第34回地盤震動シンポジウム(2006)

# 設計用入力地震動作成指針に向けて

-地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その5:総括)-

2006.11.30

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

The 34th Symposium of Earthquake Ground Motion (2006)

# **Guidelines on How to Make Design Ground Motions**

 How to Apply the Results of Earthquake Ground Motion Research to the Seismic Design (Part 5 : Summary)

November 2006

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

# 第34回地盤震動シンポジウム(2006)

# 設計用入力地震動作成指針に向けて -地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その5:総括)-

## 目 次

1. 主	<b>言説明</b>		川瀬	博1
2. <del>E</del> :	デル構築・予測手法の現状と課題			
2-1	シナリオ地震の設定		加藤	研一 5
2-2	震源モデルの与え方	芝良	と昭・岩田:	知孝15
2.3	伝播経路モデルの与え方		佐藤	智美23
2-4	地下構造モデルの与え方	藤原広	(行・大井	昌弘35
2-5	用いるべき強震動予測手法		釜江	克宏45
2-6	結果の検証方法		野畑	有秀51
2-7	経験的スペクトル評価法による平均波の作成		大野	晋57
【特別講	<b>講演】</b>			
強駕	<b>憂動地震学の発展の歴史とレシピへの展開</b>		入倉孝	次郎63
3. 予;	則結果の不確定性 - 結果比較例-			
3-1	予測強震動の手法・モデルによる違い	吉村智	昭・永野	正行73
3-2	海溝型巨大地震の微視的震源パラメータの変動 のばらつき 関口春子・吉見雅行			
3-3	観測記録とシミュレーションに基づくばらつる			
		森川信	言之・藤原	広行89
4. 構:	造物からみた予測結果			
巨大	て地震に対する建築物の耐震性能		北村	春幸97
5. 資料				
「最	新の地盤震動研究を活かした設計用入力地震動	作成指針」	目次(案)	111
第3	3回地盤電動シンポジウム(2005)報告		佐藤	吉之115

# The 34<sup>th</sup> Symposium of Earthquake Ground Motion (2006)

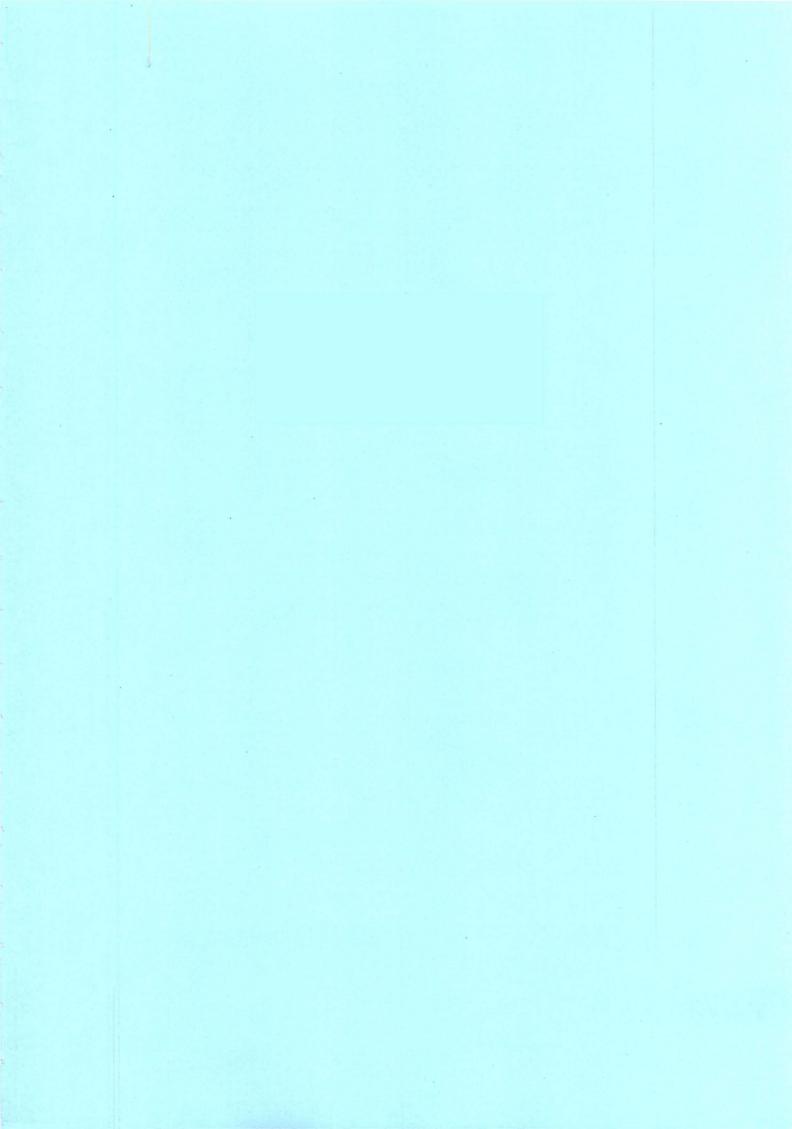
# Guidelines on How to Make Design Ground Motions

 How to Apply the Results of Earthquake Ground Motion Research to the Seismic Design (Part 5 : Summary)

## TABLE OF CONTENTS

1. Int	troduction	(Hiroshi Kawase) ····· 1
2. Co	nstruction of Models and Prediction Procedu	res - The Present State and the Problems -
2-1	Estimation of Scenario Earthquakes for Desig	n Earthquake Ground Motions (Kenichi Kato) ····· 5
2-2	Procedure in Constructing Source Model for S	Scenario Earthquakes Yoshiaki Shiba, Tomotaka Iwata) ·········· 15
2-3	Path Model for Strong Motion Prediction	(Toshimi Satoh) ····· 23
2-4	Modeling of Velocity Structure for Strong-Mo (Hi	tion Evaluation royuki Fujiwara, Masahiro Ooi)··········· 35
2-5	Strong Ground Motion Prediction Procedures	for Scenario Earthquakes (Katsuhiro Kamae)45
2-6	Verification of the Synthesized Strong Groun of Structure	d Motion for Dynamic Design (Arihide Nobata)51
2-7	Generation of Artificial Time Histories Base Response Spectra	ed on Empirical Evaluation of (Susumu Ohno)57
[Specia	al Lecture]	
	ory of Innovation in Strong Motion Seismology or Predicting Strong Ground Motions	and Development of "Recipe" (Kojiro Irikura)63
	certainty of Predicted Results – Examples of Comparison between Predicted Str	ong Ground Motions—
3-1	Predicted Strong Ground Motion Variations Models (Chiaki	due to Analysis Methods and Yoshimura, Masayuki Nagano) ··········· 73
3-2	Variation of Estimated Ground Motion from a Fluctuation of Microscopic Source Paramet (Haruko Sekiguchi, Masayuki Yoshimi, Kun	
3-3	Variation of Ground Motions Obtained from (	
4. Eva	aluation of Predicted Results from a Viewpoi	nt of Response of Structures
Seis	mic Performance of Buildings for Long Period	Seismic Motion (Haruyuki Kitamura) ·········· 97
5. Ap	pendix	
M	Table of Contents (Draft): "Guidelines on Flotions Based on the Latest Results of Seismic Contents of Seis	Fround Motion Research" 111
The	Report on the 33 <sup>rd</sup> Symposium of Earthquake G	round Motion (Yoshiyuki Sato) 115

1. 主旨説明



# 第 34 回地盤震動シンポジウム(2006)の開催にあたって 主旨説明

The 34th Symposium of Earthquake Ground Motion (2006)
Introduction

川瀬 博\* Hiroshi KAWASE

At the beginning of the new decade of our continuous 30 years activity of the Committee of Earthquake Ground Motion, we have started a series of discussion on how to apply the results of our earthquake ground motion research to the seismic design. To make it clear what we have achieved and how we can transfer our state-of-the-art knowledge to broader range of users, we need to cover various issues of strong motion prediction and design ground motion specifications based on it. It should include, but not limited to, source studies, path attenuation, site effects, soil-structure interactions, and code provisions. After 4 years of activities finally we have decided to publish "Guidelines on How to Make Design Ground Motions" and therefore this year we will discuss issues related to the ideal form of the guidelines. We expect to share our up-to-date information with researchers, engineers, and practitioners for wider acceptance of strong motion prediction technique in order to achieve better anti-seismic design of buildings.

#### 1. はじめに

地盤震動シンポジウムは2002年度開催の第30回から、毎 年度単発的にテーマを設定するのではなく、ある一つの大き なテーマに沿って研究成果・レビュー・議論を積み上げ、そ の蓄積をもとに関連分野に影響力を発揮しようと考え、その 中期的な基本テーマとして「地盤震動研究を耐震設計に如何 に生かすか」を選んでいる。その第一段として最初の年には 「設計用地震動は工学的基盤で決められるか?」を主題とし て、そして 2003 度には「震源断層を考慮した設計用地震動 評価:地域波策定の現状と将来展望」を主題として、様々な 角度からの問題提起とそれを受けた活発な議論をしていた だいた。2004度には「表層地盤増幅」を取り上げ、「基礎構 造系振動小委員会」に共催をお願いして、地盤震動研究の立 場と相互作用を含む構造物の動的設計の立場から表層の地 盤増幅をどう評価すべきかについて議論を深めた。また昨年 度のシンポジウムでは、地震調査研究推進本部(推本)がそ の6年間の調査研究成果の集大成として発表した「全国を概 観した地震動予測地図」を正面に据えて、その目的と概要、 および工学的な意義を共有し、その特性・限界を把握しつつ 最も有意義な活用法を議論した。

実際にはこの地盤震動研究の成果を設計に活かしていく方法を探ろうという地盤震動小委員会の動きは中期テーマを設定する前から始まっており、例えば2000年の第28回では「震源近傍の強震動と設計用入力地震動」が、第29回では「改正基準法の地震動規定を考える一地盤震動研究から見た限界耐力評価法の評価と課題-」がテーマとして取り上げられ、最新の地盤震動研究と設計とを何とか結び付けられないか、我々は連綿と努力を重ねてきた。

このように、地盤震動シンポジウムは最新の研究成果を如

何に実際に役立てていただくかという視点を導入したこと により、それまでよりもより広い分野の方々の関心を得るこ とができ、より多角的で有意義な議論がなされてきたと自負 するものである。今年度はそのあしかけ6年にわたる「地盤 震動研究を耐震設計に如何に生かすか」に関する調査・研究 活動の集大成として、現在地盤震動小委員会で刊行を企画し 執筆に着手している「設計用入力地震動作成指針」に向けて、 その基本骨子を構成することになる最新の強震動予測研究 成果を紹介し、合わせて実際に設計に用いた場合の課題など を抽出してこの指針(案)に反映させたいと考えた。本指針は、 最新の強震動研究に基づいて設計用入力地震動を作成する 際のさまざまなノウハウをまとめたもので、その性格上これ を読めば誰でも地震動が作成できるようになるほど平易な わけではないが、実際に地震動作成に従事されている方々に とってバイブル的存在となることを目指している。今回のシ ンポジウムではこの指針案を、案の段階で吟味いただくこと を大きな目的としているので、ここで個別の発表内容のご紹 介に先立ち、現時点で構想されている「設計用入力地震動作 成指針(案)」の要点を簡単に述べさせていただきたい。

### 2. 新しい設計用入力地震動の基本的考え

従来の設計用入力地震動の作成方法には大きく分けて2 通りあった。一つは過去の地震記録をそのまま、あるいは何らかの加工を施して利用するもので、もう一つは経験的な情報を統合した形でスペクトルモデルを設定するものである。前者は過去に建てられた日本の超高層建物のほとんどがそれで設計されていると言っても過言ではない有名なエルセントロの記録がその典型的な事例である。最近では兵庫県南部地震以降に神戸市に建てられる建物の設計用地震動に兵 庫県南部地震で得られた記録を用いた事例もある。いずれも 設計クライテリアに対応して最大速度で基準化されるのが 通例である。後者の例としては基準法改正で標準スペクトル とされた告示スペクトルやBCJ波、あるいは原子力発電所 の設計に多用されてきた大崎スペクトルなどがあげられる。

これらの地震動を設計に用いることの妥当性としては、前 者の既往の観測記録に対しては、その時点で既往最大の観測 記録を用いるならば、その時点では最悪想定をしたことに相 当するわけで、それを上回る地震動が来たとすれば想定外だ ったといえるし、後者の経験的なスペクトルモデルに対して は、観測事実に立脚して(告示波は直接的なものではないが 過去の地震で大丈夫だったという経験的事実で裏打ちされ て)設定されており、やはりその時点では適切な選択だと主 張可能である。

しかしながら、上記のような設計用入力地震動の設定法が超高層建物や原子力発電所など重要大規模構造物の耐震設計用に必要に迫られる形で60年代から70年代にかけて提案され、実用に供されて以来20年ほどたった1995年に、兵庫県南部地震が発生し、そこで初めて、我々は震源域での地震動の破壊力を見せ付けられることとなった。兵庫県南部地震の震源域で得られた強震記録も含め、90年代以降この10数年間で大量の地震記録が得られ、その最大値は毎年のように塗り替えられている。図1には岩田ら<sup>11</sup>による観測記録と設計レベル(旧)の応答スペクトルレベルでの比較を示すが、内陸地震の震源域での観測記録はその多くが周期1~2秒付近で設計レベルを大きく上回っている。

従って、観測記録に立脚して設計用入力地震動を作成しようとする限り、そのレベルはデータの蓄積とともに未来永劫上昇していかざるを得ない。なぜなら観測事実とは実現象のサンプリングに過ぎず、時間をかければかけるほどばらつきの裾野のデータをサンプルする確率は上がっていくからである。

一方、これら観測強震動の蓄積は、強震動予測技術に飛躍的な進展をもたらすこととなった。1983年に地盤震動小委員会の10年間の活動をまとめた刊行物「地震動と地盤ー地盤震動シンポジウム10年の歩みー」が出版されているが、そこでは理論的地震動評価については長周期域地震動のみが生成される巨視的な断層モデルについてだけ紹介されている。それから23年を経過して、現在では長周期から短周期まで、広周期帯域に対して定量的に強震動が予測できる強震動予測手法が提案され、その標準化が図られつつある。地盤震動小委員会では2005年にその30年間の活動を記念して刊行物「地盤震動ー現象と理論ー」をまとめているので強震動予測技術の発達過程の歴史についてはそれを参照していただければ幸いである。

さて、最近の強震観測データとその分析が明らかにしていることは、地震動の特性は①震源と②伝播経路と③サイト特性の合成結果として決まるということである。従って同じ地震であっても直下の地下構造が異なる地点で観測すればその特性は異なるし、同じ地点でも異なる震源なら異なる特性

となる。このことは考えてみれば当たり前のことであるが、これまでの設計用地震動の作成法では完全に無視されてきた。例えば上述のエルセントロ波とは米国はカリフォルニアのメキシコ国境に近いインペリアルバレーという盆地(砂漠といってよい)のエルセントロ(スペイン語で中心の意味)という町に置かれていた強震計で取られた横ずれ型内陸地震の記録である。この記録と同じ波形あるいは同じスペクトルを持った波形が東京は新宿に建てられた超高層ビルに入力する可能性はほとんどゼロに近い。東京で最も警戒すべきは海溝性の中規模直下型地震であって、内陸地震ではないし、規模もエルセントロ地震のM7.1ではすまないだろう。地盤構造もエルセントロの地盤は日本のほとんどの堆積平野の地盤よりもはるかに硬質である。

それを上回る地震動が出現してもなおエルセントロ波を設計に使い続けた理由についてはこれまで地盤震動シンポジウムでも何度か拝聴してきている。そしてそれはそれなりに正当なものであろう。同様に告示スペクトルレベルで設計することの妥当性も、それが最低基準であるという前提で考えれば正当化できないわけではない。しかし、ひとたびこれら全国一律に使用許諾された想定地震動を超える地震動に遭遇すれば予期せぬ事態になるやも知れぬと知りつつ、そのレベルでの検討しかしないというのでは設計として人事を尽くしたとはいえまい。ましてやそれを上回る地震動に遭遇する確率がゼロではないことは図1に示した観測記録によって証明済みなのである。

特にここで強調しておきたいことは設計用入力地震動がもっぱら有効性を発揮する超高層建物や免震建物のような長周期構造物についてである。「東海地震等巨大地震災害への対応特別調査委員会」の報告(2005 年度・2006 年度学会大会 PD/研究協議会資料)にあるように、周期 2 秒から 20秒のやや長周期域の地震動特性は、盆地全体の伝播経路を反映して、場所によってその卓越周期と継続時間が大きく変動する。図 2 には観測事例として十勝沖地震における石狩平野での卓越周期の分布を示す 2。これが構造物の応答に大きな影響を与えることは明白で、今回のシンポジウムでもその一端が紹介されるが、その的確な事前評価なしには長周期構造物の経済的な設計は困難である。

一方、逆に場所によっては想定すべき震源も近傍になく、地盤も硬質であって、告示波レベルですら過大評価であると考えられるサイトも存在する。そのようなサイトでは我々が提案する強震動予測手法に則ってばらつきも含めて地震動を予測し、それで安全性が確認できれば十分だと思われる。尤もそのようなサイトは日本の都市においては極めて限られているだろう。

以上説明してきたように、設計用地震動に対する新しい考え方では、地震動は震源とサイトを固定して設定されることを前提とする。すなわち、どのような地震を想定すべきかをまず考え、その地震が発生した場合に建設サイトで得られるであろう地震動を予測して、その地震動に対して設計する。これを震源特定かつサイト特定(source specific & site

specific) の地震動作成と呼ぶ。またこのとき想定する特定 の地震をシナリオ地震と呼ぶ。この場合注意すべきことは、 地震動のレベルで設計クライテリアを変えるのではなく、そ の地震動の発生確率(平均的強震動予測なら想定地震の発生 確率に等しい)で設計クライテリアを変える必要があること である。非常に発生確率の高い震源が近くに存在する場合に は一次設計(弾性設計)と二次設計(変形制御設計)の設計 用地震動がほぼ同じとなる可能性もある。これは、その近未 来に発生するであろう想定地震が起きても建物を使用可能 にしたいのであれば当然のことであり、極めて合理的な判断 といえる。逆に発生確率が低い震源しか存在しない場合には 一次設計は不要になるサイトもあろう。

#### 3. 震源モデル

本指針案で提案しようとしている震源特定・サイト特定の シナリオ型強震動予測では、まずシナリオ地震を設定すると ころから始まる。サイトにとって危険な地震は当然複数考え られる。沿岸部(北部九州・中国を除く)では発生頻度の高 い海溝性の地震の影響を第一に考慮すべきだし、内陸部では 調査済みの活断層の存在を参照する必要がある。スラブ内地 震の影響についても検討しておくべき地域も多いが、一般に スラブ内地震は短周期成分が卓越するので構造物の周期帯 域によっては考慮する必要はないかもしれない。その想定方 法についての委員会としての提案がシンポジウムの Part 1 の最初の発表である加藤研一氏によってなされる。具体的に は、例えば地震調査研究推進本部の発表している「全国を概 観した地震動予測地図」の作成の際に作られた地点ごとの地 震の寄与の大きさ<sup>3)</sup>を参考にすることができる。

あるサイトで想定すべき地震が設定できたなら、次にその 震源モデルを設定する。その手法は基本的に地震調査推進本 部でも採用している強震動予測レシピ(通称入倉レシピ)∜ に準拠するものとしている。このレシピの特徴は、地震の規 模とサイズの間のスケーリング則を用いて、巨視的断層パラ メターと微視的断層パラメターをできるだけ物理的に拘束 された形で設定しようとするところにある。具体的には2番 目の発表として芝良昭氏に解説いただいているのでそれを 参照されたい。特に微視的パラメターであるアスペリティの サイズとすべり量・すべり速度が重要であり、その設定で震 源域の強震動レベルが決定されるといって過言ではない。

さらに、本シンポジウムでは、強震動予測において重要な 拘束条件を提供してくれるこの入倉レシピと、その成立プロ セスの背後にあるロジックを、特別講演として直々に入倉孝 次郎氏から解説いただくこととした。

#### 4. 伝播経路特性・サイト特性

震源からサイトまでの間の伝播経路では地震動は距離に 比例して減少する。しかしその減少の仕方には周期依存性と 地域依存性があり、それを的確に評価しないと遠い地震の震 動がとてつもなく大きくなったり小さくなったりする。特に 日本列島の火山帯には低速度・高減衰の領域が存在し、北部 本州や北海道を横切る方向の減衰は本州の沿岸に沿う方向 の減衰よりかなり大きいことが知られている。これを反映し た予測手法を用いることが望ましい。それに関する情報が3 番目の発表の佐藤智美氏から提供される。

次に、サイト特性の評価に際してはそのサイト周辺の地下 構造が非常に重要である。特に長周期域に対しては継続時間 が長ければ長いほど、震源が大きければ大きいほど、堆積盆 地の広い領域からの散乱波が寄与するので、できれば盆地全 体の三次元構造が詳細に把握されていることが望ましい。そ のための努力が地震調査研究推進本部において、地震動予測 地図の高度化に向けた努力の一環として現在も行われてお り、並行してその成果の公開に向けた努力も精力的になされ ている。本シンポジウムではその重要な責務を担って多忙を 極めている藤原正行氏にこれまでの進捗状況を報告いただ < 。

### 5. 予測手法と検証方法

強震動の予測手法としては、大きく分けて、理論的方法・ 半経験的方法・経験的方法の3つがある。理論的方法では震 源モデルも伝播経路特性もサイト増幅もすべて理論的なモ デル(物理モデル)で表現される。モデルが正しければ得ら れる結果は自然現象を反映したもので、精度が高いが、現実 に短周期まで精度よいモデルを構築することは困難である。 従って長周期域の地震動の予測に適している。半経験的方法 はターゲットとする地震より小さな地震の観測記録そのも の(経験的グリーン関数)か、適切な観測記録がない場合に は観測記録の平均的特性を再現した小さな地震の推定波(統 計的グリーン関数)を要素地震動として、地震の規模に見合 うだけそれを重ね合わせて、想定したシナリオ地震の地震動 を計算するもので、グリーン関数の精度がよければ優れた再 現性を発揮する。しかし、適切な経験的グリーン関数が得ら れていることはまれで、統計的グリーン関数では三次元的な 盆地効果が正確に入らないので、その効果が少ない短周期側 の計算に適している。よって理論的方法と統計的グリーン関 数法を組み合わせたハイブリッド法が最も推奨される。予測 手法に関しては釜江克宏氏に解説いただく。

こうして得られた予測波は検証なしには安心して使うこ とができない。検証は不可避的に過去の地震記録に対して行 われる。最も単純な比較は過去の地震の最大値(最大加速度 や最大速度)の平均的特性を回帰した距離減衰特性と比較す ることである。一方、最も過酷な比較は過去の地震をモデル 化してその波形を観測波形と比較することである。伝播経路 や盆地構造のモデル化の検証のためにはこの波形合わせが 重要である。検証について野畑有秀氏に解説いただく。

本指針で提案するのはあくまで最新の強震動予測技術に 基づいた地震動の作成手法であるが、従来から用いられてき た平均的な特性を有する地震動を推定する経験的な方法の 最新バージョンも含んでいる。そのスペクトルは高精度だが 手間のかかる物理モデルによる強震動予測手法の結果の検 証にも用いることができる。その推奨される経験的方法につ

いて大野晋氏に解説いただく。

#### 6. 予測の不確定性・構造物側からの見解と議論

レシピ開発過程の詳細を教えていただく入倉孝次郎氏の特別講演の後、Part 2 では「予測結果の不確実性―予測比較例」として、吉村智昭氏・関口春子氏・森川信之氏にそれぞれの手法で得られた最新の成果を話題提供いただくことにした。総合することにより、我々の現時点での予測の不可避なばらつきとモデルや手法による不確定性(バイアス)について、ある程度定量的な見積を含んだご報告が聞けるものと期待している。

さらに Part 3 では、利用者代表として北村春幸氏に予測強震動を用いて建物の応答解析をした「東海地震等巨大地震災害への対応特別調査委員会」での解析結果の概要をご報告いただき、使う側に立った現状の予測強震動に対する見解を開陳いただく。

最後に総合討論として、以上の報告・特別講演をもとに、「指針に期待するもの」と題して想定すべきシナリオ地震の選択の問題や、設計に用いる際のクライテリアとの関係、建物応答と現実の被害との関係など、今後どのような形で指針に纏め上げるべきか、どのような内容を盛り込むべきかについて、幅広く議論することとしたい。例年通り、各講演時間を少しずつ削らせていただき、これに1時間を確保している

ので、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。特に実際に実務に携わっておられる方々から生々しい問題提起の声をお聞かせいただきたいと願っている。これはそうした現実に裏付けられた現場からの問題提起を今後の「設計用地震動作成指針」の策定に反映させて行きたいからである。以上、参加者各位の積極的な参加を期待して主旨説明を閉じたい。なお巻末に現在企画中の「設計用入力地震動作成指針」の目次案を添付したので議論の際の参考にしていただきたい。

## 参考文献

- 1) 岩田知孝・浅野公之: http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/iwata/zisin/fukuoka.html, 2005.
- 2) 畑山健・座間新作: http://www.fri.go.jp/bosai/tokachi lpgm.html#chap3, 2005.
- 3) 防災科学技術研究所: http://www.j-shis.bosai.go.jp/j-map/, 2006.
- 4) 入倉孝次郎: 強震動予測レシピー大地震による強震動 の予測手法-、京都大学防災研究所年報第 47 号, A, 2004.

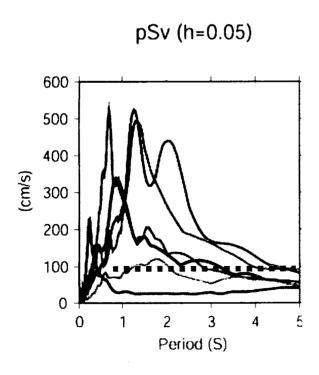


図 1 過去の地震記録の応答スペクトル <sup>11</sup>と 既往設計地震動の長周期域フラットレベルと の比較

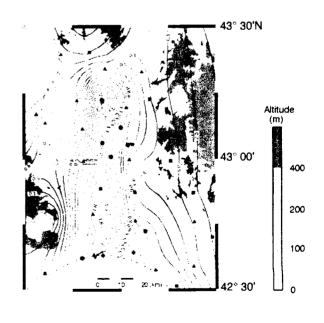
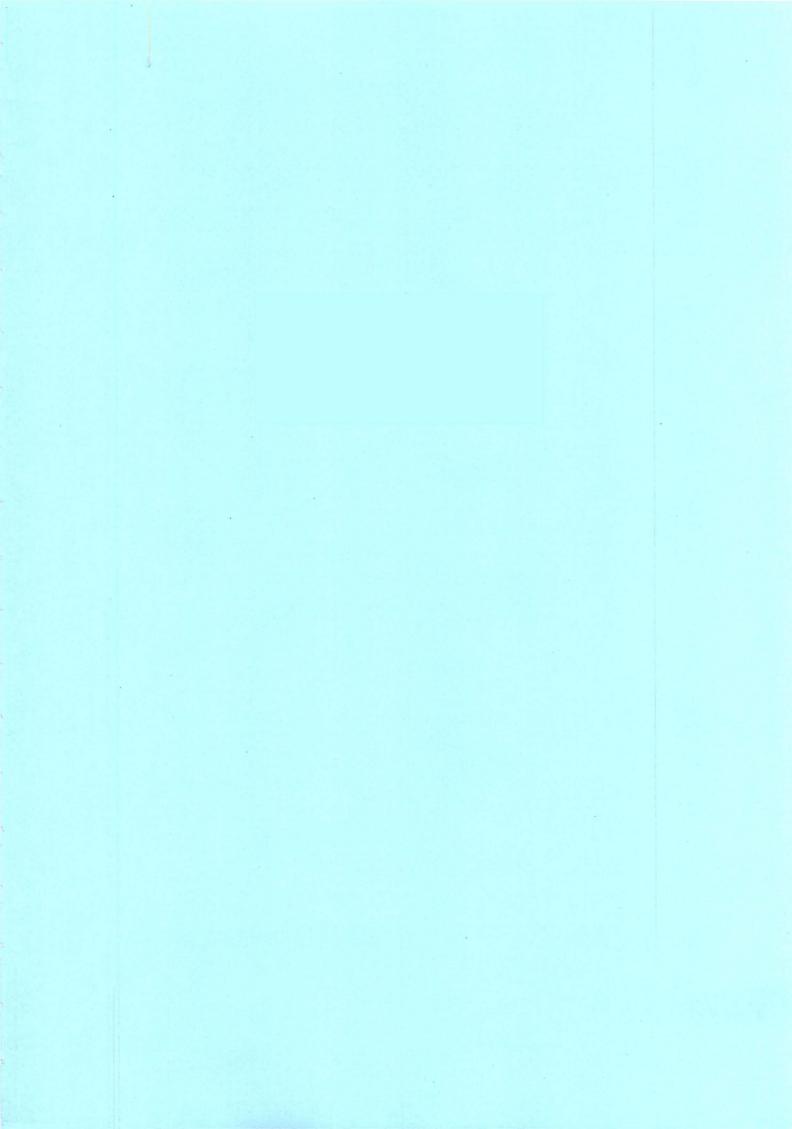


図 2 北海道南部石狩・勇払平野での周期 7 秒における速度応答(減衰 1%, EW 成分)のコ ンターマップ<sup>2)</sup>

2. モデル構築・予測手法の現状と課題



## シナリオ地震の設定

Estimation of scenario earthquakes for design earthquake ground motions

加藤研一\*

Kenichi KATO

The seismic regulation issued in the Revised Building Standard Law in 2000 allow us to use the site-specific and source-specific strong ground motions for the purpose of seismic design. This is a drastic revision because an advanced knowledge on strong motion seismology can be adopted in the practice of seismic design. This paper presents how to estimate scenario earthquakes. The process is the first step for evaluating the site-specific and source-specific strong ground motions. The future problems are also indicated when setting up scenario earthquakes.

#### 1. はじめに

2000年6月から施行された改正建築基準法では、 60mを超える超高層建築物の耐震設計に用いる地 震荷重は告示 1461 号にて規定されており、工学的 基盤の加速度応答スペクトルに基づく時刻歴波形 を用いることとなった。さらに、告示第四号イただ し書きにより、敷地の周辺における断層、震源から の距離その他地震動に対する影響及び建築物への 効果を適切に考慮して定める場合においては、この 限りではないと記述されている。すなわち、最新の 強震動評価手法を用いて作成したサイト波を、設計 用入力地震動として反映できる道が開かれた点に おいて進歩と言える。

本小委員会で企画中の「設計用入力地震動作成 指針」は、建設サイト周辺の地震発生状況を適切に 考慮し、サイト固有の地盤増幅特性を反映した地震 動評価のガイドラインを示すことを目的としてい る。本稿は、サイト波作成の第一歩となるシナリオ 地震の設定方法についてまとめる。

## 2. シナリオ地震の基本的な考え方

日本列島で発生する地震は、図1に示すように内 陸地殻内地震、プレート境界地震、スラブ内地震に 分けられる。ここで各々の地震の定義は以下のとお

内陸地殻内地震:陸域のプレートの上部地殻地 震発生層内に生じる地震。海岸のやや沖合で 発生する地震も含む。

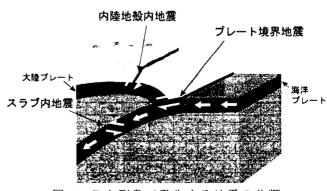
プレート境界地震:相接する2つのプレートの 境界面で発生する地震。

スラブ内地震:海溝軸付近から陸側にかけて、 沈み込んだ海洋プレート内で発生する地震。

1995 年兵庫県南部地震以後、K-NET などの高密 度強震観測網が飛躍的発展を遂げ、強震記録が徐々 に蓄積されるようになった。その結果、同一観測点 で得られた地震記録であっても、震源位置や伝播経 路、地震種別が異なれば、地震動特性に違いが生じ ることが観測事実として明らかとなってきた。

その例として、表1と図2に示す3地震について、 東京・大手町の95型震度計で観測された加速度波 形、およびその数値積分による速度波形を図 3(a) ~図 3(b)に示す。擬似速度応答スペクトル(h=0.05) を図 3(c)に示す。これらは紀伊半島南東沖のフィリ ピン海プレート内で発生した 2004/9/5 の M7.1 の地 震(Ev1)、2004/10/23 に発生した M6.8 の新潟県中越 地震(Ev2)、および 2005/8/16 に宮城県沖の太平洋プ レートと陸側のプレートの境界で発生した M7.2 の 地震(Ev3)である。図 3(a)~図 3(b)は Ev1 のみ縦軸 のスケールを変えて示してある。

加速度波形に着目すると、内陸地殻内で発生した Ev2 の主要動継続時間は短いが、速度波形の後半部 分に周期6~7秒の波動が続いており、関東平野内



日本列島で発生する地震の分類

で励起された表面波と推定される。応答スペクトルを見ると、この周期帯の振幅は Ev2 が最も大きくなっている。

Ev1と Ev3 のマグニチュードはほぼ等しく、震源 距離も1割程度しか違わないが、波形とスペクトル は大きく異なっている。すなわち、Ev1 は加速度レ ベルが極端に小さいものの、周期 5~6 秒を境にし て長周期のスペクトルレベルは Ev3 を上回るよう になる。早川・他(2005)の解釈によれば、紀伊半島 南東沖で発生した地震 Ev1 は、相模トラフ周辺の 付加体内を伝播して波動が関東平野に伝わるが、付 加体は Low-O であるため、短周期成分を減衰させ る。一方、長周期成分は低速度である付加体により 励起され、付加体内を効率良く伝播して関東平野へ 波動が伝わり、継続時間の長い波形となることを数 値シミュレーションにより示している。なお、マグ ニチュードの概ね等しい Ev1 と Ev3 のスペクトル 振幅が周期 5~6 秒付近でほぼ等しくなるのは、気 象庁マグニチュードの決定周期が5~6秒であるこ とに起因している。

以上に示したように、観測された地震動記録は地震のタイプや伝播経路の影響を受けるため、建設サイト周辺で発生する地震のシナリオを構築し、各地

震の特徴を反映させたサイト波を作成することが 重要である。この手順をまとめて図4に示す。

図の左側の流れがシナリオ地震に基づく地震動評価に相当し、建設地点に影響を及ぼす内陸地殻内、プレート境界、スラブ内地震を選定する。後の講演で紹介されるように、地震動評価手法は距離減衰式等に代表される経験的手法と断層モデルに基づく

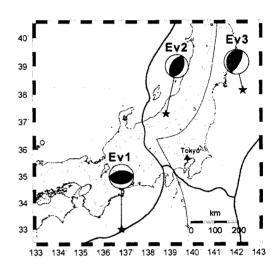


図2 大手町で観測された3地震の震央位置

表 1 東京・大手町で観測された 3 地震	表1	東京・	大手町	で観測	された	3	地震の諸元
-----------------------	----	-----	-----	-----	-----	---	-------

Ev	年	月	П	時	4	緯度	経度	震央位置	深さ	м	Δ	Х	計測	最大	加速度	Gal)
			_	μч	"	作汉	性技	辰人世世	(Km)		(Km)	(Km)	震度	NS_	EW	UD
1	2004	9	5	19	7	33°01.7'N	136° 48.0'E	紀伊半島沖	38	7.1	401	401	1.6	-3.5	4.7	1.5
2	2004	10	23	17	56	37° 17.3'N	138° 52.2'E	新潟県中越地方	13	6.8	195	195	3.6	-36.2	47.0	-10.1
3	2005	8	16	11	46	38°09.0'N	142° 16.7'E	宮城県沖	42	7.2	355	354	3.4	-30.0	-23.4	-10.5

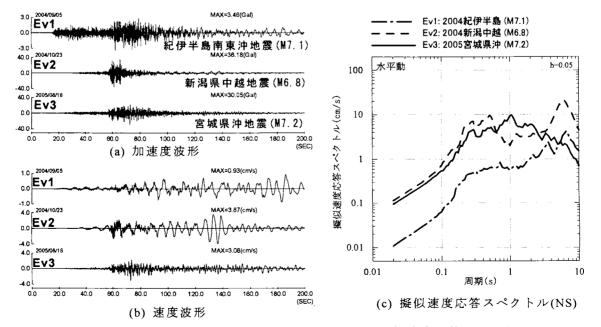


図 3 東京・大手町で観測された加速度、速度波形と擬似速度応答スペクトル

手法がある。いずれの手法にも長所と短所があり、 設計用地震動を評価する場合は両手法をバランス 良く使いこなすことが重要である(例えば加藤、 2005)。そこで、先ずは経験的手法を用いて平均的 な地震動レベルを把握し、想定した地震が設計上ク リティカル、たとえば告示スペクトルを大きく上回 る場合は、断層モデルを適用する。その場合、経験 的手法による結果と大きく異なる場合は、再度、断 層パラメータの見直しを行う。このプロセスを繰り 返せば、地震動振幅が現実からかけ離れた過大・過 小になることを防げると共に、断層モデルに基づく 手法でしか表現できない震源近傍の特徴、例えばデ ィレクティビティパルス等(例えば纐纈、1996)も反 映可能である。図の右側は非シナリオ地震に相当し、 この点については最後に述べる。

## 3. シナリオ地震の設定

#### 3-1 過去の調査

建設予定地点が決まった時点で、敷地周辺の活断 層の有無や、敷地またはその近傍に影響を及ぼした 過去の被害地震を調査し、構造物の耐用年限中に発 生が予想される地震を選定する。

過去の地震については、有史以来の地震の諸元 (マグニチュード、震央位置、震源深さ等)を整理 した、いわゆる地震カタログが利用可能である。日 本の代表的な地震カタログとして、歴史地震につい ては古文書などの調査に基づいた字佐美(2003)の 資料、1885年から1925年までは主として震度観測 の資料に基づいた字津(1982)のカタログ、1926 年以降については気象庁の地震月報及びその別冊 がある。なお、地震年報が(財)気象業務支援センタ ーから CD-ROM で公開されており、1923 年以降の 地震については震源情報デジタル値が入手可能で ある。地震調査研究推進本部(1997)は日本の地震活 動を網羅的にまとめた資料を刊行し、被害を及ぼし た地震を県別にリストアップしている。先ずはこの リストから被害地震を抽出し、字佐美(2003)に基 づいて被害状況を精査するのが有効である。

構造設計者がシナリオ地震による地震荷重を考 える上で、建設予定地点が過去にどの程度の震度を 経験したかは重要な情報となる。 Miyazawa and Mori (2006)は1586年から2004に発生した地震の震 度分布を基にして、各地域で観測された最大震度を 図5に示すマップとして整理した。計器観測以前の 古い地震の震源情報は精度が低いため、その情報か

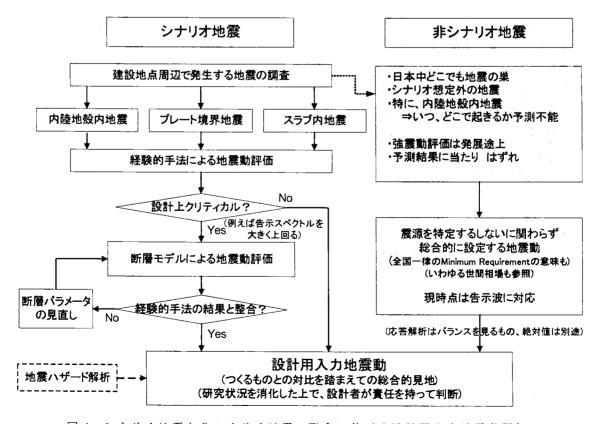


図 4 シナリオ地震と非シナリオ地震の融合に基づく設計用入力地震動評価

ら距離減衰式等を用いて震度を推定したとしても、 震度分布の信頼性に疑問が残る。このマップは震度 の観測値のみに基づいており、震源情報を介してい ないのが特徴である。図 5(A)は過去約 400 年間の 最大震度を示しており、関東から九州の太平洋側で 震度 6 以上を経験している。図 5(B)はプレート境 界と思われる地震のみを抽出した結果である。関東 から九州の太平洋側は図 5(A)とほぼ同じ最大震度 を示しており、この地域はプレート境界地震による 影響が支配的である。一方、図 5(C)はそれ以外の 地震、主に内陸地殻内地震の抽出結果であり、高震 度の地域が点在している。図 5(D)は 1900 年以降の

結果であり、1923年関東地震と1995年兵庫県南部 地震の位置で震度7の領域が現れている。日本列島 全体でみると、全土の約90%の地域で過去に震度5 弱以上を、約30%の地域で震度6弱以上を経験して いる(Miyazawa and Mori、 2006)。日本中どこでも 地震の巣との認識が必要である。

#### 3-2 内陸地殼内地震

#### (a) 活断層による地震

内陸地殻内地震の平均活動間隔は 1000 年以上で ある場合が多いが、1995 年兵庫県南部地震のよう に、ひとたび都市直下で発生した場合は甚大な被害

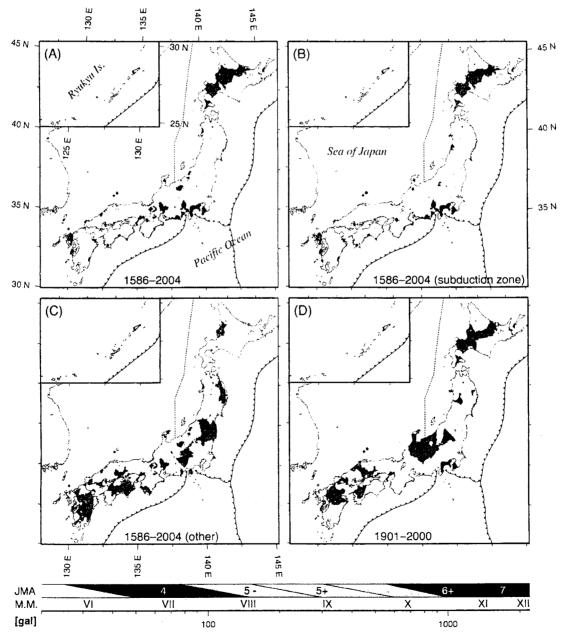


図 5 1586~2004 年に観測された最大震度の分布 (Miyazawa and Mori、2006)

が発生する。内陸地殻内で発生する地震を分類する と、「活断層による地震」と「それ以外の地震」に 分けられる(垣見、2002)。兵庫県南部地震は前者に 属し、活断層として認知されていた六甲・淡路断層 帯のずれによって発生した。活断層は、内陸で浅発 地震が発生した際に震源断層が地表まで達するこ とによって地表地震断層が生じ、地震の繰り返しに よって、それらが累積し、地表の痕跡として地形に 残されたものである。後で示す松田 (1975) による 経験式を用いれば、活断層の長さやすべり量から地 震規模を事前に予測することが可能である。さらに、 その断層の平均変位速度や、過去の活動履歴を詳し く調べることができれば、地震規模に加えて、地震 の発生間隔や次の地震発生の切迫度が推定可能と なる(垣見、2002)。以上のように、活断層に起因す る地震については、断層長さやすべり量などのパラ メータを設定し、断層モデルや距離減衰式等を適用 して強震動を予測する道筋が立てられており、適用 例も蓄積されつつある(例えば、地震調査研究推進 本部、2002)。

