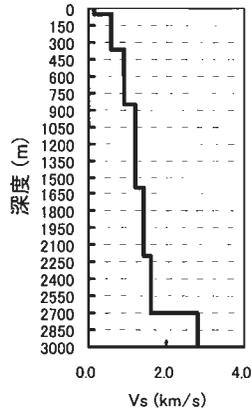


図8 深層地盤のモデル化

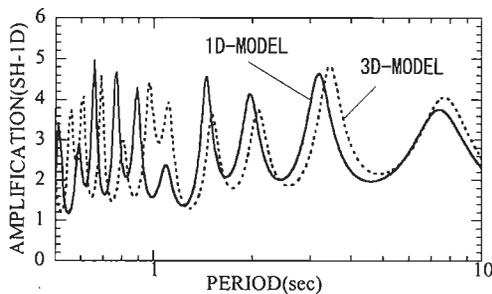


図9 離散化による増幅特性の違い

クティビティパルス等の震源から生じると考えられる特徴的な周期成分と、対象とする解析領域の大きさに起因している。山中(2009)<sup>8)</sup>によれば、差分法等の解析的方法を用いる場合、関東平野などの大規模平野で1秒以下まで検討した事例がなく、1秒以下のマッチング周期の計算は、小さな盆地構造を対象とした例であることが推定できる。また、東海・東南海・南海等の巨大地震を扱う時は、震源~地殻構造~堆積平野までを考慮するため解析領域が $10^7\text{km}^3$ ~になり、一般の計算機能力から、計算

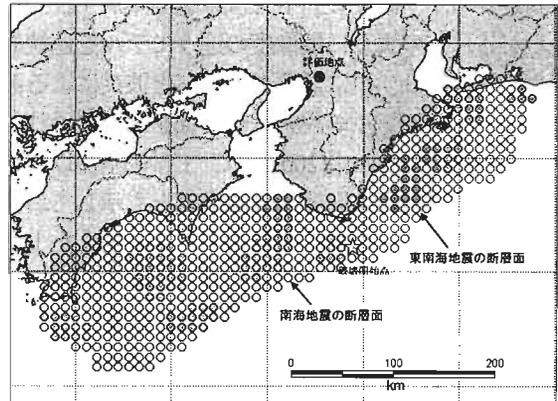


図5 ハイブリッド法で予測した評価地点と震源

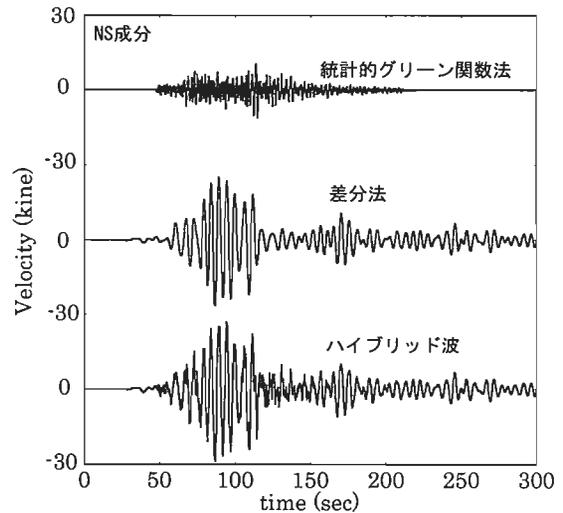


図6 評価地点での各手法の予測速度波形

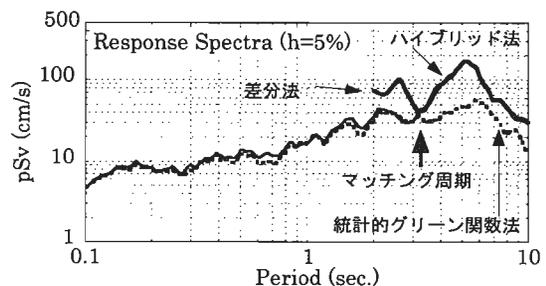


図7 評価地点での各手法による応答スペクトル上の下限信頼周期は2~5秒程度となる<sup>8)</sup>。地震調査推進

本部が行った東海地震のシミュレーションの下限周期も3.5秒程度である<sup>9)</sup>。多くの例では、長周期帯の下限周期の方は計算上のメモリの制約で決まっていることが多い。しかし、実際は計算モデルの説明信頼周期も存在しており、両者を考えて設定する必要がある。図9は関東平野内で統計的波形合成法を行う1次元モデルと、東海地震を評価できるような差分領域を考え、地盤の深さ方向を150mメッシュで作ったモデルである。地盤のモデル図が図8に示される。当然、平野規模の低次卓越周期は満足するが、高次モードでは卓越周期がずれてくるのがわかる。このように解像度の違うモデルを連続的に接続するためには、単に計算グリッドと波長による計算信頼周期の他にモデルの説明信頼周期を考慮にいれなくてはならない。また山中(2009)<sup>8)</sup>は、工学的基盤以浅の表層地盤が長周期成分に影響を及ぼすことも示しており、それらを含め、モデルの説明能力の限界を抑えた上で信頼周期を評価することは重要である。

前述したようにハイブリッド法で予測を行っている事例の多くが0.6秒~2秒でマッチング周期となっており、図1に示すように一般建築物が最も多い周期帯にあたる。本来であれば、その帯域が最も信頼を必要としている周期帯であり、短周期評価から長周期評価に合理的に遷移させる必要がある。現状、それを解決するためには、理論的アプローチをなるべく短周期まで、統計的アプローチをより長周期まで評価できるようにし、構造物の固有周期帯を避けた合成法にすることが重要な課題であると考えられる。

### 3. 短周期地震動評価法の課題

#### 3.1 統計的グリーン関数法の高度化

短周期地震動を予測する統計的グリーン関数法をより長周期まで評価可能にするための方法や、さらなる高度化に関しては多くの提案がある。

その一つが、統計的グリーン関数に与える位相の工夫である。長周期で他の要素地震波とコヒーレントに重なりディレクティブパルス合理的に評価可能にするため、久田(2008)<sup>10)</sup>は、震源時間関数に短周期は乱数位相を与え、長周期帯に0位相を与えることを提案している。香川(2003)<sup>11)</sup>は乱数初期値の変えた人工波を多数作成し、その速度波の特徴的位相が同一方向に出るような波を採用する方法を提案している。

また、高度化の一つとして、遠方場のS波成分だけを評価している一般的な統計的グリーン関数を、近地項や中間項のラディエーション係数も併せて評価することを提案し<sup>13)</sup>、震源直近での適切な長周期成分の評価と振幅が過大になるのを抑制できることを示している。さらには、上下動をより精度よく評価するためにP波の影響を

評価できるような提案もなされている<sup>12)14)</sup>。

震源に関する評価の高度化と同時に、地盤応答の波動場を厳密に評価するため、久田(2008)<sup>10)</sup>は前述した位相をもとに震源スペクトルだけを統計的に評価し、地盤応答は厳密なグリーン関数を用いる統計的震源モデル法を提案している。また、伝播効果の高度化に関しては、経時特性に着目し、佐藤(2009)<sup>15)</sup>は散乱理論に基づく経時特性モデルを提案することによって各地域のQ値と対応した包絡関数が評価できることを示している。

一方、長周期特性と短周期特性を連続的に変化させようとしているパラメーターの一つにラディエーション係数がある<sup>16)</sup>。短周期帯のみを扱う場合は、統計的グリーン平滑化された係数値<sup>17)</sup>が用いられるが、一般的には長周期成分との連続性を考え周波数依存のラディエーション係数を用いることが多い。高周波になるにつれてラディエーション係数が等方的になる傾向は、古くから指摘されており<sup>18)</sup>、観測記録をもとにその検証がなされてきた。佐藤(2000,2006)<sup>19)20)</sup>によれば、6Hz以上でRadial成分とTransverse成分の振幅は一致し、仙台では3Hz以下で、鳥取では2Hz以下で理論による振幅の方向依存が見られるとしている。松島(2002)<sup>21)</sup>は2~5Hzで遷移することが示されているし、堀家(2010)<sup>23)</sup>は3HzでSH/SVの比が概ね一定になることを示している。また、大堀(2002)<sup>22)</sup>は観測点毎に見られる振動数が異なるとし、サイト特性によることを示唆している。このように統計的グリーン関数の高度化を図るべく、多くの検討例があるが、ばらつきがあり実際に評価に用いる場合、どのように設定すればよいのかが難しい。さらには平滑化係数も、評価者によってS波の全球平均の0.63を用いたり、対数平均の0.55を用いたり任意性があるのが現状である。

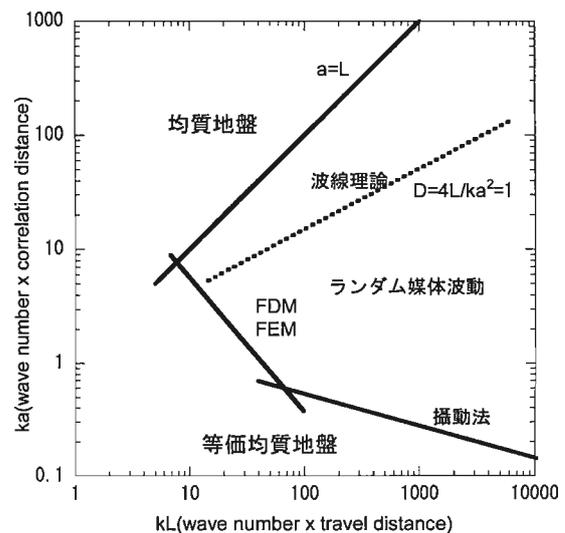


図10 ka-kL ダイアグラム(Aki&Richards,1980)