シナリオ地震を想定するには、既往文献に基づい て、建設予定地点周辺の活断層の存否を調査するこ とから始まる。既往文献としては、活断層研究会 (1991)による「新編日本の活断層」や、中田・今泉 (2002)による「活断層詳細デジタルマップ」、都市 圏活断層図(1/25,000)が挙げられる。主要 98 断層に ついては、地震調査研究推進本部から調査結果が公 開されている。全国主要活断層活動確率地図(産業 技術総合研究所)には将来の活動確率も表示されて いる。産業技術総合研究所活断層センターは活断層 データベースを Web 上で公開しており、ネット上 で活断層情報を検索することが可能である。

以上の資料は地表の情報であり、断層モデルを設 定するには震源断層をモデル化する必要がある。こ こで、震源断層と地表地震断層はまぎらわしいため、 その概念を図6に示す(島崎、1997)。地震波の発生 源である地下の断層を震源断層、それが地表に達し て生ずるくい違いが地表地震断層と定義されてい る。

## (b) 活断層による地震規模の推定

活断層による地震規模を推定する考え方は 2 通 りある。1つは活断層の長さ L(km)、または1回の 活動に伴う平均的な変位量(単位変位量 D(m))から 経験式を用いてマグニチュード M を推定する方法 である。経験式として、以下の松田式 (1975) が用 いられる場合が多い。

$$\log L = 0.6M - 2.9 \tag{1}$$

$$\log D = 0.6M - 4.0 \tag{2}$$

他の考え方として、震源断層面積から経験式を介 して地震規模を推定する方法がある。強震動レシピ (例えば入倉・三宅、2002)、およびレシピに基づい て実施された地震調査研究推進本部による内陸地 殻内地震の強震動予測は、この方針が採用されてい る。経験式として Somerville et al. (1999)による以 下の式が用いられる。

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

ここで S は震源断層面積、Moは地震モーメント を表し、マグニチュードは Moから経験式を介して 推定される。なお、強震動レシピに基づく強震動評 価では、マグニチュードがパラメータとして用いら れることはない。

Sを求める際に、断層長さLは地質調査等に基づ く活断層長さから、断層幅 W は地震発生層の深さ 限界 Hd と浅さ限界 Hs より推定される。Hd-Hs は 地震発生層の幅 Ws に対応する。L は地表の情報か らある程度拘束されるものの、Ws は地域ごとに異 なるので、同じ断層長さであっても地震規模は異な ることになる。地震発生層の厚さを決めるに際して は、微小地震の深さ分布が参考となる。近畿地方の 内陸地殼内地震を対象とし、深さごとの微小地震の 発生数を整理した結果(Ito、1990)を図 7 に示す。こ の結果によると、深さ 15km が地震発生層の下端付 近と見なせそうである。

ある程度規模の大きい内陸地殻内地震の場合、断 層幅 W は地震発生層の幅 Ws を用いて W= Ws/sinθ と表せる。0は断層面の傾斜角を表し、横ずれ断層 (θ=0)は W=Ws となる。逆断層の場合は傾斜角によ って断層幅が変るため、断層面積 S も変化する。θ が小さい低角逆断層ほど、Sが大きくなるため、(3)

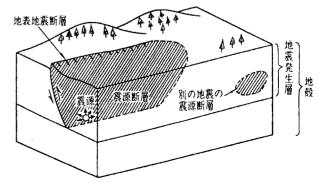


図 6 地表地震断層と震源断層の関係 (島崎、1997)

式より地震規模が大きくなる。一般に、地質調査等 の情報から傾斜角を設定することは難しいため、逆 断層についてはθを変化させた数ケースの断層モデ ルを設定するのが現状である(地震調査研究推進本 部、2002)。

一方、規模の小さい活断層のモデル化にも注意 が必要である。Wells and Coppersmith (1994)は世界 中で発生した内陸地殻内地震の断層パラメータを 整理しており、地表地震断層の長さと震源断層の長 さの関係を図8に示す。震源断層長さが短い、つま り地震規模が小さい地震は、震源断層の全長が地表 地震断層として現れるわけではない。逆の見方をす れば、短い活断層をそのままモデル化すると、震源 断層を過小評価する場合があることに注意が必要 である。

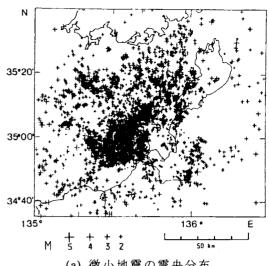
#### (c) 活断層評価の課題

シナリオ地震の設定上の大きな課題は「活断層の グループ化・セグメント化」の問題である(隈元・ 中田、2003)。活断層のグループ化とは、地図上に 示された活断層線分を、地震を起こす単位にまとめ る作業である。5kmを超えて分布する活断層は同時 に活動しないという図9に示すこれまでの事実(松 田、1990)より、日本の活断層をグループ化した起 震断層帯が図 10 のようにまとめられている(松田、 1990)

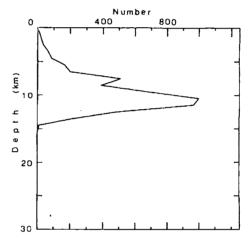
活断層のトレンチ調査によると、起震断層帯の活 断層はその全長が常に同時に破壊を起こしている わけではなく、セグメント化し区間ごとに別れて規 模の小さな地震を発生している例も多い。糸魚川-静岡構造線の例を図 11 に示す(地震調査研究推進 本部、1996)。当該断層系は、約1200年前に白馬か ら小淵沢までの区間で M8 程度の活動があり、歴史 地震としては762年の美濃・飛騨・信濃の地震がこ の活動に該当する可能性が指摘されている。それと は別に、松本付近の牛伏寺断層セグメントが独立に 活動した場合も認められる。

グループ化した起震断層帯の全長が破壊するこ とを想定した場合も、地震規模の考え方は2つに分 かれる。1つは経験式に全長を挿入して最大の地震 モーメントを推定するモデルであり、他は各セグメ ントの地震モーメントの和と考えるモデルである。 どちらのモデルが適合するかは結論が出ておらず、 今後の研究テーマである。

本節の冒頭にて指摘したように、内陸地殻内地震 には活断層以外で発生する地震もある。例えば、 1997 年鹿児島県北西部は地表に明瞭な活断層が認 められない地域で地震が発生している。これらは







(b) 微小地震の深さごとの累積値

図 7 近畿地方で観測された微小地震と 深さごとの累積値 (Ito,1990)

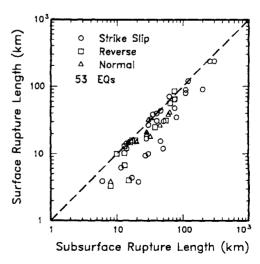


図8 地表地震断層長さと震源断層長さの関係 (Wells and Coppersmith, 1994)

「震源を特定しにくい地震」に分類され、シナリオ を設定することが困難な地震である。加藤・他 (2004)は震源と活断層を関連付けることが困難な 過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近 傍における観測記録を収集し、この種の地震の地震 動レベルを検討している。

#### 3-3 プレート境界地震

内陸地殻内地震に比べ、プレート境界地震の平均

活動間隔は40~200年程度と短いのが特徴である。 その結果、最近約100年は地震計による記録が、そ れ以前の有史時代は古文書に基づく震度が利用可 能であり、波形インバージョン(例えば永井・他、 2001)や震度インバージョン(例えば神田・他、2004) により震源情報の蓄積が進んでいる。

これらの観測事実を基にし、プレート境界地震は 同じアスペリティが繰り返し破壊している可能性 が高いことが分かってきた。ここでアスペリティと

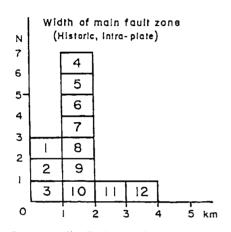


Fig. 1. Frequency distribution of widths of the main fault zone appearing in historical intra-plate earthquakes. 1: Southern Izu in 1974, 2: Mikawa in 1945, 3: Northern Izu in 1930. 4: El Asnam in 1980, 5: San Fernando in 1971. 6: Dixie Valley in 1954, 7: Fairview Peak in 1954, 8: Tottori in 1943, 9: Tango in 1927, 10: Riku u in 1896, 11: Nobi in 1891, 12: Pleasant Valley in 1915.

## 図9 起震断層を設定する 5km ルールの 基データ(松田,1990)

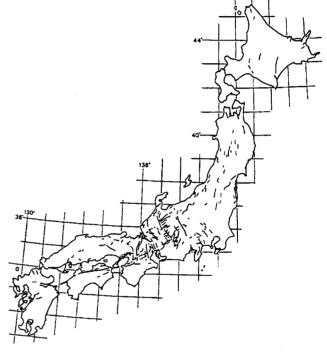
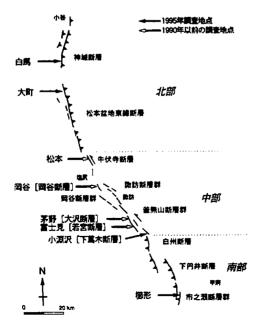


図 10 起震断層帯 (松田,1990)





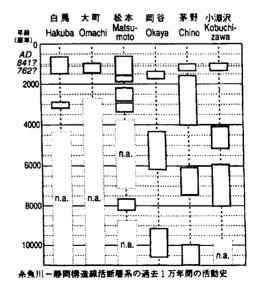


図 11 糸魚川 - 静岡構造線活断層系の概要と活動史 (地震調査研究推進本部、1996)

は、断層面上で地震動を強く励起する領域を意味する。三陸沖を例にとり、永井・他(2001)の結果を図12に示す。1994年三陸はるか沖地震のアスペリティは、1968年十勝沖地震のアスペリティの1つが破壊したものであることが示されている。さらに、古い地震の波形記録を活用することにより、三陸沖で再来する大地震について、特定の領域においてすべり量が毎回大きいこと、つまり、アスペリティの

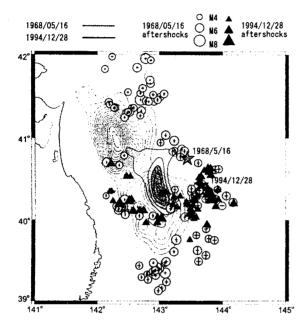


図 12 1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか 沖地震のモーメント解放量分布と余震 分布 (永井・他、2001)

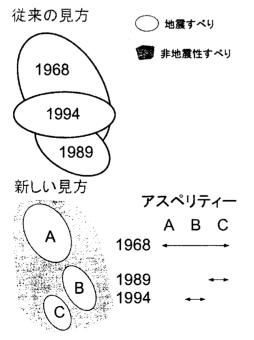


図 13 大地震の震源域の捉え方に関する模式図 (飯尾・他、2003)

位置に再現性があることが明らかになりつつある。

これにより、地震の破壊域をこれまでと異なった視点から解釈できるようになり、その模式図を図13に示す(飯尾・他、2003)。従来は余震域から大地震の破壊域を推定していたため、以前の見方では1968年、1989年、1994年の3地震の破壊域が複雑に重なっていた。しかし、新しい捉え方によると、この震源域は3つのアスペリティからなり、1968年十勝沖地震では3つのアスペリティが全てではそれぞれ1つのアスペリティが破壊したに過ぎないと推定されている。この結果は、大地震については地震でいる。この結果は、大地震については地震でいる。この結果は、大地震については地震でアスペリティを単位として見ることがより本質的であることを示している。

既往研究をコンパイルし、千島・日本海溝で発生したプレート境界地震のアスペリティマップを整理した結果を図 14 に示す(中央防災会議、2005)。アスペリティは繰り返し破壊すると考えれば、この種の情報に基づいてシナリオを構築できる可能性がある。ただし、アスペリティの連動については不

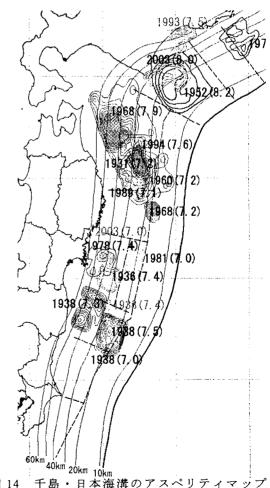


図 14 千島・日本海溝のアスペリティマップ (中央防災会議、2005)

明な点が多く、複数のシナリオの設定が必要である。

#### 3-5 スラブ内地震

1993 年釧路沖地震(M7.5)は沈み込んだ太平洋プ レート内(スラブ内)の深さ約 100km で発生した。断 層面直上に近い釧路気象台では、900cm/s<sup>2</sup>を超える 最大加速度を観測したが、被害は軽微に留まってい る。1885年から1993年に発生したM6以上、深さ 70km 以深の地震の震央分布を図 15 に示す(武村・ 他、1996)。震源が深い地震の発生域は北海道から 東北地方さらに関東地方から小笠原諸島に沿う地 域と、九州から琉球列島におよぶ西南日本が中心で あり、発生地域が限られている。

太平洋プレート、およびフィリピン海プレートの スラブ内で発生した地震について、宇津の被害ラン クを調査した結果(池田・他, 2003)を図 16 に示す。 釧路沖地震を含む太平洋プレートのスラブ内で発 生した地震(図中の〇)は、最大でも被害ランク3程 度(死者 2~19、全壊家屋 2~999)であり、同地域に 発生したプレート境界地震よりも被害ランクが小 さい傾向にある。フィリピン海プレートのスラブ内 地震(図中の▲)は、震源深さが 50km と浅くなるこ ともあり、その被害ランクは 4(死者 20~199、全壊 家屋 1000~9999)まで大きくなっている。いずれの プレートで発生したスラブ内地震も、図中に破線で 示した内陸地殻内地震の被害ランクに比べて有意 に小さい。大被害を伴うスラブ内地震がこれまで発 生していないこと、および発生地域が限られている こともあり、スラブ内地震をシナリオ地震に考慮す る地域は限定されると思われる。

なお、スラブ内地震の特徴として、通常のプレー

ト境界地震に比べて短周期地震動の励起が強いこ とが挙げられるため(例えば、加藤・他、1999;池 田・他、2004)、固有周期の短い特殊構造物につい てはシナリオ地震の想定が必要である。

#### 4. おわりに

シナリオ地震の考え方とその設定方法を地震種 別ごとにまとめると共に、現時点の課題についても 指摘した。設計用入力地震動という観点から見れば、 シナリオ地震に加え、図4の右側フローに示す非シ ナリオ地震も重要である。つまり、全国一律に適用 する最低限の地震動レベルであり、その意味づけと して以下の2点が挙げられる。

図 4 の左側フローでシナリオを組んだ場合であ っても、シナリオで想定した以外の地震が発生する こともありえる。シナリオどおりに地震が発生した としても、現状の強震動評価技術は発展途上にある ため、予測結果に当たり・はずれの幅があると予想 される。したがって、このような地震動評価結果の 不確かさを補うために、最低限このぐらいの地震動 レベルは設計上考えておくべきとの立場である。

第2の意味としては、実際にシナリオを組めない 地震、いわゆる震源を特定しにくい地震に対応する 地震動レベルである。内陸地殻内で発生する地震の うち、規模が小さく地表地震断層を出現させない地 震は活断層としての痕跡を残さない。このタイプの 地震はどこで発生するかの予測が難しく、将来発生 する地震を見逃す危険性がある。

現状の設計体系に当てはめると、告示スペクトル が非シナリオ地震に相当する。告示スペクトルを用 いて最低限の耐震性能を担保し、さらにシナリオ地

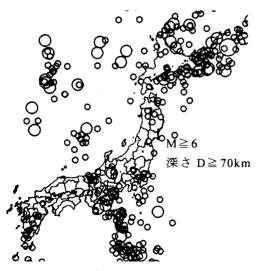


図 15 スラブ内地震(1885~1993 年)の 震央分布 (武村・他、 1996)

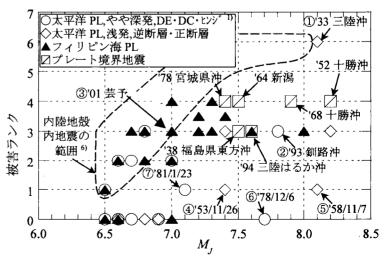


図 16 スラブ内地震(図中の○、▲)の被害ランク (池田・他、2003)

震に基づくサイト波を考慮することにより、建設地 点固有の地域特性を加味することが望まれる設計 用地震動の姿と考えている。

[謝辞] 気象庁 95 型震度計による記録を使用させていただいた。

### [参考文献]

- 中央防災会議 (2005)、日本海溝・千島海溝周辺海 溝型地震に関する専門調査会(第7回).
- 早川俊彦・古村孝志・馬場俊孝 (2005)、2004 年紀 伊半島南東沖の地震の強震動シミュレーション (その 2)-海域構造が励起する長周期地震動 、日本地震学会講演予稿集、B088.
- 飯尾能久、松澤 暢、吉田真吾、加藤照之、平田 直 (2003)、非地震性すべりの時空間変化と大地震 の発生予測 -三陸沖における近年の進展を中 心に-、地震 2、56、213-229.
- 池田孝・武村雅之・加藤研一 (2003)、日本列島で 発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特 性と被害レベル、日本建築学会大会学術講演梗 概集、137-138.
- 池田孝・武村雅之・加藤研一(2004)、強震記録に基づくフィリピン海プレート内で発生するスラブ内地震の高振動数成分の励起特性-北海道・東北地方のスラブ内地震との比較-、日本建築学会構造系論文集、586、53-61.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵 (2002)、予測のための震源 のモデル化、月刊地球 号外、37、62-79.
- Ito, K (1990), Regional variations of the cutoff depth of seismicity in the crust and their relation to heat flow and large inland- earthquakes, J. Phys. Earth, 38, 223-250.
- 垣見俊弘 (2002)、「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震-鳥取県西部地震を例として-、災害の研究、第 33 巻、損害保険料率算定会、pp113-125.
- 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫 (2004)、震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の 短周期地震波発生域、地震2、57、153-170.
- 加藤研一・武村雅之・八代和彦 (1999)、やや深発 地震の短周期地震動の励起強さとその地域性ー 最大加速度値に基づく検討ー、日本建築学会構 造系論文集、521、33-40.
- 加藤研一、宮腰勝義、武村雅之、井上大榮、上田圭一、壇一男 (2004)、震源を事前に特定できない内陸地殼内地震による地震動レベル 地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討-、日本地震工学会論文集第4巻、第4号、46-86.
- 加藤研一 (2005)、設計用入力地震動 現状と展開 、日本建築学会シンポジウム、建築物の終局

- 耐震性評価手法の現状と課題 限界耐力計算、 エネルギー法、時刻歴解析法の比較 - 、142-155.
- 纐纈一起 (1996)、カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震、科学、Vol. 66、2、93-97.
- 活断層研究会 (1991)、新編日本の活断層、東京大 学出版会。
- 限元崇・中田高 (2003)、活断層分岐モデルを用いた破壊開始地点とアスペリティの推定 -強震動予測レシピのための活断層フレーバー、地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究、第 2 回シンポジウム論文集、131-134.
- 松田時彦 (1975)、活断層から発生する地震の規模 と周期について、地震、第2輯、28、pp269-283.
- 松田時彦(1990)、最大地震規模による日本列島の地 震分帯図、地震研究所彙報、65、289-319.
- Miyazawa, M. and J. Mori (2006), Recorded maximum seismic intensity maps in Japan from 1586 to 2004, Seismol. Res. Lett. 77, 154-158.
- 中田高、今泉俊文 [編] (2002)、活断層詳細デジタルマップ、東京大学出版会.
- 永井理子、菊地正幸、山中佳子 (2001)、三陸沖に おける再来大地震の震源過程の比較研究 -1968年十勝沖地震と 1994年三陸はるか沖地震 の比較-、地震 2、54、267-280.
- Somerville, P., 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, Seismol. Res. Let., 70, 59-80.
- 島崎邦彦 (1997)、地震とは何か、土と基礎、45、 55-60.
- 武村雅之・加藤研一・八代和彦 (1996)、やや深発 地震および深発地震の発生地域、頻度、被害歴: 日本建築学会技術報告集、3、pp269-274.
- 宇津徳治 (1982)、日本付近のM6.0 以上の地震および被害地震の表: 1885 年-1980 年、震研彙報、57、401-463.
- 宇佐美龍夫 (2003)、 最新版日本被害地震総覧 [416]-2001、東京大学出版会.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84,: 974 -1002.
- 地震調査研究推進本部 (1996)、糸魚川-静岡構造 線活断層系の調査結果と評価について.
- 地震調査研究推進本部 (1997)、日本の地震活動 被害地震から見た地域別の特徴 、391pp.
- 地震調査研究推進本部 (2002)、糸魚川ー静岡構造 線断層帯(北部、中部)の地震を想定した強震 動評価について.

## 震源モデルの与え方

### PROCEDURE IN CONSTRUCTING SOURCE MODEL FOR SCENARIO EARTHQUAKES

良昭\*1

岩田知孝\*2

Yoshiaki SHIBA

Tomotaka IWATA

In this article we describe a methodology for construction of seismic source model to evaluate input ground motions based on the concept of "recipe", which is the procedure to simulate broadband strong motions systematically and stably with a few parameters. The important ideas to model spatio-temporal rupture heterogeneity for prediction of strong motions are displayed, and the procedure of "characterizing" such a complex source process is introduced. For the characterized source model, the size of asperity, the amplitude level of acceleration source spectrum, and stress parameters on the asperity and background area are key parameters which control the generation of broadband strong motions. We show how to determine these parameters following "recipe". We further discuss the way to decide the uncertain parameters for the crustal earthquakes by using information obtained from geological investigations. We could point out that there are some inconsistencies between key parameters for very large earthquakes because of the lack of information. Furthermore, we also discuss the improvement of the present characterized source model with recent in-detail source rupture analysis and further investigation by dynamic fault rupture modeling.

## 1. はじめに

入力地震動評価手法の高度化というテーマにおい て, 震源モデルの構築に関する問題は, 地下深部の 現象であることから直接的な震源運動の計測がほぼ 不可能であること, また巨大地震の発生頻度が低く, データの収集と現象の統計的な解釈が困難であるこ となどから、すでに実務に直結する工学的な研究対 象として確立されている表層地盤の地震応答問題な どと比較して実務への適用が遅れ、いまだ理学的な 研究分野に留まっている部分もある. このため, 例 えば工学的基盤における入力地震動の策定では、地 震規模と震源距離のみをパラメータとした距離減衰 式を用いた方法が現在でも主流といえる. しかしな がら, 地震現象が震源断層の高速せん断すべりとし て解釈されることは明らかであることから<sup>1)</sup>, こうし た物理的な過程を模擬した「震源モデル」を構築し、 地震波の発生から波動の伝播、さらに表層地質での 増幅までを一貫して表現することは、強震動予測お よび入力地震動評価の最終的な目標となるべきであ 3.

強震動地震学の分野では、1970年代から80年代 にかけて、主に米国での震源近傍における強震波形 データの蓄積と、震源の逆解析手法 (震源インバー ジョン、例えば2) の発展・整備により、既往大地震 の断層面上におけるせん断すべりの時空間分布が 次々と推定されてきた. その結果, 断層面上のすべ

り分布は一様ではなく、著しい不均質性を有するこ とが明らかになり、こうした解析結果を集約して, 不均質すべり分布の統計的な特徴の抽出に関する研 究34)が進められた、特に震源断層近傍の強震動が震 源特性に大きく支配される限り, 入力地震動評価に はこのような不均質な断層破壊過程の特徴を踏まえ た震源モデルの導入が必要不可欠であることは言う までもない. 本稿では、強震動予測や入力地震動策 定業務において震源モデルを用いた波形計算法を導 入することの意義と注意点について記述するととも に,「レシピ」と呼ばれる強震動予測手法の中の震源 モデル作成手順の簡単な紹介をおこない、また最後 に残された課題と将来の展望について私見を述べる. なお、「震源モデルを用いた入力地震動評価」におい てのシナリオ地震の規模と位置の設定に関する問題 (これは距離減衰式を用いた経験的手法においても 必要な情報である)と、結果の検証・評価に関する 問題については、それぞれ別稿で論じられる.

#### 2. 設計用地震動策定における震源モデルの意義

震源モデルの具体的な設定方法の紹介に入る前に, 震源モデルを用いた入力地震動策定方法が既存の距 離減衰式に基づいた地震動評価法と比較してどのよ うな利点があるのかという点について述べる, まず 原則的に、震源モデルによって評価される地震動は、 震源断層面上のすべり時間関数まで遡って地震波の

Central Research Institute of Electric Power Industry. Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

<sup>\*1(</sup>財)電力中央研究所

<sup>\*2</sup> 京都大学防災研究所

表1 経験的手法と震源モデルを用いる手法の特徴分類

<b>尾葉色の BENA</b>	(PARTHA)	まの分類 ローロー			
	経験式に基づく	震源モデルに基づく			
簡便性		11111111111111111111111			
事象の説明能力	The state of the s				

発生と伝播を物理的に記述できるという長所がある. 既存の距離減衰式が、地震規模や震源距離をパラメータとしつつも、予測量である地震動の各種指標(最大振幅や周期特性など)との物理的な関係が明確化されていないのに対して、震源モデルによる方法は、震源の破壊過程を模擬したものであるため、実現象における特徴的な事象(例えば指向性パルス<sup>5)</sup>の発生など)を、適切なモデル化によって容易に説明することができる.

次に, 震源モデルを用いた方法は, 震源断層の空 間的な広がりと時系列的な破壊の伝播を考慮するこ とができる。これらの効果は、特に震源のサイズに 比べて十分に距離が遠くない震源近傍の強震動評価 では、いわゆる点震源の近似が破綻するため、無視 できないファクターとなる. わが国では, 1995年兵 庫県南部地震での「震災の帯6」の出現や、やや短周 期の指向性パルスの観測を経て、 震源モデルによる 地震動評価の重要性が改めて注目されるようになっ たといえる. その後のK-NET, KiK-netに代表される 全国的な強震観測網の整備7)により,兵庫県南部地震 以降に発生した内陸地震(1997年鹿児島県北西部地 震(M6.7), 2000 年鳥取県西部地震(M7.3), 2004 年新 潟県中越地震(M6.8)など) や海溝型地震(2003年十 勝沖地震(M8.0), 2004 年宮城県沖地震(M7.4)など) では各地震の詳細な震源モデルが提示され、震源過 程の不均質性に対する知見が深められた.

さらに、耐震設計、あるいは耐震性能照査において対象構造物の動的解析をおこなう場合には、入力として時系列波形が必要となる。時系列波形の位相特性は断層の破壊伝播の様式に大きく影響されるが、震源モデルによる地震動評価手法では、対象地震の選択したシナリオに対応した適切な位相特性を得ることができる。先述の指向性パルスの出現や、構造起因の現象であるが盆地端部で観測されるエッジ効果<sup>8)</sup>、あるいはやや長周期表面波の発達などは、震源モデルと信頼できる地下構造モデルを用いた波形評価法によって表現される。

一方で、震源モデルによる地震動評価法の問題点 としては、多数の震源パラメータの値を設定する必 要があり、簡便性が失われること、個々のパラメー

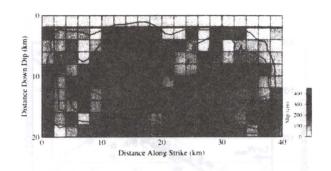
タの設定精度によっては最終的に得られる合成波形 の信頼性が低下すること、などが挙げられる.表 1 に距離減衰式を用いた経験的な手法と、震源モデル を用いた理論的な手法(経験的・統計的グリーン関 数法<sup>9) 10)</sup>に代表される半経験的手法を含む)の, 利 用者の観点から見た比較を示す. 近年の経験的手法 によるアプローチでは、断層の深さや発生様式をパ ラメータに追加したり<sup>11)12)</sup>, 等価震源距離<sup>13)</sup>のように 断層の空間的な広がりを考慮に入れた定式化が提案 されるなど、震源モデルを用いた手法の長所を取り 入れた距離減衰式が提案されている. 一方, 震源モ デルを用いた方法でも, 現状では物理モデルから演 繹的に導出されるのではなく、観測記録から「経験 的に」数値が推定されている震源パラメータが存在 する. いずれにしても、利用者としては震源モデル を用いた手法と経験式による手法の基本的な考え方 の違い、および両者の長所と短所を把握しておくこ とは重要である.

## 3. 震源モデル作成のレシピ

## 3.1. 基本的な考え方

個々の既往大地震の観測データを解析することに よって推定された震源モデル(断層面上のすべり分 布モデル)は、同一の断層で繰り返し発生すると考 えられる固有地震の予測などの特殊なケースを除い て, そのままでは将来発生が予想されるシナリオ地 震の強震動予測や,シナリオ地震を対象とした入力 地震動評価に用いることはできない. 予測という作 業に用いるためには、複数の地震イベントにおいて 推定された震源モデルのデータセットから, 統計的 に有意な共通の不均質性因子を抽出することが必要 である. またモデル化の過程で抽出される因子(震 源パラメータ) は、工学的に重要な強震動の諸特性 (振幅特性, 周期特性, 位相特性など) に強く影響 を与えるものである必要があり、これらの特徴を損 なわない簡略化されたモデルが必要とされる. すな わち、実務に用いることを念頭に置いた震源モデル の雛形をどのように形成するかが、まず重要となる. さらに当然のことながら, 震源モデルの作成作業は 波形計算手法の選択と不可分である. 震源モデルを 用いた強震動予測において, 周期1秒程度以下の短 周期地震動に用いられる波形合成としては、現状で は経験的・統計的グリーン関数法910が有効であり、 同手法の適用を念頭に置いた震源モデル作成法を構 築・提案すべきである.

強震動評価を目的とした震源モデルの作成においては、震源の位置や規模(1章で述べたように、これらはむしろ「シナリオ地震の設定」の範疇に属す



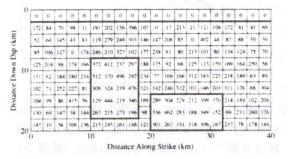


図 1 震源のすべり分布に関する特性化手順の 模式図3)

る)、断層の長さと幅、平均すべり量のような巨視的 パラメータに加えて、すべり量の不均質性を表す微 視的パラメータの指標が重要な要素となる. すべり 量が平均よりも相対的に大きい領域はアスペリティ と呼ばれるが、文献3)ではアスペリティ領域の形状を 長方形と規定し、震源断層の不均質性を、有限個の アスペリティとそれ以外の背景領域に単純化した. また彼らは波形インバージョン結果に基づくアスペ リティの判定基準を決めて、異なる地域で発生した 多数の地殼内地震の震源モデルを統計的に整理した. 図1に震源のすべり分布の特性化手順に関する模式 図を示す. 彼らのすべり特性化ルールによって抽出 された内陸地殻内地震のアスペリティサイズは、発 生地域に拠らず地震規模依存性を示す. 一方, 10Hz 程度までの高周波数領域を含む広帯域強震動の震源 における主要な励起領域が、このアスペリティ領域 にほぼ一致することが複数の地震で確認され14)15), 断層面上のすべり分布に基づいて特性化された震源 モデルが工学的に重要な帯域を含む広帯域強震動の 予測に有効であることが示された.

今日,「特性化震源モデル(Characterized source model)」と呼ばれているモデルは、以上のような経 緯を経て提案されたものである<sup>16)</sup>. 特性化震源モデ ルでは, 震源モデルの不均質性を記述するために必 要なパラメータ(微視的震源パラメータ)はアスペ リティ領域の個数(1個~数個程度)と各アスペリ ティのサイズおよび位置、さらにアスペリティと背 景領域の強度(すべり量または実効応力)のみであ

り、モデル化の手続きが著しく簡略化され、実務に 適用するためのハードルを下げることに貢献してい る、さらにアスペリティを矩形と定義したことは、 既存の震源インバージョン、および波形合成法の多 くが、震源断層を等面積の矩形サブ断層に分割する 定式化をおこなっていることとも整合しており、震 源モデルを用いた既往の強震動予測のスキームにも 取り入れやすい形式となっている. また震源モデル の過度の単純化は、地震被害や対象構造物の損傷に 直結する強震動特性を看過する恐れがあるが, 特性 化震源モデルはアスペリティをモデル化することで, 震源域に特徴的な指向性パルスの周期と振幅を特定 することができる17)など、地震防災を考える上で重 要な強震動特性を表すための震源の「不均質性」を 失っていない.

特性化震源モデルの微視的パラメータは、文献3)に よって地震規模依存性を示していることが指摘され ている. すなわち、アスペリティの全体面積が地震 モーメントでスケーリングされ,アスペリティの個 数も地震規模が大きくなるにしたがって増える特徴 が見出されている. 詳細は後述するが, これにより, 震源モデル作成における微視的震源パラメータ設定 を統一的かつ客観的におこなうことができる.

以上のような、モデルの単純化(特性化)と、パ ラメータ設定におけるスケーリング則の利用という 考え方を取りまとめて提案されたのが「強震動予測 レシピ<sup>16) 18)</sup>」である. 強震動予測レシピは、震源の モデル化のみならず、シナリオ地震の設定や地震波 伝播経路のモデル化, 計算手法の提案まで, 強震動 予測に関連する総合的な知見を網羅したものである が、特性化震源モデルの採用が重要なブレークスル ーの一つであることは間違いない. 強震動予測レシ ピは、文部科学省地震調査研究推進本部(以下では 推本)の強震動予測地図作成プロジェクト等にも積 極的に採用され、多数のシナリオ地震に対して適用 が図られるとともに19)、最新の研究成果を取り入れ ながら継続的に更新作業がおこなわれてきた. 以下 では、レシピにおける震源モデル作成手法の具体的 な手順について、主に推本の資料に基づいて簡単に 紹介する.

## 3.2. 内陸地殼内地震の場合

紙数の都合から,作業手順の詳細については指針, あるいは既往の文献18)19)に譲り、ここでは推本で提 案されているレシピの基本的な考え方に焦点を当て て論じる.

震源モデルの作成に必要なパラメータは、特性化 の手続きを経たとはいえ、なお多岐にわたる. レシ

ピにおけるこれらのパラメータの設定根拠は、おおよそ以下の3種類に分類される.

- 1. 地震記録の解析結果から経験的に求める
- 2. 地質学的知見に基づき設定する
- 3. 1 や 2 の値を用いて、スケーリング則や理論モ デルから導出する

1 は震源の動的破壊過程にかかわる震源パラメータ (破壊伝播速度V,,高周波遮断周波数 $F_{max}$ ,加速度震源スペクトルの短周期レベルAなど),2 は活断層調査から求められる断層長L,走向,傾斜,すべり角などのパラメータが相当する.活断層調査結果は,この他にも後述するアスペリティの位置やすべり量,あるいは破壊開始点の設定 $^{20}$ などにおいて重要な情報を与える.3 のスケーリング則は,巨視的震源パラメータでは断層長L,断層幅W,平均すべり量Dの間で次式のように書ける $^{21}$ .

$$\frac{L}{l} = \frac{W}{w} = \frac{D}{d} \tag{1}$$

ただし大文字と小文字はそれぞれ異なるイベントのパラメータであることを示す.地震モーメント $M_0$ は,定義により $M_0$ = $\mu LWD$ であるから( $\mu$ は媒質の剛性率),(1)式の各項はモーメント比の 1/3 乗に比例する.したがって適切な比例係数が与えられれば,L, W, D,  $M_0$ 0 4 つのパラメータのうち 1 つが決定されることで、残りの3 つが自動的に決定される.

ただし内陸地震の場合には、微小地震の深さ分布などから推定される地震発生層の厚さ(最大で約20km)に応じて、断層幅に上限 $W_{max}$ が与えられる。このため内陸巨大地震ではスケーリング則が変化する $^{22)23)}$ ので注意が必要である。推本のレシピでは、 $L=W_{max}$ を境に断層面積S (=LW, 単位は $km^2$ )と $M_0$  (dyne-cm)の間に以下の式でスケーリング則を与えている。

$$S = 2.23 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{2/3}, \quad L < W_{\text{max}}$$
  

$$S = 4.24 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{1/2}, \quad L \ge W_{\text{max}}$$
(2)

すなわち中小地震では $M_0$ がL, WとDでスケーリング されるのに対して、大地震ではLとDのみでスケーリングされる。図 2 に(2)式で示される地震モーメントと断層面積の関係を図示する。

一方, 微視的震源パラメータのスケーリングでは, 加速度震源スペクトルの短周期領域における振幅レ

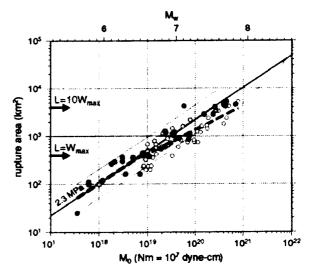


図 2 地震モーメント $M_o$ と断層面積(rupture area) の関係 $^{18)}$ . 図中の実線は文献 $^{3)}$ による。また点線は文献 $^{18)}$ により提案されている。断層長Lが断層幅の上限 $W_{max}$ を超えると分布の傾きが変化することが示されている。なお、 $L=10W_{max}$ で傾きが再び変化するが(図中の薄い点線)、これはすべり量Dが飽和し、地震モーメントと断層長が単純に比例し始めることに対応する $^{23)}$ .

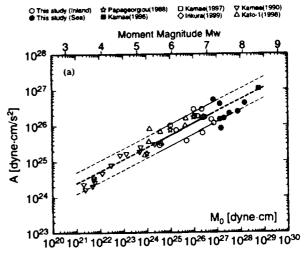


図 3 地震モーメント*M<sub>0</sub>*と短周期レベル*A*の経験 的関係<sup>24)</sup>

ベル(以下では単に短周期レベルとする)Aを新たに「基準パラメータ」に追加する。なおA自身はこれまでの地震の観測記録から求められ、地震モーメント $M_0$ の 1/3 乗に比例することが経験的に示されている $^{24}$ . 図 3 に地震モーメントと短周期レベルの経験的な関係を示す。アスペリティを円形と仮定したときの半径xとその応力降下量 $\Delta \sigma_a$ は、以下に示す円形シングルアスペリティモデルの理論式 $^{24}$ 125) より導

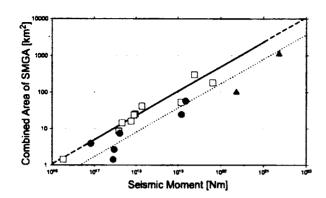


図4 スラブ内地震(図中の●と▲) および内陸地 殻内地震(図中の□)の地震モーメントと 強震動生成領域(SMGA)の経験的関係<sup>26)</sup>. 図 中の実線は文献3)によるアスペリティ面積 と地震モーメントの経験式、点線は実線に 対してアスペリティの応力降下量を 5 倍と したときの関係式を表す.

出される.

$$M_0 = (16/7) \cdot r^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a$$

$$A = 4\pi \cdot r \cdot \Delta \sigma_a \cdot \beta^2$$
(3)

ここで R は円形断層を仮定したときの断層全体の半 径、 $\beta$ は S 波速度である。(3)式は複数のアスペリテ ィがあるケースにも拡張可能であるが、円形断層の 近似が不適当な破壊領域のアスペクト比の大きい長 大断層系に適用する際には注意が必要である.

## 3.3. 海溝型 (プレート境界) 地震の場合

海溝型地震の場合も震源パラメータ設定の流れは 基本的に内陸地震と同様である。ただし、内陸地震 の場合に利用できた活断層調査結果などの地質学的 な情報は、海溝型地震の震源モデル設定では得られ ない. 一方で海溝型巨大地震の多くは発生間隔が比 較的短く、被害状況等の歴史資料から地震規模やお よその震源領域の位置を知ることができる. またプ レートの平均沈み込み速度がわかっているため、発 生間隔との積からアスペリティにおけるすべり量の 上限を拘束することも可能である. さらに、前回発 生したイベントの強震記録が残っている場合も多く, 伝播モデルも含めた強震動予測モデル全体の検証が 比較的容易であるなど、モデル構築の上での利点も 多い.

## 3.4. スラブ内地震の場合

スラブ内地震の震源モデルの作成手順は, 基本的

には海溝型地震に準じる、ただし、スラブ内地震は 発生頻度が非常に低く、これまでに強震記録に基づ く有用なすべり分布モデルが得られた国内のイベン トは, 1993 年釧路沖地震(M7.5)や 2003 年宮城県沖地 震(M7.1)程度であり、統計的なデータの蓄積は必ず しも十分とはいえないのが現状である.また一般に、 スラブ内地震はプレート境界地震や内陸地震と比較 して大加速度地震動が観測されていることから短周 期地震動を強く励起すると考えられ、適切な震源モ デルの提案は急務の課題である. 最近では、後述す る強震動生成域(SMGA)の地震規模依存性をスラブ 内地震について求める研究も進められており<sup>26)</sup>,特 性化震源モデルの震源パラメータを拘束するための 情報となることが期待される. 図4にスラブ内地震 の強震動生成域と地震モーメントの関係を、内陸地 殻内地震の事例と合わせて示す<sup>26)</sup>.

# 4. 残された課題と今後の展望

## 4.1. パラメータの設定

震源モデルを用いた入力地震動の設定手法を一般 の実務にも容易に利用できるようにするためには、 利用者が自らの判断で設定する必要のあるパラメー タが極力少ないことが望ましい。このことは、作業 の簡便性という点もさることながら、設定パラメー タのばらつきによる予測地震動のばらつきの低減を 図るためにも重要である.

現行のレシピで独立に設定する必要のある震源パ ラメータは、3.2節の分類で1や2に該当する量であ る. このうち1に属するパラメータは、すでに既往 の研究により平均的な数値または関係式が与えられ ているので、基本的にはこれらを参照して設定すれ ばよい. なお今後の課題として、より精度の高い強 震動予測結果を得るために地域性の抽出に関する研 究を進めていく必要がある. 一方で, 2 のカテゴリ ーのパラメータのうち、微視的震源特性に属するア スペリティの位置や個数の情報については、内陸地 震ではトレンチ調査等に基づく地表活断層の変位分 布が重要な情報を与える. しかしながら、これは地 表近くのすべり履歴と対応するから、浅いアスペリ ティについての情報にはなるかもしれない. 一方, 固有地震が繰り返し発生していると考えられる海溝 型地震では、過去のイベントの解析結果を準用する ことが現在のところもっとも確からしい方法である と考えられるが、すべてのシナリオ地震でこのよう なモデルパラメータが与えられるわけではない、破 壊開始点の位置については、内陸地殻内地震では活 断層の分岐形態から破壊開始点を推定する方法<sup>20)</sup>が 提唱されている. 図 5 に文献20)で示された, 断層分

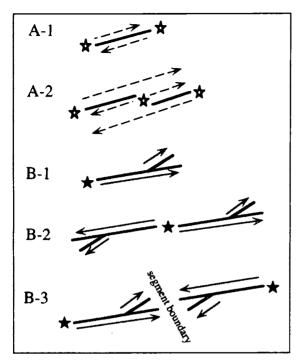


図 5 断層分岐の違いによる破壊開始点(図中の ☆) および破壊伝播方向との関係<sup>20)</sup>

岐の違いによる(模式的な平面図上での)破壊開始 点および破壊伝播方向との関係を示す.しかしこの 方法は、破壊開始点深さの推定には有用な情報を提 供できない.また海溝型地震では、地震計記録によ る震源決定がおこなわれる以前の歴史地震について は、破壊開始点に関する情報は事実上得られない. 以上の点より、設定に任意性のあるパラメータにつ いては、異なるケースを想定して作成された複数の 震源モデルから波形合成をおこない、得られた結果 に基づき工学的な判断も加えた上で、最適な入力地 震動を決定することが重要である.

#### 4.2. 短周期地震動の評価

3.1 節で述べたように、周期 1 秒前後より長周期の地震記録から推定された震源すべり分布の特性化手順³りは、10Hz程度までの広帯域における強震動生成領域(Strong Motion Generation Area: SMGA)と整合性を持つことが確認されたことで、特性化震源モデルとして強震動予測や入力地震動評価に用いられるようになった。しかしながら現状では、短周期地震動に大きく影響するアスペリティの特性化手順について、文献¹®)と推本の方法¹9)には若干の違いがある。すなわち文献¹®)では断層すべりの特性化結果³)からアスペリティモデルの定式化²プにしたがい、アスペリティと背景領域の応力降下量を求める。これに対し推本の方法¹9)では、短周期レベルAから円形の破壊領域及びアスペリティ領域を仮定してアスペリティ

面積と応力降下量を算出している.

つまり文献<sup>18)</sup>の方法はアスペリティ面積 $S_a$ の地震モーメント $M_o$ に対する自己相似性に基づいているのに対し、推本<sup>19)</sup>は短周期レベルAの $M_o$ に対する自己相似性に依拠していることになる.以上の関係は、次式によって一意的に表される<sup>18)</sup>.

$$A_a = \frac{7\pi^2}{4} \beta v_R \frac{M_0}{\sqrt{S \cdot S_a}} \tag{4}$$

ここでA<sub>a</sub>はアスペリティの短周期レベル、βはS波速 度、v<sub>v</sub>は破壊伝播速度である、またS、S<sub>c</sub>はそれぞれ 断層全体とアスペリティの面積を表す. S, Saが共に M<sub>0</sub>の 2/3 乗に比例すれば、(4)式よりA<sub>0</sub>はM<sub>0</sub>の 1/3 乗 に比例する. さらに $A \sim A_a$ を仮定すると, 文献  $^{(8)}$ と推 本の方法<sup>19)</sup>は整合性を持つ、ただし、図 2 に示され るように、巨大地震で断層幅Wが飽和するような場 合を考えると、断層面積SのMuに対する傾きが変化 し、短周期レベルAの自己相似性を維持するとアス ペリティ面積S。が系統的に大きくなる. 逆にSとS。の 傾きが共に変化すると、Aの自己相似則が破綻する ことになる、なお地震規模とアスペリティ面積S<sub>a</sub>の 関係は図2のような形で明らかになっているわけで はなく、アスペリティ面積と破壊面積の比が地震規 模によらないという観測事実がある<sup>28)</sup>. 2つのモデ ル化のもととなる観測量は、図2と図3にあるよう に、ばらつきを持っているので、アスペリティ面積、 応力降下量、短周期レベルについての巨大地震に対 する事例を蓄積していく必要性と、実観測の評価に 適用することによるモデル構築方法の検証が課題と してあることを述べておく.

一方,長周期地震動と短周期地震動の生成領域の 関係についても、これまでいくつかの報告がなされ ている.特性化すべり分布におけるアスペリティ領 域とSMGAの一致は、インバージョン手法によって 確認されている14)15). これに対し、加速度波形エン ベロープ(の残差)を目的関数としたインバージョ ンでは、イベントによって高周波生成領域がアスペ リティと一致するケースと、相補的になるケースが 見られる29). さらに、短周期地震動の生成に関係し ていると考えられる震度情報からのインバージョン では、海溝型地震においてアスペリティの後端に短 周期生成強度の重心が求められた報告がある30). ま た巨大海溝型地震では、1994 年三陸はるか沖地震 (M7.6)で見られるように、長周期アスペリティと短 周期発生領域が明確に異なる事例も明らかにされて いる31)。このような事例を整理し、取り込んでいく

こともレシピの拡張の方向性としては重要である. もう一つのアプローチとして,筆者らの一人は震源の実効応力を独立したパラメータとして,その空間分布を波形インバージョンから直接推定する試みを進めている<sup>32)</sup>.この場合,蓄積された既往地震の実効応力分布からどのような統計的特徴を抽出し,「特性化」をおこなうかという点が今後の課題となる.

## 4.3. 震源の物理に基づく動力学モデルとの融合

特性化震源モデルの構築プロセスには、多数の「経験式」が介在している.これらの経験式に対して、震源の物理モデルに基づく解析解や数値シミュレーション結果による論拠付けをおこなうことは、震源モデルの予測信頼性を高めるためにも重要である.例えば、短周期レベル4が地震モーメントMoの 1/3 乗でスケールされる経験的関係は、シングルアスペリティの理論的関係式から説明できる<sup>18)</sup>.また上震アントの関係式に基づき、運動学的震源では、動力学シミュレーションから得られた各震アルを構築する「擬似動力学モデル」も提唱されて規則の地震動生を構築する「擬似動力学モデル」も提明を表別であると考えられる.

## 5. おわりに

本稿では、当委員会が作成予定の指針において震源モデル作成のベースとなる「レシピ」について、その基礎となる考え方に重点を置いて概説するとともに、震源モデルを用いた設計用地震動作成の利点と重要性、および今後の発展の方向性について記述した。レシピに基づく震源モデルの作成手順は、実務において極力少ない設定パラメータで客観的、統一的にモデル作成が実行できるよう設計されているが、例えば地震動策定結果の検証の段階においては、背景としての地震学、地質学的な知見がある程度必要となってくる。本稿がそのような理解の参考となれば幸いである。

## 謝辞

東京大学地震研究所三宅弘恵博士には本稿に関して有益なコメントをいただいた.記して感謝します.

#### 参考文献

- Maruyama, T.: On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 41, pp. 467-486, 1963.
- 2) Hartzell, S. H. and T. H. Heaton: Inversion of strong

- ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 73, pp. 1553-1583, 1983.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, pp. 59-80, 1999.
- 4) Mai, P. M. and G. C. Beroza: Source scaling properties from finite-fault rupture models, Bull. Seism. Soc. Am., 90, pp. 604-615, 2000.
- 5) 纐纈一起:カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部 地震, 科学, 66, 岩波書店, pp. 93-97, 1996.
- 6) 嶋本利彦: "震災の帯"の不思議, 科学, 65, 岩波 書店、1995.
- 7) Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto: Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, Earth Planets Space, 56, pp. xv-xxviii, 2004.
- 8) 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, Seism. Res. Lett., 67, pp. 25-34, 1996.
- 9) Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Conf. Earthquake Engineering, pp. 151-156, 1986.
- 10) 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長:地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集,430,pp. 1-9, 1991.
- 11) 安中正・山崎文雄・片平冬樹: 気象庁 87 型強震 計記録を用いた最大地動および応答スペクトル 推定式の提案,第 24 回地震工学研究発表会講演 概要,pp. 161-164, 1997.
- 12) 司宏俊・翠川三郎: 断層タイプおよび地盤条件 を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, pp. 63-70, 1999.
- 13) Ohno, S., T. Ohta, T. Ikeura, and M. Takemura: Revision of attenuation formula considering the effect of fault size to evaluate strong motion spectra in near field, Tectonophysics, 218, pp. 69-81, 1993.
- 14) 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎:経験的グリーン関数法を用いた 1997 年 3 月 26 日(M<sub>JMA</sub> 6.5) 及び5月13日(M<sub>JMA</sub> 6.3)鹿児島県北西部地震の強

- 震動シミュレーションと震源モデル, 地震 2, 51, pp. 431-442, 1999.
- 15) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, Bull. Seism. Soc. Am., 93, pp. 2531-2545, 2003.
- 16) 入倉孝次郎・三宅弘恵:シナリオ地震の強震動 予測, 地学雑誌, 110, pp. 849-875, 2001.
- 17) 宮武隆:震源近傍の強震動パルスの成因, 地震 2, 51, pp. 161-170, 1998.
- 18) 入倉孝次郎:強震動予測レシピ―大地震による強 震動の予測手法一, 京都大学防災研究所年報, 47A, 2004.
- 19) 地震調査委員会: 「全国を概観した地震動予測地 図」報告書(分冊 2)-震源断層を特定した地震動 予測地図の説明-, 2005.
- 20) 中田高・島崎邦彦・鈴木康弘・佃栄吉:活断層はど こから割れ始めるのか?一活断層の分岐形態と破 壊伝播方向─, 地学雑誌, 107, pp. 512-528, 1998.
- 21) Kanamori, H. and D. L. Anderson: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bull. Seism. Soc. Am., 65, pp. 1073-1095, 1975.
- 22) Wells, D. L. and K. J. Coppersmith: New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., 84, pp. 974-1002, 1994.
- 23) Scholz, C. H.: Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, Bull. Seism. Soc. Am., 72, pp. 1-14, 1982.
- 24) 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, 545, pp. 51-62, 2001.

- 25) Boatwright, J.: The Seismic Radiation from Composite Models of Faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 78, pp. 489-508, 1988.
- 26) Asano, K., T. Iwata, and K.Irikura: Source characteristics of shallow intra-slab earthquakes derived from strong motion simulations, Earth Planets Space, 55, pp. e5-e8, 2003.
- 27) Das, S. and B. V. Kostrov: Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes ?, In Das, S., J. Boatwright, and C.H. Scholz, eds.: Earthquake Source Mechanics, AGU., Washington D.C., pp. 91-96, 1986.
- 28) 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・ 川辺秀憲:強震動予測のための修正レシピとそ の検証, 第 11 回日本地震工学シンポジウム, pp. 567-571, 2002.
- 29) 中原恒:エンベロープ・インバージョン解析に より明らかになった高周波地震波エネルギー輻 射の統計的特徵,日本地震学会講演予稿集,B101, 2005.
- 30) 武村雅之・神田克久: 東海・南海地震の短周期地 震波発生中心とアスペリティ,第12回日本地震 工学シンポジウム, pp. 218-221, 2006.
- 31) Sato T., K. Imanishi, and M. Kosuga: Three-stage rupture process of the 28 December 1994 Sanriku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett., 23, pp.33-36, 1996.
- 32) Shiba, Y. and K. Irikura: Rupture process by waveform inversion using simulated annealing and simulation of broadband ground motions, Earth Planets Space, 57, pp. 571-590, 2005.
- 33) Guatteri, M., P. M. Mai, and G. C. Beroza: A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, Bull. Seism. Soc. Am., 94, pp. 2051-2063, 2004.

# 伝播経路モデルの与え方

#### PATH MODEL FOR STRONG MOTION PREDICTION

佐藤智美\*

Toshimi SATOH

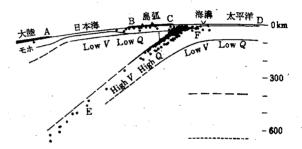
The path model for strong motion prediction is summarized in this report. Especially I focus on Q and envelope models, which are required for statistical Green's function method. If strong motion records are observed at sites in interest, it is the best way to make the path specific Q and envelope models using the data. In the case of no records, Q and envelope models proposed in previous studies should be selected considering the applicability. Roughly to say, Q for subduction zone earthquakes with depths less than 60 km is represented as  $O=(100\sim150)$   $f^{0.7\sim1.0}$  using frequency f except for Tokai-Tonankai region. This relation is applicable to deeper subduction zone earthquakes with depths from 60 to 100 km. Q for crustal earthquakes is represented as Q=50f in a general way within the hypocentral distances less than 100 km. Envelope models based on scattering theory are the best models for subduction zone earthquakes. Since Boore's original model dose not consider path effects, his model may be available only for near-fault strong motions for crustal earthquakes.

#### 1. はじめに

精度よい強震動予測や入力地震動策定の際には、 震源、伝播経路、サイト特性を適切にモデル化する ことが必要となる。本稿では、そのうち伝播経路モ デルに着目した既往の研究成果を整理するとともに、 新たな検討も実施し、強震動予測に用いる伝播経路 モデルについてまとめる。

これまで、伝播経路の減衰特性に関しては、地盤 震動シンポジウムにおいて、第15回に武村(1987)、 第 27 回に加藤(1999)によりまとめられている。ま た、地盤震動小委員会により出版された「地盤震動 -現象と理論-」の中でも、加藤(2005)、高井(2005) により、伝播経路の減衰特性に関してまとめられて いる。したがって、本稿では、伝播経路の減衰特性 については、最新の研究に重点をおいてまとめる。 さらに、本稿では、短周期を含む強震動を時刻歴波 形として予測する手法として実績のある統計的グリ ーン関数法の適用の際に必要となる経時特性モデル について整理する。統計的グリーン関数法では、一 般に、スペクトルは応答スペクトルではなくフーリ 工振幅スペクトルでモデル化されるため、経時特性 モデルは時刻歴最大値の大きさに大きく寄与する。 そこで、伝播経路の減衰特性を特徴づける Q 値モ デルと経時特性モデルの違いが、予測波の最大値に 与える影響を示し、強震動を時刻歴波形として予測 するための伝播経路モデルの感度についても言及す る。

## 2. Q値構造と伝播経路特性の概要



島弧の大局的な深部構造モデル(宇津、1977)

伝播経路の Q 値構造としては、古くから、図 1 に示すように、海洋プレート(スラブ)が High-Q(低 減衰)、上部マントルが Low-Q(高減衰)であること が指摘されている(宇津, 1977)。高密度な強震記録 を用いた 三次元 〇 値構造のトモグラフィーでも、 この特徴が明らかになっている(中村・植竹, 2002)。 また、このような Q 値構造を反映して、深い地震 の際に異常震域が観測されることも指摘されている (例えば、武村, 1987; 加藤, 1999; 高井, 2005)。

さらに、最新の 3 次元 0 値構造のインバージョ ン結果(中村・植竹, 2004)では、図 2 に示すように 火山分布に対応する部分での Low-Q 構造が明らか にされている。ただし、1Hz 程度の低周波数領域で は明瞭ではなく、5Hzや 10Hz 程度の高周波数領域 で明瞭であり、周波数依存性がある。図3には、地 殻内地震である宮城県北部の地震(M,6.4)の K-NET、 KiK-net 観測点の観測最大加速度と司・翠川(1999) の内陸地震に対する距離減衰式との比較を示す(佐 藤, 2003)。観測最大加速度は、司・翠川(1999)と同

じバンドパスフィルターをかけており、岩盤地点は 1.4 倍している。断層最短距離 80~100km 以遠にお いて、火山フロントの背弧側では、前弧側(太平洋 側)に比べ距離減衰が大きくなっており、この Low-Q 構造を反映したものと考えられる。一方、火山フ ロントの前弧側では断層最短距離 80~100km 以遠 で距離減衰が小さくなるという特徴もみられる。こ の原因として、図 4(Somerville and Helmberger, 1990) に示したようなモホ反射波 SmS 波や地殻内でトラ ップされる波の影響が考えられる。実際に、小田原 で発生した地震の愛知県犬山における記録などで SmS 波の卓越が指摘されている(Sato et al., 1999)。 Lg 波については、日本では、地殻内地震の波形の 震央距離150km程度以上においてみられることが、 観測及びシミュレーションにより確認されており、 東日本に比べ西日本の方が明瞭であることも示され ている(古村, 1999: Furumura and Kennet, 2001)。

#### 3. 減衰特性のモデル化

#### 3.1 モデル化の方針

理想的には、伝播経路の速度構造、Q 値構造を 3 次元的にモデル化して、波動伝播を計算することに より、強震動予測を行なうことが望ましい。しかし、 10Hz 程度までの短周期領域を含むの広帯域の強震 動予測をこのような手法で計算するのは困難である。 そこで、ここでは、国(内閣府 http://www.bousai. go.jp/jishin/h13 index.html; 文部科学省地震調查研究 本部, http://www.jishin.go.jp/main/p\_hyoka03.htm)や 地方自治体(例えば、藤川・他, 2003; 宮腰・他, 2004) の強震動予測に実績のある経験的グリーン関数法 (入倉・他, 1997; 壇・佐藤, 1999)や、統計的グリー ン関数法(釜江・入倉, 1991; 佐藤・他,1994)で強震 動予測を行なうことを念頭において、伝播経路モデ ルについてまとめる。統計的グリーン関数法では、 一般に幾何減衰と Q 値による内部減衰をパラメー タとしたフーリエ振幅スペクトルモデルと経時特性 モデル(あるいは位相スペクトルモデル)で伝播経路 がモデル化される。そこで、フーリエ振幅スペクト ルモデルと経時特性モデルに大別して、伝播経路モ

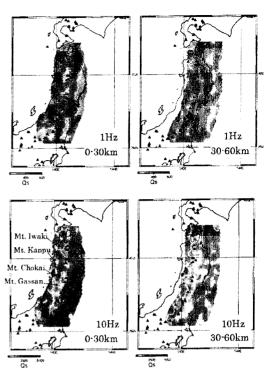


図 2 三次元トモグラフィーによる周波数、深さ 別の Qs 値分布(中村・植竹, 2004)。 ▲は火山。

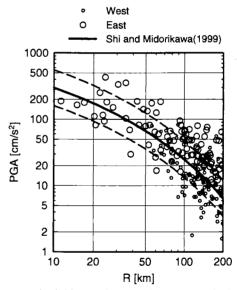


図3 2003 年宮城県北部の地震(M,6.4)の強震記録の最大加速度と司・翠川(1999)の距離減衰式との比較。大きい丸は火山フロントの前弧(東)側、小さい丸は背弧(西)側の観測点(佐藤,2003)。

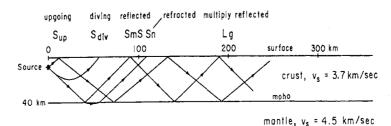


図 4 地殻内地震の波動伝播の概念図 (Somerville and Helmberger, 1990)。

強震動予測地点において適切な中小地震の観測記録がある場合は、経験的グリーン関数法を用いることができる。その際にも、ここでまとめる Q 値と幾何減衰を、伝播経路の補正に利用することができる。

### 3.2 フーリエ振幅スペクトルモデル

文部科学省地震調査研究推進本部で用いられている統計的グリーン関数法における、地震基盤におけるグリーン関数のフーリエ振幅は、震源スペクトル S(f)に、伝播経路スペクトル(2)式をコンボリューションしてモデル化されている。

$$S(f) = \frac{R_{\theta\phi}F_{S}P_{RTITN}}{4\pi\rho\beta^{3}} \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_{z}\beta_{z}}} \frac{(2\pi f)^{2}M_{0}}{1 + \left(\frac{f}{f_{0}}\right)^{2}} \left[1 + \left(\frac{f}{f_{\text{max}}}\right)^{m}\right]^{-1/2}$$

$$P(f) = \frac{1}{X} \exp\left(\frac{-\pi fX}{QVs}\right)$$
(2)

ここで、f は周波数、 $M_0$  は地震モーメント、 $f_0$  はコーナー周波数である。Fs は自由地表面の効果を表す定数、 $P_{RTITN}$  は水平 2 成分へのエネルギー分配を表す係数、 $R_{\theta\phi}$  はラディエーションパターン係数である。 $\beta$ 、 $\rho$  は、震源での S 波速度、密度であり、 $\beta_z$ 、 $\rho_z$  は、地震基盤での S 波速度、密度である。Vs は伝播経路の平均 S 波速度、X は震源距離である。M は、fmax より高周波数領域でのスペクトルの傾きに関するパラメータである。なお、震源スペクトルとして(1)式とは若干異なる式が用いられる場合もあるが、本稿の目的は伝播経路モデルであるためこれについは割愛する。

# 3.3 幾何減衰

(2)式における 1/X は、実体波の幾何減衰を表している。(1)式は、S 波の遠方近似解を基本としたモデルであり、統計的グリーン関数法は、実体波の強震動予測に有効な手法であることから、実体波の幾何減衰が仮定される場合が一般的である。しかいし、現実の地下構造は3次元的に不均質であり、波の伝播距離も震源距離とは異なる。したつがって、観測波形の距離減衰特性を経験的によりよく説明するため、幾何減衰を1/X8として、g もパラメータとして

モデル化する場合もある。さらに、g に距離依存性をもたせる場合もある。

幾何減衰を 1/X<sup>g</sup>として、g もパラメータとした場 合の O値に関しては、加藤(1999, 2005)により国外 の例も含めた 2001 年頃までの研究のレビューが行 なわれている。そこで、本稿では、日本のデータを 用いた最近の研究事例についてのみ記述する。佐 藤・巽(2001)、Satoh(2006)、片岡・他(2006)は、地 殻内地震では図4に示すような伝播経路となり、遠 方では図3に示すように減衰特性が小さくなる影響 を経験的に考慮するため、震源距離 Xr 以内で 1/X、 Xr 以上で 1/(XrX)<sup>0.5</sup> と仮定して、スペクトルインバ ージョン手法により、震源距離 200km までの平均 的な O 値を推定している。 Xr を 20km 刻みで計算 した結果、いずれの研究でも Xr=80km が最適値と 推定されており、モホ反射波の出現する距離とほぼ 対応している。川瀬・松尾(2004)は、プレート境界 地震、プレート内地震(スラブ内地震)、地殻内地震 それぞれについて、Xr≦100km では 1/X、Xr>100km では距離依存のgを推定している。その結果、プレ ート境界地震とプレート内地震では g が 1 に近いの に対して、地殻内地震ではgは遠方ほど小さくなり、 特に低周波数領域でこの傾向が強いことを指摘して いる。

以上の研究成果は、海溝型地震では幾何減衰 1/X を仮定した距離減衰特性が 200km 程度の遠方まで比較的よい近似となっているのに対して、地殻内地震では 80~100km 程度以遠では 1/X の仮定は困難であることを示唆している。そこで、次節でまとめる幾何減衰を 1/X とした場合の Q 値は、地殻内地震に対しては震源距離 100km 以下の記録から推定されている結果のみを対象とした。

### 3.4 幾何減衰を 1/X とした場合の Q値

幾何減衰を 1/X として Q 値を推定した研究成果のうち 2001 年頃までの研究については加藤(2005) によりまとめられている。また、地殻内地震については、天池・他(2003, 2004, 2006) でまとめられている。これらの結果に最近の研究を加えても、日本海沿岸の地震を用いて火山フロント背弧側の Q 値が求められている例は非常に限られている。そこで、本稿では、スペクトルインバージョン(岩田・入倉, 1986)により図 5 に示す 5 つの地域における Q 値の推定を実施した。

用いた地震は、1996 年 $\sim$ 2005 年 12 月までに日本海沿岸で発生した  $M_j$ 3.8 $\sim$ 6.1、震源深さ 30km 以下の地震である。region-2,3,4 の地震を日本海東縁の地震、region-1,5 の地震を地殻内地震と分類した。

解析には、火山フロント背弧側の K-NET と KiK-net 観測点の地表で観測された震源距離100km以下で、 かつ、福島・田中(1992)の最大加速度の距離減衰式 で 5cm/s²以上となる距離の地点の記録を用いた。 なお、2004年12月14日の留萌の地震(M,6.1)の直 近の K-NET 観測点(HKD020)の記録は、最大加速度 が、536cm/s²(NS)、1127cm/s²(EW)と大きく、地盤 の非線形性の影響があると考えられるため解析から 除いた。地震数は、region-1、2、3、4、5 でそれぞ れ、6、6、7、14、8 個である。データ数(地震-観測 点ペア数)は、region-1、2、3、4、5 でそれぞれ、310、 60、144、336、130 個である。水平成分の S 波部 15 秒間を用いて、Satoh(2006)と同様の手法で Q 値を 推定した。(2)式の S 波速度 Vs は、気象庁の発震時 を用いてペーストアップした観測波形の S 波初動 の走時に基づき、region-1 で 3.4km/s、その他の region で 3.6km/s とした。region-1 のみ Vs が小さいのは、 region-1 の地震の震源深さがいずれも 9km 以下と浅 いためと考えられる。図6に、インバージョンで求 められた O 値と、これを  $O=O_0 f$   $^{\alpha}$ でモデル化して 最小二乗法で  $Q_0$  と $\alpha$ を推定した結果を示す。region-2の Q値は、データ数(地震-観測点ペア数)が少ない ため、周波数に対する変動が大きいが、他の region では、 $Q=Q_0f^{\alpha}$ でほぼ説明できることがわかる。

今回推定した Q 値モデルを、加藤(2005)と天池 (2003, 2004, 2006)によりレビューされていない 2002 年以降に推定されている Q 値モデル(植竹・工藤, 2005; 畑山・他, 2005; 佐藤, 2006; Satoh, 2006; 佐 藤・川瀬, 2006; 金谷・他, 2006)とともに図 7 に示 す。region-8 には、region-9 と 10 が含まれているた め、region-8 の Q値は region-9 と 10 の中間的特性 をもっている。海溝型地震の Q 値は、東海・東南 海沖周辺の region-9 で最も大きい。平均的には、地 殻内地震の  $Q_0$  値は  $20\sim60$  で、海溝型地震の  $Q_0$  よ り小さい傾向がみられる。地殻内地震の震源距離80 ~100km 以下では、地殻内の浅い部分を伝播する波 動が主となるため、Q値が小さいものと推定される。 O値の周波数依存性は、地殻内地震では 0.8~1.5 程 度と、海溝型地震の 0.4~0.9 程度と比較してやや 大きい。本稿の図と加藤(2005)、天池・他(2003, 2004, 2006)のレビューを合わせて考えると、地域依存性 があるが、震源距離 100km 程度以下では平均的に は 50f 程度である。ただし、天池・他(2006)が指摘 しているように、地殻内地震では、震源距離の範囲 が大きくなるほど Q<sub>0</sub>が大きくなる傾向がある。日 本海東縁の地震の Q値は、地殻内地震の Q値と類 似の傾向がみられる。日本海東縁の地震も震源深さ が浅く、地殻の浅い部分の 0 値の寄与が大きいた

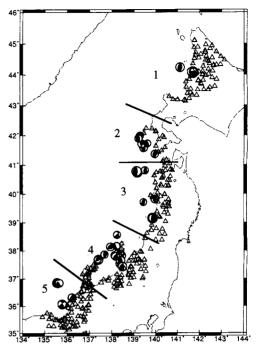


図 5 スペクトルインバージョンにより Q 値を推定した 5 つの地域の地震の震央位置(気象庁)とのメカニズム解(F-net)、及び強震観測点位置( $\triangle$ )。

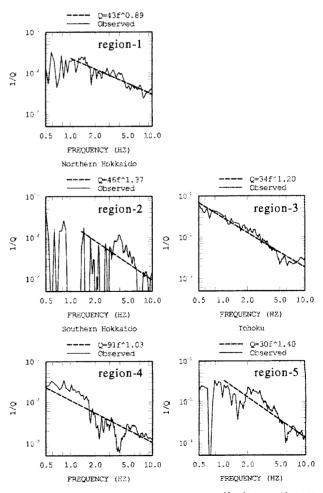


図 6 スペクトルインバージョンに基づく Q 値とその周波数依存モデル。

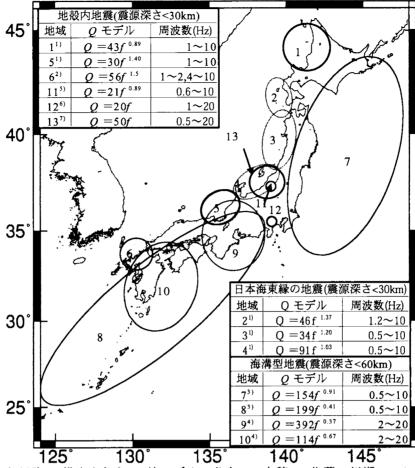


図 7 最近(2002 年以降)に推定された Q 値モデルの分布。1)本稿, 2)佐藤・川瀬(2006), 3)Satoh(2006), 4)佐藤(2006), 5)畑山・他(2005), 6)植竹・工藤(2005), 7)金谷・他(2006)

### めと考えられる。

regio-8,9,10 の海溝型地震は、震源深さ 60 km 以下のプレート境界地震とスラブ内地震を含んでいる。震源深さ 60 km 以上の深い地震の記録を用いて Q 値を推定した研究として、山本・他(1995)、佐藤(2004a) がある。山本・他(1995)は釧路沖地震の震源域付近の震源深さ  $45 \sim 110 \text{km}$  の地震の記録をもちいて、スペクトルバージョン手法により Q=83.3f を得ている。佐藤(2004a)は、宮城県沖の震源深さ  $65 \sim 100 \text{km}$  のスラブ内地震の記録を用いて Q 値を推定し、Q=114f 0.92 でほぼ説明できるとしている。これらの値は、ほぼ共通の地域の深さ 60 km 以下の地震から推定されている Q 値と大きな差がない。

# 4. 経時特性モデル

#### 4.1 経時特性モデルの提案式

強震動を時刻歴波形として計算するためには、経時特性(あるいは位相特性)モデルが必要である。本節では、Boore 型(Boore, 1983; 伊藤, 2001; 村上・他, 2002)、Jennings 型(Jennings et al., 1968; 佐藤・他, 1994; 奈良岡・他, 1999; 佐藤・他, 2001)、散乱

理論に基づくモデル(佐藤, 2004b, 2006)の 3 種類の加速度波形の経時特性モデルを紹介し、その違いを説明する。このうち、Boore(1983)の経時特性モデルはコーナー周期 Tc の関数であり、伝播経路の影響が含まれていないと解釈できる。Jennings 型モデルに基づく佐藤・他(1994)のモデルは、気象庁マグニチュード  $M_J$ と震源距離 X の関数となっており、伝播経路特性は震源距離の関数として考慮されている。散乱理論に基づく経時特性モデル(佐藤, 2004b, 2006)は、震源の経時特性が Tc の関数である Booreのモデル、伝播経路の経時特性が震源距離の関数である散乱理論に基づくモデルとなっている。以下では、3 種類の経時特性モデルについて詳述する。

Boore(1983)の加速度波形の経時特性モデル BENV(t)は次式で表される。

$$BENV(t) = Ct^b e^{-ct} H(t)$$
 (3)

ここで、

$$b = -p \ln q / [1 + p(\ln p - 1)]$$
(4)

$$c = b/(pT_w) \tag{5}$$

であり、C は最大値が 1 となるように定義すると  $C = \left[ e/(pT_w) \right]^b$  (6)

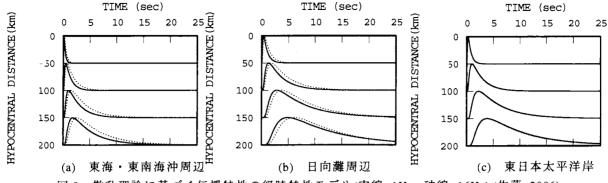


図8 散乱理論に基づく伝播特性の経時特性モデル(実線=1Hz, 破線=16Hz)(佐藤, 2006)。

となる。 $T_w$ は Tc の 2 倍であり、q は 0.05 である。 Boore(1983)では、カルフォルニアの地殻内地震の観測波形にフィッティングするように推定した係数が説明できるとして、p=0.2 としている。 Boore の経時特性モデルは、釜江・他(1991)の地殻内地震の強震動予測や内閣府による海溝型地震の強震動予測で用いられている。なお、オリジナルの Boore のモデルのパラメータを  $M_J$ と X の関数とした経時特性モデルも提案されている(伊藤・他、2001; 村上・他、2002)。伊藤・他(2001)は、九州の地震記録を用いた Vs=1 km/s の露頭岩盤上でのモデル、村上・他(2002)は、近畿地方における硬質地盤におけるモデルである。

Jennings 型の経時特性モデル ENV(t)は、 $(7)\sim(10)$ 式で表される。

$$ENV(t) = 0.0$$
  $(0.0 \le t \le t_a)$  (7)

$$ENV(t) = ((t - t_a)/(t_b - t_a))^2 (t_a \le t \le t_b) (8)$$

$$ENV(t)=1.0 (t_b \le t \le t_c) (9)$$

 $ENV(t) = \exp[-(\ln 10) (t - t_c)/(t_d - t_c)] \quad (t_c \le t \le t_d) \quad (10)$  佐藤・他(1994)は、立ち上がり部 $(t_b - t_a)$ と主要動部 $(t_c - t_b)$ が $M_J$ 依存、減衰部 $(t_d - t_c)$ が震源距離依存

$$\log(t_b - t_a) = 0.229 M_I - 1.112 \tag{11}$$

の以下の回帰モデルを作成した。

$$\log(t_c - t_b) = 0.433 M_I - 1.936 \tag{12}$$

$$\log(t_d - t_c) = 0.778\log(X) - 0.340 \tag{13}$$

この関係は、主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の仙台の工学的基盤(はぎとり波)での加速度波形記録から作成され、佐藤・他(1994)により、宮城県沖地震の強震動予測に適用された。その後、地震基盤での経時特性モデルとみなして、壇・他(2001)による関東地震、藤川・他(2003)による想定東海・東南海地震、地震調査研究本部による地殻内地震や海溝型地震などの強震動予測に適用されている。他にも、Jennings 型のモデルを用いた経時特性モデルとして、I 種地盤での東日本の海溝型地震、九州の海溝型地震、地殻内地震に対するモデル(佐藤・他,2001)や、

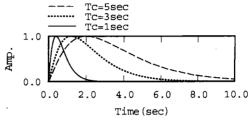


図 9 Boore(1983)の経時モデル(p=0.2)のコーナー周期 Tc による変化(佐藤, 2006)。

岩盤( $Vs=0.5\sim2.7$ km/s)での東北地方太平洋岸と関東地方の地震に対するモデル(奈良岡・他, 1999)などがある。

佐藤(2004b, 2006)の経時特性モデルは、震源特性を Boore(1983)の経時特性モデル、伝播経路特性を 散乱理論 (Saito et al., 2002)に基づいたモデルとなっている。つまり、フーリエスペクトルモデルの S(f)に対応する経時特性モデルと P(f)に対応する経時特性モデルと 散乱理論に基づく加速 度波形の経時特性モデル TENV(f)は次式で表される。

$$I(X,t) = \frac{1}{4\pi X^2} H(t - X/V_s) \frac{\pi^2}{2t_M}$$

$$\sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} n^2 \exp \left[ -\frac{n^2 \pi^2 (t - X/V_s)}{4t_M} \right]$$
 (15)

である。H はステップ関数である。また、t は発震時からの時間である。 $t_M$  は、エンベロープの幅を表す特徴的時間であり、von Karman 型で $\kappa = 1(\kappa$ は波数)の場合には X の二乗に比例し、

$$t_{M} = \frac{D(\kappa)\varepsilon^{2}a}{2V_{s}} \left(\frac{X}{a}\right)^{2} \tag{16}$$

で表される。ここで、 $\epsilon$ は伝播経路の媒質の弾性波速度(ここでは、S 波速度 Vs)の二乗平均値の平方根 (RMS)であり速度構造の不均質の大きさを意味する。 a は相関距離である。また、 $D(\kappa)$   $\stackrel{1}{=}$  1.5 である。なお、n は 1000 程度まで十分な精度で計算が可能である。佐藤(2004b, 2006)は、Vs を 4km/s と仮定し、

東日本太平洋岸の地震、東海・東南海沖周辺、日向 灘周辺の3つの震源域の強震記録から、tmのパラメ ータである $\varepsilon^2/a$  を推定している。図 8 には、周波数 1Hz と 16Hz の場合の伝播経路の経時特性モデルを 示す。モデルには周波数依存があり、周波数 1~16Hz における $\epsilon^2/a$  は以下のように推定されている。

$$\varepsilon^2/a=10^{-2.84}$$
 [km<sup>-1</sup>] (東日本太平洋岸) (17)

$$\varepsilon^2/a=10^{-2.76\sim-2.72}$$
 [km<sup>-1</sup>] (日向灘周辺) (19)

佐藤(2006)では、(18)式と(19)の10のべき乗の値は、 周波数依存性の回帰式として与えられている。しか し、周波数依存性は極めて小さいことから、平均的 な値を用いることにより簡便な計算に置き換えても 結果にはほとんど差は生じない。つまり、全周波数 において、(18)式、(19)式を $\varepsilon^2/a=10^{-3.09}$ 、 $\varepsilon^2/a=10^{-2.74}$ と置き換えることにより、簡単に計算が可能となる。

 $Q=114f^{0.67}$  ( $\ge 1$ Hz) (日向灘周辺) (22)(20)式の 0.5Hz 以下では 0.5Hz での Q値、(21)式、(22) 式の 1Hz 以下では 1Hz での Q値で一定と仮定する。

佐藤(2004b, 2006)の経時特性モデルでは、震源特 性の経時特性モデルはコーナー周期に依存した Boore のモデルである。ただし、p の値は、東海・ 東南海沖周辺と日向灘周辺では 0.2 と Boore のオリ ジナルの式と同じであるのに対して、東日本太平洋 岸では 0.34 である。コーナー周期 1、3、5 秒の場 合の Boore のモデル(p=0.2 の場合)を図 9 に示す。

### 4.2 経時特性モデルの違いによる計算波形の違い

2002 年 1 月 27 日の岩手県沖の地震の震源パラメ -9 (Tc=0.84 秒、 $M_0 = 8.7 \times 10^{23}$ dyne-cm、 $\Delta \sigma =$ 197bar)を用いて(1)式と(2)式から計算されるフーリ 工振幅スペクトルと、異なる経時特性モデルを用い て計算した加速度波形と KiK-net の地中観測点の観 測加速度波形の比較を図 10 に示す。S(f)のうち、 fmax=13.5Hz、m=4.2、 $\beta=4$ km/s、 $\rho=3.0$ g/cm<sup>3</sup> である。

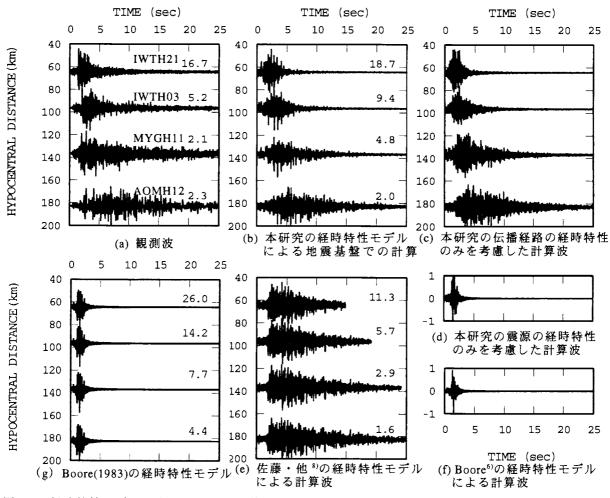


図 10 経時特性モデルの違いによる地震基盤での計算波の違いと観測加速度波形の比較。数字は最大加 速度(cm/s²)。散乱モデルに基づく伝播経路の経時特性モデルを提案した佐藤(2004b)に(g)の Boore(1983)の 経時特性モデルを用いた計算波を加筆。

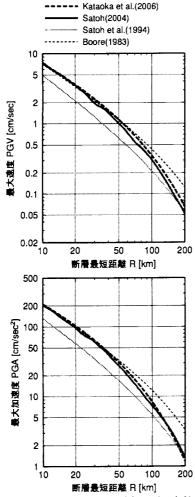


図 11 Q モデルを共通とし、3 種類の経時特性モデ ルを用いた場合の海溝型地震の地震基盤での計算 波の最大値と片岡・他(2006)の距離減衰式の比較。

Q は(20)式で与えられている。その他の条件は佐藤 (2004b)を参照されたい。

ここで、佐藤(2004b, 2006)の経時特性モデルを用 いて、時刻歴波形を計算する手順は以下の通りであ る。フーリエ振幅が一定値で位相ランダムの波形で ある位相波(Ohsaki, 1979)を作成し、位相波に震源 の経時特性モデル BENV(t)を掛けた波形のフーリエ 位相と(1)式のフーリエ振幅により、震源でのフー リエ複素スペクトル S(f)\* を作成する。同様にして、 位相波に伝播経路の経時特性モデル TENV(t)を掛け た波形のフーリエ位相と(2)式のフーリエ振幅によ り、伝播経路でのフーリエ複素スペクトル P(f)\*を 作成する。S(f)\*P(f)\*をフーリエ逆変換することで、 地震基盤での統計的グリーン関数が作成できる。

図 10 の(g)は、Boore(1983)の経時特性モデルを用 いた場合であり、計算波の継続時間が短く、最大加 速度は過大評価である。(e)の佐藤・他(1994)の経時 特性モデルは、距離が遠いほど継続時間が長くなる

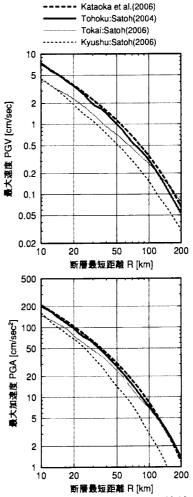


図 12 Q モデルを共通とし、3 つの地域の散乱 理論に基づく経時特性モデルを用いた場合の海 溝型地震の地震基盤での計算波の最大値と片 岡・他(2006)の距離減衰式の比較。

傾向は表現されているが、(b)の佐藤(2004b)の経時 特性モデルと比較すると観測波の再現性は悪い。以 上のように、3 つの経時特性モデルのうち、佐藤 (2004b)の経時特性モデルが、200km までの広い震 源距離の範囲において、最もよく観測加速度波形の 経時特性を表現しているといえる。

# 5. Q値と経時特性が最大値推定に及ぼす影響

Q値モデルと経時特性モデルの違いとが、予測計 算波の最大加速度と最大速度に及ぼす影響について 検討を行なう。海溝型地震に対するフーリエ振幅ス ペクトルモデルの S(f)は、3.3 節と同じとした。地 殻内地震に対しては、M<sub>0</sub>とΔσは海溝型地震と同 じとし、fmax=6Hz、 $\beta=3.4$ km/s、 $\rho=2.7$ g/cm<sup>3</sup>とした。 異なる 10 種類の位相を用いて計算した波形の最大 値の平均値を検討に用いた。なお、最大速度は、計 算された加速度波形を1回積分して得られた速度波 形から算出した。比較対象として、片岡・他(2006)

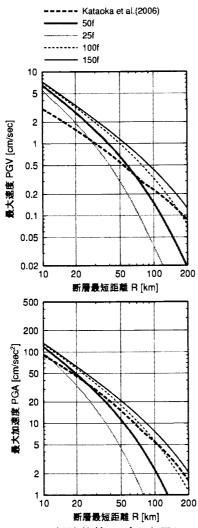


図 13 Boore(1983)の経時特性モデルを用い、 $Q_0$ を 変化させた場合の地殻内地震の地震基盤での計算 波の最大値と片岡・他(2006)の距離減衰式の比較。

の短周期レベルをパラメータとした距離減衰式を用 いた。したがって、計算波の最大加速度、最大速度 は、片岡・他(2006)の距離減衰式と同様の 0.1~5 秒 のバンドパスフィルターを施した波形に対するもの とした。片岡・他(2006)の距離減衰式は、海溝型地 震と地殻内地震に対する独立した式となっており、 距離減衰特性も両者で異なっている。幾何減衰は、 地殻内地震では 80km 以上で 1/(80X)<sup>0.5</sup> でモデル化 されている。また、工学的基盤(Vs=700m/s 程度)と I 種地盤、II 種地盤、III 種地盤に対する地盤補正係 数が用意されている。さらに、最大加速度、最大速 度とも、水平 2 成分合成の最大値から作成されてい る。一方、フーリエ振幅モデルと経時特性モデルか ら計算される加速度波形は、地震基盤における水平 1 成分のものである。そこで、片岡・他(2006)の工 学的基盤の距離減衰式を補正して比較を行なった。 水平 2 成分合成の最大値と水平 1 成分の最大値の違