### 3.2 短周期地震動評価法の課題

確定論的に短周期地震動を評価することが難しい理由として、短周期地震動の励起の要因が、モデル化が可能なほど情報が得られていない震源および地盤の不均質性が要因となっていることが挙げられる。本シンポジウムでは、これらの不均質に伴う震源・伝播・地盤における高周波励起や散乱減衰の課題と検討事例が要素毎に紹介されているが、ここでは、再度、ハイブリッド法を行う上での課題として整理を試みる。

散乱の波動場の扱い方に関しては、Aki&Richards (1980)<sup>24)</sup>により、波数と不均質体の相関距離  $a$  と伝播距離  $L$  の関係で、図 10 に示す  $ka-kL$  ダイアグラムとして整理されている。ここで  $2\pi/k$  は波長である。この図に示されるように、波長や不均質体のスケールや伝播距離に応じて、散乱体を等価な均質物体で評価できる範囲、不整形・不均質をモデル化して差分法や有限要素法で評価できる範囲、または不均質体を無視して評価できる範囲がある。このことを考えると、単純に周期帯のみで短周期評価と長周期評価に区別するのではなく、震源・伝播・地盤という各要素で評価する空間スケールと対象周期によって評価法を変えた方がよいことになる。工学的に考え易いように、周期軸を横軸にして、縦軸に速度または深さをイメージし、散乱・不整形またはランダム性を考慮すべき事象を概念的に描くと図 11 のように考えられる。震源の不均質性を考慮すべき周期帯、プレート等の散乱を考慮すべき周期帯、地盤増幅に関しても大規模不整形から小規模不整形まで様々な周期帯で不均質性を考える必要があり、可能であれば、要素毎に統計的手法から確定論的手法に遷移させながら解析できれば良いのかもしれない。

しかしながら、結果としてどの不均質性が影響しているのか未だ特定できない要素もある。例えば、前述したラディエーション係数が等方的になる要因を考えると、この場合は、震源、伝播、ローカルサイトエフェクトの三要素とも要因として挙げられる。震源の破壊過程も古くからフラクタルな破壊形式が指摘されており、図 12 に示すように大地震の震源特性を特徴付ける強震動生成領域内においても空間的な不均質があり、短周期に寄与する破壊は複雑な挙動をしている。これは破壊面の空間サイズの小さくなった小地震においても全く相似的な構造を有しているという考えであり、震源の規模に応じてラディエーションが見えなくなる振動数帯が異なることになる。また、伝播経路中の散乱モデルによるラディエーションの変化をシミュレーションした例では、散乱回数が多くなる、即ち距離が長くなるにつれ、ラディエーションが等方化することを示している。一方、観測データよりラディエーションの周波数依存を検討した事

例<sup>20)</sup>は、距離依存性・ $M$ 依存性は顕著ではないと指摘しており、ローカルサイトエフェクトである可能性が強いことを示唆している。同様の例として高振動数遮断振動数  $f_{max}$  もローカルサイトエフェクトなのか震源の影響なのかは区別できていない。

理想的には、震源・伝播・地盤増幅全てについて統計的に扱うべき周期帯を特定し、要素毎に確定的手法から統計的手法に変動的に変化させるのが良いと考えられる。久田(2008)が提案している統計的震源モデルは、その一つの流れであり、今後、伝播や地盤増幅特性も連続的に遷移させ、各々を統合することで短周期から長周期までシームレスな広帯域地震動予測が可能になるものと考えられる。

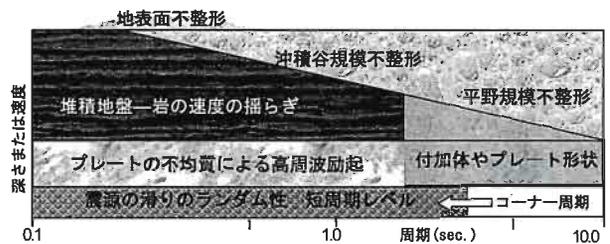


図 11 不整形や不均質体が影響を及ぼす周期帯

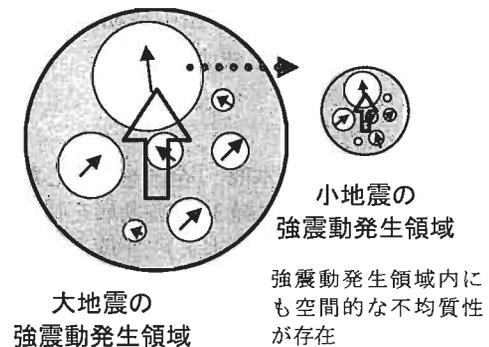


図 12 震源の空間的不均質性

表 2 短周期地震動評価の課題

震源	短周期震源の標準的な評価法 短周期励起領域と強震動生成域 ラディエーションの考え方 合成法における中間周期帯の落ち込みの回避 確定的な手法での短周期評価の可能性
伝播	プレート内を伝播する短周期地震の散乱現象 散乱モデルへの理論的アプローチ 距離が遠い場合の幾何減衰の扱い方
表層地盤	表層地盤の不整形性の取扱い方 →予測時にどこまでをモデル化する必要があるのか 加速度分布の空間的なばらつきと建物への有効入力力 地盤の非線形性の問題→シミュレーションは可能であるが、強非線形時の精度は?
構造物	静的設計(耐力)で評価した建物の動的設計(変形)の評価 適切な入力地震動の評価(高加速度記録で被害のない建物の解釈)←相互作用効果を含む 長周期から短周期までシームレスで適用可能な地震動が必要か?

#### 4. おわりに

構造物単体の被害予測を行うのであれば、その構造物の評価に重要な周期帯の地震動が精度良く評価できれば良いという考え方もある。しかしながら、同じ地点、同じ地震で短周期と長周期の2種類の波が評価されるのは不自然であるし、多くの構造物の周期帯が丁度それらの遷移域に存在している。本稿では、広帯域地震動評価する上で最もよく用いられているハイブリッド法を取り上げて、その接続周期帯に関わる問題点、及び短周期地震動評価法について述べた。短周期地震動評価に用いる統計的手法は平均値評価であり、個々にはばらつきを有するモデルである。その一サンプルである確定的評価を接続する場合どうしても乖離してしまう難しさがあり、各要素でその遷移周期帯域が異なる。さらには、このような連続性の問題以外に、表2に示すように短周期地震動について再整理が必要な項目が幾つか課題として残っている。高加速度を記録しながら、無被害であるという事例は古くから議論され、夫々の要因が列挙されているが、どこまでの要因を考え、短周期地震動の予測を行う必要があるのか、再度、整理する必要があると考えられる。

#### 謝辞

本稿をまとめるにあたり田中清和氏に協力をお願いした。記して謝意を表します。

#### 参考文献

- 1) 地震調査研究推進本部：「全国を概観した地震動予測地図」2008年版 付録3. 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」) 平成20年4月11日改訂, 2008.
- 2) 日本建築学会：最新の地震動研究を活かした強震波形の作成法, 日本建築学会, pp.163,2009.
- 3) 大堀道広：強震動予測で対象となる周期範囲, 日本地震学会強震動地震学基礎講座第3回, [http://wwwsoc.nii.ac.jp/ssj/publications/KISOKOZA/kiso\\_koza03.html](http://wwwsoc.nii.ac.jp/ssj/publications/KISOKOZA/kiso_koza03.html)
- 4) 大井昌弘, 野畑有秀, 水谷 守, 藤原広行：強震記録から見た地震動強さの指標間の関係, 第11回日本地震工学シンポジウム論文集, 633-538, 2002
- 5) 境有紀, 額額一起, 神野達夫：建物被害率の予測を目的とした地震動の破壊力指標の提案, 日本建築学会構造系論文集, 555, 85-91, 2002.
- 6) 川瀬博：断層近傍強震動の地下構造による増幅プロセスと構造物破壊能, 第10回日本地震工学シンポジウム, パネルディスカッション資料集, 29-34., 1998
- 7) Boore, D. M. : Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 73, No.6, pp.1865-1894, 1983.
- 8) 山中浩明：三次元地下構造モデルを用いた強震動シミュレーションにおける表層地盤の取り扱い, 第37回地盤震動シンポジウム, 61-68, 2009
- 9) 額額一起：地震本部による長周期地震動予測地図の試作版, 第37回地盤震動シンポジウム, 11-16, 2009
- 10) Hisada, Y. : Broadband strong motion simulation in layered half-space using stochastic Green's function technique, Journal of Seismology, V.12, No.2, pp.265-279, 2008.
- 11) 香川敬生：ハイブリッド合成法に用いる統計的グリーン関数法の長周期帯域への拡張, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第2号, pp.21-32, 2004.
- 12) 大西良広・堀家正則：震源近傍での地震動予測のための拡張統計的グリーン関数法とそのハイブリッド法への適用に関するコメント, 日本建築学会構造系論文集, 586, 37-44, 2004.
- 13) 野津厚：統計的グリーン関数法に近地項と中間項を導入するための簡便な方法, 第12回日本地震工学シンポジウム, 2006
- 14) 佐藤智美：近地項と中間項を考慮した三成分統計的グリーン関数生成手法の高度化, 日本建築学会構造系論文集, 638, 629-638, 2009
- 15) 佐藤智美：伝播経路モデルの与え方, 第34回地盤震動シンポジウム, 23-34, 日本建築学会, 2006.
- 16) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長：地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文集報告集, 416, 57-70, 1990.
- 17) Boore, D.J. and Boatwright : Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seism. Soc. Am., 74, 1615-1621, 1984.
- 18) Liu, H.L. and D.V. Helmberger : The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Valley earthquake: more evidence for asperity, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 689-708, 1985.
- 19) 佐藤智美：観測記録に基づく地震波放射特性の周波数依存性の分析とモデル化に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 157-158, 2000
- 20) 佐藤智美：KiK-net強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及びfmaxの評価, 日本建築学会構造系論文集, 556, 25-34, 2002
- 21) 松島信一, 佐藤俊明：強震動のラディエーションパターン特性の周期・時間依存性について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 141-142, 2002
- 22) 大堀道広, 野畑有秀, 村上洋介：高周波数帯域(1Hz以上)でのS波放射特性の確認, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 143-144, 2002
- 23) 堀家正則, 三好昌彦：短周期地震動の放射特性の推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 695-696, 2010
- 24) Aki, K. and Richards, P.G. : Quantitative Seismology Vol.2, Chapter13, Freeman, 748-751, 1980
- 25) 香川敬生, 澤田純男：波線理論を用いた多重散乱波動場のシミュレーション, 第9回日本地震工学シンポジウム論文集, 535-540, 1994