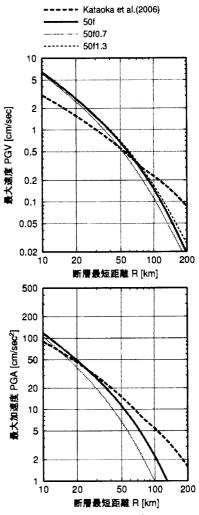


図 14 Boore(1983)の経時特性モデルを用い、Q の 周波数依存性を変化させた場合の地殻内地震の地 震基盤での計算波の最大値と片岡・他(2006)の距離 減衰式の比較。

いは、水平1成分の応答スペクトルに対する水平2 成分合成の応答スペクトルの比(佐藤・他, 2002)の 短周期領域の平均的値である 1.3 倍を補正に用いた。 また、Vs=3km/s の地震基盤に対する工学的基盤の 増幅率の比として、応答スペクトルの地盤増幅率補 正式(高橋・他, 1998)を参考に 1.2 倍を仮定した。

図 11 には、片岡・他(2006)の海溝型地震に対す る工学的基盤での距離減衰式を 1.3×1.2=1.56 で除 した式と、3種類の経時特性モデルを用いた計算波 の距離減衰特性を示す。最大加速度、最大速度とも、 佐藤(2004b)の散乱理論に基づく経時特性を用いた ケースと片岡・他(2006)の距離減衰式の傾きがよく 一致している。Boore(1983)、佐藤・他(1994)の経時 特性モデルを用いた場合は、片岡・他(2006)の経時 特性モデルを用いた場合より距離減衰の傾きが小さ い。震源近傍では、Boore(1983)と佐藤(2004b)の経 時特性モデルを用いた最大値は近い値となる。これ

は、震源近傍では、佐藤(2004b)の経時特性モデルのうち、伝播経路の経時特性モデルの継続時間が短かく、震源特性の経時特性モデルである Boore の経時特性モデルの影響が相対的に大きくなるためである。一方、佐藤・他(1994)の経時特性モデルは震源近傍では、計算される地震動の最大加速度、最大速度とも、Boore(1983)、佐藤(2004b)の経時特性モデルを用いた場合より小さくなっている。佐藤・他(1994)のデータセットの震源距離の範囲が主に 100~300km であるため、この範囲に限れば距離減衰式と調和的である。

図 12 には、散乱理論に基づく 3 つの地域の経時特性モデル(佐藤, 2004b, 2006)を用いた場合の最大加速度と最大速度の距離減衰特性を示す。 Q のモデルは、(20)~(22)式であり、3 つの地域で異なる。震源スペクトルが同じでも、3 つの地域のうち日向灘で最も最大値が小さいなど地域性が反映されている。片岡・他(2006)の海溝型地震の距離減衰式と東日本太平洋側の地域の経時特性モデルを用いた計算波の距離減衰特性が類似しているのは、片岡・他(2006)のデータセットの大半が東日本太平洋側の地震であるためと考えられる。

図 13、図 14 には、片岡・他(2006)の地殻内地震 に対する工学的基盤での距離減衰式を 1.3×1.2= 1.56 で除した式と、Q 値を変化させた場合の計算波 の距離減衰特性の比較を示す。Q値は、1Hz以下で は 1Hz での値で一定と仮定した。地殻内地震に対 しては、散乱理論に基づく経時特性モデルがないた め、Boore(1983)の経時特性モデルを用いた。Boore の経時特性モデルの継続時間は短いため、Boore の 経時特性モデルを用いた場合は最大値の観点からは 安全側の評価となる。Q を f に比例するとして  $Q_0$ を変化させた場合(図 13)は、遠方でその差が大きく なる。最大加速度の距離減衰の傾き、Q=150f の場 合と最短距離距離 200km 以内の記録を用いている 片岡・他(2006)の距離減衰式とほぼ同程度である。 これは、震源距離 150km 以内の全国の地殻内地震(川 瀬・他, 1999)や震源距離 200km 以内の東日本の地 殻内地震(佐藤・巽, 2001; Satoh, 2006)の記録から推 定されている Q が Q=150f 程度であることと調和 的である。したがって、地殻内地震の 200km 以内 の距離減衰特性を平均的に再現するためには、近距 離では時刻歴最大値がやや過大評価になるものの、 Q=150f 程度がよい。すでに述べたように、50km 程度以内の震源近傍の地震動計算には Q=50f 程度 が平均的であるが、より遠方までの地震動計算では Q=50f は過小評価となることに注意が必要である。 最大速度の場合には、Q=150f でも片岡の距離減衰

式より傾きが大きい。これは、統計的リーン関数法による計算波には表面波の影響が考慮されていないためと考えられる。図 14 から、 $Q_0$ を 50 として、周波数依存性を変化させた場合、fと f  $^{1.3}$  ではほとんど差がないことがわかる。これは、fmax の仮定にも依存するが、f のべき乗が 1 以上では、地震基盤における地震動の最大値に与える感度が小さいことを意味している。

#### 6. まとめ

本稿では、時刻歴波形として強震動を評価するための伝播経路モデルについて、減衰特性(特に Q 値モデル)と経時特性モデルを中心にまとめた。なかでも、国や地方自治体の地震動評価で実績のある統計的グリーン関数法や経験的グリーン関数法で地震動を評価する場合の伝播経路モデルに関して整理した。以下では、本稿で整理した伝播経路モデルとその選択方針について記述する。

まず、Q値については、強震動予測観測点において、地震観測記録がある場合は、スペクトルインバージョン手法や波形のシミュレーションなどにより、固有の Q 値を推定することが望ましい。記録がない場合や、簡便性が優先される場合には、既往の研究(天池, 2003, 2004, 2006; 加藤, 2005; 本稿, 2006)を参考に Q 値を設定する。その場合、地震タイプや地域性の他、対象地震までの震源距離を考慮することが必要である。以下では、幾何減衰を 1/X で固定した場合の 1Hz 程度以上の周波数依存の Q 値の平均的値をまとめるが、地域性があることに十分な配慮が必要である。

- 〇震源深さ 60 km 以下の海溝型地震は、東海・東南海沖を除き、震源距離 200 km 以下で  $Q=(100 \sim 150) f^{0.7 \sim 1.0}$ である。研究事例が少ないものの、より深い地震も深さ 100 km 程度までは、これらと同程度である。
- ○地殻内地震では、震源距離 80~100km 程度以下では Q=50f 程度が平均的であるが、震源距離が近いほど Q が小さくなる傾向がある。震源距離 80~100km 程度以上では、地殻内地震は、距離減衰が小さくなる傾向がある。したがって、地殻内地震の距離減衰特性を震源距離 200km 程度まで平均的に説明する場合には、Q=150f 程度が適当となる。
- ○日本海東縁の地震は例が少ないが、震源距離 100km 程度以下では、地殻内地震と同程度の *O*=50f程度である。

経時特性モデルについても、基本的には、強震動 予測観測点において、地震観測記録がある場合は、

記録から固有の経時特性モデルを作成することが望 ましい。記録がない場合や、簡便性が優先される場 合で、対象地震と類似の伝播経路、地震タイプの経 時特性モデルが既往の研究で提案されている場合に は、適用性を吟味してそれらを用いればよい。以下 では、統計的グリーン関数法への適用実績がある Boore(1983)のモデル、佐藤・他(1994)のモデル、及 び、散乱理論に基づく佐藤(2004b, 2006)のモデルの 選択方針をまとめる。

- ○震源深さ 60km 以下の海溝型地震では、散乱理論 に基づく経時特性モデル(佐藤, 2004b, 2006)が、 震源距離200kmまで観測波形をよく説明できる。 提案されているのは、東日本太平洋岸、東海・東 南海沖周辺、日向灘周辺の3つの地域に対するモ デルであり、対象地震・サイトがこのモデルにあ てはまる場合には、このモデルが最適である。
- ○震源深さ 60km 以下の海溝型地震で、震源距離 100 ~200km の遠方であれば、佐藤・他(1994)の経時 特性でも適用可能と考えられるが、100km 程度以 下では時刻歴波形の最大値が過小評価となる可能 性がある。一方、Boore(1983)のモデルでは、100 ~200km の遠方では、観測波形と比べ継続時間が 極端に短いため、適用した場合、時刻歴波形の最 大値は過大評価となる。
- ○地殼内地震に対しては、散乱理論に基づく経時特 性モデルがないため、震源近傍を考えるのであれ ば Boore(1983)のモデルが工学的には適している と考えられる。一方、佐藤・他(1994)の経時特性 モデルでは、震源近傍で時刻歴波形の最大値が過 小評価となる可能性がある。

なお、散乱理論に基づく経時特性モデル(佐藤, 2004b, 2006)は 1Hz 以上の短周期で震源距離 50km 程度以上を対象に作成されているが、Boore(1983) の経時特性モデルとのつながりを考えると、現時点 ではより長周期のより震源域まで適用してもよいと 考えられる。

# 謝辞

本稿では、防災科学研究所の K-NET と KiK-net の強震 記録・地盤情報及び F-net のメカニズム解、気象庁の震 源情報を用いました。一部の図の作成には、GMT(Wessel and Smith, 1998)を用いました。記して感謝致します。な お、本研究は、科学研究費補助金(基盤研究(C)課題番号 17560527)によりサポートを受けたものです。

### 参考文献

天池文男, 佐藤吉之, 小林喜久二, 村上洋介 : 近畿地方 における伝播経路特性の研究, 日本建築学会大会学 術講演梗概集, 構造 II, pp.145-146, 2003.

- 天池文男、八代和彦 : 長野県西部地域における伝播経路 Q 値特性の研究, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.509-510, 2004.
- 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 Qs 値特性の研究, 日本建築学会大会学術 講演梗概集, 構造 II, pp.291-292, 2006.
- 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,
- 壇一男、佐藤俊明 : 断層の非一様すべり破壊を考慮した 半経験的波形合成法による強震動予測, 日本建築学 会構造系論文集, 第 509 号, pp. 49-60, 1998.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 宮腰淳一, 佐藤智美: 統計 的グリーン関数法による 1923 年関東地震(M<sub>JMA</sub>7.9) の広帯域強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 530 号, pp.53-62, 2000.
- 藤川智, 佐藤俊明, 壇一男, 石井透, 佐藤智美, 早川崇, 松 島信一, 渡辺基史, 福和伸夫, 久保哲夫 : 名古屋市 を対象とした想定新東海地震による強震動予測, 土 木学会地震工学論文集, p-085.pdf,, 2003.
- 福島美光、田中貞二:新しいデータベースを用いた最大 加速度の距離減衰式の改訂, 日本地震学会大会講演 予稿集, No.2, pp.116, 1992.
- 古村孝志:不均質な地殻・上部マントル構造における地 震波の伝播と減衰異常,第 4 回都市直下地震災害総 合シンポジウム, pp.109-112, 1999.
- Furumura, T. and B. Kennett: Variations in regional phase propagation in the area around Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.91, pp.667-682, 2001.
- 畑山健, 工藤一嘉, 松島信一, 神原浩, 早川崇, 福喜多輝, 坂上実: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, 2005.
- 伊藤茂郎, 久原寛之, 川瀬博: K-Net データから抽出した 地震動の統計的性質とそれを用いた波形合成用グリ ーン関数の生成, 日本建築学会構造系論文集, 第 543 号, pp.37-44, 2001.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 : 経験的グリーン関数 を用いた強震動予測方法の改良、日本地震学会講演 予稿集, 1997年度秋季大会, B25, 1997.
- 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, 第2輯, 第39巻, pp.579-593, 1986.
- Jennings, P.C., W.G., Housner, and C. N., Tsai: Simulated earthquake motions, E. E. R. L., Pasadena, 1968.
- 釜江克宏,入倉孝次郎,福知保長:地震のスケーリング 則に基づいた大地震時の強震動予測, 日本建築学会 構造系論文報告集, 第 430 号, pp.1-9, 1991.
- 金谷淳二, 池浦友則, 土方勝一郎, 植竹富一: 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, pp.303-304, 2006.
- 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明: 短周期 レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集 A, Vol. 62, No.4, 2006 (印刷中).

- 加藤研一: 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,pp.17-28,1999
- 加藤研一: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, pp.150-193, 2005.
- 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網に よる強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性 の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, pp.33-52, 2004.
- 川瀬博, 松島信一, 佐藤智美, 伏見実, 巽誉樹: JMA87型強震計の観測記録に基づいた震源・伝播経路・サイトの各特性の分離(その1)内陸浅発地震の場合, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.201-202, 1999
- 宮腰淳一,中田猛,福和伸夫,柴田昭彦,白瀬陽一,斉藤賢二:名古屋市三の丸地区における耐震改修用の基盤地震動作成,日本地震工学会大会-2004 年梗概集,pp.394-395,2004.
- 村上洋介, 野畑有秀, 圓幸史朗: 近畿地方の硬質地盤に おける中小地震の経時特性, 日本建築学会大会学術 講演梗概集, 構造 II, 113-114, 2002.
- 中村亮一, 植竹富一: 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ー, 地震, 第 2 輯, 第 54 巻, pp. 475-488, 2002.
- 中村亮一, 植竹富一: 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, 第56巻, pp. 447-455, 2004
- 奈良岡浩二, 宮腰淳一, 渡辺孝英, 八代和彦: 岩盤上における観測記録の経時特性の マグニチュード・等価震源距離依存性, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 II, pp.179-180, 1999.
- Ohsaki, Y.: On the significance of phase content in earthquake ground motions, Earthquake Eng. Structural Dyn., Vol.7, pp.427-439, 1979.
- Saito, T., H. Sato, and M. Ohtake: Envelope broadening of spherically outgoing waves in three-dimensional random media having power law spectra, J. Geophys. Res., Vol.107, 101029/ 2001JB000264, pp.3-1-3-16, 2002.
- Sato, T., R. W. Graves, and P. G. Somerville: 3-D finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake ( $M_J$  5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.579-607, 1999.
- 佐藤智美:スペクトルインバージョンに基づく震源スペクトル・伝播特性の断層タイプによる違いと地域性,日本地震工学会大会 2003 梗概集,特 66-67,2003.
- 佐藤智美: 強震記録に基づく 2003 年宮城県沖の地震の 大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系 論文集, 第 581 号, pp.31-38, 2004a.
- 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, 2004b.
- 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.
- Satoh, T.: Influence of fault mechanism, depth, and region on stress drops of small and moderate earthquakes in Japan,

- Structural Eng./Earthquake Eng., Japan Society of Civil Engineers, Vol.23, pp.125-134, 2006.
- 佐藤智美, 片岡正次郎, 奥村俊彦: K-Net 強震記録に基づ く工学的基盤における加速度応答スペクトルと経時 特性の推定式の検討, 第11回日本地震工学シンポジ ウム, pp.615-620, 2002.
- 佐藤智美,川瀬博,佐藤俊明: ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性,日本建築学会構造系論文集,第461号,pp.19-28,1994.
- 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.
- 佐藤智美、川瀬博: 福岡県西方沖の地震と余震の強震記録のスペクトルインバージョン解析, 福岡県西方沖の地震の強震動と構造物被害の関係に関する調査研究, 平成 17 年度科学研究費補助金(特別研究促進費)研究成果, pp.76-87, 2006.
- 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と 海溝性地震の震源・伝播・サイト特性、日本建築学 会構造系論文集, 第 556号, pp.15-24, 2002.
- 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した 最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構 造系論文集, 第 523 号, pp.63-70, 1999.
- Somerville, P. G. and D. V. Helmberger: The effect of crustal structure on the attenuation of strong ground motion in eastern north America, Proc. of Fourth U. S. National Conference on Earthquake Engineering, Vol.1, pp.385-394, 1990.
- 高橋克也、武村雅之、藤堂正喜、渡辺孝英、野田静男 : 様々な岩盤上での強震動応答スペクトルの予測式、 第10回日本地震工学シンポジウム,pp.547-552,1998.
- 高井伸雄: 伝播経路特性に起因する現象, 地盤震動-現象 と理論-, 日本建築学会, pp.205-214, 2005.
- 武村雅之: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, pp.33-46,1987.
- 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 Qs値の評価, 地震, 第2輯, 第58巻, pp. 15-28, 2005.
- 宇津徳治:地震学,共立出版社,1977.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith: New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998.
- 山本みどり、岩田知孝、入倉孝次郎: 釧路気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性の評価、地震、第2輯,第48巻,pp.341-351,1995.

# 地下構造モデルの与え方

# Modeling of velocity structure for strong-motion evaluation

藤原 広行\* ·大井昌弘\* Hiroyuki FUJIWARA, Masahiro OOI

Once strong-motion simulation concerned, we need to deal with seismic velocity-structures. We consider the deep underground structures either down to bottom of the earth crust, or to bottom of the plate boundary, then up to a seismic bedrock with a shear-wave velocity (Vs) of 3km/s, farther up to a structure of an engineering bedrock layer with Vs=400m/s~700m/s, and final up to a structure of surface layers. The deep underground structure indicates the structure down to bottom of the crust and/or plates up to a seismic bedrock layer with a shear velocity of 3km/s. Using velocity and attenuation models obtained by the seismic tomography or geophysical explorations, the deep underground structure has been modeled. The structure of sediments indicates the structure from the seismic bedrock layer up to an engineering bedrock layer with a shear velocity of 400m/s-700m/s. This structure strongly controls the low-frequency strong-motions; therefore, it is an important factor for the evaluation of low-frequency strong-motions. We have made a three-dimensional structure model with various available data in all of Japan. For modeling of the structure of sediments, we use various profiles of deep boreholes, reflection and refraction surveys, data from microtremor surveys, as well as data from the gravity surveys. In the modeling of a structure of surface soils from the engineering bedrock layer up to ground surface, profiles of boreholes and data of surface geology are basic information. The surface soil structures are locally very heterogeneous and large amount of data is required to model accurately the surface soil structure. Modeling of velocity structure for strong-motion evaluation requires large amount of information. Therefore devolopment of database systems is very important for modeling of underground structure.

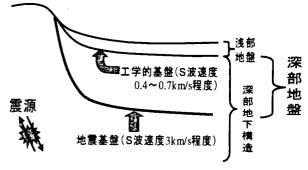
### 強震動評価のための地下構造のモデル化

地震がどこで発生し、それによって地面がどのように 揺れるのかということを明らかにするためには、地震を 発生させる場であり、かつ地震波を伝播させる場である 地下の状況、つまり地下構造について知ることが重要で ある. 本小文の題目では「地下構造モデルの与え方」な る用語が使用されているが, ごく一部の例外的な地域を 除けば、現状では、地下構造については不明なところが 多く、人間が自分たちの都合で「与える」ことができる ほどには至っていないと考えられる。しかし、一方で、 将来発生する地震による揺れの定量的な予測は不可欠で あり,このためには、強震動を予測するという目的のた めに地下構造をモデル化しなければならない、強震動の 予測を物理モデルに基づいて定量的に行うために不可欠 なのが、地下構造の物性値に関する情報である.特に強 震動予測のためには、弾性波速度構造が重要となる.

強震動評価の観点からは、地下構造を大きく3つの領 域、上部マントルから地震基盤 (S波速度3km/s相当層) までの地殼構造、地震基盤から工学的基盤(S波速度 400m/s~700m/s相当層) までの深部地盤構造, 工学的基 盤から地表までの浅部地盤構造に分けてモデル化する (図1) ことが, 近年試みられている<sup>1)</sup>.

地殻構造については, 反射法・屈折法弾性波探査によ り得られた情報や、全国的に整備が進んでいる地震観測 網のデータを用いて地震学的手法により求められた地震 波速度構造<sup>例えば2)</sup>, 地震波減衰構造<sup>例えば3)</sup>に基づいてモデ ルを作成する. 内陸の活断層の地震では、深さ方向にモ ホ面を含む領域まで、また海溝型の地震では、プレート の構造を含めたモデリングが必要である.

深部地盤構造は, 地震動の比較的長周期部分 (周期1s 程度以上)の特性に大きな影響を与える地下構造であり, 差分法4.51や有限要素法61によるシミュレーションなどの 決定論的手法によりに扱える周波数領域での地震動の計 算において重要となる、深部地盤構造モデリングのため のデータとしては,深層ボーリング,反射法・屈折法弾 性波探査,微動探査,重力探査などのデータがある.た だし、これらのデータは地域により一様ではないため、 地域ごとに, データの蓄積の状況に応じたモデル作成の 考え方が必要となる. 強震動評価のための地下構造モデ リングにおいては、弾性波の速度構造が最も重要なパラ メータとなる.従って、これらの値を直接的に求めるこ とのできるデータが多く得られるほどモデル化の精度は 高まると考えられる.理想的には,データがある程度そ ろっている場合には、複数の深部ボーリングデータによ り速度構造を各点毎に正確に把握し、広域的な形状は屈 折法データ, 山地境界部等の詳細な構造は, 反射法探査 データから推定し、それらの隙間を微動アレイ探査や重 力探査、地質情報等を用いて補完することにより三次元 構造モデルを作成し(図2),さらに,地震動観測記録 と構造モデルによる計算結果の比較に基づく構造モデル の検証を行い、モデルの改善を行うことが望まれる.



強震動評価のための地下構造のモデル化

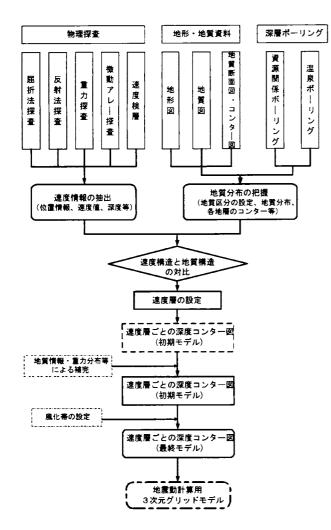


図2 深部地盤構造のモデル化の流れ.

しかし、実際には上述した手法により3次元構造モデルを作成するに足る情報が十分に得られていない場合の方が多い。このような場合、面的な情報として利用可能なものは、重力探査データ及び地質構造情報であり、これらを用いて間接的に速度構造を推定しなければならない。重力探査データは、密度構造を反映したものであり、重力探査データのみから速度構造を求めると不確定性が大きくなる。これを補完するために地質構造情報を用いたモデリングが行われている。データの不足を如何に補うかということが、深部地盤モデリングにおいて重要な課題となっている。

浅部地盤のモデル化では、表層地質データやボーリングデータを用いて地盤構造モデルを作成することが基本となる。特定地点での評価であれば、その地点で必要とされる予測精度に応じた調査を行い、非線形解析も含めた詳細な解析を実施することも可能である。しかし、面的に精度良く広域を覆う浅部地盤モデルを作成するには、浅部地盤構造は局所的な変化が大きいため、モデル化には膨大なデータ収集が必要となる。このため、現状では、広域での面的な評価が必要な場合には、簡便な表層地盤増幅率の評価法として、国土数値情報を利用した手法が用いられる場合も多い。その具体例として松岡・翠川でにより提案された経験的手法がある。これは、全国を網羅した3次メッシュ(約1kmメッシュ)の国土数値情報

のうち、地形区分データ及び標高データ等に基づいて、 微地形区分データを作成し、それぞれの微地形区分に対 して標高や主要河川からの距離を考慮した経験式を用い て、表層30mの平均S波速度を計算したのち、表層30mの 平均S波速度と工学的基盤から表層への地震動の最大速 度の増幅率との経験的な関係式を用いて、それぞれのメ ッシュ毎の浅部地盤による最大速度の増幅率を得るとい う手法である.

一方,より詳細なモデル化の手法として,一部地域では、多数のボーリングデータ及び地形・地質データを収集し、地形・地質から区分できる地域ごとに代表となるボーリング柱状図を抽出し、これをメッシュ毎に当てはめる方法が用いられるようになってきている.

以下では、防災科学技術研究所がこれまでに行ってきた強震動評価のための深部地盤及び浅部地盤のモデル化に関する検討例について述べた後、地下構造データベース構築に向けた取り組みを紹介する.

# 2. 深部地盤のモデル化の例

防災科学技術研究所では、地震調査研究推進本部地震調査委員会による地震動予測地図作成の一環として実施されてきた強震動評価のため、地震動の比較的長周期部分の特性に強い影響を与える深部地盤について強震動評価対象地域ごとにモデルの作成を行ってきた。こうした取り組みを基礎として、各地域において作成されたモデルを基に日本全国を対象とした深部地盤構造モデルの作成を試みている。、深部地盤構造全国モデルの作成を試みている。、深部地盤構造全国モデルの作成に当たっては、強震動評価の対象地域ごとに作成されてきた地盤モデル(図3)を地域ごとの基本モデル<sup>9</sup>としそれらを張り合わせ補完することにより全国モデルを作成している。各地域ごとのモデル作成手法は、次の5通りに区分できる。

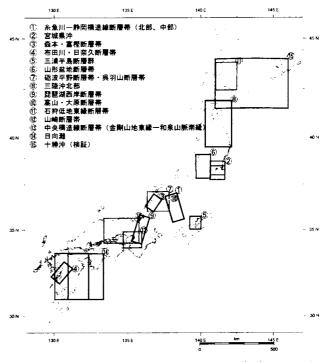


図3 地震ハザードステーション(J-SHIS)<sup>10,11)</sup>より強震動評価のための地下構造モデルが公表されている地域.

### 2. 1 手法1(重力データと地質情報を活用)

本手法は, 既往探査データが少ない場合に, 地質情報 を用いて基準となる想定地質モデルを構築し、地質モデ ルに対する密度を設定した上で, 重力異常データを用い て, 想定モデルの確認・修正を行う方法である. 本手法 におけるモデル作成の手順は, 次の通りである.

- ・モデル作成を行う深さ以浅の地下の密度構造に起因す る重力異常成分の抽出.
- ・既往探査データ・地質学的な情報にもとづく想定地質 モデルの構築.
- ・既往データや文献のデータをもとにした, 地質区分ご との密度値の設定.
- ・密度値と弾性波速度値の対応関係からモデル化。

この手法によって作成されたモデルが作成された地域 は、①糸魚川-静岡構造線断層帯周辺、④布田川・日奈 久断層帯周辺, ⑥山形盆地断層帯周辺, ⑧三陸沖北部の 地震の評価領域の4地域である.

### 2. 2 手法2(主として重力データを活用)

本手法は、海域等で既往の地質調査データが少なく、 地質モデルの構築が困難な場合に採用したもので、既往 物理探査データで得られた各弾性波速度層境界の深度と 重力異常データとの相関関係を求め、得られた関係式を 重力異常分布にあてはめ、弾性波速度に変換してモデル を作成する方法である. 本手法におけるモデル作成の手 順は、次の通りである.

- ・モデル作成を行う深さ以浅の地下構造に起因する重力 異常成分の抽出.
- ・既往調査データをもとにした基準となる弾性波速度区 分の設定.
- ・重力異常値と弾性波速度層境界面深度の関係の抽出.
- 重力異常分布の弾性波速度層境界深度分布への変換。
- ・物性値の相関関係などをもとにした、密度データに対 する弾性波速度値の付与.

本手法によってモデルを作成した地域は, ②宮城県沖 地震の評価領域である.

# 2. 3 手法3(主として屈折法探査データを活用)

本手法は、既往の屈折法探査データがある程度豊富に 存在する地域において用いたもので、屈折法探査により 得られる弾性波速度(P波速度)の分布データをもとに, 地質データによる補完を加えてモデルを作成する方法で ある. 本手法におけるモデル作成の手順は、次の通りで

- ・既往探査データをもとにした基準となるP波速度区 分の設定,他の調査データの区分との関連付け.
- ・屈折法探査データの不足箇所における地質情報による データ補完, 地質モデルの作成.
- ・物性値同士の相関関係などをもとにした、P波速度区 分に対するS波速度,密度などの物性値の付与.

本手法によってモデルを作成した地域は、⑤三浦半島 断層群周辺である.

### 2. 4 手法4(主として反射法探査データを活用)

本手法は, 既往の反射法探査データがある程度豊富に にある地域において用いた. 反射法探査結果を地質(層 序)解釈として、地質データ(地質断面図)に準拠する

データとして扱い,これに,地質学的な情報と他の既往 探査データを加えてモデルを作成した、本手法における モデル作成の手順は、次の通りである.

- ・反射法探査データにもとづく地質解釈、地質学的な情 報による地質区分との対応付け.
- ・地質区分に基づく既往探査データの再整理、弾性波速 度区分と地質区分の対応付け.
- ・地質情報によるデータ補完, 地質モデルの作成.
- ・地質区分に対応した物性値の設定.

本手法によってモデルを作成した地域は、⑪石狩低地 東縁断層帯周辺,⑮十勝沖地震の評価地域12)の2地域で ある.

### 2.5 手法5(主として地質情報を活用)

本手法は、モデル作成に際して基準とするだけの物理 探査データが存在しない地域において用いた、弾性波速 度に関連する既往探査データと地質区分を関連付け、さ らに地質学的な補完データを作成することによって深部 地盤構造モデルを作成した. 本手法におけるモデル作成 の手順は,次の通りである.

- ・地質学的な情報にもとづく地質区分の設定.
- ・既往探査データをもとにした弾性波速度区分と地質区 分との対応付け.
- ・地質情報によるデータ補完、地質モデルの作成.
- ・地質区分に対応した物性値の設定.

本手法によってモデルを作成した地域は、 ⑦砺波平野 断層帯·呉羽山断層帯周辺, ⑨琵琶湖西岸断層帯周辺<sup>13)</sup>, ⑩山崎断層帯周辺, ⑬中央構造線断層帯(金剛山地東縁 -和泉山脈南縁)周辺,⑭日向灘地震の評価地域の5地 域である.

### 2. 6 深部地盤構造全国初期モデル

個別地域ごとに作成された深部地盤構造モデルは、モ デル作成範囲で最適と考えられる手法で作成した結果で あるが,全国版の深部地盤構造モデルの作成という観点 からすると、単純に、これらの深部地盤構造モデルをつ なぎ合わせることで、モデルが完成することにはならな い. これは、深部地盤構造モデル作成の方法が異なるた め, 使用されたデータが地域により異なり、作成された モデルのパラメータがモデル毎に異なってしまっている ためである.

全国モデルを作成するためには、地域ごとに異なって いるモデル作成手法の中に含まれる共通項に注目する必 要がある. こうした観点からみたとき, 弾性波速度など の物性値を地質区分に対応させて, その広がりを推定す るという手順は、どの地域においても採用されているこ とがわかる. 厚い地層が分布する堆積盆内における弾性 波速度構造決定のために重要なパラメータは、地質年代 による地層区分, 岩種, 深度などであると考えられる. 日本列島においては、基本的な地質分布に関する全国的 かつ均質なデータがある程度そろっており、こうした地 質構造情報を利用することが可能である. このため、全 国モデルの作成においては、地質構造情報を積極的に活 用している.

「地質時代」は、基本的に地球上における生物の進化 過程をもとに設定されており、各地質時代において形成 された地層の性状とは、直接的には無関係であり、時代

表1 地層区分と P波速度

地層名	P波速度の範囲	代表値
第四系	< 2.0 km/s	1.8 km/s
鮮新統	1.8 km/s ~2.5 km/s	2.1 km/s
上部中新統	2.3 km/s ~ 3.0 km/s	2.5 km/s
中部中新統	2.8 km/s ~ 3.5 km/s	3.0 km/s
下部中新統	3.3 km/s ~ 4.0 km/s	3.5 km/s
古第三系	3.8 km/s ~ 4.5 km/s	4.0 km/s
後期白亜系	4.4 km/s ~ 5.3 km/s	4.8 km/s
基盤岩類	≧ 5.2 km/s	5.5 km/s

による地層区分の境界は、地層の物性値の境界に対応す るとは限らない、しかし、ある地域(堆積盆)に限定す れば、地層の区分は、地層の性状の共通性をふまえてお り、かつ、ある地質時代に対応させることができ、弾性 波速度区分とも関連付けられることが期待できる. また, 共通するパラメータとして地質時代区分を採用すること により、それを介して複数の地域(堆積盆)の地層がど のように対応するか、弾性波速度構造としてどのように 連続するかという判断に用いることができるため広域で のモデル化が容易になる. 深部地盤全国モデルで採用し た地層区分のための地質時代区分は、次に示すとおりで ある. 第四紀/鮮新世/中新世後期/中新世中期/中新 世前期/古第三紀/白亜紀後期/白亜紀前期.なお、全 国深部地盤モデルの作成に当たっては、深成岩類及び後 期白亜紀以前に形成された広域変成岩類を地震基盤と見 なしている.

モデル作成においては、この地層区分に対応する全国 版の層構造モデルを作成し、各層毎に地域性を反映させ ながら物性値を割り当てることが可能なモデル化を行っ ている. 現状では, 各地層区分に対して物性値を1対1 対応で与えられるだけの知見が得られていない場合が多 いため、表1に示すように、幅を持った物性値を割り当 て、地域ごとに必要に応じて適切な物性値を割り当てら れるように配慮している. 図4に, モデル化された(a)鮮 新統上面, (b)中部中新統上面, (c)古第三系上面, (d) 基盤岩類上面の深度分布図を示す.

なお, 本研究で作成した深部地盤モデルは, ごく一部 の地域を除けば、物性値モデルを用いた地震動計算結果 と実際に得られている観測記録の比較によるモデルの検 証はまだ不十分な状況にある. このため, ここで提案す るモデルは、今後のモデル高度化のためのたたき台とな るべき位置づけのものであり、今後のより高度な解析を 行う上での「初期モデル」として位置づけることが適切 である.

# 2. 7 深部地盤の物性値に関する考察

以上述べたように、強震動評価のためには、最終的に は深部地盤の物性値(弾性波速度、密度)構造モデルが 必要である. こうした深部地盤物性値構造モデル作成の 手順は、次の2つに大きく分類される.

- ①各種探査データから物性値構造を直接推定する手法
- ②地質構造モデルを経由して間接的に物性値構造を推定 する手法
- ①の手法は、強震動評価に必要な物性値を他のパラメ ータを介さずに直接推定する手法で, モデル化の手順が

明確であり、探査データが十分にあれば精度の高いモデ ル構築が可能である. しかし, 通常の探査では, 限られ た地点あるいは測線上でしかデータが得られない場合が ほとんどであり、3次元構造モデルを作成する際には、 物性値境界の設定をはじめとしたモデル設定の任意性が 問題となる場合がある.

②の手法は,深部地盤を構成する地層の分布(地質構 造)を推定し、それに物性値を与えることによりモデル 化を行う手法である. 地層は, 形成された時代, 環境が ほぼ同一で、時間間隙で境された物質の集まりで、ある 程度のまとまった層厚、空間的な広がりを持っている. 従って、地層をあるまとまった物性を示す地盤の構成単 位とみなすことができれば、地層の分布から物性値の分 布を推定できる可能性がある. 地層の認定・分布の把握 は、物性値分布の把握とは独立して、全国的にある程度 蓄積されている地質学的手法から得られた知見に基づい て可能である. 地質学的知見を取り入れることにより, 断層などによる地下構造の不連続性をモデルに反映させ ることも可能になる.

全国深部地盤構造モデルの作成においては、①の手法 だけではモデル化が困難な地域、つまり直接的に物性値 を推定するためのデータが不足している地域をカバーす るため、主として②の手法を用いた間接的な物性値の推 定を行っている. しかし, ②の手法のもっとも本質的な 部分である「地質構造」と「物性値構造」の対応関係 14,15)については、十分な検討が未だなされていない.手 法②によるモデリングの正当性を保証するためには、こ れらの対応関係についての検証が不可欠である.

こうした問題の解決に向けて、下記の問題設定を行い 検討を実施している.

### 問題設定

- (a) 「地質構造」と「物性値構造」という2つのカ テゴリーの異なる実体に間に、対応の規則性はあるの
- (b) 両者の間で規則性があるならば、それらを用い て地層の形成過程から深部地盤の物性値分布を推定す ることは可能なのか.

この問題設定に対しての検討の第一歩として, (a) で示された「地質構造」と「物性値構造」の対応関係に 関しての考察を行うため、防災科学技術研究所がこれま でに実施した深層・中層ボーリング地点における各種の 検層データ16),及び石油公団の基礎試錐調査報告書17)に 基づき,音波検層から求められたVpの深度変化,走時曲 線をまとめ、堆積盆内の堆積速度の変化パターンと比較 することにより、日本国内の堆積盆の共通性と地域性, 及び各堆積盆内での弾性波速度の変化パターンと堆積速 度の変化パターンの関係、弾性波速度の深度方向での変 化パターンの共通性と地域的な相違に関しての予察的な 検討を実施した.

使用した物性値データは、防災科学技術研究所が実施 した深層・中層ボーリング地点での音波検層から得られ たP波速度の深度分布及び石油公団の基礎試錐調査報告 書から読みとったP波速度値である.P波速度データの 例を、図5に示す、

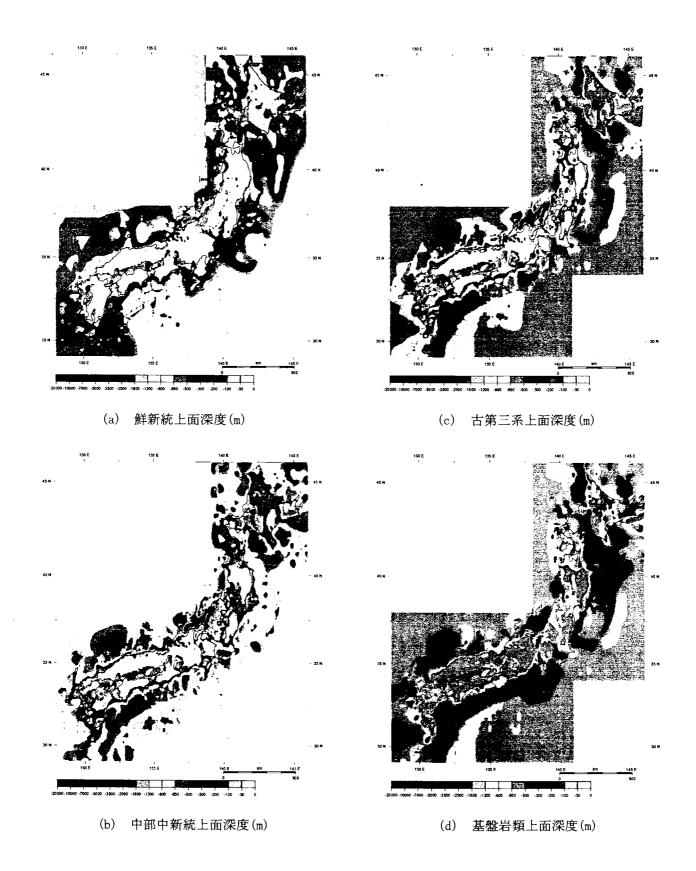


図4 深部地盤構造全国モデルの例。モデル化された(a)鮮新統上面,(b)中部中新統上面,(c)古第三系上面,(d) 基盤岩類上面の深度分布図を示す.

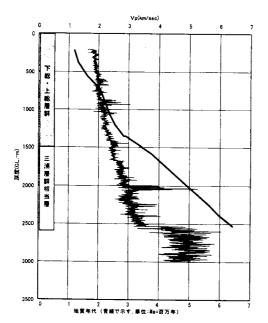


図5 検層記録の例. 江東深層観測施設での音波検層によるP波速度の深度変化と堆積速度曲線.

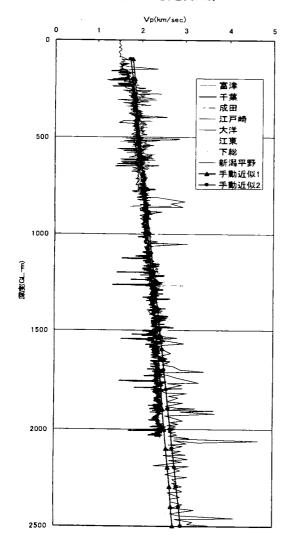


図6 深層ボーリングでの音波検層結果から推定される 深度とP波速度との関係.

上記解析により得られた興味深い結果を紹介する、日 本国内に散在する堆積盆における P波速度の深度変化は、 細かくみると地域性を有して多様な様相を示している. しかし、新潟平野や関東平野に存在する地層で、その堆 積環境がある程度一様と考えられる場合には、それら堆 積層内でのP波速度の深度変化には,共通の規則性があ る可能性を示す結果が得られた. その例を図6に示す. 図6では、基礎試錐「新潟平野」の報告書の音波検層に よるP波速度、及び、防災科学技術研究所の深層・中層 地殼活動観測施設「富津」, 「千葉」, 「成田」, 「江 戸崎」,「大洋」,「江東」,「下総」における音波検 層によるP波速度データの内, 堆積環境が比較的安定し ていたと考えられる上総層群に対応する部分のみを抜き 出して表示したものである. これによると深度300mか ら1500mの間では、各ボーリングでの検層データがほぼ 重なり,P波速度値はほぼ共通の値で,しかもP波速度 の深度依存性もほぼ同じ傾向にあり、P波速度値は深度 の1次関数で近似できることがわかる. P波速度値の深 度方向でのゆらぎが必ずしも一様ではないため、ここで は最小自乗法などの手法は用いず、P波速度の深度依存 性を示す1次関数を手動で求めた. なお, ここでは, 関 東平野及び新潟平野の全地点の平均として求めた手動近 似1,及び新潟平野の深度依存性を基準とした手動近似 2の2つの関係式を求めた.

 Vp=0.399D+1.747
 (手動近似1)

 Vp=0.499D+1.683
 (手動近似2)

 ここで、VpはP波速度(km/s), Dは深度(km)を表す。

今後,「地質構造」と「物性値構造」の対応の規則性, 及び地域性を定量的に示すことができれば,物性値に関 する直接的なデータがない場合のモデリングに有効な道 具となることが期待される.

# 3. 浅部地盤のモデル化の例

強震動評価のための浅部地盤のモデル化では、特定の 地点を対象とする場合と広域の面的評価を行う場合で, 利用可能な手法が異なる. 特定地点での評価のためであ れば、理想的には、その地点で一定期間強震観測を実施 すると同時に,ボーリングによる地盤調査を実施するこ とにより、非線形解析も含め解析で必要とされる地盤の パラメータを実記録に基づき推定することが可能である. こうした理想論がある程度の実現性をもって語れるのが 特定地点での浅部地盤のモデル化であり、この点に関し て言えば、人間の側の意志さえあれば、「地下構造を与 える」ことがある程度可能である. 余談になるが、筆者 は、広域での浅部地盤のモデル化や全国的な深部地盤の モデル化では、技術的な検討もさることながら、人間の 側の意志をまとめ、それらを機能させる仕組みを社会的 に実現することなくしては、「地下構造を与える」こと は困難であると感じている.

以下では、広域を対象とした面的な浅部地盤のモデル 化の試みの一例として、防災科学技術研究所が行ってき た関東地域における浅部地盤モデル作成の取り組み<sup>18)</sup>に ついて紹介する.