## 5. 資料



## 第 37 回地盤震動シンポジウム(2009)報告

藤本一雄\*

## 1. はじめに

標記シンポジウムが、日本建築学会地盤震動小委員会の主催で、2009年11月27日(金)10:00～17:30、建築会館ホールにて200名以上の参加者を集めて開催された。司会は、午前の部:佐藤吉之(竹中工務店)・松島信一(京都大学)、午後の部:高井信雄(北海道大学)・大野晋(東北大学)、総合討論:永野正行(東京理科大学)・上林宏敏(京都大学)が担当した。主旨説明の後、午前の部「長周期地震動研究および予測の現状」では、4題の話題提供があった。昼食休憩後、東京工業大学・翠川三郎教授より「東京での長周期地震動と高層建物への影響」と題する特別講演の後、午後の部「長周期地震動予測に用いる地下構造モデルの現状と課題」では、6題の話題提供があった。その後、「長周期地震動—どこまで解明されて何が課題か?」と題して総合討論を行い、最後にまとめが行われた。以下、本シンポジウムの概要について報告する。

## 2. 主旨説明

最初に、地盤震動小委員会主査の加藤研一(鹿島建設)より、現在行われている長周期地震動の予測結果を紹介し、地盤震動研究から見て長周期地震動はどこまで解明され何が課題かを研究者と実務者を交えて議論したいとの主旨説明があった。

## 3. 話題提供・特別講演

午前の部「長周期地震動研究および予測の現状」では、4題の話題提供があった。

座間信作(総務省消防庁)は「長周期地震動研究のレビューと課題」と題して、主に2003年十勝沖地震を対象として、長周期地震動に関する研究動向を紹介し、最新の知見をまとめた。長周期構造物の振動特性を考える上で、周期1秒の差は極めて大きく、構造物の基本周期だけでなくより広い帯域の地震動を考えること、地震地体構造区分を考慮することの必要性を指摘した。

加藤(鹿島建設): 消防法の改正の際、地域別速度応答スペクトルを3つに決めるときの経緯は、

座間: 2003年十勝沖地震での石油タンクの被害事例・観測記録から、周期7秒以上・液高2m以上で被害が出始める傾向があり、この条件の記録を整理したところ必然的にだいたい3つに分かれた。

加藤(鹿島建設): 周期が1秒違うだけで石油タンクにとっては大きな影響を及ぼすとのことだが、

周期の幅は余裕を持たせて決めたのか。

座間: 石油タンクの液高を少し下げただけでもコストに跳ね返ってくるため、周期幅の設定は重要と考えている。

額綱一起(東京大学)は「地震本部による長周期地震動予測地図の試作版」と題して、長周期地震動予測地図の作成手法について解説し、宮城県沖・想定東海地震に対する予測結果を示した。長周期地震動予測地図の今後の課題として、海溝型地震の特性化震源モデル・全国1次地下構造モデルの構築、周期2～3秒程度以上の長周期地震動の計算であると述べた。

加藤(鹿島建設): 想定東海地震でも付加体の影響はあるのか。

額綱: プレーートの潜り込みを考えると、震源域の直上に付加体があるので、影響はあると考えている。

久田(工学院大学): 地震本部からは最終的にどのような震源モデル・地下構造モデルが公開されるのか。

額綱: 地下構造モデルは、Q値を含めてすべて公開する予定である。震源モデルについては、著作権もあるので、元の論文を参照してほしい。

小山 信(建築研究所)は「設計用長周期地震動としてのサイト波の標準的作成手法の検討」と題して、設計用地震荷重の変遷と現状を述べ、国土交通省の取り組み事例を報告した。設計用地震動に関して、既存の建築物の建設時期による設計レベルの相違、サイト波の妥当性を判断する適切なガイドラインの必要性、長い継続時間をサイト波に考慮する必要性を指摘した。

佐藤智美(大崎総合研究所)は「経験的手法に基づく巨大海溝型地震による長周期時刻歴波形の予測」と題して、長周期を含む周期0.1～10秒の広帯域地震動に対する回帰式から想定地震による時刻歴波形を作成する手法について解説した。本手法の妥当性の検証として、大阪平野・濃尾平野での予測結果と理論的手法に基づく予測波形がほぼ整合することを示した。

工藤(日本大学): 短周期と長周期の予測ができるということで便利ではあるが、バラツキの要因は短周期と長周期で違うと思われる。長周期と短周期をまとめて予測しなければならない必然性はあ

\* 千葉科学大学

るのか。

佐藤：短周期と長周期を区別する必要は特にないと考えている。既往のパラツキに比べて、短周期でやや大きく、長周期では短周期よりも小さいので、工学的な利用を考える上では許容できるものと考えている。

昼食休憩後、翠川三郎(東京工業大学)により「東京での長周期地震動と高層建物への影響」と題して特別講演があった。超高層建築物が多数存在する東京で過去に観測された長周期地震動や予想される長周期地震動による高層建物への影響について述べた。高層ビルの室内安全性の検討や長周期地震動体験装置の開発について紹介し、これらを利用するなどして長周期地震動対策の必要性を認識させることの重要性を指摘して結んだ。

加藤(鹿島建設)：東南海地震の大手町の記録は900秒くらいで切れているが、原記録はもっと続いているのか。

翠川：原記録の900秒以降は、一部切り取られており、振幅も小さいので、特に数値化する必要はないと考えている。

高井(北海道大学)：長周期地震動体験装置(Jishin The VUTON)の価格は。

翠川：数百万円である。

午後の部「長周期地震動予測に用いる地下構造モデルの現状と課題」では、6題の話題提供があった。

鈴木晴彦(応用地質)は「地震記録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構築」と題して、琵琶湖地域を対象として、物理探査データに基づくS波速度構造モデルを作成し、その初期モデルに対してH/Vスペクトルおよび同時逆解析によるモデルの修正を行った結果を紹介した。速度構造モデルの構築には、同時逆解析が有効であると述べた。

松島(京都大学)：計算速度波形のS波のarrival timeが全体的に少し遅いように見えるが、その理由は。鈴木：地殻の速度構造の影響と考えている。

早川俊彦(三菱スペースソフト)は「新宿付近で見られる長周期パルス波の成因と伝播」と題して、2004年新潟県中越地震での記録から新宿付近で観測された長周期パルス波の伝播性状を明らかにした。3次元波動伝播計算を行い、最終的に溝状構造を加えたモデルにより長周期パルス波を再現できると結論付けた。

真崎(マサ建築構造設計室)：長周期パルスの成因

は、船舶事故で、2つの波が重なって波高が高くなり、船が転覆するという現象に似ているのではないか。

早川：当初2つのルートの波(東京の西部から回り込んでくるレイリー波と震源方向からの波)が合算されて大きなフェーズが生成されるのではと考えたが、再現することはできなかった。

久田(工学院大学)：新宿での長周期パルスの生成には溝状構造を考える必要があるとのことだが、以前、類似の検討をしたときはレイリー波が生成されたが、今回のシミュレーションではNS成分でも同様の効果を説明できたのか。

早川：EW成分に比べて、NS成分では劇的な変化は現れなかった。

地盤震動小委員会幹事の山中浩明(東京工業大学)は「三次元地下構造モデルを用いた強震動シミュレーションにおける表層地盤の取り扱い」と題して、三次元地下構造モデルを用いた地震動シミュレーションに関する最近の動向について触れた。表層地盤の有無の違いがある2つの三次元盆地構造モデルに対する地震動シミュレーションを行い、表層地盤のモデル化がやや短周期域の地震動に影響する可能性がある旨を指摘した。