防災科学技術研究所では、関東平野での地震動予測精度の向上を目的として、関東の自治体をはじめ関係機関の協力のもと、ボーリングデータを収集し、浅部地盤モデルの作成を行ってきた、兵庫県南部地震以後、各自治体において地震被害想定調査が見直され報告書が作成さ

れたが、その際に収集されたボーリングデータや作成さ れた地盤柱状モデルなどは、時の経過とともに散逸する 傾向にある. 各自治体等から収集したデータや資料は、 XML 形式でデータベース化することによりデータの散逸 を防ぐとともに、ボーリングデータは空間データベース と連携した GIS を用いて地盤モデルの作成に利用できる ようシステムの整備を進めている。これまでに XML デー タベースに登録されるボーリングデータ数は、関東地域 においては、表2に示すように約11万本である。現在収 集を進めているデータの具体的内容は、①自治体の被害 想定の際に作成された地盤モデル(50m~500m メッシ ユ),②自治体等関係機関の保有するボーリングデータ。 ③中央防災会議が公開した首都圏の 1km メッシュの地盤 モデルなどである.

これらのデータに基づき, 南関東地域の各都県市等が 防災の方策を立てる際に共通基盤として利用できるよう に、250m メッシュでの浅部地盤モデルの作成を行ってい る. モデル化においては、自治体の地震被害想定調査の 際に作成された地盤モデルを参照するとともに、ボーリ ングデータに基づいた地盤構造のモデル化を実施してい る. モデル化では、対象とするメッシュ内にPS 検層が存 在すればその値を参照し、PS 検層が存在しない場合はボ ーリングデータによるN 値とVs の関係式を用いる。ボー リングデータ等がない場合は、微地形区分を参照して地 盤モデルの割り当てを行っている.浅部地盤モデルの最 下層は、中央防災会議や地震調査研究推進本部地震調査 委員会で作成された深部地盤モデルとの整合性を考慮し て, S 波速度(以下Vs)700 m/s 相当としている.

浅部地盤のモデル化では, 工学的基盤の深度や形状, 工学的基盤上位の堆積層の構成と広がり, そして一連の 堆積層の組み合わせの広がり等の評価が重要である. ま た、これらを規制する地質学的な要因をモデル化に取り 込むには、物性値分布と各要因との詳細な検討や地域性

表 2 防災科学技術研究所の浅部地盤データベースに登録 されている関東地域の自治体および公的機関のボー リングデータ数

提供機関	平成17年度までに
	登録した本数
国土交通省	11, 362
東京都	7, 842
神奈川県	9, 251
千葉県	15, 172
埼玉県	16, 875
群馬県	166
栃木県	3, 433
茨城県	20, 014
横浜市	11, 203
川崎市	8, 199
千葉市	458
さいたま市	1, 555
小田原市	2, 100
(独)港湾空港技術研究所	4, 320
(独)鉄道建設・運輸施設整	178
(独)都市再生機構	191
首都高速道路株式会社	1, 243
合計	113, 562

- の検討などが必要である. ここでは, 以下の方針に基づ き浅部地盤モデルの作成を実施している.
- (1) ボーリングデータをできる限り収集することにより、 南関東全域においてモデル化の精度をなるべく均一に
- (2) 微地形区分のみに基づいたモデル化では限界がある ため、可能な限り地質データに基づき地盤を区分した 上でモデル化を行う.
- (3) モデル化の作業では、地質や地盤の特性に関する判 断を段階的に整理し、今後の検討に資するようにする. モデル化においての工学的基盤の定義は、(1)最終N値 50 以上を連続 3 回確認, (2)N 値 50 以上を連続 5 回確 認, (3)岩盤部で N 値 50 以上を確認という条件を満たす 最も浅い深度としている. なお、地質学的にみた工学的 基盤の性格は、寒冷期の海水準低下に伴い浸食された古 い時代の地層の上面ないし、その時期の粗粒な堆積物(河 川成の砂礫層など)の上面であり、その上に海水準上昇期 ないし高海水準期の堆積層が重なっている。すなわち、 現在の地表からの基盤の深さは、下位層の浸食とその後 の地層の堆積の 2 つの要因が重なって規制していると考 えられる.

関東地域のボーリングデータから抽出された工学的基 盤上面の深度の平面的な分布では、海岸付近や河川流域 の平野部で深く最大で 70m 以上となっており、それ以外 の地域では平野部に比べてかなり浅い. 山地部では概ね 深度 5m 以浅,丘陵ないし台地部では概ね 25m 以浅であ る. 平野部では、現在の海岸線付近ないしそれよりやや 高い標高の地点で工学的基盤が最も深い.これは,基盤 上面の深さが海進期ないし現在の海水準に規制されてい ることを示しており、この条件には地域差がないことを 示唆している. 基盤深度の下限は, 海岸付近ないし河川 流域の平野部において、地表面の標高が高くなる、すな わち上流になるに伴って急激に浅くなっており、ある標 高以上(東京湾沿岸の地域では約 5m)からは、地形なりに 上がっている. これは,海水準低下期の河川勾配の形状 が反映された結果と考えられる.

基盤上面の最大深度は、関東地方の海岸付近において、 地域的に次のような相違がある.

東京湾奥沿岸(東京都,千葉県,神奈川県):70~80m 太平洋側(千葉県, 茨城県):60m 程度

関東南部(千葉県南部,三浦半島,相模平野):40~45m

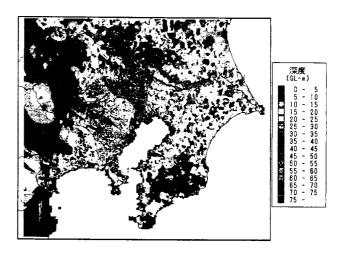


図 7 ボーリングデータ PS 検層データから推定された N 値50の等深度面.

東京湾奥沿岸では、関東南部と太平洋側に比べて基盤 上面深度がかなり深い. これは、最終氷期以後、東京湾 側では関東南部や太平洋側の地域に比べて沈降の傾向が 強く、氷期に形成された浸食面が他の地域より深い位置 に沈んでいることを示している. 地形的な区分と合わせ て広範囲に上述のような検討を行えば, 基盤上面深度の 分布から第四紀後期の地質構造運動の地域的な特性を定 量的に把握できるものと思われる. 前述のように、N=50 の深度は複数の要因によって規定されている. その具体 的な表れ方を検討する際には、ここで示したような地域 性も考慮する必要がある.

ボーリングデータ及び PS 検層データをもとに、 N 値 50 の等深度面を推定した(図7). その手順は、下記の 通りである.

- (1) ボーリングデータのうち, N 値 50 以上となるもの を抽出する.
- (2) N値 50 となる深度を通るコンターを補間によって 求める.
- (3) N 値 50 とならないボーリングデータの最下層の深 度で、(2)で求めたコンターよりも深くなるデータを抽 出して(2)のデータとあわせて再度コンターを求める.
- (4) PS 検層で S 波速度 450m/s 以上となる深度で, (3) で求めたコンターよりも浅くなるデータを抽出して(3) のデータとあわせて再度コンターを求める.

こうして推定されたN値 50 の基準面深度,及び別途 PS 検層や微動アレイ観測のデータから推定された Vs=500m/s の等深度面をもとにして, 250m メッシュの浅 部地盤モデルの作成を実施している. モデル作成におい ては、ボーリングデータが存在する 250m メッシュにつ いては, その中で代表的なボーリングデータをそのメッ シュの地盤構成と見なしてモデル化を行う.物性値に関 しては、PS 検層によって S 波速度が得られている地点 は限られているため、多くの地点では S 波速度と N 値の 関係をもとにS波速度を求めている. なお, N値 50の深 度が, Vs=500m/s の等深度面より深くなる場合は, Vs=500m/s の深度に合わせて N 値 50 の等深度面を調整し している、また、ボーリングデータの基底面が Vs= 500m/s の等深度面に達していない場合は、N 値から求め た S 波速度のうち、最も大きな速度値を工学的基底面以 深の速度値としている.ボーリングデータの存在しない メッシュについては、そのメッシュと同じ微地形区分で 最も近いメッシュの層構造を適用することによって地盤 モデルを作成している. その際, メッシュの N 値 50 の 等深度面に整合するようにモデルの層厚を調整している.

なお, 現在作成中の浅部地盤モデルは実際の強震記録 による検証が不十分であり, 強震動評価のための実用的 なモデルとするためには物性値の推定に関して多くの課 題が残っている.

### 4. 地下構造モデルの高精度化に向けて

地下構造モデルの高精度化のためには、モデル化手法 の開発・改良が重要なことは言うまでもないが、研究 者・技術者の個別の努力により発展が期待できるものだ けでなく、研究者の活動自体を支える社会的な仕組みづ くりが不可欠である. 地下構造のモデル化の基本は, 必 要となるデータの収集であり、そのための調査の推進と 調査結果のデータベース化が必要である. その中でも, 特に浅部地盤に関するボーリングデータは量的にも多く, また多数の機関に散在しているのが特徴である. ボーリ

ングデータは、大別すると、公共事業によるものと、個 人もしくは民間による建物の建築や土地造成などの土木 建築事業により得られたものに分けられる. 地盤モデル の作成のためにはこれらデータの利用が不可欠となる. しかし、現状では、ボーリングデータをはじめ地下構造 に関する情報が, 広く社会に有効活用される仕組の整備 は不十分である.

オランダをはじめ,一部の先進国では,一定の深さ以 上の地下空間に対する社会的・経済的活動を監視してお り、地下掘削あるいは採取事業に対して、地下構造なら びに試験等の成果の提出を法的に義務付けている. 国民 共有の財産という観点から、地下構造に関する研究資料 およびデータは、統合化地下構造データベースとして専 門の国家機関が系統的に整理・保管するとともに、一部 は広く国民に公開されている.しかし、わが国において は地下構造に関するデータは、国土の保全、環境および 防災などの観点から、国土の基本情報の一部をなす国民 共通の知的公共財産として位置付けられるにも関わらず, 現状では、地下構造に関する調査データや研究資料を統 合的に収集・管理するしくみが存在していないため、時 間の経過に伴ってデータが散逸する傾向にある.このた め、地下構造に関する調査データや研究資料を集約した 統合化地下構造データベースの整備が必要であり、また その利活用の環境を実現する方策も早急に必要である. こうした状況を改善するため、平成18年度から5カ年計 画で防災科学技術研究所,産業技術総合研究所,土木研 究所、地盤工学会等が連携した「統合化地下構造データ ベースの構築」の取り組みが始まっている.

また、地下構造に関するデータの円滑な流通は、地下 構造データベースの活用において実務的な面からも重要 なことである. 防災科学技術研究所が収集したボーリン グデータ等を用いてモデル化したものに関しては、防災 科学技術研究所の責任のもと原則公開を行う予定である. しかし、ボーリングデータ等の原データは、データ提供 機関と防災科学技術研究所において、利用目的等を限定 した契約に基づき借用したものが大半を占めているため, 必然的に防災科学技術研究所内部での利用に限定されて いる, 今後, 積極的に地下構造データの収集と公共の利 活用を図るためには、データベース構築主体に対する財 政的、制度的、人的側面での支援をはじめ、地下構造デ ータの取得、保持、開示の義務、および利用に関わる諸 権利(所有権、財産権、個人情報保護法など)を踏まえ た法的な整備も視野に入れた取り組みが必要である.

こうした問題意識のもと, 防災科学技術研究所では, 地下構造データベースの構築の必要性をそのあり方に関 しての検討を実施してきた. 防災科学技術研究所「地下 構造データベース検討ワーキンググループ(主査:翠川 三郎)」によりまとめられた報告書「地震防災のための 統合化地下構造データベース構築の必要性について」 19) に盛り込まれた提言を以下に抜粋して示す.

# 提言1: 地下構造に関する系統的な調査研究の必要性

地震防災の基礎となる強震動予測の高度化のために, 表層から地震基盤に至る地下構造調査資料の蓄積が不可 欠であり、関連の調査研究を系統的に継続する必要があ る.

表層から工学的基盤までの浅部地下構造および工学的

基盤から地震基盤に至るやや深い地下構造についての調 査研究は,全国的に見て限定的な範囲にとどまっている. 従って, 今後強震動予測の高度化を図るためにも, 調査 研究を系統的に継続する必要があり、そのための施策が 必要である.

#### 提言2: 地下構造データベースの必要性

地下構造に関する調査資料やデータを統合的に収集, 管理するしくみとして,統合化地下構造データベースを 整備すべきである.

地下物質の物理的・化学的性質とその分布等に関し, 資源開発事業、公共事業、その他の開発事業(民間を含 す。)、環境保全事業、学術研究などの諸活動により取得さ れる調査研究資料は,国土の保全,環境の維持・改善お よび防災などの観点から、国土の基本情報の一部をなす 国民共通の知的公共財産として位置付けられるにも関わ らず、現状ではそれら地下構造に関する調査資料やデー タを統合的に収集、管理するしくみが存在していな いため、散逸する傾向にある. したがって、地下構造に 関する調査資料やデータを集約した統合化地下構造デー タベースの整備は急務である.

# 提言3: 一般社会への働きかけ

地下構造データは防災等に関する基本的でかつ公共的 な情報であるとの観点から、その共有化と活用について 一般社会の理解を得るとともに、意識向上・醸成のため の施策が必要である.

自治体等が行う防災対策のみならず自主防災について も、市民の生活基盤となる大地の構成や成り立ちについ て、十分な情報が与えられ、適切な専門家の助言があれ ば、より効果的な予防対策が可能となり得る. 地下構造 に関する情報の共有化について社会や市民の意識をさら に醸成する目的で, 図上訓練, 公開講座, シンポジウム など各種の機会を利用し、その理解を深める努力が必要 である. これらの作業は、地域の地盤環境の特殊性や局 地性などと被害の起こり方についての理解を深めるため の有効な教育機会にもなり得る.

### 提言4: 法的整備による流通促進

地下構造データの収集と利活用を図るため、既往の諸 制度および個人情報の保護等に配慮しつつ、必要な法的 な環境整備について検討を進める必要がある.

各種団体等がその独自の調査資料等を整理しデータベ ースとして保管し、積極的に公共の利用に供するための 環境を整備する施策をさらに推進する必要がある。デー タベース構築主体に対する財政的、制度的、かつ人的側 面での支援や、データの取得、保持、開示の義務、およ び利用に関わる諸権利(所有権、財産権など)の調整あ るいは新たな法的根拠付けなどの検討を進めるべきであ る.

### 提言5: データの収集と運用の仕組み

地下構造に関するデータを継続的かつ機関横断的に収 集整理するため、公共的な仕組みを構築すべきである.

地下構造に関する調査資料やデータについては、その

実施目的、内容、分野を問わずデータの取得及び利用に 関わる関係機関を横断的にそれら資料データを継続的に 収集して、公共のデータベースを構築し、その円滑な利 活用を図るための仕組みを構築する施策を推進するべき である. 工学的基盤付近およびそれ以浅については、建 設事業に伴う地下調査ボーリングによるものが多く、年 間20 万ないし30 万本といわれている. このようなデー タを組織的かつ継続的に統合的地下構造データベースに 取り込んでゆくための施策が必要である.

### 提言6: データの取得と電子化

既に取得されたデータおよび今後新規に取得されるデ ータ、特に浅部地盤に関連する資料については、組織的 かつ継続的に統合的地下構造データベースに取り込んで ゆくための施策が必要である.

今後新規に取得されるデータだけでなく、既往資料に ついても紙ベースの資料については順次電子化を進める ことを可能とするための環境の整備が必要である. すで に電子化されているものについては最新の計算機環境へ の更新を行うなどし、データベースとしての機能を十分 発揮できるよう整備される必要がある.

#### 提言7: 標準化とネットワーク利用

地下構造データの利用を促進するため、ネットワーク 上でのデータ交換規則について検討が行なわれる必要が ある.

統合化地下構造データベースは、利用目的に沿った各 種のデータベースに蓄積されているデータのインターネ ット上での公開(開示)を基礎とし、データベース間お よびデータベース対利用者間のデータ交換・流通をスム ースでシームレスに行う環境、すなわち「データ流通ネ ットワーク」として構築されるべきである. このために, データの交換形式の書式・内容などについての規則のJIS 化などにより標準化され、その普及が図られるべきであ

今後こうした提言が現実のものとなるよう関係機関と の連携のもと「統合化地下構造データベースの構築」を 進めて行く予定である.

### 謝辞

深部地盤に関する検討の一部は, 「全国を概観した地 震動予測地図」作成に向けた地震調査研究推進本部地震 調査委員会及び関連する部会・分科会の活動の下に実施 された、また、浅部地盤のモデル化に関しては、文部科 学省リーディングプロジェクト「高度即時的地震情報伝 達網実用化プロジェクト」の中で行われた. 地下構造デ ータベースの一部に関しては, 科学技術振興調整費「統 合化地下構造データベースの構築」における検討内容に よっている. 防災科学技術研究所に設置された地下構造 データベース検討WG (翠川三郎委員長) からは、数多く の貴重なご意見を頂いた. 防災科学技術研究所の検層デ ータの整理では、山水史生氏のご協力を頂いた。地下構 造データベースの構築に向けての取り組みでは、関係機 関からのデータ提供等, 多大なご協力を頂いた. また, 検討作業を担当頂いているプロジェクト関係各位に感謝 申し上げる.

# 参考文献

- 1) 地震調査委員会:全国を概観した地震動予測地図報告書,2005.
- Zhao,D. and A.Hasegawa: P-wave tomographic imaging of the crust and upper mantle beneath the Japan Islands, J.Geophys.Res., 98, 4333-4353, 1993.
- 3) 中村亮一, 島崎邦彦, 橋田俊彦: 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2, 47, 21-32, 1994.
- Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spaceing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.
- Aoi, S., and Fujiwara, H.: 3D finite-difference method using discontinuous grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930, 1999.
- 6) 藤原広行,藤枝忠臣: 3次元動弾性解析のためのボクセル有限要素法,第11回日本地震工学シンポジウム論文集,94,2002.
- 7) 松岡昌志, 翠川三郎: 国土数値情報とサイスミックマイクロゾーニング, 第22回地盤震動シンポジウム資料集, 23-34, 1994.
- 8) 藤原広行,河合伸一,青井 真,先名重樹,大井昌弘, 松山尚典,岩本鋼司,鈴木晴彦,早川 譲:強震動評 価のための深部地盤構造全国初期モデル,第12回日本 地震工学シンポジウム論文集,340,2006.
- 9) 藤原広行・他:防災科学技術研究所研究資料236,249,256,261,262,263,279,281,283,295,296.
- 10) 防災科学技術研究所: 地震ハザードステーション J-SHIS, http://www.j-shis.bosai.go.jp/.
- 11) 防災科学技術研究所:「地震動予測地図の工学利用 -地震ハザードの共通情報基盤を目指して-」:防災 科学技術研究所研究資料第258号,2004.
- 12) 青井真,本多亮,森川信之,関口春子,早川讓,藤原広行:3次元有限差分法による2003年十勝沖地震の地震波動伝播シミュレーション,物理探査学会第111回学術講演会論文集,9-12,2004.
- 13) 鈴木晴彦, 森野道夫, 岩本鋼司, 劉瑛, 藤原広行, 早川譲: 地震動シミュレーションのための琵琶湖周辺 の3次元深部地下構造モデル, 地震2, 58, 91-106, 2005
- 14) Brocher, T.M.: Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2081-2092, 2005.
- 15) Brocher, T.M.: A regional view of urban sedimentary basins in northern California based on oil industry compressional-wave velocity and density logs, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 2093-2114, 2005.
- 16) 山水史生:関東地域の中深層地殻活動観測井を利用 したVSP法速度構造調査,防災科学技術研究所研究資 料,251,2004.
- 17) 石油公団:国内石油・天然ガス基礎調査基礎試錐調 査報告書
- 18) 大井昌弘,藤原広行,遠山信彦:強震動評価のため の南関東地域の浅部地盤初期モデル,,第 12 回日本地 震工学シンポジウム論文集,53,2006.
- 19) 地下構造データベース検討ワーキンググループ (防災科学技術研究所):地震防災のための統合化地 下構造データベース構築の必要性について,2004.

# 用いるべき強震動予測手法

# 

Katsuhiro KAMAE

Strong ground motion prediction procedures for scenario earthquakes are introduced in this paper. The typical ones are the empirical Green's function method, the stochastic Green's function method and the hybrid method for predicting broad-band strong ground motions, the theoretical method for long period ground motions. These methods have each merit and demerit depending on the characteristics of the Green's functions used in each method. We should select the method depending on much or less information to predict strong ground motions at site. Furthermore, we need to advance each method to realize the prediction of accurate ground motions for future large and huge earthquakes. Finally, I recommend you to read the references in order to get more understandings related to methods because the concrete explanations of the methods are not complete in this paper.

### 1. はじめに

地震動とは、地球内部の地殻に蓄えられたひずみエネルギーが急激なくい違い運動によって放出され、地震波として伝播してきた地面の揺れである。従って地震動を評価するためにはくい違い運動に関する情報(震源特性)、震源からある地点の基盤(共通な揺れが期待できる)までの地震波の伝播に関する情報(伝播経路特性)、基盤から地表までの地震波の伝播に関する情報(サイト特性)が必要である。地震学の分野では断層モデルに基づく決定論的な地震動評価が行われて以後、種々の震源のモデル化手法』や地震動計算手法<sup>2.3.4</sup>が提案されてきた。

将来の地震時のおける地震動予測手法としては、経験的な手法、半経験的な手法、理論的な手法、ハイブリッド法があり、半経験的、理論的、ハイブリッド法は断層モデルに基づく決定論的な手法として構造物の時刻歴応答解析に必要な時刻歴波形が出力として得られるため、既に多方面で適用されている。特にハイブリッド法は理論と半経験的な手法を組み合わせた広帯域な地震動評価が可能であることから、現時点では最も高精度な手法として多方面で採用されている。本稿では、半経験的な手法、理論的な手法及びハイブリッド法についてその原理や適用範囲、今後の高度化を目指した課題などを簡単に紹介したい。なお、各手法においてこれまでに提案されているすべてをこの場で紹介することは不可能であり、具体的な手法の紹介についてはその1例であることを予

めお断りしておく.

# 2. 地震動予測手法の概要と特徴

①理論的手法、②半経験的手法、③ハイブリッド法は、断層モデルとグリーン関数(震源から放射された地震波の伝達関数)を使って地震動の時刻歴波形を評価するもので、①は理論的にグリーン関数を計算し、②は観測記録や統計的に作成した人工地震波がグリーン関数として使われ、③は①と②を組み合わせた高精度な広帯域地震動予測手法である.

理論的手法には震源過程のモデル化と媒質(経路とサ イト)のモデル化が不可欠である.しかし,決定論的に 記述できる大地震 (M)7 程度) の震源過程の時空間不均 質性は数kmのオーダーであり、その場のVs(S波速度) ~3.5 km/s とすると周期 1 ~2 秒程度が評価の限界と なる. また、媒質の不均質性による影響は 1/4 波長程度 から顕著になると考えれば、Vs ~数 100 m/s の地盤で周 期1 秒程度の場合では100 m オーダーの揺らぎを正確に 把握する必要があり、点の情報はあっても、空間的に十 分な地下構造情報が得られる場合は極めて少ないことを 考えると、理論的方法の短周期の限界は、条件が揃った ところでも高々約 1 秒である 5. 理論的手法の高度化に 対しては計算手法の開発や必要となる地下構造モデルの 高精度化が今後必要である. 2003 年十勝沖地震 (M8.0) に よって改めて大規模堆積盆地における長周期地震動の脅 威が示され、将来の巨大地震に対するその予測と高精度 化が重要であるとの共通認識が得られている.

京都大学原子炉実験所

Research Reactor Institute, Kyoto University.

多種多様な構造物の耐震設計や耐震性能評価に際して は広帯域な地震動評価が不可欠であり、短周期にも適用 可能な半経験的手法として、経験的グリーン関数法2や統 計的グリーン関数法 6.7 が提案されている. グリーン関数 として観測記録を利用する経験的グリーン関数法では、 適切な中・小地震記録が必要であり、過去にはそのことが 逆にこの方法の欠点ともなっていた。しかし兵庫県南部 地震を契機として多くの機関によって全国的に強震観測 網が展開されるようになり、またインターネットなどを 通じて公開されるようになったことから、この課題も解 決されつつある。一方、対象とするサイトで適切な観測記 録が存在しない場合においては、震源の地震学的なスペ クトル特性を考慮した統計的なグリーン関数を作成し. 深部・浅部地盤構造における地震波の増幅特性を考慮し てシナリオ地震に対する地震動を予測するのが統計的グ リーン関数法である. この手法では被害予測などで必要 な広域での地震動強さの分布なども容易に安定的に評価 できるため、適用範囲は広い、ただし、対象が実体波の みである場合が多く、表面波や堆積盆地などで2次的に 生成される表面波などは表現できない.

また,より精度向上を目指した広帯域強震動予測手法としてハイブリッドグリーン関数法 ®やハイブリッド法 が提案され、後者については現時点における最も汎用性が高く、高精度強震動予測手法として地震調査推進本部(推本)で進められているシナリオ型強震動予測に用いられている方法でもある.この方法では、長周期地震動が理論的手法によって評価され、短周期地震動が統計的グリーン関数法や経験的グリーン関数法によって評価され、ある接続周期におけるマッチングフィルターの後、時間領域で足し合わされ、最終的に広帯域地震動が予測される.

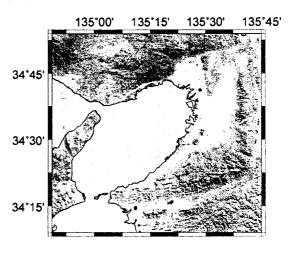
以上紹介した4つの手法はそれぞれが長所や短所を持ち、万能ではない。地震記録の有無や精度、深部・浅部地盤構造モデルの有無や精度などを考慮し、手法の長所を生かしつつ総合的に判断して採用されるべきである。それぞれの手法の持つ長所・短所については地盤震動ー現象と理論-(日本建築学会)<sup>8</sup>において既に整理されているため参照されたい。

# 3. 強震動予測手法

### 3. 1 理論的予測手法

地表で観測される地震動は断層運動によって地球内部 に放射された地震波が地表に達することによる地面の動きであり、従って地震動の評価には断層運動のモデル(震源モデル)と伝播媒質による地震波の伝播特性に関するモデル(地盤構造モデル)が必要となる。断層モデルによる理論的地震動評価法としては、破壊力学が基礎とな

る動力学的モデル(最近精力的に研究が進んでいる)や 観測記録のシミュレーションや震源インバージョン解析 によく使われる運動学的モデルがある。後者は断層面で のずれの時間的変化や破壊伝播様式などの運動学的パラ メータを先験的に与え、断層運動を規定し波動場を計算 する方法であり、後述するハイブリッド法における理論 的地震動評価にも現在用いられている. 具体的内容は前 述の文献 8 (地盤震動-現象と理論- (日本建築学会)) や文献 9 などに詳しいため参照されたい. 波動場の計算手 法も数多く提案されており、中でも有限要素法や有限差 分法は 3 次元に拡張され、現在大規模堆積盆地での理論 長周期地震動評価(予測)に多用されている. 図 1 は想 定南海地震時における大阪平野内における予測長周期地 震動(2.5~20 秒)の最大速度分布(10)であり、その分布は 複雑な大阪平野の 3 次元的深部地下構造の影響が反映さ れている.



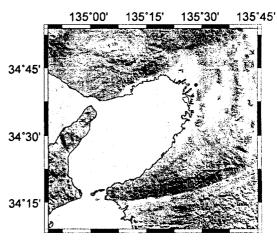


図1 想定南海地震に対する理論長周期地震動の予測 結果<sup>10</sup> (最大速度分布: 2.5 秒~20 秒)

上:NS成分 下:EW成分

# 3.2 半経験的予測手法

### (1) 経験的グリーン関数法

構造物の耐震設計や耐震性能評価などの工学的な目的 のためには、周期 0.1~20 秒程度の周期帯において地震 動を評価することが要求される。周期の長い帯域につい ては前述の理論的地震動評価手法が適用可能であるが、 短周期成分についての理論的評価は地下構造の微細な情 報を必要とするとともに、膨大な計算量を伴うため現時 点では非常に困難である. 経験的グリーン関数法は地震 波の伝播経路の影響評価やサイト近傍の局所的な地盤構 造による影響評価を回避するために提案された手法であ り、対象とする大地震と発震機構や伝播経路が共通する 中・小地震の観測波形をグリーン関数として大地震の破 壊過程に合わせて合成するものである。この手法は、 Hartzell<sup>11</sup>によって初めて提案された後、日本では入倉 2, 壇・他(2), 武村・池浦(3)などによって改良が加えられた。 それぞれの方法についての詳述は避け、ここでは入倉に よる方法 2 を簡単に紹介し、その高度化のための課題につ いて述べる.

入倉<sup>2</sup>は、中・小地震記録から大地震時の強震動を合成 するため、大地震と小地震の震源パラメータ (L: 断層長さ, W: 断層幅, D: すべり量, M<sub>0</sub>: 地震モーメント (M<sub>0</sub>= μ LWD) で、Maは大地震、Maは小地震を指す.)間の相似則と震源ス ペクトルの相似則を拘束条件として用いた. 大地震と小 地震の応力降下量が異なる場合も考慮し、地震モーメン ト比と応力降下量の比を用いた 3 乗根によって重ね合わ せのパラメータ N が決められ、両地震ともω-2モデルに 従っているとの前提で波形合成が(1)式に従って行われ る. 式中の記号については文献 3 等を参照されたい、なお、 応力降下量一定(c=1)の仮定でパラメータNを決めた場 合、工学的に重要な大地震の短周期成分を過大評価ある いは過小評価することになり、広帯域でのこの方法の高 精度化を図るためには、小地震の応力降下量の評価とそ の結果に基づいた補正(図2)が重要である14.

$$U(t) = c \sum_{i=1}^{N} \sum_{j=1}^{N} \frac{r}{r_{ij}} F(t - t_{ij}) * u(t)$$
 (1)

$$N = \left(\frac{M_{0t}}{cM_{0s}}\right)^{\frac{1}{3}}$$

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R} + \varepsilon_{ij}$$

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{(N-1)n} \delta\left[t - (k-1)\frac{\tau}{(N-1)n}\right]$$

応力降下量については中・小地震の観測記録のスペク トルインバージョン手法や硬質地盤上での観測記録から 伝播経路特性やサイト特性を取り除いた震源変位スペク トルから評価することができる.

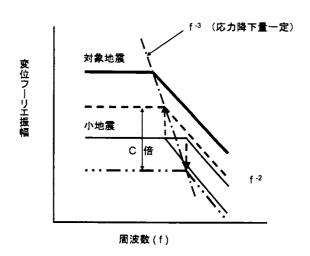


図2  $\omega^{-2}$ モデルに基づく大地震と中・小地震との 応力降下量の違いを補正するイメージ

なお、波形合成は中・小地震がω-2モデルに従うとし て行われるが、地震の規模によって震源モデルが異なる 可能性も示されている 8. すなわち. マグニチュード 5 以 下の地震ではクラック破壊を想定したω-2 モデルが適用 できるが、より規模の大きい地震ではω-2 モデルから外れ たアスペリティモデルに近いスペクトル形状となり、 経 験的グリーン関数としての地震の震源モデルをクラック モデルとして考えるか、アスペリティモデルとして考え るかは、大地震時の予測地震動に影響するため、手法の高 度化のためには残された課題もある。また、対象とする 地震の規模が大きく、しかも用いる中・小地震の規模が 小さい場合には、大地震の断層面の分割数が非常に大き くなることによって、合成される地震動がω-2モデルか ら中間周期帯(大地震と小地震のコーナー周期の間)で 落ち込みを生じ、結果としてその領域で予測地震動を過 小評価する結果となる 15. これを同避するためには大地 震と小地震とのマグニチュードの差を2程度以下とする ことを推奨する. 他の回避策としては多段階合成法や要 素断層のフラクタル分布を仮定した方法 15 を用いること も可能である。多段階合成法とは、まず小地震記録を用 いて中規模地震をターゲットに合成し、その合成波形を 新たな経験的グリーン関数として大地震時の強震動を合 成する方法である 16).

次に経験的グリーン関数法を適用する際に必要な補正 14 について簡単に述べる、理想的には、大地震の分割さ れた小断層ごとにそこで発生した経験的グリーン関数と しての地震記録を用いることであるが、現実問題として

は1個(巨大地震の場合でも数個)の地震記録が使われる場合がほとんどであろう。その場合は、幾何減衰の違いのみならず伝播経路における Q 値による粘性減衰の違いも補正する必要がある。Q 値については周波数依存性や地域性の存在も既に指摘されており、適切な Q 値を使うことが重要である。

また,大地震と小地震とのメカニズム(走行,傾斜角,すべり角)が異なる場合には、震源放射特性の違いを補正すべきである。観測事実として、震源放射特性に周波数依存性があることが既に数多く指摘されており「17,そのモデル化も重要である。最近、2000年鳥取県西部地震の本震や余震のKik-net 記録を用い、震源放射特性の周波数依存性が検討されている「8. その結果によれば、3Hz で等方的な性質が強くなり、6Hz で完全に等方的になることが示されている。こうした震源放射特性の周波数依存性を導入する考えは既に提案されており「4,このような観測記録に基づいた定量的な評価結果を導入することによって経験的グリーン関数法の高精度化が期待できる。こうした震源放射特性の補正は、大地震と小地震のメカニズムが同じでも、大地震の断層面の空間的な広がりを考えた場合には必要である。

工学分野への適用を考えた場合にもう一つの重要な補 正は、大地震と小地震との高周波限界 (fmax) の違いであ る. これまでにも地震の規模によって fmax に違いがある ことが指摘されており、その定量的な評価も試みられて いる. この補正は結果的には高周波数成分の予測結果を 左右するものであり、既に fmax に地震規模依存性がある との前提で、その補正方法が提案されている 14. 兵庫県南 部地震本震の fmax が 6Hz 程度であることが示され 19. ま た経験的グリーン関数法を用いたシミュレーションによ って 2000 年鳥取県西部地震本震の fmax が 5Hz 程度であ ったと推定されている 20. 最近 2000 年鳥取県西部地震の Kik-net 記録を用いた系統的な検討が行われている<sup>21)</sup>. 結 果をまとめると、地盤の非線形性や forward directivity の影響があるデータを除いて推定された本 震の fmax は 6. 1Hz となるが、これらの影響を除去しない 場合には fmax は低周波数化する. 従って、大地震の震源近 傍の強震動から直接 fmax を推定すると過小評価となり、 見かけ上 fmax に地震規模依存性が生ずる結果となると指 摘されている。このことは fmax へ震源特性の影響は小さ いことを示唆しており、今後他の地震への適用性なども 含めた検討が必要であろう.

### (2) 統計的グリーン関数法

統計的グリーン関数法とは、前述の経験的グリーン関数法で用いられる適切な中・小地震記録が存在しない場合を想定して提案された手法であり、グリーン関数として統計的シミュレーション波形を使うもので、精度は劣るものの広域における地震動が安定的に得られるため、

被害予測などによく使われる. 統計的グリーン関数の評 価手法の違いによっていくつかの方法が提案されており. その原型は地震学的な震源モデルに基づき作成した統計 的グリーン関数を用いる方法 6であり、その後上下動も含 めた 3 成分合成法への拡張も行われている 20. また、エ 学的基盤での観測記録のスペクトル特性や経時特性の統 計的特性に基づき作成した統計的グリーン関数を用いる 方法 23,24 なども提案されている。前者の方法では統計的 グリーン関数が地震基盤で規定されるため、対象とする 地点での表層地盤構造のみでなく、深層地盤構造も考慮 した高精度な地盤増幅特性の導入が必要である. 一方、後 者については観測記録に基づくため、種々の経験的特性 の地域性が想定され、高精度化のためには対象とする地 域ごとに経験的特性を抽出しておく必要がある。統計的 グリーン関数法の適用に際しても、経験的グリーン関数 法同様前述したグリーン関数の補正を適用することによ って、さらに精度向上が図られる。

これまで統計的グリーン関数法では実体波のみが取り扱われており、堆積盆地などでの観測記録に見られる後続波(表面波)を表現することができなかった.最近、海溝型巨大地震時における大規模堆積盆地での広帯域強震動予測の必要性が高まっており、より現実的な波形予測を行うため、ハイブリッド法におけるやや短周期領域における統計的グリーン関数法の適用に際し、経験的な周波数に依存する経時特性(エンベロープ関数)を考慮した手法も提案されている <sup>25</sup>. 図3には想定南海地震時における大阪・福島における経験的グリーン関数法と統計的グリーン関数法による予測結果を比較して示す。統計的グリーン関数法による予測結果を比較して示す。統計的グリーン関数法による予測結果を比較して示す。統計的グリーン関数法によっても長い継続時間や後続波が評価されていることがわかる <sup>26</sup>。

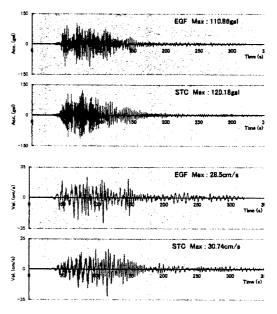


図3 想定南海地震時の福島における経験的グリーン関数法による結果(EGF)と高度化した統計的グリーン関数法による結果(STC)の比較<sup>25</sup>

# 3. 3 ハイブリッド法

3.2 で紹介した経験的グリーン関数法では予測地震動の 周期帯域は用いる中・小地震記録の観測精度に依存して 決まってしまう. また. 統計的グリーン関数法では既述 したように主として実体波 (S波のみ) の評価を対象とし ており、複雑な地下構造による波動伝播や表面波などは 正確には考慮できない、そこで広帯域において精度の高 いグリーン関数を求める方法が提案された3. すなわち, 長周期成分(1秒以上)については理論的にグリーン関数 を計算し, 短周期成分については統計的なグリーン関数 を用いる方法である.2種類のグリーン関数はお互い有効 な周期領域でのフィルターをかけた後、時間軸上で足し 合わされることによってハイブリッドグリーン関数とな る. 大地震の強震動はこのハイブリッドグリーン関数を 用いて経験的グリーン関数法や統計的グリーン関数法と 同様の合成手続きによって評価される. 従って、大地震の 断層面上で 1 個の小地震に対するハイブリッドグリーン 関数を計算すれば、大地震の強震動は同程度の精度で合 成可能である.

しかしながら、震源放射特性等の適切な補正によって その高度化は期待できるものの、複雑な伝播経路特性を 反映させるには 1 個のグリーン関数では精度上限界があ る. そこで、より高精度な予測を行うためのハイブリッド 法⁴が提案され、現時点では最も精度の高い強震動評価手 法として用いられている. ちなみにこの方法は 大地震時 の長周期地震動(1 秒以上)を断層モデルを用いて理論的 に計算し、短周期地震動(1秒以下)は統計的グリーン関数 法(経験的グリーン関数法も適用可能)によって波形合 成し、お互い有効な周期領域でフィルター処理し、その後 両者を時間軸上で足し合わせる方法である。 図4にハ イブリッド法の手順を示す.また、概念図を図5に示す. この方法では断層面上に配置されたすべての点震源から の理論地震動が計算されるため、ハイブリッドグリーン 関数法に比べ長周期成分の精度は向上するが、長時間の 計算時間が必要とされる.

長周期地震動と短周期地震動をつなぐ接続周期は、計 算機メモリーや地下構造モデルなど理論計算上の制約に よって決められ、現時点では 1 秒~3 秒程度と考えられ る.

この方法は推本による全国を概観する地震動予測地図 作成の内、シナリオ地震を対象とした詳細法として用い られており、原子力発電所の基準地震動策定手法として も推奨されている。今後理論的な計算の短周期化によっ て、より短周期側に移行されることが望ましい。そのため には、地下構造のモデル化に加え、震源でのすべり時間関 数のモデル化など今後解決しなければならない課題も多 ٧J.

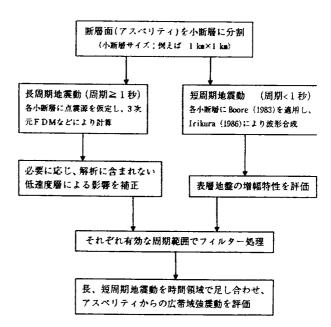


図4 広帯域強震動予測手法であるハイブリッド法 接続周期は震源の大きさや地下構造に関する情報の多寡 に応じて変化する。長周期、短周期地震動の評価手法は 1つの例を示している

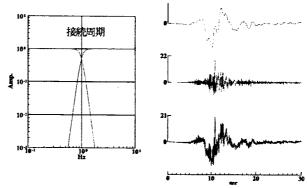


図5 ハイブリッド法の概念図

左:マッチングフィルターの例 右:上から理論長周期地震動、 統計的グリーン関数法などによる短周期地震動、ハイブリッド 広帯域地震動

### 4. おわりに

本稿では「設計用入力地震動作成指針に向けて」の中 の強震動予測手法について、現状既に提案され適用され ている手法を簡単に紹介した. 地震動作成で用いるべき 手法としては理論的手法、半経験的手法、ハイブリッド 法の大きく3つの手法があり、それらの原理や適用範囲 などを主として紹介した. 紹介した内容は地震動を作成 する上で十分なものではなく、詳細は文献等を利用して いただければ幸いです。またそれぞれの手法にはここで 紹介したもの以外にも多数提案されており、それらに関 する文献の引用も不十分であることも付記しておく.

# 参考文献

- Irikura, K., H. Miyake, T. Iwata, K. Kamae, H. Kawabe, and L. A. Dalguer (2003). Recipe for predicting strong ground motion from future large earthquake, Annuals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, No.46B,pp.105-120, (in Japanese with English abstract).
- Irikura,K: Prediction of strong ground acceleration motions using empirical Green 

  s function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.,pp.151-156,1986.
- Kamae, K., K. Irikura, and A. Pitarka: A Technique for simulating strong ground motion using hybrid Green's function, Bull. Seism. Soc. Am., 88,pp.357-367,1998.
- 4) 入倉孝次郎, 釜江克宏:1948年福井地震の強震動— ハイブリッド法による広周期帯域強震動の再現—, 地震2,52,pp.129-150,1999.
- 5) 佐藤俊明, 壇一男: 広帯域ハイブリッド法による強 震動シミュレーション, 月刊地球, 号外37, pp. 187-194, 2002.
- 6) 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 一統計的波形 合成法による予測ー,日本建築学会構造系論文報告 集,No.430,pp.1-9,1991.
- 7) 壇一男,渡辺基史,佐藤俊明,宮腰淳一,佐藤智美:統計 的グリーン関数法による1923年関東地震(MJMA7.9) の広帯域強震動評価,日本建築学会構造系論文集, 第530号,pp.53-62,2000.
- 8) 日本建築学会:地盤震動-現象と理論-, 丸善, 2005.
- 9) 理論地震動研究会:地震動ーその合成と波形処理ー, 鹿島出版会, 1994.
- 10) 釜江克宏, 川辺秀憲: 南海地震による近畿圏の強震 動予測, 第33回地盤震動シンポジウム(2005), pp.35-40, 2005.
- 11) Hartzell, S.H: Earthquake aftershock as Green is functions, Geophys. Res. Lett., 5, p.104,1976.
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka: A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shesr-wave displacement, Tran. A.I.J., No.396, pp.27-36,1987.
- 13) 武村雅之,池浦友則:震源の不均質すべりを考慮した半経験的地震動評価,地震Ⅱ,第40巻,pp. 77-88,1987.
- 14) 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報告集,No.416,pp.57-70,1990.