加藤(鹿島建設)：基盤の設定方法に関して、工学的基盤で決めるよりも、地盤構造がわかっているのであれば、地表面までモデリングして計算した方が、より正確な波を求められるという解釈でよいのか。

山中(東京工業大学)：そうだと思う。基盤という概念は、マイクロゾーネーションの考えから出てきたもの。データの質・精度の問題でモデル化するのは難しいが、物理的なモデルとしては、一体で解いた方がよいと思う。

額(東京大学)：地震本部でも、浅部と深部を分けたモデルは今回までで、今後は、一体の地盤でのモデル化を目指す方向性で考えている。

上林(京都大学)：粗い格子による計算結果に比べて、細かい格子の方の振幅が小さいのは今回のケースだけのことか。

山中：段々と変化する境界面(細かい格子)に比べて、垂直な境界面(粗い格子)では表面波が出やすいためと考える。

早川 崇(清水建設)は「地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響」と題して、2つの三次元地下構造モデルを用いて、同一の震源モデルに対して計算した予測結果の比較を紹介した。地下構造モデルの相違が予測結果に

与える影響は最大でも20%前後であり、その成因は地震基盤の形状や相模湾のモデル化の違いに起因すると述べた。

岩田知孝(京都大学)は「震源モデル及び地下構造モデルの差が大阪平野の予測長周期地震動に及ぼす影響」と題して、想定南海地震に対して異なる震源モデル・地下構造モデルから計算した長周期地震動を比較した結果について紹介した。地殻モデル・堆積盆地構造モデルには大差はなく、予測波形の違いの主たる理由は震源モデルによると結んだ。

額綱(東京大学)：地盤モデルとしては、どれがいいのか。また、地殻・プレート構造は入れた方がよいのか、入れない方がよいのか。

岩田：地盤研モデルと産総研モデルの優劣は現状ではつけられない。地殻構造モデルは、周期3秒以上であれば入れてもよいと思うが、周期1~2秒まで必要な場合は、入れてよいかどうかはすぐには答えられない。

加藤(鹿島建設)：南海地震の震源モデルは、内閣府と地震調査本部で違うが、将来的に一つの方向に収束するのか。

岩田：地殻構造モデルがもっとポリッシュアップされていけば、逆問題を解くことで、昭和南海地震の尤もらしい(確からしい)震源モデルが作っていただけるものと考えている。

中川佳久(安井建築設計事務所)は「大阪平野の長周期地震動予測と超高層ビルの応答」と題して、想定南海地震による大阪平野での予測長周期地震動に対する超高層建物の応答特性について検討した結果を紹介した。建物の周期帯によっては大阪平野の広い領域で設計基準を上回る層間変形角やエネルギー入力が生じる可能性を指摘した。

石井(清水建設)：入力エネルギーの時刻歴が所々マイナスになっている理由は。

中川：除荷された場合、エネルギーをマイナスとしているためである。

土方(東京電力)：地震動の強さをコンターで面的に表示することはいいと思うが、建物の損傷の程度を面的に表示した場合、個別の超高層建物によって耐力、設計、制震デバイスが違うが、そのような個性をなくして、一律のモデルで評価することについてどのように考えているか。

中川：標準的な建物を対象としており、個別の建物の検討をする前の予備的な情報を提供するものとして考えている。

北川(元慶應義塾大学)：地盤の非線形性を考慮す

る必要性については。

中川：今回のケースでは、表層が大きく非線形化することはないと考えている。

#### 4. 総合討論

以上の講演の後、総合討論では、地盤震動研究から長周期地震動を見たときに、どこまで解明されて何が課題として残っているか、その成果を耐震設計にどのように活かすかについて議論が展開された。

##### 4. 1 地盤震動研究から見た長周期地震動

川瀬(京都大学)：設計者サイドとしては、観測地震動のバラツキの範囲以上に、予測モデルのバラツキを考慮する必要はなく、その範囲で想定しうるモデルを考えていけばよい。バラツキと設計クライテリアとの関係については、今後、地震動予測研究者サイドと設計者サイドとのより密接な議論・連携が必要である。

篠崎(大成建設)：建物と地盤の相互作用を解明してもらわないと、設計サイドとしてはやりづらい。  
加藤(鹿島建設)：地盤震動小委員会の担当は工学的基盤までであるが、来年度の建築学会大会のパネルディスカッション「兵庫県南部地震から15年：建物への入力地震動はどこまで解明されたか」は、地盤震動小委員会と基礎構造系振動小委員会が共同で企画・実施する予定であり、今後はいっしょに取り組んでいく方向で考えている。

飯場(国土技術政策総合研究所)：建物の周期が0.5~1秒程度以下であれば入力損失の影響があるが、周期1秒以上では建物の入力損失の影響はほぼないと考える。今後は、根入れが深い構造物についての記録を収集し、シミュレーションをするなどして検討を進めていきたいと考えている。

佐藤(俊)(清水建設)：自身の問題意識としては、地震動予測をする上で、周期0.5~2,3秒までは、いろいろな現象が複雑に絡み合っており、数値計算的にも難しく、この周期帯の取り扱いが重要であると考えている。

##### 4. 2 耐震設計にどのように活かすか

永野(東京理科大学)：建築研究所が現在検討している内容は、法律にどのように反映される予定なのか。

大川(建築研究所)：現在、超高層・免震建物の性能評価では、告示のスペクトルやそれぞれの確認機関で評価したサイト波が使われているが、地震・地域に応じて地点ごとの地震動を作り、それをサイト波として利用してもらうことを考えてい

る。告示のスペクトルをどうするかは、国土交通省に尋ねてほしい。既存の建物の性能評価についても、現在の検討が何らかの形で入れられるのではないかと思っている。

横田(清水建設)：都心では周期7~8秒が卓越することが知られているが、大地震(東海地震、東南海地震、関東地震)の場合は、周期12秒程度あるいはそれ以上の周期にもピークが現れる。卓越周期を避けて構造物を建設する場合、小さい地震の卓越周期を避けるよりも、大地震の卓越周期を避けたほうがよいのではないかと考えており、このような観点での議論が地盤震動小委員会ではなされているか。

加藤(鹿島建設)：そのような切り口での検討はされていないが、今年初めての試みとして、同じ震源モデルで、異なる地盤構造モデルによって、どのくらい地震動の予測結果が違ってくるのかを検討したところ、周期7~12秒では2割程度の差しかなかった。ただし、周期2~3秒については、よりローカルな影響が効いてくるので、安定した予測結果が得られるかどうかはわからない。

山中(東京工業大学)：地盤をしっかり調べれば卓越周期が求まると考えていたが、震源と地盤で卓越周期が決まるので、震源から地表までをトータルで考慮した卓越周期に基づく議論が今後は重要であると考えている。

永野(東京理科大学)：石油タンクの設計では、卓越周期の変動幅に関してどのように考えているのか。

座間(総務省消防庁)：地域別速度応答スペクトルを3つに決めるときは、十勝沖地震での事例から、被害をもたらすタンクの特性が明らかになったので、それに基づいて、ある程度のわりきりを持って行うことができた。ただ、わからないこともまだまだ多くあり、コンビナートは広いので、地震動の空間変動については、今後検討していく必要がある。

永野(東京理科大学)：本日のシンポジウムでの話題を聞いて、どんな問題が残っているのか、それを解決するにはどうしたらいいのかについてお聞かせいただきたい。

太田(足利工業大学)：いったん基準類的なものが出てしまうと、それに引きずられてしまう。低いものが基準となって設計が進むと困る。

額綱(東京大学)：バラツキの話でいうと、地震本部としては平均像、中央防災会議は保守的評価と考えている。設計に使用されることは想定していない。一般の方への情報として提供することを第一の目的としている。周期7~12秒に関しては、関東平野のレスポンスが高いことは知られているので、一般論として、超高層建物を建てるのであればそれよりも低めの周期のものを建てればよい。

太田(足利工業大学)：学会活動と社会との接点について、どのように考えているかを聞かせてほしい。

翠川(東京工業大学)：バラツキの話と関係するが、バラツキは当然あるので、バラツキは何で起こるのか、どのくらいバラツキが起こりうるのか、どういう風に設計で考えなければいけないのか、といった講習会的なものを開催し、地震動に対する理解を深めてもらいたい。

加藤(鹿島建設)：川瀬先生が主査のときから地盤震動研究を耐震設計にいかにか活かすかというテーマを掲げて、その一つの成果に『最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法』の出版があり、これをガイドライン的に使っていただきたいと考えている。周期6秒と7秒はタンクにとっては非常に違う結果をもたらすとのことだが、われわれの予測精度は周期6秒や7秒をピンポイントで予測できるところまでではないというのが正直な感想であり、その点について今後検討していく必要がある。

## 5. まとめ

最後に、地盤震動小委員会幹事の野畑有秀(大林組)が、過去の地盤震動シンポジウムでの長周期地震動に関するテーマと本シンポジウムとの関係性について触れ、長周期地震動に影響を及ぼす要因に関する理解を深めること、長周期地震動評価のさらなる高精度化に向けて取り組んでいくことが重要であるとまとめた。

(文中敬称略)