- 15) Irikura,K. and K. Kamae: Estimation of strong ground motion in broad-frequency band based on a seismic source scaling model and an empirical Green's function technique, ANNALI DI GEOFISICA, Vol.XXXVII,No.6,pp.1721-1743,1994.
- 16) 釜江克宏、入倉孝次郎:1946年南海地震(Mw=8.1)時 の震源近傍及び周辺地域における強震動評価、日本 建築学会構造系論文報告集、第455号、pp.61-71、1994.
- 17) Liu,H. L. and D. V. Helmberger: The 23:19 aftershock of the 15 October 1979 Imperial Vallley earthquake; more evidence for asperity, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 75, pp. 689-708, 1985.
- 18) 佐藤智美, 巽誉樹:全国の強震記録に基づく内陸地 震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建 築学会構造系論文集, 第556号,pp.15-24,2002.
- 19) 鶴来雅人、田居優、入倉孝次郎、古和田明:経験的サイト 増幅特性評価手法に関する検討、地震、第2,第50 巻、pp.215-227,1997.
- 20) 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,投稿中,2002.
- 21) 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,第556 号,pp,25-34,2002.
- 22) 大西良広、堀家正則:統計的グリーン関数を用いた3 成分地震動合成法の兵庫県南部地震への適用、構造 工学論文集、Vol.46B、pp.389-398、2000.
- 23) 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.
- 24) 伊藤茂郎,久原寛之,川瀬博: K-netデータから抽出した 地震動の統計的性質とそれを用いた波形合成用グリ ーン関数の生成,日本建築学会構造系論文集,第543 号,pp.37-44,2001.
- 25) kawabe, H. and K. Kamae: Ground motion prediction for huge subduction earthquakes in Osaka basin, Japan, using an advanced stochastic Green's function, 2003 AGU fall meeting, 2003.
- 26) 釜江克宏,川辺秀憲:統計的グリーン関数の高精度 化,地震災害軽減のたねも強震動予測マスターモデ ルに関する研究,第3回シンポジウム論文集, pp.125-128,2005.

# 結果の検証方法

Verification of the Synthesized Strong Ground Motion for Dynamic Design of Structure

野畑 有秀\* Arihide NOBATA

The methodologies of the strong ground motion simulation have been progressed in the past 10 years. This article presents how to verify the synthesized strong ground motion simulated by theoretical methods. A fundamental method to verify is comparing with average values estimated by an empirical attenuation relation. Fortunately many attenuation models revised based on recent strong ground motion records. So, the peak ground motion of the point near fault can estimate using such an attenuation model. The following method is carrying out the simulation of the observation records or observed intensity. Validity of the assumed model, are verified although an extraordinary labor is accompanied by this method.

# 1. はじめに

現在、地盤震動小委員会で準備している「設計用入 力地震動指針(案)」においては、強震動評価に関する 近年の研究成果を活かし、広周波数帯域ハイブリッド 法や統計的グリーン関数法や経験的グリーン関数法な ど最新の手法に基づく設計用地震動の作成手法につい て記述される予定である。これらの手法は、震源の破 壊過程や、地震波の伝播および、堆積平野での表面波 の影響を含めサイト特性を陽な形で表現して時刻歴波 形を推定する方法であり、今までに種々のシミュレー ションが実施され、現時点では設計入力地震動評価の 実用に供されるようになってきている。ただし、計算 にあたって必要とされるパラメーターは多く、モデル 化に伴う労力も増えている。また、パラメーターの設 定に関しても現時点での推奨値は存在するものの必ず しも決定的な拘束条件となっているわけではなく、さ らには統計的グリーン関数法などランダムパラメータ 一が必要な方法や、計算上での不安定性を回避するラ ンダム変数などによっても結果も大きくばらつくこと 等の問題点も残されている。従って、実際に設計用地 震動として供する場合には、予測地震動結果を何らか の形で検証しその妥当性を確認した上で使うことが必 要である。

本来、このような最新の手法に基づく予測は、今ま で観測点等の制約条件により経験的にはわからなかっ た地震動強さや、断層面の破壊の別シナリオ時の評価 に主眼を置いて、物理的なモデルをもって予測しよう とするものであり、個々のパラメーターが物理的根拠 をもって設定できるのであれば、予測結果もある程度 確からしいと考えるべきものであり、そのためにさら なる研究も行われている。

本稿は、「設計用入力地震動指針(案)」で記述され る予定の「結果の検証法」について紹介し、本シンポ

ジウムで議論することにより、実際にどのような形で 記述すれば良いかのたたき台の位置付けであり、筆者 の主観的な考えも入っていることご容赦願いたい。

### 2. 結果の検証の基本的な方法

予測結果の検証に関しては、地震調査研究推進本部 (2005)の「震源断層を特定した地震動予測地図の説明」 において、活断層で発生する地震と海溝型で発生する 地震に分けて説明がなされている。いずれのタイプの 地震においても、基本的には経験式である距離減衰式 を用いた推定値との比較を行うものであるが、海溝型 に関しては発生間隔が短いため、被害の記録が残って おり、震度分布等との比較が可能であること、また地 震によっては、観測波形が得られており、観測波形と の整合を取ることで結果の検証が可能であることを記 述している。現在、「設計用入力地震動指針(案)」に おける「結果の検証方法」には以下の項目について記 述されることが予定されている。

- a. 最大値指標の経験的関係との比較
- b. 観測値の比較とモデルバイアス
- c. ばらつき評価

基本的には、地震調査研究推進本部(2005)と同じ内 容であり、a.で距離減衰式を用いた推定値との比較に ついて述べ、b.で過去に記録が残っている地震につい てその値との比較と、また同時に予測手法による不確 定性について述べ、最後に予測がもつばらつきについ て述べられる予定である。予測がもつばらつきに関し ては、例えば、前回のシンポジウム(野畑、2006)に おいても地震調査研究推進本部(2005)による森本・富 樫断層帯の破壊シナリオが異なる例をもとに 10 倍の オーダーで地震動強さが変動することが紹介されてお り、断層の形状から始まり破壊シナリオを含めたばら つきに関しては実務上大きな課題となることがわかっ

ている。この問題を含め、b. c.の項については、本シ ンポジウムの午後のセッションにおいて話題提供が予 定されているため、本稿では簡単に述べるに留め、距 離減衰式を含めた過去の経験と予測結果をどのように 比較するかについて中心に記す。

#### 2.1 最大値指標の経験的関係との比較

最初のステップとしては、予測地震動の最大値指標 (最大加速度、最大速度等) における経験的な関係と の比較を行う。「指針 (案)」に書かれる事項は

予測された波の最大加速度や最大速度を、経験式 である距離減衰式から評価される値と比較するこ とで予測結果の妥当性の検証を行う。検証するに際 して、経験式は平均的な地震動特性を表しており、 必ずしも震源近傍での特徴や堆積平野内での表面 波の励起等を評価してはいないことを考慮した上 で、予測された最大値指標が、その距離減衰式が有 するばらつき範囲内であることを確認する。

- ・距離減衰式を採用する際には、その適用範囲(適 用距離や地域性や適用マグニチュード)を確認する こと。
- ・用いた予測手法により、比較する地震動の強さの 指標を適切に選ぶこと。

となる。重要なことは、ここで扱われる広周波数帯域 ハイブリッド法や統計的グリーン関数法や経験的グリ ーン関数法など最新の手法は、震源近傍での特徴や、 堆積平野内での表面波の励起など、対象地点の特徴や 地震の破壊シナリオを的確に評価しようとするもので あり、一方、距離減衰式は、近年補正項を入れること により多様な地震動評価が可能にはなってきているも のの基本的には地震動強さとマグニチュードや距離等 に関する平均的な関係を示すことであり、詳細な地震 動特性を表現することを主目的としていないことであ る。このため、必ずしも両者は一致しなくては良く、 距離減衰式のばらつきの範囲で概ね適合していれば良 いということになる。

さらに、距離減衰式の適用範囲を考慮した上で評価 することも重要である。即ち、距離減衰式モデルの評 価パラメーターの設定と、使用されたデータによる適 用限界を認識した上で評価する必要がある。また、距 離減衰特性には地域性があるため本来ならば評価地域 のデータに基づいた距離減衰式を使うのが好ましい。

近年の強震記録に基づいて作成された代表的な最大 加速度・最大速度の距離減衰式を、Mw=7 と 8 の場 合について図1に示した。示した距離減衰式は、 Kanno et al.(2006)【Ka:日本&海外の記録、5.5~ Mw~8.2、X~300km】司・翠川(1999)【SM:日本の 記録、5.8~Mw~8.3、X~500km】、大野(2000)【ON: 米国の記録、4.9~Mw~7.5、Xeg~174km】、安中他

(1997)【AN:日本の記録、5.0~Mj~8.1、X~500km】、 福島・田中(1990)【FT:日本&海外の記録、4.9~Mw ~8.2、X~300km】である。ここでは ON のみ等価震 源距離 Xeq であるため、断層面を断層最短距離 X と直 交する円形断面として Xeg を計算し図示している。ま た図中には Ka 式の場合の $\pm \sigma$ を併示している。記録 の多い M7 ではどの式を用いても殆ど同じような評価 となっている。一方、M8 クラスでは記録も少ないた めか各式でばらつきが見られはじめるものの概略の傾 向は等しいといえる。次に近年の記録に基づくこれか らの距離減衰式をもとに予測結果との検証を行う方法 について述べる。詳細な検討を行う場合は、地震調査 研究推進本部の詳細評価(2005)で示されるように空間 的に非常に多くの点を計算し図2に示されるように、 平均的な地震動強さとその減衰傾向の妥当性も確認す ることができる。一方、設計用入力地震動を実務とし て評価する場合は、対象とした地点が概ね整合してい れば良いわけであり通常は1点~数点での確認となる。 その場合は、評価地点を対象地点以外に数点行うこと と、破壊開始点位置等の破壊シナリオを変更する方法 により妥当性を検証することとなる。図1(d)に示す▲ のように評価地点を数点予測しその減衰特性を確認し、 その上で破壊シナリオ等を変更し、ばらつきと平均的 な値の確認を●のようにする。この時、平均的な値が 距離減衰による値と明らかに異なる場合はアスペリテ ィ位置や震源パラメーターの変更を行う。図3に距離 減衰式が有するばらつきと予測値の関係を模式的に示 す。また図4に検証フローを示す。設計に用いる予測 結果としては、距離減衰式における推定平均値かまた はそれを上回るシナリオを採用する。ただし、明らか に地盤状況が良い、震源の破壊シナリオが明確な場合 はその限りではない。

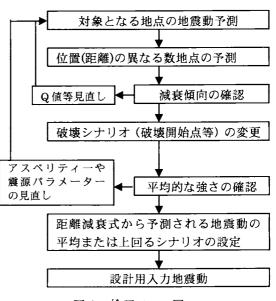
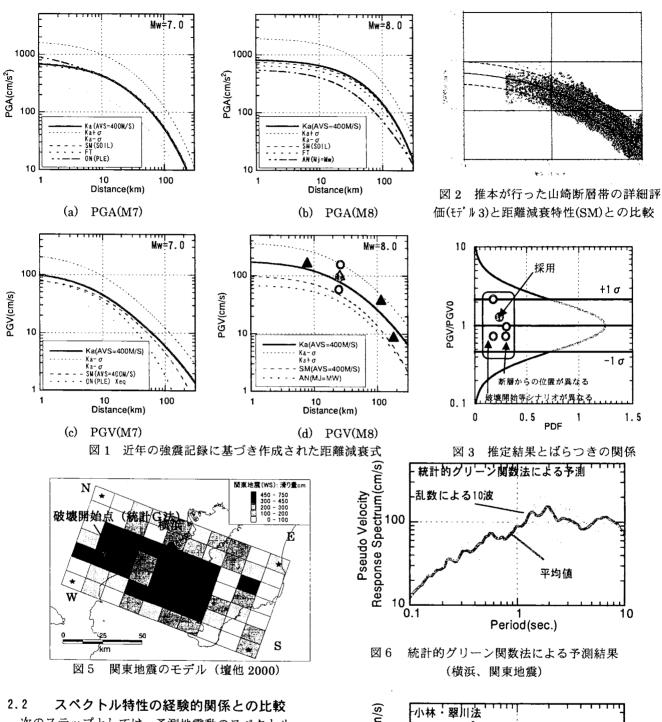


図4 検証フロー図



次のステップとしては、予測地震動のスペクトル 特性に関して経験的な関係との比較を行うこととな る。この内容は、次の講演となる「経験的スペクト ル評価法による平均波の作成(大野,2006)」と内容が ほぼ同じとなるため、ここでは一例を紹介するに留 める。強震動の予測は、壇ほか(2000)を参考に、関 東地震を対象とした統計的グリーン関数法で横浜の 波形を予測する。サイト特性は、山中・山田(2002) の深層構造を参考に1次元波動論で開放工学的基盤 上の波を推定した。断層モデルと観測点の位置を図 5に示す。統計的グリーン関数法においてはサブフ

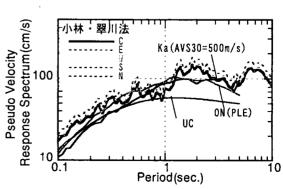


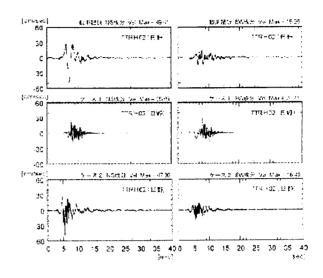
図 7 距離減衰式による予測結果 (横浜、関東地震)

オルトの大きさによる人為的な周期を避けるため、サブフォルト内での破壊点を乱数で変化させた 10 波を作成し、その平均を予測地震動とした。図6に工学的基盤面上での予測結果を示す。また図7には、前述した最大値の距離減衰式に対応したスペクトル距離減衰式である Kanno et al.(2006)【Ka】、内山・翠川(2006)【UC】と大野(2000)【ON】の式に基づく推定結果を示す。また、同図には、経験式の一つであり、設計でよく用いられる小林・翠川法(1984)の結果も合わせて示す。小林・翠川法においては破壊開始点を図4に示す断層面の各端部と中央からの5地点とした5ケースを考慮し、地震基盤からは統計的波形合成法と同様に1次元波動論で工学的基盤面上の波を推定している。なお、小林・翠川法の周期5秒以上は地震基盤面上で速度応答一定としている。

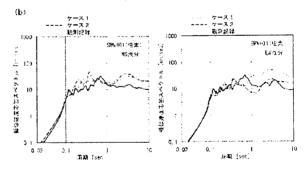
図5と図6により、どの評価に関しても概ね対応していることがわかり、統計的グリーン関数法の結果の妥当性を検証することができる。ただし、この評価においては、堆積平野内での表面波まで考慮できる方法でないため、工学的判断として、長周期に関してはこの評価より大きくなる可能性があることを考えておくことは重要である。

# 3. 過去の地震の記録による検証

強震観測が始まってから発生した 1968 年十勝沖地 震や、1978 年宮城県沖地震のように、再来周期が短い 海溝型地震や、また兵庫県南部地震を始め、最近発生 した活断層による地震においては強震記録が存在する。 また、近代の被害地震においても、その被害データや 震度分布等から地震動強さが推定されているものもあ る。このような地震においては、記録と照らしあわせ ることにより、震源や地盤のモデルの妥当性を示し、 地震動を予測することとなる。 地震調査研究推進本部では、2000 年鳥取県西部地震と2003年十勝沖地震において強震動レシピの適用性の観点から波形の予測と観測結果の比較を行っている。 図8に2000年鳥取県西部地震における地震調査研究推進本部が行った検証例を示す。ケース1はハイブリッド合成法であり、ケース2は経験的グリーン関数法である。波形レベルでの予測に関しては、地盤のモデル、



(a) 速度波形



(b) 擬似速度応答スペクトル

図8 地震調査研究推進本部による鳥取県西部地震における波形およびスペクトルの予測と観測記録

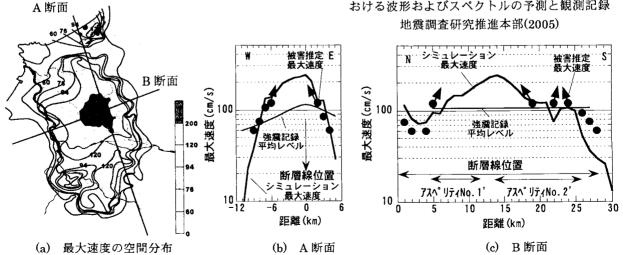
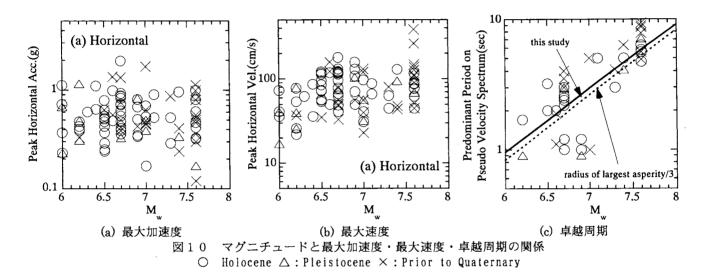


図9 福井地震の被害から推定された最大速度とシミュレーション最大速度および強震記録の平均値の比較

伝播のモデルの精度は勿論のこと、震源時間関数までもが影響しており、震源の逆解析を行わず、単に予測手法に基づいて波形そのものを整合させるのは現在でも難しい旨が報告されているが、最大値やスペクトでも難しい皆が報告されているが、最大値やスペクト較的古い地震で被害データや震度分布がもとめられている。次に関しては、地盤のモデル、伝播のモデルおとで、との分布と予測結果を比較することで、各パラメーターの妥当性を検証することができる。の方法は、最大値指標で整合を確認するたがし、多くの地震の場合、地震動強さの空間分布を示す記録が殆

ど無いため、震度分布の推定、即ち、被害データ等から地震動強さを推定することが重要となってくる。そのように評価した地震動強さとシミュレーション結果を整合させることで予測地震動の妥当性を担保は悪なる。野畑他(2000)が行った1948年福井地震ののを図りに示す。ここでは、幾つかの破壊シナリオを図りに示す。ここでは、幾つかの破壊シナリオを関を図りに示す。ここでは、幾つかの破壊シナリオを関がでは表面地震動強さの分布に強力ができた。この結果、福井地震の空間分布を評価している。この結果、福井地震の空間分布を評価している。この結果、福井地ないては極表層の軟弱層がその非線形性を含め、かなり地震動強さに影響を及ぼしていることが理解された。



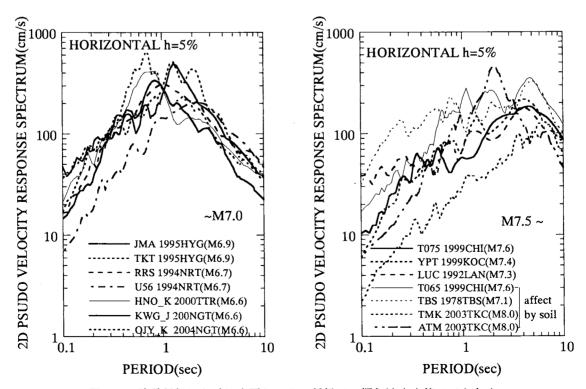


図11 強震記録における上限レベルの記録での擬似速度応答スペクトル

このように震度データ等と予測結果の整合をとる方法 は、多くの被害地震のシミュレーションにおいて行わ れており、予測結果の検証法として重要な位置づけを なしている。

しかしながら、本章で述べたような検証方法は、実際に行うには非常に労力がかかり研究的な側面が出てくる。設計実務でここまでの検証を行うのはよほどの重要構造物でないと難しい。実用上は1~2点の震度の確認が現実的であろう。地震調査研究推進本部(2005)は、波形の整合性確認に際し「強震動評価の目的は計算波形を観測波形にあわせることではないため、この作業に収支することのないよう留意する必要がある」と述べている。まさしく設計用入力波を策定するに際しても同じことがいえる。

# 4. 強震記録の上限レベルに基づく確認

このような予測結果の検証で最も重要なのは、多く の強震記録との比較であるといえる。近年では、強震 記録が多数得られ、非常にバラエティに富んだ記録が 増えている。2章で示した距離減衰に基づく検証は地 震動の平均像への対応を確認する作業であったが、一 方の上限レベルにおける地震動強さも予測地震動結果 の取捨に対する判断基準となる。参考までに震源近傍 での記録を中心に比較的振幅の大きな観測記録の最大 加速度、最大速度とマグニチュードの関係、卓越周期 とマグニチュードの関係を図10に、擬似速度応答ス ペクトルの形状を図11に示す。これらの記録の中に はローカルサイトエフェクトによって大きな最大値を 示したような地震もあり、決して平均的な地震動特性 とはいえないが、観測事実として記録されているもの である。このような記録と比較することで予測された 地震動の強さが既往の強震記録の上限に近いのか、平 均的な値に近いのかを確認することも検証の一つとい えよう。

# 5. おわりに

結果の検証方法に関し、過去の経験と照らしあわせることでその妥当性を検証する方法について述べた。 午後の講演で、この稿に関わる「予測結果の不確実性」についての議論があるが、地震発生のシナリオまで含めて予測すると、特定対象地点に対する結果には非常に大きなばらつきが存在する。このような中で予測結果について「妥当である」と検証するのは実は非常に対して作業である。従って、ここで示したのは、ある程度経験的な関係をもとに、ほぼ平均的な値か、またはそれ以上であれば、設計的に安心して使えるという意味での「結果の検証」である。また、ここで述べてきたことは、観測事実と照らし合わせることのみであり、この指針の「設計用」の観点からの議論はしてい ない。観測事実とほば整合した地震動が「設計用」に そのまま使えるのかは重要な課題として残されている。

### 参考文献

- 地盤震動―現象と理論―、日本建築学会、p.401、2005.1 文部科学省研究開発局地震・防災研究課(2005):全国を概観 した地震動予測地図について,地震動予測地図ワークショ ップー地震調査研究と地震防災工学・社会科学との連携― 予稿集,pp.1-113
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005):分冊2、震源 断層を特定した地震動予測地図の説明、p.262
- 野畑有秀(2005):設計用入力地震動と地震動予測地図,第33 回地盤震動シンポジウム,pp.77-84
- Kanno T, Narita A, Morikawa N, Fujiwara H, & Fukushima Y(2006) : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Record Data, Bull. Seism. Soc. Am., 96, pp.879-897
- 内山泰生・翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学 的基盤における応答スペクトルの距離減衰式、日本建築学 会構造系論文集 NO.606 pp.81-88
- Fukushima Y. & Tanaka T. (1990): A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan, Bull. Seism. Soc. Am.,82,pp.505-510
- 司宏俊・翠川三郎(1999): 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式、日本建築学会構造系論文集 NO.523 pp.63-70
- 安中正・山崎文雄・片平冬樹(1997): 気象庁 87 型強震計記録 を用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案、第 24 回地震工学研究発表会、pp.161-164
- 大野晋・髙橋克也・源栄正人(2001): カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用、日本建築学会構造系論文集 NO.480 pp.39-46大野晋(2006): 経験的スペクトル評価法による平均波の作成,
- 第34回地盤震動シンポジウム 壇-男・渡辺基史・佐藤俊明・宮腰淳一・佐藤智美(2000): 統計的グリーン関数法による1923年関東地震(M<sub>JMA</sub>7.9)の 広域強震動評価,、日本建築学会構造系論文集 NO.530
- pp.53-62 2000年4月 山中浩明・山田伸之(2002):微動アレイ観測による関東平野 の3次元S波速度構造モデルの構築、物理探査、55、
- 野畑有秀, 翠川三郎(2002):1948 年福井地震の震源近傍にお ける地震動特性の再評価, 日本建築学会構造系論文集 NO.561 pp.81-88
- 野畑有秀, 翠川三郎(2001): 強震記録に基づく震源近傍での 地震動強さ,日本建築学会構造工学論文集 Vol.47B, pp.173-180

# 経験的スペクトル評価法による平均波の作成 Generation of Artificial Time Histories Based on Empirical Evaluation of Response Spectra

大野晋\*

Susumu OHNO

As a complementary method of wave-synthesis or hybrid method for a specified scenario of fault rupture model, a framework for generation of artificial time histories based on empirical estimation of averagely expected spectrum is summarized. At first, empirical equations of response spectrum and/or time envelope must be suitably selected, as the evaluation condition lies within their applicable range of the parameters: magnitude, distance, site condition, etc. Next, time histories are synthesized to satisfy the agreement condition of synthesis/target response spectral ratio. Examples of artificial waves for shallow inland, plate-boundary, intermediate-depth earthquakes are generated by sine-synthesis method.

### 1. はじめに

震源モデルを入倉レシピで作成し、波形合成法もしくは ハイブリッド法で求めた地震動波形は、想定した特定の震 源破壊シナリオに対する評価結果と位置づけられる。ここ ではそれを補完する方法として, 地震規模や距離が決めら れた場合に平均的に期待される応答スペクトルを、経験式 により設計用応答スペクトルとして評価する考え方を示 す。さらに時刻歴応答解析用として,評価した応答スペク トルに適合する波形を求める手順について解説する。

図1(1)に全体の評価手順を示す。地震波を評価する地点 と評価対象地震は選定済みとしている。まず地震規模や距 離などから評価に適した経験式を選定し、応答スペクトル を求める。続いて時刻歴波形作成に用いる位相特性もしく は時刻歴包絡関数を定め、正弦波の重ね合わせで応答スペ クトルの適合条件を満足する時刻歴波形を作成する。以下 この手順に従って項目ごとに解説する。

### 2. 応答スペクトルの経験式

通常応答スペクトルの経験式 (距離減衰式) のパラメー タとしては、マグニチュード(最近は震源深さも)、距離、 地盤(地質分類や最近は表層S波速度)程度が多い。距離 減衰式による評価の利点としては、簡便であり震源破壊形 式や地盤構造の情報が少ない場合にも適用できること,パ ラメータが少ないためその設定誤差が累積されにくく, 評 価結果が安定している点が挙げられる。

応答スペクトル評価式としては多くの式が提案されて おり、海外も含めた主なものを日本建築学会(2005)にま とめている。今回はその中から日本の記録に基づくもの (安中他,1997,以下 A97; Nishimura et. al., 2001,以下 NO1) および日本での適用性をチェックしているもの(大 野他, 2001, 以下 O01) に最近の記録まで含めて得られた 式(Kanno et. al., 2006,以下 K06;内山・翠川, 2006,以下 UM06) を、水平加速度応答スペクトルの距離減衰式の例

として用いることとした。表1に各評価式算定に用いられ たデータや関数形の概要を示す。日本建築学会(2005)で は、最大加速度、最大速度、上下動の応答スペクトルの経 験式についても同様にまとめているので、必要な際は参照 されたい。

距離減衰式はパラメータの係数をデータの統計解析で 推定するため、用いられたデータの制約を強く受ける。そ のため, 評価式の選定にあたっては, 評価する周期帯域, パラメータ (マグニチュード, 距離, 地盤など) の適用範 囲を調べ、その範囲内で適用することが重要である。適用 範囲が明記されていない場合でも, 大幅な外挿は避け, 用 いられたデータの範囲内の適用に留めることが望ましい。

### 3. 位相・時刻歴包絡関数

応答スペクトルは周期ごとの最大応答値を規定するに すぎないため, 応答解析用に時刻歴波形を求める際には, 評価条件に応じた継続時間や時刻歴での振幅変化を適切 に与える必要がある。それには,

- 1) 観測波の位相を与える方法
- 2) 時刻歴変化に対応した位相を周波数毎に与える方法
- 3) 時刻歴で包絡関数を与える方法(位相は乱数で与える ことが多い)

がある。

1)はいわゆる既往波位相と言われるものである。利用の 際には、評価条件(マグニチュード、距離、地盤など)に できるだけ近い条件で観測された波形を用いることが望 ましい。特に、地震波の継続時間にはマグニチュードの影 響が大きいので、上記の中では地震規模を優先すべきと思 われる。また、継続時間は震源の破壊伝播の影響を強く受 けるので、単に距離だけでなく、震源断層と観測点の位置 関係も類似している方が望ましい。

2)のように位相を与えて周波数帯域ごとに時刻歴の振幅 変化をコントロールする方法も提案されている(例えば理 論地震動研究会,1994参照)が、ここでは割愛する。

3)で用いられる包絡関数としては、Jennings 型、指数関数型が代表的であるが、指数関数型は中小地震波形に適合しやすく、統計的波形合成法の要素波形作成に用いられることが多い。Jennings 型は主要動部分がフラットであり、継続時間をコントロールしやすいことから設計用として良く用いられてきている。

表 2 に Jennings型包絡関数の経験式の例を示す。これらの利用に当たっても、パラメータ(地震規模、距離)の範囲に注意することが重要である。特に、最近は統計的波形合成法の要素波形作成のために中小地震への適合性を重視した経験式が多く、それらを大地震の包絡関数の推定に外挿する場合は別途チェックが必要となる。

# 4. スペクトルから時刻歴波形への変換方法

図1(2)に、正弦波の重ね合わせにより、目標とする応答 スペクトル及び位相特性(包絡関数)を満足する時刻歴波 形の作成手順を示す。具体的には、

- 1) フーリエ初期振幅を設定(目標応答スペクトル DS(T) と類似の周波数特性を持たせることが多い)。
- 2) 観測波位相もしくは乱数位相を組み合わせて逆フーリエ変換(正弦波重ね合わせ)。
- 3) 乱数位相の場合: 時刻歴波形に包絡関数 *E(t)*を掛ける。 観測波位相もしくは2回目以降の場合: 継続時間以外 の振幅をゼロと置く。
- 4) 波形の基線補正 (継続時間内のみ)。
- 5) 応答スペクトルS(T)を計算して適合条件を満たすかどうか確認。満たせば終了。
- 6) 満たさなければ波形をフーリエ変換し, 位相はそのままでフーリエ振幅に DS(T)/S(T) を掛けて補正後, 逆フーリエ変換し, 3)に戻る。

となる。ここで、5)の適合条件としては下記が挙げられる。

a) 最小スペクトル比:  $\varepsilon_{\min} = \left\{ \varepsilon_i \right\}_{\min} \ge 0.85$ 

b) 変動係数:  $\upsilon = \sqrt{\sum (\varepsilon_i - 1)/N} \le 0.05$ 

c) 平均值誤差:  $|1 - \varepsilon_{ave}| \le 0.02$ ,  $\varepsilon_{ave} = \sum \varepsilon_i / N$ 

 $\varepsilon_i = S(T_i)/DS(T_i)$ ,  $T_i$ は誤差を計算する周期であり、対象周期範囲で N=200-300 点程度を与え、正弦波重ね合わせ周期とずらすことが望ましい。なお、上記の他に

d) スペクトル強度比:  $\int S(T)dT / \int DS(T)dT \ge 1.0$ 

を用いることもあるが、積分範囲を 0.1-2.5s から 1-5s とする (建築研究所, 2001) など、対象構造物の周期帯域に応じた調整を行う必要がある。

表1の加速度応答スペクトルは全て減衰定数 5%に対する式であり、異なる減衰に対してはスペクトルを補正する必要がある。表3に補正式の例を示す。なお、複数の減衰の応答スペクトルを同時に満たす模擬波の作成について

は、微小インパルス応答の線形和で時刻歴波形を補正する 方法が提案されている (Lilhanand and Teng, 1987)。

なお、上記の手順については理論地震動研究会 (1994) および建築研究所 (2001) を参照した。

### 5. 評価例

上記の手順に従い,下記の3ケースを想定して模擬地震 波波形を作成した。

- 1) 内陸浅発地震: M=7.0, R=20km, H=15km
- 2) 海溝型プレート境界地震: M=8.0, R=50km, H=30km
- 3) スラブ内やや深発地震: M=7.5, R=70km, H=70km (M:マグニチュード, R:最短距離, H:震源深さ)

それぞれのケースに対して表 1 〜表 3 の評価式で求めた加速度応答スペクトルを図 2 に示す。元となったデータ範囲を考慮し、O01 は 1)のみ、N01 は 1)2)のみ評価した。 A97 は最短距離の式を用い、K06 では異常震域の補正項は考慮していない。また、等価震源距離の計算には厳密には断層の幾何学的形状が必要であるが、ここでは下式から簡易的に求めた(日本建築学会、2005、p.201)。

$$X_{eq} = L / \sqrt{ln[1 + (L/R)^2]}, L = \sqrt{A/\pi} (\log A = M - 4.09)$$

地盤は O01 は第三紀以前, N01 は Vs=0.5km/s, Ts1=5s, K06 と U06 は Vs30=0.5km/s として評価した。A97 はやや軟らかい地盤と思われるが、それ以外は概ね工学的基盤に対する評価に対応している。

応答スペクトルの評価式では、地震タイプの相違は主に 震源深さに依存した項として取り入れられている。1)2)で は評価式による相違は少ないが、3)ではばらつきが見られ る。これは浅い地震と深い地震で式の形状を変えている (K06,UM06)ことなどによるものと思われるが、まだ観測 値による拘束が充分ではない可能性も考えられる。

図2には時刻歴包絡関数,減衰補正係数についても評価結果を示した。なお,佐藤ほか(1994)では M8 での外挿結果を他の研究と比較しているが,ここではデータのある M7 のみについて記載した。包絡関数では地震タイプ別を震源深さに依存したモデルはなく,Mと震源距離のみの関数である。評価式により主要動(フラット部分)の継続時間は余り変わらない結果が得られている。また,減衰定数の補正係数は継続時間に依存した関数となっているが,これも概ね同様の値が得られている。

次に、目標応答スペクトル(減衰定数 5%)を K06, 包 絡関数を N01 で求め、乱数位相の正弦波合成法で模擬地震 波波形を求めた例を図 3 に示す。なお K06 の応答スペクトルは周期 0.05-5 秒で与えられているが、K06 の最大加速度の経験式を周期 0.02 秒の値として用い、両対数軸で補間して目標応答スペクトルを与えている。適合条件には前述の a)-c)を用い、周期 0.02-5 秒間を対数軸上で 200 点等間隔に

分割した点で適合判定を行った。図にはターゲットの応答 スペクトル、包絡関数、適合度の値も付記した。

#### 6. 利用上の注意点

前述の通り,経験式は比較的安定した結果が得られると いう利点があるが、パラメータが少ないため説明できる現 象が限られ、複雑な震源過程や地下の不整形構造等を考慮 できないという制約もある. 特に, 盆地生成表面波などの 影響は考慮されていないので、影響が懸念される場所では 注意が必要である。

また、1995年兵庫県南部地震以降、震源放射特性と破壊 伝播の相乗効果 (断層破壊の方位性効果) により, 破壊進 行方向の断層直交成分において長周期パルスが卓越する 現象が注目されている. この効果については、経験式を補 正する係数が提案されている (Somerville et al., 1997; 大野 他, 1998) ので、該当する場所については補正が望ましい。

#### 7. まとめ

地震規模や距離が決められた場合に平均的に期待され る応答スペクトルを経験式により求め、それに適合する波 形を時刻歴応答解析用を求める手順について解説し、最近 の経験式を用いた評価例を示した。

### 参考文献

- 安中正・山崎文雄・片平冬樹: 気象庁 87 型強震計記録を 用いた最大地動及び応答スペクトル推定式の提案,第 24 回地震工学研究発表会, 161-164, 1997.
- Hisada, T. and T. Ando: Relation between duration of earthquake ground motion and the magnitude, Report of Kajima Institute of Construction Technology, 1976.
- Hisada, T., Y. Ohsaki, M. Watabe, and T. Ohta: Design spectra for stiff structures on rock, Proc. of the 2nd International Conference on Microzonation for Safer Construction, III, 1187-1198, 1978.
- Kanno, T. A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima: A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bull. Seism. Soc. Am., 96, 879-897, 2006.
- 国土交通省建築研究所: 改正建築基準法の構造関係規定の 技術的背景,建築研究振興協会,2001
- Lilhanand, K. and W. S. Teng: generation of synthetic time histories compatible with multiple-damping design response spectra, proc. 9th SMiRT, K2, 105-110, 1987.
- 日本建築学会:地盤震動-現象と理論-, 2005.
- Nishimura, I. S. Noda, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe: Response spectra for design purpose of stiff structures on rock sites, Trans. SMiRT16,

- paper No. 1133, 2001.
- Somerville, P. G., N. F. Smith, R. W. Graves, and N. A. Abrahamson: Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, Seim. Res. Lett., 68, 199-222, 1997.
- 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, 133-138, 1998.
- 大野晋・高橋克也・源栄正人: カリフォルニア強震記録に 基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震 への適用, 日本建築学会構造系論文集, 544, 39-46, 2001.
- 理論地震動研究会:地震動-その合成と波形処理-, 鹿島出 版会、1994.
- 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明:ボアホール観測記録を用い た表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及び その統計的経時特性、日本建築学会構造系論文集、461、 19-28, 1994.
- 内山泰生・翠川三郎:震源深さの影響を考慮した工学的基 盤における応答スペクトルの距離減衰式、日本建築学 会構造系論文集, 606, 81-88, 2006.

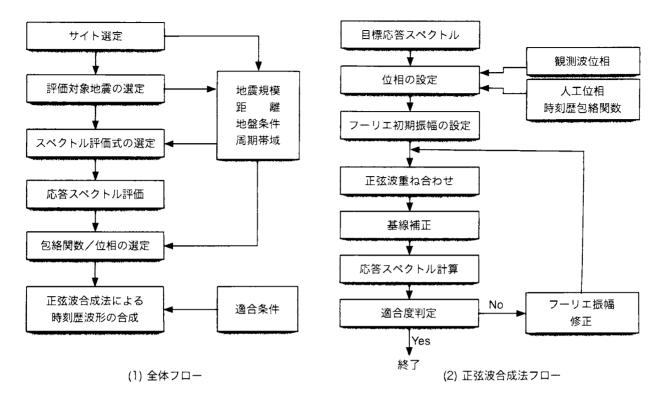


図1 平均応答スペクトルに基づく時刻歴波形評価の手順

表 1 水平加速度応答スペクトル (減衰定数 5%) の経験式の例

文献*1	データベース*2	6*大亨新錦孔
安中他 (1997) [A97]	1) 日本の気象庁87型388地震2085記録(最短距離)、387地震2075記録(等価震源距離) 2) 5.0≦My≦8.1、H≦200km 3) X≦500km 4) S波速度300~600m/s	$\log SH = c_m M_J + c_h H - c_d \log(R + 0.334e^{0.653M_J}) + c_0$ $\log SH = c_m M_J + c_h H - \log X_{eq} - c_d X_{eq} + c_0$ (1)>100km > 15; (1)-100km = \$\frac{1}{2}\$; (1)
大野他 (2001) [001]	1)米国カリフナルニアの58地震662記録 (比較検証:日本の内陸地震7地震265記録) 2)4.9至W至7.5,旧至20km 3)Xeq至173km 1)第三紀以前(Vs≥600m/s)、更新世、完新世	$\log SH_{ier} = a \cdot M_W - \log X_{eq} - b \cdot X_{eq} + c_h  (Tertiary \ or \ older)$ $\log SH_{pl} = \log SH_{ier} + dp_h \qquad (Pleistocene)$ $\log SH_{hol} = \alpha_h \cdot \log SH_{ier} + \beta_h \qquad (Holocene)$
Nishimura et al. (2001) [N01]	1) 日本の日地震107記録 + 検証用海外7地震37記録 2) 6.0≦M₁≦8.5, H≦60km 3) Xeq≦200km 4) Vsの関数(0.5≦Vs≦2.7km·s)	$SH = S_b \cdot \alpha_h \cdot \beta_h, \qquad (S_h : \text{t.M.} X_{cq} \sigma) 技を補間して求める)$ $\alpha_h = \begin{cases} (V_s / V_{sh})^{-\delta_h(T)} & (T \leq T_{s1}) \\ (V_s / V_{sb})^{-\delta_h(T_{s1})} & (T > T_{s1}) \end{cases}, \beta_h = \begin{cases} 1 & (T \leq T_{s1}) \\ (T / T_{s1})^{-\log \alpha_h(T_{s1})} & (10T_{s1} > T > T_{s1}) \\ 10^{-\log \alpha_s(T_{s1})} & (T \geq 10T_{s1}) \end{cases}$
Kanno et al. (2006) [K06]	1) 日本の183地震11,542記録+ 海外10地震377記録 2) 5.5≦Mv≦8.2, Ⅱ≦180km 3) R≦500km(M依存) 1) V×30の関数 (0.1≦V×30≦1.1km/×)	$\log SH = \log SH_{pre} + G + A$ $\log SH_{pre} = \begin{cases} a_1 \cdot M_w + b_1 \cdot R - \log(R + d_1 \cdot 10^{6M_w}) + c_1 & (H \le 30 km) \\ a_2 \cdot M_w + b_2 \cdot R - \log R + c_2 & (H > 30 km) \end{cases}$ $G = p \log(Vs30) + q \qquad (G: 地盤補正)$ $A = (\alpha \cdot R_{tr} + \beta) \cdot (H - 30) \qquad (A: 東北日本 \theta) 異常褒域補正)$
内山・翠川 (2006) [UM06]	1)日本の52地震3, 198記録 2)5.5章Ws 8.2,日至120km 3)R至300km(M依存) 1)Vs30=500m-s程度	$\log SH = a \cdot M_w + b \cdot R + g + d \cdot H + c$ $g = \begin{cases} -\log(R + e) & (H \le 30  km) \\ 0.4 \log(1.7H + e) - \log(R + e) & (H > 30  km) \end{cases}$ $e = 0.006 \cdot 10^{0.5M_w}$

表 2 Jennings 型時刻歴包絡関数の経験式の例

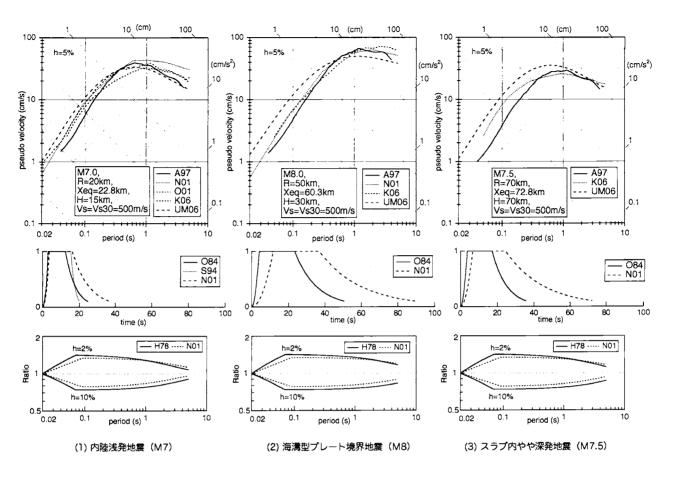
文献*1	データベース	関数形	包絡関数各部の継続時間
大崎 (1984) [081]	1)日本の71地震109記録 2)3≦M₃≦8 (Hisada and Ando, 1976より)		$t_B = (0.4 - 0.04M) t_D$ $t_C = (0.78 - 0.04M) t_D$ $t_D = 10^{0.31M - 0.774}$
佐藤他 (1994) [S94]	1)日本の18地震301記録 2)3. 4≦M <sub>3</sub> ≦7. 1 3)X≦300km 1)工学的基盤(Vs>500m/s)	$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & (0 < t \le t_B) \\ 1 & (t_B < t \le t_C) \\ e^{\ln(0.1)\mathbf{e}(t-t_C)/(t_D-t_C)} & (t_C < t \le t_D) \end{cases}$	$t_B = 10^{0.229 M - 1.112}$ $t_C - t_B = 10^{0.433 M - 1.936}$ $t_D - t_C = 10^{0778 \log X - 0.34}$
Nishimura et al. (2001) [N01]	1)日本の月1地震107記録+ 検証用海外7地震37記録 2)6.0≦M,≦8.5 3)Xeq≦200km 1)0.5≦Vs≦2.7km/s		$t_B = 10^{0.5M - 2.93}$ $t_C - t_B = 10^{0.3M - 1.0}$ $t_D - t_C = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6}$

表3 加速度応答スペクトルの減衰定数変換係数の例

文献*1	補正式
Hisada et al. (1978) [H78]	$\eta(T_i,h) = \begin{cases} 1/\sqrt{1 + 17(h - 0.05) \cdot \exp(-2.5T_i/T_o)} & (T_i \ge 0.07) \\ 1 & (T_i = 0.02) \end{cases}, T_o = 10^{0.31M - 1.2}$
Nishimura et al. (2001) [NO1]	$\eta(T_{i},h) = \begin{cases} 1/\sqrt{1 + a \cdot (h - 0.05) \cdot \exp(-b \cdot T_{i}/T_{eq})} & (T_{i} = T_{C}, \dots, T_{H}) \\ 1/\sqrt{1 + a \cdot (h - 0.05) \cdot \exp(-b \cdot T_{C}/T_{eq})} & (T_{i} = T_{B}) \\ 1/\sqrt{1 + a \cdot (h - 0.05) \cdot \exp(-b \cdot T_{C}/T_{eq})} & (T_{i} = T_{B}) \\ 1/\sqrt{1 + a \cdot (h - 0.05) \cdot \exp(-b \cdot T_{C}/T_{eq})} & (T_{i} = T_{A}) \end{cases}$ $a = 15, b = 2.0 \ (h < 0.05)$ $a = 13, b = 5.0 \ (h > 0.05)$

- \*1:[]は図2,3の凡例に対応
- \*2: データベースおよびパラメータ概要
  - 1) データベースの構成、記録数
  - 2) マグニチュード M の定義と範囲 [M」: 気象庁マグニチュード、Mw: モーメントマグニチュード] 震源深さHの範囲
  - 3) 距離の定義と範囲 [R:断層からの最短距離, X: 震源距離, Xeq:等価震源距離] (すべて km)
  - 4) 地盤の取り扱い方 (Vs:S波速度, Vs30:地表から深さ30mまでの平均S波速度)
- \*3:距離減衰式あるいはその関数形

SH: 水平加速度応答スペクトル(Gal), T: 周期(s). ただし明示が必要な場合以外は省略. log: 常用対数



経験式による水平加速度応答スペクトル、時刻歴包絡関数、減衰定数補正係数の評価例

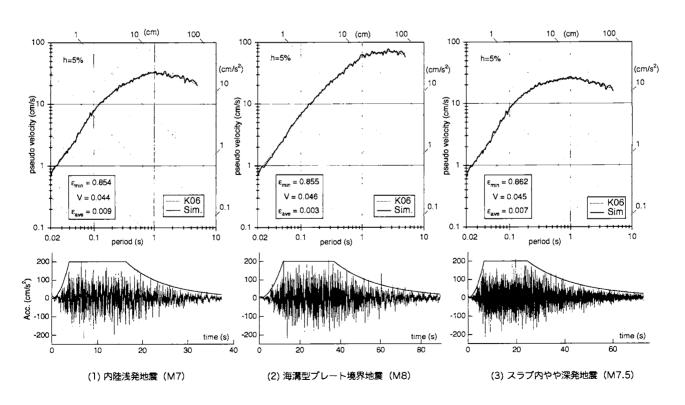
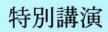
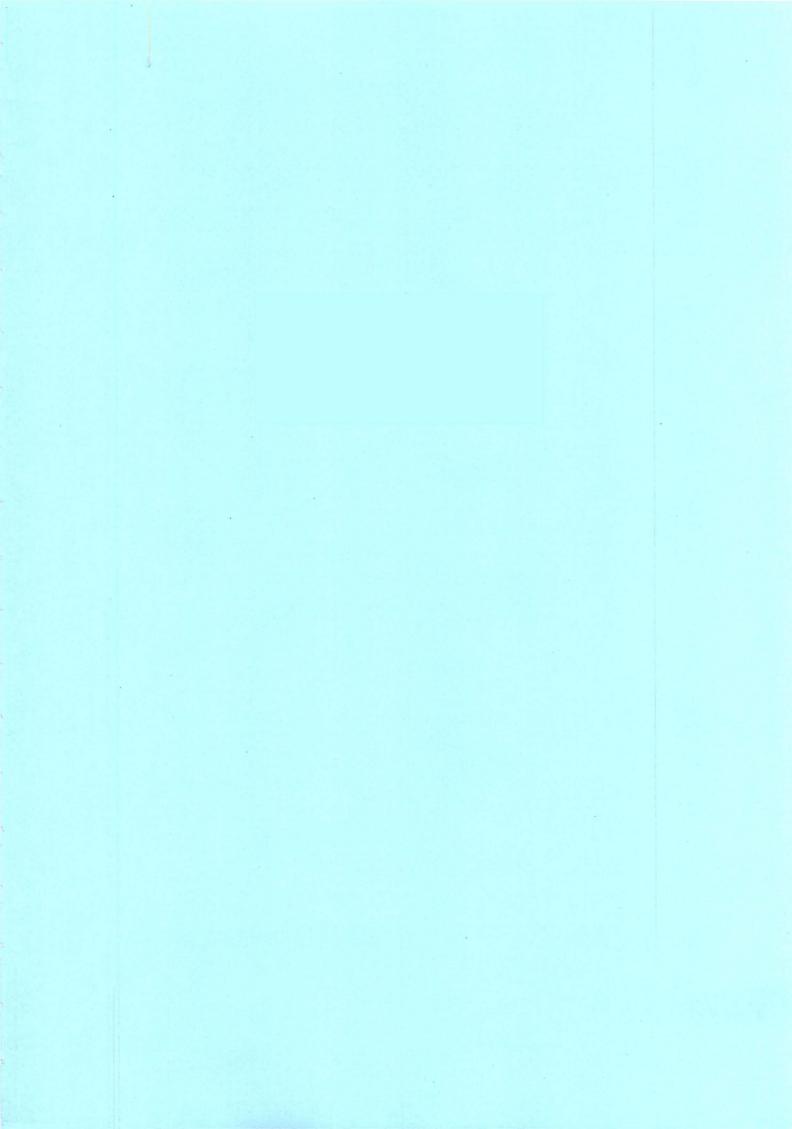


図3 時刻歴波形の評価例





# 強震動地震学の発展の歴史とレシピへの展開

History of Innovation in Strong Motion Seismology and Development of "Recipe" for Predicting Strong Ground Motions

> 入會 孝次郎\* Kojiro Irikura

From recent developments of the waveform inversion analyses for estimating rupture process using strong motion data during large earthquakes, we have understood that strong ground motion is relevant to slip heterogeneity rather than average slip in entire rupture area. Asperities are characterized as regions that have large slip relative to the average slip on the rupture area, based on slip distributions estimated from the source inversion. Then, we find two kind of scaling relationships, combined asperity areas versus seismic moment as well as total rupture area versus seismic moment. Based on the scaling relationships, the source model for the prediction of strong ground motions is characterized by three kinds of fault parameters, outer, inner, and extra fault parameters. The outer fault parameters are to outline the overall pictures of the target earthquakes such as entire source area and seismic moment The inner fault parameters are parameters characterizing fault heterogeneity inside the source area. Further, other fault parameters are considered to complete the source model such as the starting point and propagation pattern of the rupture. The seismic hazard maps for future large earthquakes with high probability of occurrence potential are made following the idea of the recipe proposed here by two governmental organizations, the Head Quarter of Earthquake Research Center and Central Disaster Prevention Council in Japan.

#### 1. はじめに

「強震動地震学」とは、地震の時に我々の住む町がどのよ うに揺れるかを明らかにして、地震災害をできる限りすくな くするための科学である。計器観測に基づく強震動研究は日 本では世界に先駆けて1923年関東地震のときに地震学と地 震工学研究者が共同して系統的研究を試みた. その成果の1 つとして、東京の山の手と下町における被害の違いは表層地 盤による地震動特性の違いによることが明らかにされた、こ とがあげられる. これは地震被害が地盤の良し悪しに関係し ていることに着目した先駆的研究である。このような成果は その後の地震災害の軽減に大いに役立っていることはよく 知られている. この 1923 年関東地震は切迫している東海・ 東南海・南海地震と同じ海溝型地震で、今後これらの地震に 対する被害軽減対策を検討するためにさらなる研究が必要 とされている.

内陸の活断層の地震である 1948 年福井地震による震災の 時も同様の取り組みがなされたが、地震学をはじめとする理 学研究者と土木や建築の工学研究者の間で研究の興味の違 いが顕在化した. 理学的な成果は耐震工学に直接的には役立 たないと考えられため、その後耐震設計に必要な強震動につ いては、耐震工学の研究者が中心となって断層運動などの地 震学の知識とは無関係に独自の研究として取り組まれてき た. そのような理学と工学の乖離の影響として, 地震防災の 要となる強震動の研究が地震学からも耐震工学からも重要 視されない風潮が生じた. 地震学のみならず耐震工学にとっ て重要な強震動観測が兵庫県南部地震の前まで日本では極 めて貧困な状態のままであったことはその端的な例である.

米国では、1932年に強震観測を開始し、1933年のロング・ ビーチ地震で記録が得られたが、当初はそれらの波形が極め て複雑であったため、ランダム震動として扱われ、主として 工学研究者により研究が進められてきた。1966 年のパーク フィールド地震の時に断層近傍での記録が極めて単純な形 状であったことから、Aki (1968) は断層モデルに基づく理 論波形を計算し、観測記録との比較により、強震動記録が地 震の震源の解明に極めて重要な情報をもたらすものである ことを明らかにした。その後、米国カルフォルニアでは強震 観測網の充実が図られ、震源近傍の記録が次々に得られ、構 造物の被害の研究のみでなく震源断層の破壊過程の研究に 活かされてきた。

日本でも1952年にSMAC強震計が開発されて以来強震動 記録が得られるようになったが、その多くは震源から数 10km 離れた観測点で得られもので、地盤の影響を大きく受 けており、震源の研究には殆ど活かされなかった。日本で震 源近傍での強震動記録が得られたのは 1995 年兵庫県南部地 震のときがはじめてである。この地震では実際に被害を被っ た構造物の近傍で強震動データが得られ、強震動と構造物の 被害の関係について直接的な検討が可能となった.

1995 年兵庫県南部地震は期せずして地震災害軽減のため の研究にあり方に反省を迫る契機となった。この地震の後、 日本においても強震動観測網が整備され、それ以後の被害地 震では震源近傍域で貴重な記録が得られるようになった。よ うやく日本でも強震動記録が断層の破壊過程など地震学の 基礎的研究や揺れによる構造物の破壊のメカニズムなど工 学的研究に重要な情報を提供することが理解されるように

なった。

本研究のメーンテーマである「強震動予測レシピ」の考えはこれまでの理学的研究の成果である震源の物理と波動伝播理論,工学的研究の成果である構造物被害のメカニズムと耐震設計の方法論,などの知識をベースとして提案されたものである.

#### 2. 強震動予測レシピ

「レシピ」とは、危険な活断層や海溝域が存在するとき、そこで引き起こされる可能性の高い将来の地震による強震動評価を、誰がやっても同じ答えが得られる方法論のことを呼ぶことにする。ここでいう強震動とは、単に最大加速度、最大速度、震度、という簡便化された指標ではなく、一般的な構造物に対する破壊力を知ることのできる大振幅の時刻歴波形を意味している(入倉,2004).

このような形で強震動を予測するための最重要課題の 1 つが震源となる断層運動を特性化することにある. 大地震の強震動記録を用いた断層破壊過程推定のための波形インバージョン (以下本文では、震源インバージョンと記す) により、強震動生成の震源モデルが明らかとなりつつある. その結果、強震動の評価には、震源に関して断層面積や地震モーメントなどの巨視的断層パラメータ (outer fault parameter) だけでなく、震源断層内における不均質なすべり分布などの微視的断層パラメータ (inner fault parameter) が重要な要素であることがわかってきた. 将来の大地震に対する強震動の評価を精度良く行うためには、地震の震源の物理モデルに基づいて与えられる地震の相似則に従って巨視的断層パラメータと微視的断層パラメータが適切に設定されることが不可欠である。

### 巨視的断層パラメータ

大地震のときの全破壊域、すなわち震源断層の面積 S は地震モーメント  $M_0$  に対して一定の相似則で結ばれていることは 30 年以上も前から知られている (Kanamori and Anderson, 1975). 近年の強震動記録を用いた震源インバージョンから得られたすべり分布に基づいて、全破壊域と地震モーメントの関係が研究され、同様の関係が得られることが確かめられた(Somerville et al, 1999). この震源断層と地震モーメントの関係は内陸の活断層に発生する地震と海溝域に生じる地震とは異なることもわかってきた。

内陸の活断層に発生する地震に対して、強震動記録を用いた震源インバージョンから得られたすべり分布から一定基準で定義された全破壊域と地震モーメントの関係が Fig. 1 上図に黒丸で示される (Somerville et~al., 1999; 宮腰, 2002). 震源インバージョン解析された地震は  $10^{19}\,\mathrm{Nm}$  より大きいものは未だ数が少ないので、それを補うため余震域や地殻変動

データなどの種々の方法で決められた断層面積と地震モーメントの関係 (Wells and Coppersmith, 1994) も同じ図に書き加えられている。断層面積と地震モーメントの関係は、地震モーメントが  $10^{19}$  Nm より小さい地震に対しては $S \propto M_0^{2/3}$ 、それより大きい地震ではむしろ $S \propto M_0^{1/2}$  の関係にそっているようにみえる。

これらの関係は、断層長さ Lが一定以上大きくなる(例えば、 $L>20~{\rm km}$ )と断層幅が地震発生層の厚さにより一定値 $W_{max}$ (約  $20~{\rm km}$ )で飽和する、という Shimazaki (1986) の考えに対応するものである。さらに、Scholz (2002) は断層すべり量 Dと断層長さ L、断層幅の飽和値  $W_{max}$ の関係の考察から、断層長さ Lが  $10~W_{max}$ より大きくなるような巨大な内陸地震の場合、断層すべり量 D はほぼ一定値となり、結果として  $S \propto M_0$  の関係になる。という考えを示している。Lが  $10~W_{max}$ そして  $W_{max}=20~{\rm km}$  に対応する地震のモーメント  $M_0$  は約  $10^{21}~{\rm Nm}$  程度になる。

断層面全体の平均応力降下量は、地震が一定規模(地震モーメントが  $10^{19}\,\mathrm{Nm}$  程度)以下では、断層長さと断層幅の比、アスペクト比 $(L/W_{max})$ 、が 1 に近いので、円形クラックを仮定して評価すると、地震規模に依らずほぼ一定(約  $2.3\,\mathrm{MPa}$ ) になる。地震規模が大きくなると、断層幅に対して断層長さが大きくなり円形クラックを仮定するわけにはいかない。断層面全体のアスペクト比 $(L/W_{max})$ が大きい場合に有効なスケーリング則として,Fujii and Matsu'ura(2000)は以下の式を提案している.

$$M_0 = \frac{\Delta \sigma W_{\text{max}} L^2}{\alpha L + \beta} \tag{1}$$

この関係式を用いると全破壊域での平均応力降下量はほぼ一定となる (入倉,2004). この問題に関してデータに基づく検証は未だ十分なされていない. 今後の検討課題の1つである. 大規模地震に対して, 地震モーメントについては観測記録から精度良い推定が可能であるが, 断層長さLや断層幅W の推定は必ずしも容易ではない。震源インバージョンに基づいた定量的議論が必要とされている.

海溝型地震について、断層面積 Sと地震モーメント  $M_0$  の 経験的関係 Fig.1 の下図のようにまとめられる。(Yamanaka and Shimazaki, 1990; Somerville・他, 2002). 沈み込み帯での 地震発生層の幅は内陸部より広いと考えられ、そのため S と  $M_0$  はより広い範囲で  $S \propto M_0^{2/3}$  の関係が成り立っており、 その場合平均応力降下量は約 3.0 MPa になる. 海溝型地震に 対して  $W_{max}$  は約 100 km と考えると、 $M_0$  -S 関係が系統的に ずれるのは地震モーメントが  $10^{21}$  Nm( $M_w$  8 の地震)以上となる。図で示されている関係は、 $L < W_{max}$  ( $M_0 < 10^{21}$  Nm) のとき  $L \propto M_0^{1/3}$ ,  $S \propto M_0^{2/3}$ ,  $W_{max} < L < 10$   $W_{max}$  ( $10^{21}$  Nm  $< M_0 < 10^{23}$  Nm) のとき、 $L \propto M_0^{1/2}$ ,  $S \propto M_0^{1/2}$ , そして 10  $W_{max} < L$ 

<sup>\*</sup> 愛知工業大学地域防災センター 客員教授 / 京都大学名誉教授・理博

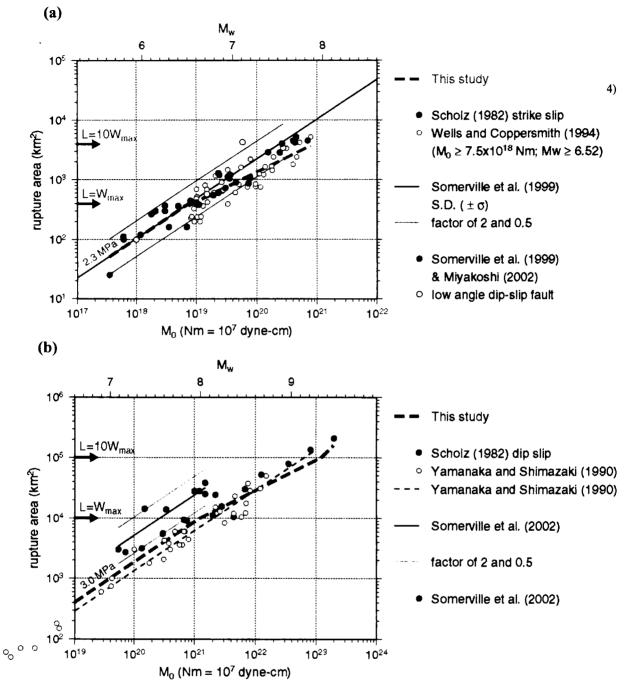


Fig. 1. Empirical relationships between seismic moment and rupture area for inland crustal earthquakes (a) and subduction-zone earthquakes (b). Thick broken lines are 3-stage scaling relationships proposed by our studies (e.g., Irikura et al., 2004)

 $(M_0 > 10^{23} \text{ Nm})$  のとき、 $L \propto M_0$ 、 $S \propto M_0$  として表される.

#### 微視的断層パラメータ

内陸の活断層地震の強震動記録を用いた震源インバージョンにより得られた震源断層での不均質なすべり分布についてシステマティックな統計的解析を行い、不均質なすべり分布、すなわちアスペリティの分布、が一定のスケーリング則に支配されていることが Somerville *et al.* (1999)により示

された. それによると、アスペリティの面積  $S_a$ が全破壊域 S に比例して大きくなる、すなわち  $S_a/S$  が地震の大きさに依らずほぼ一定となる。宮腰 (2002) は 1995 年以後の最近の大きい地震の解析結果加えても Somerville *et al.* (1999) によるアスペリティに関連する関係式が Fig. 2 左に示されるようにほぼ変わらないことを示した.

このことは、震源断層からの強震動の生成には、従来から知られていた断層面積や平均すべり量のような巨視的断

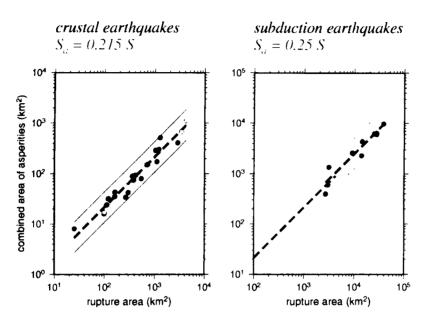


Fig. 2. Empirical relationships between combined area of asperities and total rupture area (thick broken line) for inland crustal earthquakes (left: after Irikura and Miyake, 2001) and subduction-zone earthquakes (right). Shadow ranges  $\pm \sigma$ (standard deviation). Thin solid lines show a factor of 2 and 1/2 for the average. Database obtained by the waveform inversions for the inland crustal earthquakes is Somerville *et al.* (1999) and Miyakoshi (2002), for the subduction-zone earthquakes Somerville *et al.* (2002).

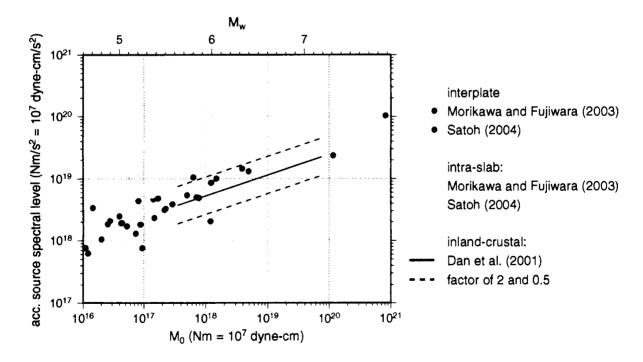


Fig. 3. Empirical relationship between seismic moment and acceleration source spectral level for subduction-zone earthquakes.

層パラメータ (outer fault parameter) のみならず、すべり分布 の不均質性のような微視的断層パラメータ (inner fault parameter) が重要な役割を果たしている、ことを意味してい

る. つまり強震動の特性は、断層全体の面積や総地震モーメントの大きさよりもむしろ断層すべりの不均質分布、すなわち微視的断層パラメータ、に支配される.

アスペリティモデルを想定した場合,アスペリティにおける応力降下量 ロロ。と全破壊域の平均応力降下量ロロ。との関係はMadariaga (1979)により以下の式で表される.

$$\Delta \sigma_a = \Delta \overline{\sigma}_c \cdot \frac{S}{S_a} \tag{2}$$

ここでSは全破壊域、 $S_a$ はアスペリティ域の全面積である。 強震動予測に重要なアスペリティでの応力降下量は断層面 全体の応力降下量と断層面積とアスペリティ面積の比から 容易に推定されることになる。

海溝型地震の場合、未だ震源近傍域における強震動観測データが少なく、信頼ある震源インバージョンの結果が極めて限られている。比較的精度よい震源インバージョン結果を選んで、同様のまとめを行った結果、Fig. 2右に示されるように、断層面積とアスペリティ総面積の関係は内陸活断層地震に対するものとほぼ一致する結果が得られた。

アスペリティの面積とそこでの応力降下量の情報を得るための別の方法として加速度震源スペクトルのレベルを用いる方法が提案されている。全破壊域からの加速度震源スペクトル・レベル  $A_0$  は地震モーメントに関して次のような経験的関係で与えられる(壇・他,2001)。

$$A_0(\text{dyne-cm/s}^2) = 2.46 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}(\text{dyne-cm})$$
 (3)

アスペリティからの加速度震源スペクトルのレベル  $A_o^a$  は、Madariaga (1977) および Boatwright (1988)により与えられる関係式を用いて、アスペリティの面積とそこでの応力降下量の関数として以下の式で表現される.

$$A_0^{\ a} = 4\sqrt{\pi}\beta v_R \sqrt{S_u} \Delta \sigma_u$$
 (4)  
アスペリティの面積は

$$S_{a} = \left(\frac{7\pi^{2}}{4}\beta v_{R}\right)^{2} \cdot \frac{(M_{0})^{2}}{S \cdot (A_{0}^{a})^{2}}$$
 (5)

の関係式で与えられる.

上の式は、巨視的断層パラメータ(全破壊域 S と総地震モーメント  $M_0$ )に加えて、アスペリティからの加速度震源スペクトルレベル  $A_0$  が与えられれば、アスペリティ面積が推定できることを意味する。さらに得られた  $S/S_a$  を(3) 式に入れればアスペリティの応力降下量  $\square_a$  が推定される。ただし、観測量として直接与えられるものは  $A_0$  ではなく、破壊域全域から生成された加速度震源スペクトルレベル  $A_0$  なので、 $A_0$   $\approx A_0$  のような仮定が必要である。これまで経験的グリーン関数などによる強震動のシミュレーションでアスペリティ部分のみから短周期地震動が生成されると考えて観測波形とよく一致する結果が得られている(例えば、Miyake et al, 2003)ことは、間接的に  $A_0$   $\approx$  A の仮定はそれほど悪くないことを示している。

#### 3. レシピに基づく震源パラメーターの設定

#### 巨視的断層パラメータの設定

Step 1. 震源断層の全体の長さLと幅W、そして震源断層の面積Sを推定。

Step 2. 総地震モーメント Moの推定

Step 3. 震源域の平均応力降下量 $\Delta \sigma$ 。の推定

内陸の活断層地震の場合,断層全体の長さ L は地質調査等により推定,断層幅 W は地震発生層の深さ限界  $(H_d)$  と浅さ限界  $(H_s)$  との関係より推定される.断層幅は地震発生層の幅で飽和する、すなわち、 $W=W_{max}=(H_d-H_s)/\sin\beta$ . L が $W_{max}$ よりも短いときは W=L で近似される.L がそれより長いときは  $W=W_{max}$ .  $W_{max}$  は経験的に  $15\sim20~{\rm km}$  の範囲で与えられる.なお震源断層の総面積 S は S=LW で評価される.

海溝型地震の場合、微小地震の震源分布や地震波探査による地下構造調査結果からプレート境界面を決め、過去の地震の地殻変動・津波高分布から逆解析された震源域、さらに GPS 観測から推定されるバックスリップの大きい領域などから震源断層の総面積Sが推定される.

### 微視的断層パラメータの設定

Step. 4. アスペリティの総面積  $S_a$ の推定

Step. 5. アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ の推定

Step. 6. アスペリティの個数 n の推定

Step. 7. 個々のアスペリティ(半径  $r_i$ ) での変位量  $D_a^i$  の推定

これらのパラメータの与え方については、レシピの検証のところで述べる。

#### 4. 強震動予測レシピの検証

前章で述べた強震動予測レシピの有効性を検証するため、 内陸の活断層地震である 1995 年兵庫県南部地震と海溝型地 震である 2003 年十勝沖地震を例として、レシピに基づく予 測と実際の観測の比較を行った。

#### 1995 年兵庫県南部地震

強震動評価のためのレシピの検証を目的として、震源インバージョン結果を参考に設定された特性化震源モデルと統計的グリーン関数法および経験的グリーン関数法を用いて、地震動の予測を行い、実際の観測との比較が試みられている(入倉・他、2002).

1995年兵庫県南部地震の断層破壊は、明石海峡付近の深さ約 17 km にはじまり、北東の神戸方向および南西の淡路島方向の両方向に進んだ、強震動評価のための震源断層として、Kamae and Irikura (1998) によって Fig. 4 (a) に示されるよう

な神戸側に2つ、淡路側に1つの計3セグメントからなるモデルが提案されている.

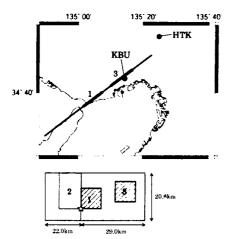
この地震の巨視的断層パラメータはこれまでの研究成果

から以下のようにまとめられる.

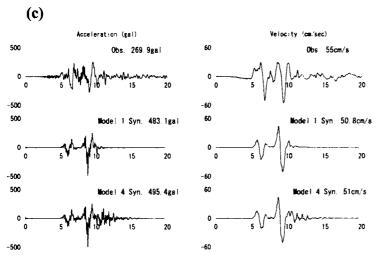
ステップ1:全破壊域 S は  $51 \times 20.8 \text{ km}^2$ とする.

ステップ2:平均応力降下量  $\Delta \sigma_c$  は2.3 MPa と仮定.

(a) (b)



		M <sub>o</sub>	6.5	Ú	Δσ	Α
		dyne-cm	k m²	cm	MaPa	dvne-cm/sec*
total faul	t area	3.29×10 <sup>26</sup>	1062	103	2.3	1.70×10 <sup>26</sup>
segrent 1	(total)	8.43×1025	300	94	2.3	9.03×10 <sup>28</sup>
	(asper:ty)	3.57×10 <sup>28</sup>	64	186	10.5	7.29 × 1025
	(background)	4.86×1025	236	69	4.0	5.33×10 <sup>28</sup>
segment 2	(total)	$1.60 \times 10^{26}$	462	115	2.3	1.12×10 <sup>26</sup>
	(asperity)	6.96 × 10 <sup>28</sup>	100	232	10.5	$9.12 \times 10^{25}$
	(background)	9.04×10 <sup>25</sup>	362	83	4.0	6.50 × 10 <sup>26</sup>
segment 3	(total)	8.43 / 1025	300	34	2.3	9.03 - 1025
	(asper:ty)	3.57×10 <sup>25</sup>	64	186	10.5	$7.29 \times 10^{26}$
	(background)	4.86 · 10 <sup>25</sup>	236	69	4.0	5.33 - 1025



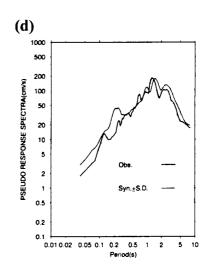


Fig. 4. Ground motion simulation for the 1995 Kobe earthquake using the stochastic Green's function method. (a) Characterized source model based on Kamae and Irikura (1998). (b) Source parameters for synthesized motions. (c) Variability of synthesized pseudo-velocity response spectra using 10 trials of stochastic Green's functions. (d) Comparison between observed and simulated velocities of NS component at KBU station.

<u>ステップ3</u>:総地震モーメント  $M_0$  は  $3.29 \times 10^{19} \text{Nm}$ . 微視的パラメータは以下のように与えられる.

ステップ4:アスペリティの総面積と全断層面積の比  $S_a$  /S は内陸地震に対する平均的経験式から0.22と仮定する.

ステップ5: アスペリティにおける応力降下量 $\Delta \sigma_a$  は、全破壊域での平均応力降下量 $\Delta \overline{\sigma}_c$  と $S_a$  /Sから(2)式を用いて、10.5 MPaと推定される、強震動計算に必要な実効応力 $\sigma_{ca}$  は $\Delta \sigma_c$ と同じとする、

ステップ6と7: アスペリティの数は Kamae and Irikura (1998) に従い、1セグメントに1つのアスペリティを配置し、計3 個を設定.

強震動の計算は統計的グリーン関数法 (釜江・他, 1991) を用いてなされた. 観測点での地盤増幅特性は小地震から経 験的に推定されたものを用いている。  $f_{max}$  は Kamae and Irikura (1998) に従い 6 Hz と仮定した。

背景領域での実効応力の与え方についてはいくつかの考え方が提示されている。1つは、アスペリティを有する震源モデルの動力学的シミュレーションから、宮武(2000)は、アスペリティ以外を応力降下ゼロとしても、スリップ速度関数の分布形状から背景部での実効応力はアスペリティ部の約20%程度あることを示した。その結果を参考にすると背景領域の実効応力 $\sigma_{cb}$ は、 $\sigma_{cb}$ =0.2  $\sigma_{ca}$ 程度とすべきことになる。一方、Das and Kostrov (1986)のアスペリティモデルに基づいて(4)式で推定される加速度震源スペクトル・レベル  $A_0$ "は、同じ地震モーメントに対して(3)式から推定される加速度震源スペクトル・レベル $A_0$ よりもやや小さい。この差を背景領

域からの実効応力に換算すると約 $0.38 \sigma_{ca}$ と評価される。

ここでは背景部の実効応力の強震動への影響を吟味する ため、アスペリティの実効応力は10.5 MPaに固定し、アスペ リティでの実効応力に対して0~38%の範囲で増加させるモ デルを設定し強震動の計算を行った。この報告では、上記モ デルの中で、2つの極端なケースを比較する。モデル1:背 景領域の実効応力  $\sigma_{ea}$  が ゼロ、モデル 4: 背景領域の実 効応力は  $\sigma_{ea}$  = 4.0 MPa ( $\sigma_{ea}$  = 0.38  $\sigma_{ea}$ )である。モデル 4 の震 源パラメータが Fig. 4(b) に示される.

震源断層の極近傍の神戸大学 (KBU) でモデル 1とモデ ル 4 に対する合成結果の速度応答スペクトルおよび波形が Fig. 4 (c) と (d) でそれぞれ観測記録と比較される. 統計的 グリーン関数法でランダム波生成により作成される小地震 の合成結果への影響がFig. 4 (c) に示される. 10回の異なる ランダム波生成の試行で作られた10個の小地震の波形を用 いて合成された本震波形の応答スペクトルが平均値と標準 偏差  $(\pm \sigma)$  で示される.

合成波形の応答スペクトルの平均は0.3秒以上では観測波 形ときわめてよく一致しているが、より短周期ではやや過大 評価となっている。これは強震動により地盤が非線形化した 効果が合成の際考慮されていないなどの原因が考えられる. Fig. 10 (d) に示される速度波形や加速度波形から、合成波形 の最大速度と包絡形は観測にほぼ一致しているが、最大加速 度が系統的に過大評価になっている. これは応答スペクトル が短周期のところで若干過大になっていることに対応して いる. 今後強震動計算の際, 地盤の非線形効果を考慮などの 検討が必要とされる. モデル1とモデル4による合成地震動の

比較から、最大速度や最大加速度は背景領域の実効応力をこ の程度の範囲で増加させても殆ど変わらないことがわかっ た. 応答スペクトルレベルは観測記録と比べて倍半分の範 囲に収まることが確認されている.

#### 2003 年十勝沖地震

海溝型地震における強震動予測レシピに基づく震源のモ デル化の検証として、ここでは2003年十勝沖地震への適用例 (地震調査委員会, 2005)を紹介する.

地震調査委員会は、十勝沖地震の震源断層に関する研究成 果に基づき、「レシピ」をそのまま適用して十勝沖地震のシ ミュレーション解析を行い、その結果を観測記録との比較を 行っている。震源断層の位置と幾何形状はHonda et al. (2004) を参考にしてFig.5の右下図のように決められた。

この地震の巨視的パラメーターとして、はじめに地震モー メントが遠地実体波の解析から推定されているYamanaka and Kikuchi (2003)による値 (1.05 10<sup>21</sup>N-m)を用いている。モ ーメント・マグニチュードMwは8.0となる。断層面全体の平 均応力降下量を3.0 MPaを仮定すると、断層面積は9000 km<sup>2</sup> と与えられる。

微視的パラメーターとして、はじめに多くの強震動記録を 用いた震源インバージョン結果を参考に3個とした。それぞ れの位置は震源インバージョンのすべり分布を参考に、経験 的グリーン関数法を用いたフォーワード・モデリングにより 計算と観測が調和的になるように設定した。アスペリティの 総面積と応力降下量は加速度震源スペクトルの経験的レベ

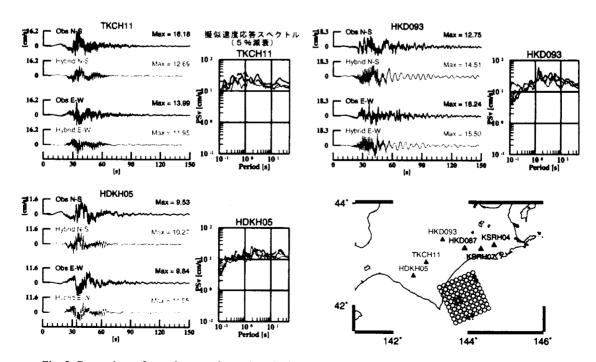


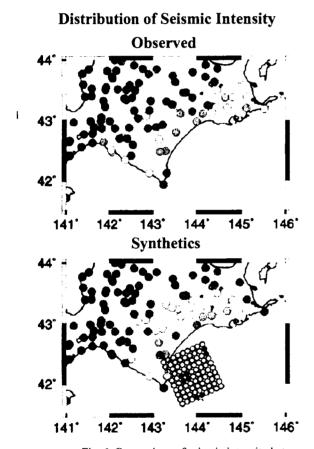
Fig. 5. Comparison of waveforms and pseudo-velocity-response spectra between observed and synthesized.

ルからレシピに従って設定した。このようにして設定したアスペリティ位置がFig. 5の右下図で黒丸で示される。アスペリティでの実効応力は上に述べた応力降下量に等しいとして取り扱った。

ハイブリッド合成法により得られた地表における加速度波形と減衰5%の疑似速度応答スペクトルの観測との比較結果の一例がFig.5 に示される。この図に示される震源域に近い十勝沖地方や釧路沖地方の観測点 (HDKH05、TKCH11、HKD093)では、波形の振幅値や疑似速度応答スペクトルの形状は観測記録の傾向を概ね反映している。震源域近くの観測点で浅い地盤構造による非線形性の影響で、合成波形が短周期で過大評価されたり、卓越周期が低周波側にシフトした観測点もある。

観測された計測震度と合成波形から推定された震度の比較がFig. 6に示される。合成結果の震度は、工学的基盤における合成波形を計算し、その最大速度に浅い地盤構造についての増幅率(藤本・翠川, 2003)をかけて地表の最大速度を推定し、最大速度と気象庁計測震度の関係(翠川・他, 1999)を用いて推定したものである。合成結果の震度分布が広域で概ね観測に一致していることがわかる。詳細に吟味すると、合成結果の震度は小さい震度の地域で過大になっていたり、計算の途中で合成結果の最大速度が観測より若干過少に評価されたり、などの問題が残されている。

十勝沖地震の合成結果と観測の比較は、特性化震源モデルが内陸地震に限らず海溝型地震においても有効であることを示す一例であると言える.



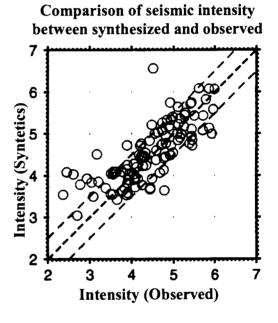


Fig. 6. Comparison of seismic intensity between observed and synthesized.

#### 5. おわりに

米国では 1970 年代から高密度な強震動観測を始め、強震動研究に重視するようになった。日本でも 1995 年兵庫県南部地震を契機として、強震動観測網が整備され、その後の被害地震では震源近傍域で貴重な記録が得られるようになった。この地震の後、ようやく日本でも強震動記録が震源の物理のための基礎的研究や構造物の安全のための応用研究に重要な情報を提供することが理解されるようになった。日本

の「強震動地震学」の分野は米国に比べて4半世紀ほど立ち 後れていたことになる。

「強震動地震学」の目標の1つは、将来発生の予測される大地震に対し、震源断層における破壊過程、伝播経路での波動伝播、表層地盤での増幅・減幅、などを考慮して、信頼性ある強震動を予測して、地震災害の軽減に役立てることにある。その意味で、「強震動予測レシピ」は「強震動地震学」の1つのマイル・ストーンに成り得るものと考える。そのた

めには、「レシピ」の元となる巨視的・微視的断層パラメータの地域性、適用範囲を明確にし、いつでもどこでも信頼性のある強震動予測が可能となるものにする必要がある。

信頼性ある「強震動予測レシピ」の構築には、強震動記録を用いた高精度の震源インバージョン、そのために高精度地下構造モデルが不可欠である。これらの情報は単に「強震動研究」のみならず、地震学の基礎的研究から地震災害軽減のための工学、さらに都市防災、リスク・コミュニケーションなど人文・社会科学的研究にも必要とされている。強震動研究が切迫する巨大地震に対する防災・減災戦略のキーと位置づけられるものと考える。建築学会の地盤震動小委員会がこれまで強震動研究のみならず地震災害に軽減のための研究において重要な役割を果たしてきた。今後も本小委員会が地盤震動の研究を通じて日本の地震防災のエンジンとなることを期待する。

#### 豁纏

本稿で提案されている「強震動予測レシピ」は、三宅弘恵氏との共同研究によるものである。ここで述べられている考えは、岩田知孝氏、釜江克宏氏、川辺秀憲氏、Luis Angel Dalguer 氏、香川敬生氏、宮腰研氏、関口春子氏、そのほか様々の方との共同研究の成果および議論の中から生まれたものである。

#### 参考文献

- Aki, K. (1968): Seismic displacements near a fault, Journal of Geophysical Research, 73, 5359-5376.
- Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull, Seism. Soc. Am.*, 78, 489-508.
- Das, S. and B. V. Kostrov (1986). Fracture of a single asperity on a finite fault: A model for weak earthquakes?, In Das, S., J. Boatwright, and C.H. Scholz, eds.: Earthquake Source Mechanics, AGU., Washington D.C., 91-96.
- 藤本一雄・翠川三郎 (2003):日本全国を対象とした国土数値 情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定、日本地震 工学界論文集 第 3 巻、第 3 号
- Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, K. Kunugi and H. Fujiwara (2004). Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of the K-NET and KiK-net, *Earth Planets and Space* 56, 317-322.
- 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.
- 入倉孝次郎・三宅弘恵・岩田知孝・釜江克宏・川辺秀憲 (2002). 強震動予測のための修正レシピとその検証,第 11 回日本 地震工学シンポジウム講演論文集,567-572.
- 入倉孝次郎 (2004): 強震動予測レシピー大地震による強震 動の予測手法一、京都大学防災研究所年報第 47 号, A,

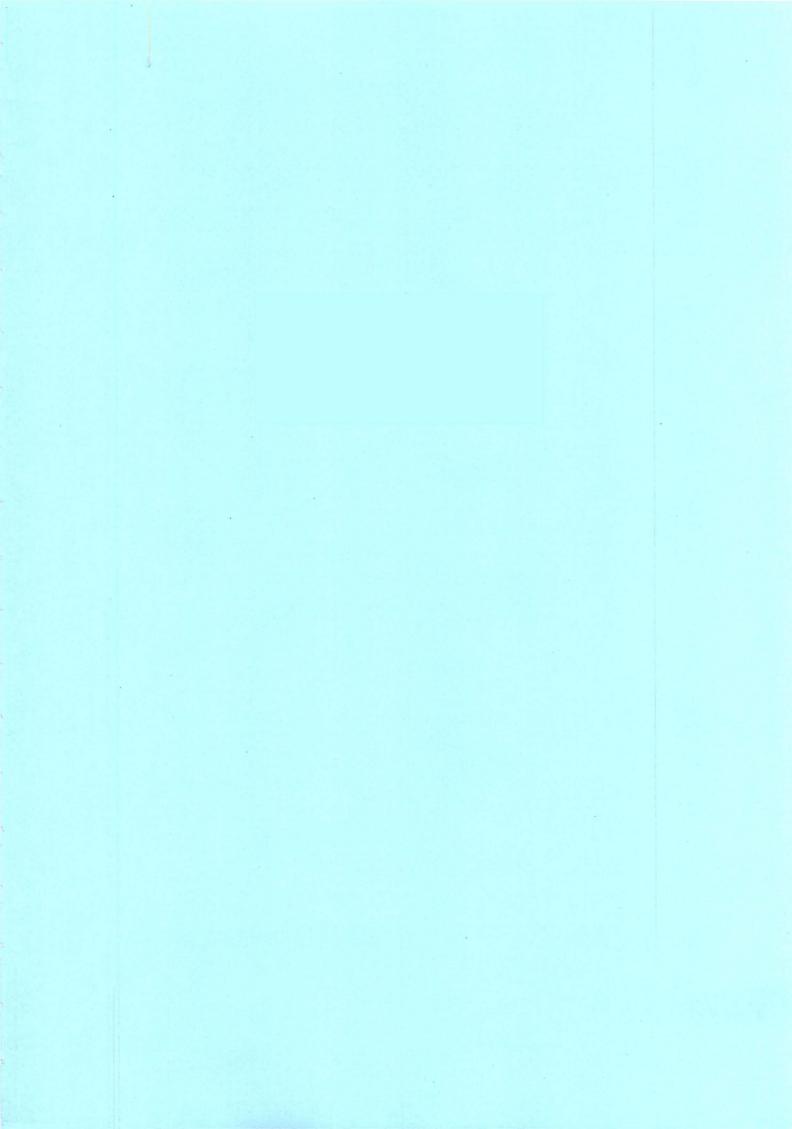
25 - 45.

- 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 一統計的波形合成法による予測一、日本建築学会構造系論文報告集、No.430,1-9.
- 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
- Kanamori, H. and D. L. Anderson (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- 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.
- 宮腰研 (2002). 不均質震源の特性化,月刊地球,号外 37「最近の強震動予測研究-どこまで予測可能となったのか?」,56-61,2002.
- 森川信之・藤原広行 (2003). 十勝沖〜根室沖の地震の震源及 び伝播経路特性, 日本地震学会講演予稿集 2003 年度秋季 大会、P104.
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透 (2001). 断層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, 545, 51-62.
- Madariaga, R (1977). High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting, Geophys. J. R. Astron. Soc., 51, 625-651.
- Madariaga, R (1979). On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2243-2250.
- 翠川三郎・藤本一雄・松村郁栄(1999): 計測震度と旧気象庁 震度および地震動強さの指標との関係, 地域安全学会論 文集, Vol.1, pp.51-56.
- 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構造系論文集,第 523 号,pp. 63-70.
- Miyatake, T. : Strong Ground Motion Simulation using
  Dynamic Faulting Model, International Workshop on the
  Quantitative Prediction of Strong-motion and the Physics of
  Earthquake Sources, Tsukuba, October 23-25, 22--23, 2000.
- 佐藤智美 (2004): 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。
- Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1-14.
- Scholz, C. H. (2002). Earthquake scaling relations, in The

- Mechanics of Earthquakes and Faulting, 2 ed., Cambridge University Press.
- Shimazaki, K. (1986). Small and large earthquake: the effects of thickness of seismogenic layer and the free surface, In Das, S., Boatwright, J., and Scholz, C.H. eds.: Earthquake Source Mechanics, AGU, Washington, D.C., 209-216.
- Somerville, P.G, Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999). Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, 59-80.
- Somerville, P. G·佐藤俊明・石井透・N. F. Collins・壇一男・ 藤原広行 (2002). 強震動予測のためのプレート沈み込み 帯沿い地震の不均質すべりモデルの特性抽出、第 11 回日 本地震工学シンポジウム講演論文集、163-166.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am.,

- 84, 974-1002.
- Yamanaka, Y. and K. Shimazaki (1990). Scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the mainshock, J. Phys. Earth, 38, 305-324.
- Yamanaka, Y. and M. Kikuchi (2003). Source process of the recurrent Tokachi-oki earthquake on September 26, 2003, inferred from teleseismic body waves, Earth Planets and Space 55, e21-e24.
- 地震調査委員会 (2005): 2003年十勝沖地震の観測記録を利 用した強震動予測手法の検証について、「全国を概観した 地震動予測地図」報告書(分冊2) 一震源断層を特定した 地震動予測地図の説明一,45-80.

3. 予測結果の不確定性 - 結果比較例-



# 予測強震動の手法・モデルによる違い

PREDICTED STRONG GROUND MOTION VARIATIONS DUE TO ANALYSIS METHODS AND MODELS

吉村智昭\*1 永野正行\*2 Chiaki YOSHIMURA Masayuki NAGANO

This article presents a number of estimated strong ground motions calculated by many researchers for possible large subduction earthquakes around Japan. We analyze the differences of estimated ground motions caused by calculation methods, seismic source models and subsurface ground models. A group of ground motions for both the same earthquake and the same location fluctuate with maximum ratio of 2 for peak ground velocity and peak value of response spectrum. Each estimated ground motion has specific dominant period reflecting source characteristics and the amplification characteristics of large sedimentary basins. These results suggest that in the case of using the estimated ground motions as building design ground motions, we need to take into consideration the possible uncertainty of intensity of those motions and need to choose appropriate one in accord with the target earthquake and target location.

#### 1. はじめに

2004 年 4 月に日本建築学会は、巨大地震の地震動予測や既存建築構造物の耐震性の調査を目的に「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」を設置したい。当委員会には、東海地震、東南海地震、南海地震、関東地震を対象とした地震動予測結果が提供された(以下「提供波」と呼ぶ)。また、配下の建築構造物小委員会の各ワーキンググループで共通に用いる地震波として 13 波が選ばれ(以下「共通波」と呼ぶ)、構造物の応答計算に用いられた<sup>2) 3)</sup>。

これらの提供波・共通波は、最新の研究成果に基づき、 震源モデルや地盤モデルを設定し、長周期成分は3次元 差分法などの理論的手法を用いて強震動を予測したもの であり、設計用入力地震動として活用できる。ただし、 これらの予測結果は、特定の地震、地点を対象として予 測したものであること、用いたモデルや手法に依存して いることに注意して用いる必要がある。

本論では、「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」で用いられた提供波・共通波の概要を紹介すると共に、解析手法や震源モデル、地盤モデルの違いによる強震動予測結果の違いについて論じ、設計用入力地震動として用いる上での留意点を指摘する。

#### 2. 提供波

#### 2-1 提供波の作成条件および概要

東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会に、二次 に渡って次の地震波が提供された(土方波は二次提供波 を改良した三次提供波)。

- \*1 大成建設 技術センター 博士(工学)
- \*2 鹿島 小堀研究室 博士(工学)

- ・関東地震:佐藤波(第一次提供波)<sup>4)</sup>
- ・南海地震:釜江波(第一次提供波)5)
- · 東海地震: 久田波(第一次提供波) 6)
- ・東海・東南海地震:中部波(第一次提供波)<sup>7)</sup>
- ·南海地震:釜江波2(第二次提供波)8)
- ·南海地震:関口波(第二次提供波)9)
- ・南海、南海・東南海、東南海地震: 鶴来波 (第二次 提供波) <sup>10)</sup>
  - ・東海・東南海地震:愛知県波(第二次提供波) 11)
  - ・東南海地震:鈴木波(第二次提供波)<sup>12)</sup>
  - ・東海地震:土方波(第三次提供波)<sup>13)</sup>
  - · 東海地震:野津波(第二次提供波) 14)

表1、表2は、それぞれ第一提供液、第二・三次提供 波について、評価地点、解析手法、震源モデル等をまと めたものである。解析手法は、釜江波2で2.5秒以上の 長周期成分のみを対象としている以外は、短周期から長 周期までを網羅した広帯域周期の評価となっており、ハ イブリッド手法もしくは経験的グリーン関数法が用いら れている。いずれも長周期側では各平野の深部地盤構造 による波動伝播特性が考慮されている。

# 2-2 提供波のスペクトルの比較

提供波の水平成分の擬似速度応答スペクトル(減衰定数 5%)とエネルギースペクトル(減衰定数 10%)を、それぞれ図1、図2に示す。鈴木波と久田波については、他の地震動に比べ短周期成分が大きいことから点線で区別した。図1の擬似速度応答スペクトル中の太線は、開放工学的基盤と簡略法による第1種、第2種、第3種地

Technology Center, Taisei Corporation, Dr. Eng Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr. Eng

検討対象地震 評価地点 地盤 解析手法 震源モデル、評価地点等 地震波名 経験的グリーン関数法+ 東京 (大手町) 地表面 3次元差分法(周期5秒以上) 関東地震 東京 (本郷) 工学的 統計的グリーン関数法+ 佐藤波 横浜 (MM21) 基盤 3次元差分法(周期5秒以上) 南海地震 大阪 OSA 地表面 経験的グリーン関数法 西大阪 WOS 釜江波 東海地震 統計的グリーン関数法+ 静岡県長泉町 地表面 平行成層地盤の理論解 久田波

経験的グリーン関数法

表 1 第一次提供波の評価地点、手法等の概要

盤の安全限界検証用告示スペクトルである。

東海・ 東南海地震

中部波

鈴木波、久田波を除けば、1秒以下の短周期領域では、概ね告示スペクトルと同等もしくはそれ以下のレベルとなっている。一方、長周期領域の速度応答は、周期2秒当たりから大きくなり始め、2秒~8秒をピーク周期として最大で300cm/s強の応答レベルを示す。3秒以上の長周期範囲では、釜江波2の六甲アイランドや、鈴木波の四日市市のレベルが大きい。一方、2~3秒前後では、鶴来波の此花、弥栄、田尻地点や中部波の三の丸地点での地震動による応答が大きい。

名古屋 (三の丸)

工学的

基盤

エネルギースペクトルは、多くのケースでピーク周期における速度換算値が 200cm/s を超えており、釜江波 2 の六甲アイランド地点、中部波・三の丸地点のように、周期 2 秒より長周期の速度換算値が 500cm/s 超の地震動も見られる。

# 2-3 同一地点で評価した地震動の比較

同一地点で同じ地震を評価した結果がどの程度変動するか例を示す。南海地震を対象に KiK-net 此花 (OSKHO2) 地点で計算された釜江波 2、鶴来波、関口波を比較する。

アスペリティー位置 (表2参照) は、鶴来波と関口波はともに中央防災会議のモデル (それぞれ文献 15) 16)) に基づいておりほぼ同じである。釜江波2はこれらとはやや異なり、地震調査研究推進本部(2001)<sup>17)</sup>のモデルに基づいて、3つの矩形アスペリティーを設定している。破壊開始点は同じ紀伊半島沖である。

大阪平野の地震基盤以浅の構造は、釜江波2と関口波では堀川他(2003)<sup>18)</sup>のモデルを用いている。堀川モデルは、S波速度、P波速度、密度が深度や堆積年代に応じて連続的に変化している。なお、釜江波2ではこれを3層に集約して用いている。鶴木波は、大阪平野を3層構

表 2 第二次提供波の評価地点、手法等の概要

	<b>A</b> X	2 第二	<b>火提供波の評価地点、</b>	于法寺の慨晏
検討対象地震 地震波名	評価地点	地盤	解析手法	震源モデル、評価地点等
南海地震	大阪平野9地点	工学的 基盤	3 次元差分法(周期 2.5 秒以上)	
釜江波 2	(K-NET KiK			
	·net、関震協、六		:	
	甲アイランド)			
				873331
南海地震	大阪平野 23 地点	地表面	経験的サイト増幅	
南海・東南海			特性を考慮した統	
地震	(K-NET 、 KiK		計的グリーン関数	
東南海地震	-net、関震協)		法+3次元差分法	
			(周期2秒以上)	TARE AND CO.
鶴来波				
南海地震	大阪平野9地点	地表面	統計的グリーン関	
			数法+3次元差分	
関口波	(K-NET 、 KiK		法(周期 2.5 秒以上)	
	-net、関震協、六			
	甲アイランド)			
	\h. ==			
東南海地震	濃尾平野7地点	地表面	経験的グリーン関	
AA 1.344	(77.)		数法	
鈴木波	(K-NET KiK			
	-net)			
				Righter Propagation wife
	濃尾平野2地点	地表面	統計的グリーン関	100 km EOT merr
地震	极格干到五地流	工学的	数法+3次元差分	
7E /AR	名古屋駅前	基盤	法(周期 <b>2.5</b> 秒以上)	
, 愛知県波	NST、水上出張	245 1111.	[五(四)列 2.0 19 久土)	
ZAFATIA.	所 SJB)			
	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,			
東海地震	関東平野8地点	地表面	統計的グリーン関	137 138 139 140 141 183 30 102 101
		工学的	数法(一部経験的)	km
土方波	(東京湾沿岸部+	基盤	+経験的グリーン	1990 1945 1944 1944 1944
	新宿)		関数法(1~5.5 秒)	
			+3 次元差分法	
			(5.5 秒以上)	07 138 139 140 110 11X 28 11 12 12 11
東海地震	静岡周辺12地点	工学的	経験的サイト増	2 - 2.5(1) -
		基盤	幅・位相特性を考	35 2 200// M 1 2
野津波	(K-NET11 点、		慮した統計的グリ	2 3 3 1 1000 1 10001 1
	ほか 1 点)		ーン関数法	No. of the state o
		İ		37
			<u></u>	

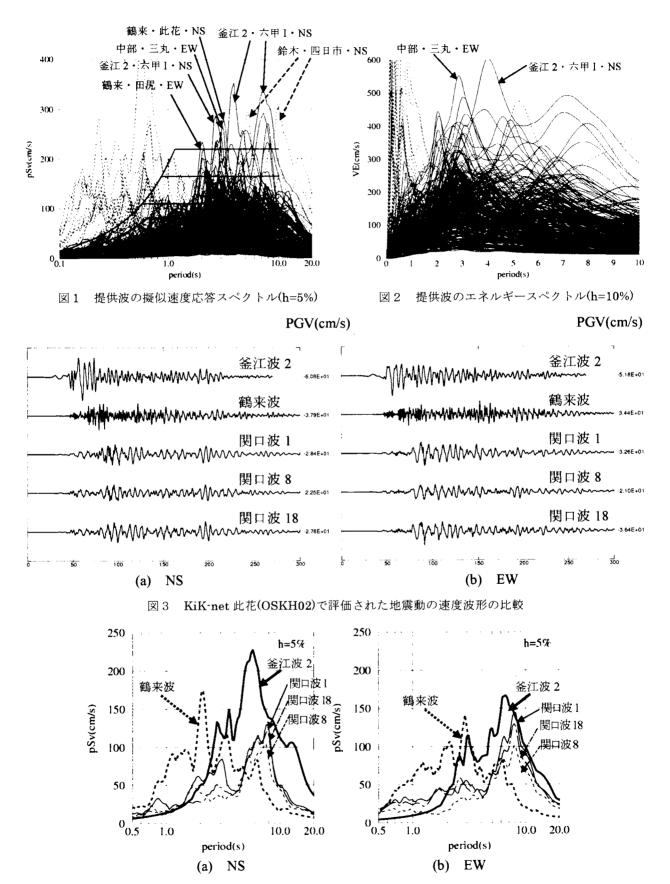


図4 KiK-net 此花(OSKH02)で評価された地震動の擬似速度応答スペクトル(h=5%)の比較

造で表現した趙・香川(2002)19)のモデルを用いている。

解析手法については、釜江波2は3次元差分法で周期 2.5 秒以上の成分が計算されている。鶴来波、関口波は、 短周期を統計的グリーン関数法、長周期を3次元差分法 で計算して足し合わせるハイブリッド法である。なお、 鶴来波の統計的グリーン関数法では経験的サイト増幅特 性が考慮されている。

3 地点における速度波形を図3に、擬似速度応答スペ クトル(h=5%)を図4に示す。なお、関口波は、震源パラ メーターを変化させて3通り計算されている。関口波1、 関口波8、関口波18はそれぞれ、「大阪から見た震源時 間関数のピークが最大になるモデル」、「震源時間関数の フーリエスペクトル振幅が 0.1-0.3Hz の範囲で大きい モデル」、「震源時間関数のフーリエスペクトルが 20 個 の平均に最も近いモデル」である(関口・他、2005)<sup>9)</sup>。

図3の速度波形を見ると、釜江波2のNS成分では、 60cm/s に達する大振幅の波形が見られる。これは、一番 東のアスペリティーが他ケースと比べて大きくモデル化 されており、また大阪平野に向かってディレクティビテ ィー効果(破壊が進行する方向に地震波が強まる現象) が顕著に表れているためと考えられる。鶴来波は短周期 成分が豊富であり、同じNS成分の最大振幅は約38cm/s である。関口波の NS 成分は 22~28cm/s であり、釜江 波2と比べると倍半分程度の違いがある。

図4の擬似速度応答スペクトルを見ると、釜江波2が NS 成分で 5.5 秒付近に 220m/s を越えるピークを有し、 長周期領域で最も大きい。関口波もピークを有するが釜 江波より小さく、NS 成分で 130cm/s 程度であり、卓越 周期も8秒程度と長周期寄りである。ピーク値の差は倍 半分程度ある。EW 成分も釜江波が関口波より大きいが、 NS 成分と比べて差は小さい。鶴来波は 2 秒以下の成分 が他と比べて大きく、これは経験的サイト特性を考慮し

た統計的グリーン関数を用いているからと考えられるが、 一方5秒以上のピークは最も小さい。震源パラメーター の異なる3つの関口波は、短周期領域でやや違いが見ら れるものの、速度波形の形状や長周期領域でのピーク周 期はほぼ同じである。評価者間の違いの方が大きい。

以上のように、同一地震同一地点の評価結果であって も、評価者によって異なる震源モデルや解析手法の違い により、最大速度振幅や応答スペクトルの最大ピーク値 について大阪此花の例では倍半分程度の違いが見られた。 特定の地震動評価結果を設計用地震動として用いる場合、 最大値や周期特性を絶対視しがちであるが、本来はこの 程度の不確実性があることを認識しておく必要がある。

#### 3. 共通波

# 3-1 波形およびスペクトル

「東海地震等巨大災害への対応特別委員会」の構造物 小委員会の各WGでの検討で共通に用いる地震波として 「共通波」が提供波の中から選ばれた。表3に共通波の リストを示す。

図5に共通波の加速度波形を、図6に速度波形を示す。 なお、速度波形は、佐藤波と土方波は配布されたもの、 他は加速度から台形積分で速度にしたものである。

最大振幅をみると、佐藤波が関東地震直上の波形であ るため短周期成分も多く、最も大きい。YKL(みなとみら い)で 499Gal、69cm/s となっている。これに次いで東 海・東南海地震を対象とした愛知県内における中部波・ 愛知県波が大きい。SJB(水上出張所)で 187Gal、54cm/s となっている。これに次いで、東海地震を対象にした東 京湾沿岸付近の土方波が大きい。SNJ(新宿)で 143Gal、 YKH(横浜)で 40cm/s となっている。 釜江波、関口波は、 評価地点の大阪からみて遠方の南海地震を対象としてい るため、加速度、速度の振幅自体は小さい。釜江波(OSA)

地震	作成者	作成者 地点	成分	成分 深さ位置	略称	呼称	波形データ		時間 刻み (s)	備考
7E-04 [F/X-1]		地点	放牙	体合仏風	<b>ም</b> ር ተሳ	, भग-अग्र <sub>ा</sub>	加速度	速度		
関東	佐藤・墳	東京・気象庁	NS	地表	TS-TOK-NS	関東地震·佐藤波·東京気象庁·NS	0	0	0.02	1次提供波
120 17		みなとみらい	NS	工学的基盤	TS-YKL-NS	関東地震・佐藤波・みなとみらい・NS	0	0	0.02	1次提供波
		新宿	NS	地表	KH-SNJ-NS	東海地震・上方波・新宿・NS	0	0	0.01	2次提供波
東海	上方・他	新農洲	NS	地表	KH-STY-NS	東海地震・土方波・新豊洲・NS	0	0	0.01	2次提供波
		横浜	NS	地表	KH-YKH-NS	東海地震・土方波・横浜・NS	0	0	0.01	2次提供波
	中部地方整備局	この丸	EW	工学的基盤	C-SAN-EW	東海東南海地震・中部波・三の丸・EW	0		0.01	1次提供波
東海· 東南海	愛知県 建築住宅 センター	名古屋駅	EW	地表	A-NST-EW	東海東南海地震·愛知県波·名古屋駅·EW	0		0.01	2次提供波
		水上出張所	EW	地表	A-SJB-EW	東海東南海地震·愛知県波·水上出張所·EW	0		0.01	2次提供波
南海	釜江•人倉	大阪管区気象台	NS	地表	KK-OSA-NS	南海地震·釜江波·大阪管区気象台·NS	0		0.01	1次提供波
111111111111111111111111111111111111111		西大阪	EW	地表	KK-WOS-EW	南海地震·釜江波·西人阪·EW	0		0.01	1次提供被
	関口・他 (平均)	福島	EW	地表	HS18-FKS-EW	南海地震・関口波・平均レベル・福島・FW	0		0.02	2次提供波
南海		K-NET大阪	EW	地表	HS18-OSK005-EW	南海地震・関ロ波・平均レベル・K-NET大阪・EW	0		0.02	2次提供被
		KiK-net此花	NS	地表	HS18-OSKH02-NS	南海地震・関口波・平均レベル・KiK-net此花・NS	0		0.02	2次提供波

表3 共通波のリスト

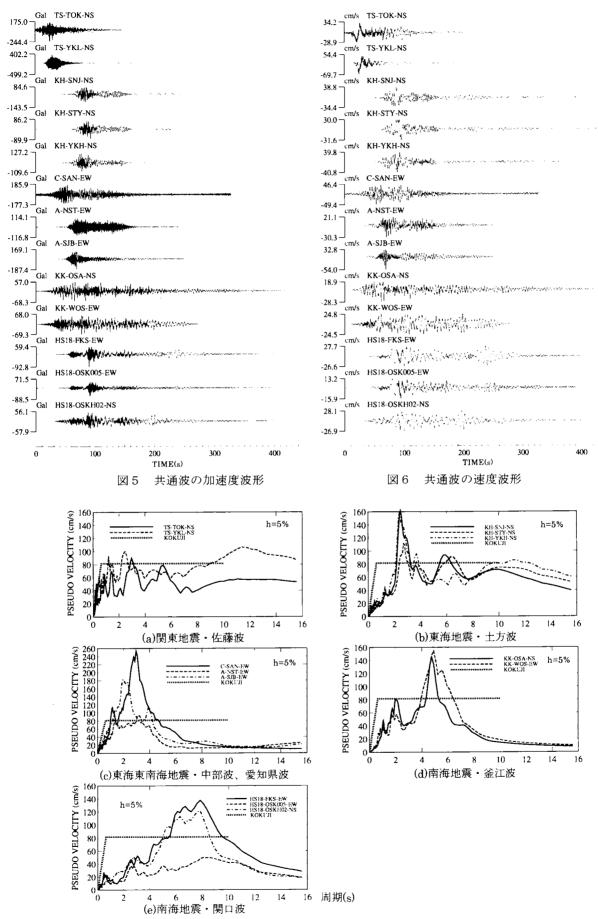


図7 共通波の擬似速度応答スペクトル

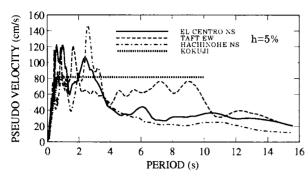


図8 標準3波(50cm/s 基準化) の擬似速度応答スペクトル

は68Gal、28cm/sであり、関口波はFSK(福島)で92Gal、 OSKH02(kik-net 此花)で27cm/sとなっている。

図7に共通波の擬似速度応答スペクトルを示す(減衰 比 h=5%)。告示スペクトル (建設省告示 1461 号の極稀 地震のスペクトル)を比較のために描き加えている。 佐 藤波は 2.5 秒、3.0 秒、5.4 秒で 80~100cm/s のピーク が見られる。直下の地震のため他の共通波と比べて2秒 以下でも成分が多い。その他の共通波では、特徴的な大 きなピークが特定の周期に現れている。土方波は2.5秒 で 160cm/s、6 秒付近で約 90cm/s のピークをもつ。中部 波は 3.0 秒で 254cm/s に達する大きなピークを有する。 愛知県波は 2.0 秒で 183cm/s のピークを有する。 釜江波 は 4.8~4.9 秒で約 150cm/s のピークを有する。 関口波 は 6~8 秒で 140cm/s 程度のピークを有する。 釜江波と 関口波は同じ南海地震を対象としているが卓越周期が異 なっている。

以上のように、震源と地盤をモデル化して作成した共 通波では、特徴的な大きなピークが特定の周期に現れて いる。これは、告示波スペクトルなど設計用スペクトル がフラットな周期特性をもつのと比べて非常に異なる特 徴である。これら長周期域のピークは、大地震の震源特 性や、平野の増幅特性を反映していると考えられる。対 象地震(関東地震・東海地震・東南海地震・南海地震) または対象平野 (大阪平野、濃尾平野、関東平野) によ り、卓越する周期が異なるということも重要である。設 計用地震動として適用するにあたり、建設地点と対象地 震の組み合わせが、できるだけ近い予測地震波を選ぶ必 要がある。

# 3-2 設計波および観測波との比較

図8に標準3波 (EL CENTRO NS、TAFT EW、 HACHINOHE NS、50cm/s 基準化) の擬似速度応答ス ペクトルを示す。標準 3 波の最も長周期側のピークは、 八戸波の 2.6s の 146cm/s のピークである。これに対し て、図7で見たように、共通波では、土方波で2.5秒、 中部波で 3.0 秒、釜江波で 4.8~4.9 秒、関口波は 6~8

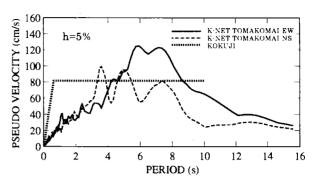


図 9 2003年十勝沖地震(K-NET 苫小牧) の擬似速度応答スペクトル

秒に卓越周期があり、八戸波よりさらに長周期部分で卓 越しているものがある。従って、従来の標準3波だけで は、M8級の巨大地震の長周期成分を十分に検討できな いことがわかる。

実際の M8 級地震の観測記録として、2003 年十勝沖地 震の記録がある。図9に2003年十勝沖地震時のK-NET 苫小牧の記録の擬似速度応答スペクトルを示す。K-NET 苫小牧 NS 成分は、6~8 秒で 130cm/s 程度のピークを 有している。関口波に見られる長周期成分はこれとよく 似た傾向である。共通波は、震源と地盤をモデル化して、 物理モデルにより計算されているが、このような方法が 将来起こりうる M8 級地震の地震動を推定するうえで非 常に有用であることがわかる。

#### 3-3 耐震設計の観点から見た共通波の特徴

図 10 では、共通波 13 波について、必要耐力スペクト ルを計算し、超高層建物への影響を調べた。弾塑性解析 を行う際の復元力特性はバイリニア型とし、第2剛性は 初期剛性の 0.1 倍とした。減衰定数は h=3%とした。一 般に高層建物のベースシアーは  $C_B=0.2/T\sim0.4/T(T)$  は周 期・秒)なので、 $C_{B}$ =0.3/T を中程度の耐力の建物のベー スシアーと見なし、降伏剪断力をその1.5倍とした。図 中、中程度の耐力の建物の降伏震度 k=0.3/T×1.5= 0.45/T の線を加えた。長周期部分の T=2~8 秒を描画し た。塑性率 $\mu=1, 2, 5$ の3ケースを計算した。以下、軽 微な損傷( $\mu = 1 \sim 1.5$ )、中破( $\mu = 2$  付近)、大破( $\mu = 4$  以上) を大まかな目安として、各共通波の建物への影響を示す。

図 10(1)佐藤波・東京気象庁では、3 秒、5.5 秒付近で 中程度の建物の耐力 ( $C_{B}$ =) k=0.45/T の線は $\mu$ =1~1.5 に相当している。従って、固有周期3秒、5.5秒付近の 中程度の耐力の建物は軽微な損傷を受ける可能性がある。 同様に、図 10(2)佐藤波・みなとみらいでは、2.5 秒付近 で k=0.45/T の建物は塑性率 μ=1 以上となり、固有周期 2.5 秒付近の中程度の耐力の建物は軽微な損傷を受ける 可能性がある。

図 10(3)~(5)の土方波は(3)新宿、(4)新豊洲の場合

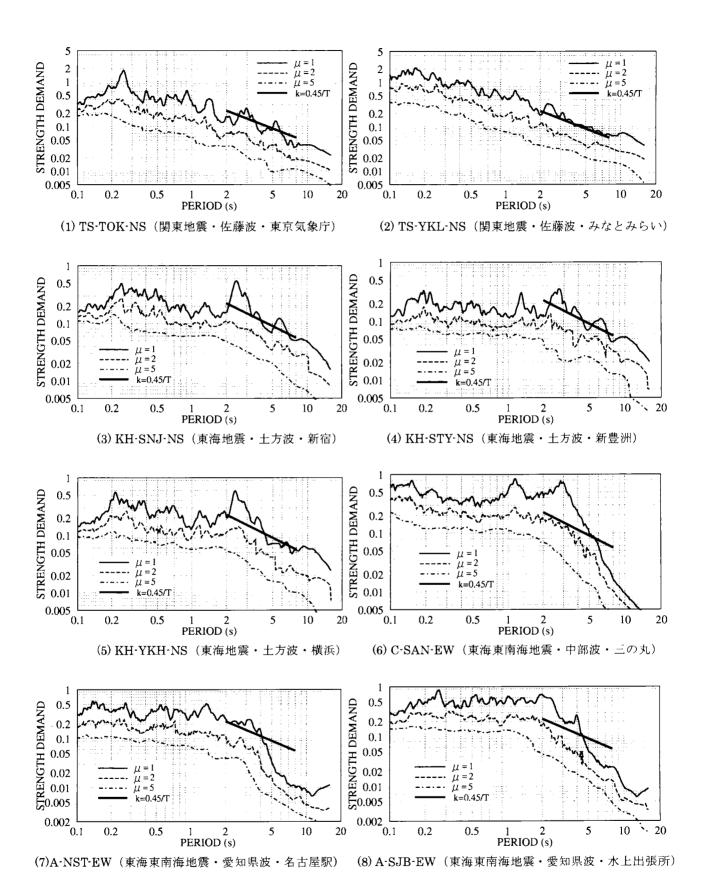
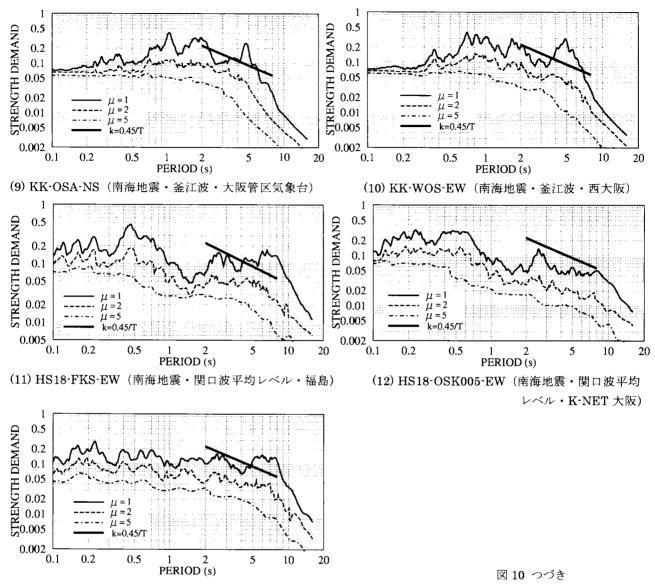


図 10 共通波の必要耐力スペクトル



(13) HS18-OSKH02-NS (南海地震・関口波平均レベル・KiK-net 此花)

k=0.45/T の建物は周期 2~4 秒および 6 秒付近で μ=1 以上となっており、特に 2.5 秒では  $\mu$  = 1.5 程度になって いる。同様に、(5)横浜では、k=0.45/T の建物は周期 2  $\sim$ 4 秒で $\mu$ =1 以上となっており、特に周期 2.5 秒で $\mu$ =2 近くになっている。従って、土方波では、固有周期2~4 秒および 6 秒付近の建物は損傷を受ける可能性があり、 特に周期 2.5 秒では損傷が比較的大きくなる可能性があ る。

図 10(6)の中部波では、k=0.45/T の線は、周期 2~5 秒で $\mu=2$  の線に近づいており、固有周期  $2\sim5$  秒の建物 は損傷が大きくなる可能性がある。

図 10(7)~(8)の愛知県波では、k=0.45/T の建物は、(7) 名古屋駅では周期2秒~4秒で、(8)水上出張所では2~ 4.5 秒でμ=1以上となっている。これらの固有周期の建 物は損傷を受ける可能性がある。

図  $10(9)\sim(10)$ の釜江波は、k=0.45/T の耐力の建物は 固有周期 2 秒や 4~7 秒で損傷を受ける可能性があるこ とがわかる。

図 10(11)~(13)の関口波 3 波では、(12)OSK005 波が 他と比べて小さく建物が損傷を受ける可能性は低い。一 方、(11)FSK 波、(13)OSKH02 波は 4~8 秒付近で卓越 成分を有し、k=0.45/T の耐力の建物は、(11)FSK 波に対 して固有周期 4 秒以上、(13)OSKH02 波に対して固有周 期5秒以上で損傷を受ける可能性がある。

#### 4. まとめ

提供波の中から、同一地震同一地点(南海地震・大阪此 花)の評価結果を選んで比較すると、評価者によって異な る震源モデルや解析手法の違いにより、最大速度振幅や 応答スペクトルの最大ピーク値について、倍半分程度の

違いが見られた。設計用地震動として用いる場合、この 程度の不確実性があることを認識しておく必要がある。

共通波の周期特性をみると、特定の周期で大きなピークが現れている例が多い。これら長周期域のピークは、対象地震(関東地震・東海地震・東南海地震・南海地震)または対象平野(大阪平野、濃尾平野、関東平野)により、卓越する周期が異なっており、震源特性、サイト特性を反映している。設計用地震動として適用するにあたり、建設地点と対象地震の組み合わせが、できるだけ近い予測地震波を選ぶ必要がある。

#### 参考文献

- 西川孝夫:東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会、建築雑誌、Vol.120、No.1537、pp.49、2005年9月
- 2) 東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会:2005 年度日本建築学会大会(近畿)特別調査部門研究協 議会資料「巨大地震時に予測される長周期地震動と その耐震問題」、2005年9月
- 3) 東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会:2006 年度日本建築学会大会(関東)特別調査部門研究協 議会資料「巨大地震による長周期地震動の予測と既 存建築物の耐震性と今後の課題」、2006年9月
- 4) 佐藤俊明・壇一男:関東地震による首都圏の広帯域 強震動予測、免震構造設計指針、日本建築学会、 263-274、2001.
- 5) Kamae, K., H. Kawabe and K. Irikura: Strong ground motion prediction for huge subduction earthquakes using a characterized source model and several simulation techniques, 13th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. 655, 2004.
- 6) 久田嘉章・翠川三郎・山中浩明・鱒沢 曜:免震病院 を対象とした入力地震動の策定例―震源近傍の強震 動、及び、深部地盤構造を考慮した入力地震動策定 ―、第30回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、 55-68、2002.
- 7) 国土交通省中部地方整備局ほかコンソーシウム:名 古屋市三の丸地区における地域特性を考慮した耐震 改修のための基盤地震動の作成(概要版)、p. 48、 2004.
- 8) 釜江克宏・川辺秀憲:想定南海地震の強震動予測、 建築学会委員会資料、2005.
- 9) 関口春子・吉見雅行・吉田邦一・堀川晴央:海溝型 巨大地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケー ル不均質モデルと南海地震への適用、海溝型巨大地 震を考える-広帯域強震動の予測2-シンポジウム 論文集、土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応

- 共同研究連絡会地震動部会、pp. 61-73、2006.
- 10) 鶴来雅人・趙伯明・Petukhin Anatoly・香川敬生: 南海・東南海地震の大阪府域における強震動予測、構造工学論文集 Vol. 51A、2005.
- 11) 佐藤俊明・藤川智・渡辺基史・久保哲夫・福和伸夫: 愛知県設計用入力地震動研究協議会による想定新東 海地震に対する強震動予測、海溝型巨大地震を考え る-広帯域強震動の予測2-シンポジウム論文集、 土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究 連絡会地震動部会、pp. 101-107、2006.
- 12) Suzuki, W., T. Iwata, K. Asano, and N. Yamada: Estimation of the source model for the foreshock of the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes and strong ground motion simulation of the hypothetical Tonankai earthquake using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 57, 345-350, 2005.
- 13) 土方勝一郎・他:想定東海地震の関東平野における 広帯域地震動予測、海溝型巨大地震を考える一広帯 域強震動の予測2-シンポジウム論文集、土木学 会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会 地震動部会、pp.83-90、2006.
- 14) 野津厚:経験的サイト増幅・位相特性を用いた東海地方における強震動評価事例、海溝型巨大地震を考える-広帯域強震動の予測-シンポジウム論文集、土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応共同研究連絡会地震動部会、pp. 99-106、2005.
- 15) 中央防災会議:東南海、南海地震に関する専門調査 会(第7回)資料、2002.
- 16) 中央防災会議: 東南海、南海地震に関する専門調査 会(第16回)資料、2003.
- 17) 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会、南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)(平成13年12月7日、平成13年12月10日訂正)、2001.
- 18) 堀川晴央・他: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.225-259、2003.
- 19) 趙伯明、香川敬生:大阪堆積盆地モデルの高精度化 およびその応用-2000 年鳥取県西部地震(MJMA7.3) の強震動シミュレーション、第11回日本地震工学シ ンポジウム、CD-ROM、97、2002.

## 海溝型巨大地震の微視的震源パラメータの変動がもたらす予測地震動のばらつき

VARIATION OF ESTIMATED GROUND MOTION FROM AN INTERPLATE EARTHOUAKE DUE TO FLUCTUATION OF MICROSCOPIC SOURCE PARAMETERS

> 関口春子\*, 吉見雅行\*, 吉田邦一\*, 堀川晴央\* Haruko SEKIGUCHI, Masayuki YOSHIMI, Kunikazu YOSHIDA, Haruo HORIKAWA

Variation of estimated ground motion from a future Nankai earthquake, a great earthquake along the Nankai trough, due to fluctuation of microscopic source parameters is investigated. Broadband ground motions are simulated in and around the Osaka basin. Multi-scale heterogeneous rupture models are constructed by introducing multi-scale heterogeneity into slip distribution and rupture propagation of the simple finite-fault source models by Central Disaster Prevention Council. Ground motions are computed with a hybrid technique: lower frequency by the 3-D finite difference method and higher frequency by the stochastic Green's function method. Simulated ground motions inside the Osaka basin are characterized by long-period (5-10 s), prolonged (> 300 s), and amplified motions. Generally speaking, increase of stress drop on asperities and average rupture velocity enhance the ground motion. Random numbers to generate multi-scale, smaller-than-asperities heterogeneity in the source parameters reveal to cause uneglectable variation in the ground motion. Fluctuations of microscopic source parameters incluence the interference pattern of wavefield inside the Osaka basin, which lead to the variation of ground motion with complicated strengthing and weakening pattern.

### 1. はじめに

震源過程を考慮した地震動予測では、微視的な震源パ ラメータ (破壊開始点, アスペリティの位置, 応力降下 量など)の変動が、計算される地震動の大きさや分布に 時に大きな変化を与えることが広く認識されており、想 定地震の地震動予測では、微視的パラメータを妥当と考 えられる範囲で変動させて複数の計算を行われることが 多くなっている.

産業技術総合研究所・活断層研究センターでは、阪神 地域をモデル地域とした地震動予測手法高度化の研究プ ロジェクトの一環として, 想定南海地震の地震動予測を 行っている. 本稿では、この予測地震動のばらつき評価 のため、微視的な震源パラメータを変動させた数値実験 について紹介する (関口ほか, 2006). なお, 数値実験の 一部は,巨大地震災害への対応特別委員会(委員長:濱 田政則)土木・建築の両構造物部会の要請によるもので, 同委員会地震動部会により数値実験の仕様が設定された.

#### 2. 南海地震波の作成方針

#### 2. 1. マルチスケール不均質震源モデルの設定

我々の南海地震の震源モデルは, 中央防災会議の想定 南海地震の震源モデル(中央防災会議, 2003)に基づい ている.このモデルは、断層面上に5つのアスペリティ を配したモデルであるが、アスペリティ内部が均質と仮 定されているため、アスペリティサイズに規定される周 期以下の帯域で震源スペクトルが過小となる. そこで, フラクタル的な操作で様々なスケールの不均質を付加し, 広帯域でω-2則に従う地震波を発生させる震源モデルへ 改良している (関口ほか, 2005; Yoshimi et al., 2005; 関 口ほか、2006). 本章では、その改良手順を示す。

まず、約10km四方の小断層から構成された断層面を 持つ中央防災会議の想定南海地震の震源モデル(中央防 災会議, 2003) (中防モデル) を, フィリピン海プレート 上面に細密に配した点震源の集合として再構成し、すべ り分布と破壊時刻の初期分布を作成した. 断層面を表現 する点震源の間隔は、離散化の粗さに起因する波の励起 が計算対象の周期帯で無視できるよう水平方向に 1.5 km とした. この初期分布では, 各アスペリティ, 背景領域 のそれぞれで、すべり量や応力降下量は一定である. ま た,破壊伝播は,背景領域と各アスペリティに配置され た破壊開始点から各々等速で円形に広がるものと仮定さ れている.

次に, すべり量と破壊時刻の初期分布に, 以下の手順 で不均質を付加し,ω-2則に従う震源モデルを作成する. すべり量分布に不均質を付加するには,1)断層面上 に、最小のアスペリティより一回り小さいパッチをラン ダムに配置する. パッチの数は、パッチの総面積がアス ペリティの総面積とほぼ等しくなるよう決める. 2) 各 パッチ内のすべり量を断層面全体の平均すべり量の半分 の値だけプラスあるいはマイナスに変化させる.この際, 平均すべり量が変化しないよう, すべり量をプラスに変 化させるパッチとマイナスに変化させるパッチを同数に する. この2つの操作を、パッチサイズを徐々に小さく し、パッチの径に比例してすべりの変動量を小さくしな

がら繰り返す。この一連の操作により、マルチスケールの不均質をすべり量に付加する。最後に、すべり量分布の波数スペクトルが、過去の地震のすべり分布から抽出された経験的な波数スペクトルの高波数での落ちの形状 $k^{-1.75}$  (Mai and Beroza, 2002)を持つよう調整する。

破壊伝播に不均質を載せるにはまず、破壊時刻分布の 初期モデルから断層面上の各点の破壊伝播速度ベクトル を計算する.次に、すべり量分布に不均質を付加したと きと同じパッチ群を使って破壊伝播速度ベクトルの大き さに変動を与える.ここでは、各パッチに与える変動量 は一定とする.初期モデルの破壊時刻分布と、変動を含 んだ破壊伝播速度ベクトル分布を使って、破壊の伝播に 沿って新たに破壊時刻を決める.

このようにして作成した不均質なすべり分布と破壊時刻分布(図 1)、および、すべり時間関数から、幾何減衰のみを考慮して"大阪平野から見た震源全体の震源時間関数"を求め、震源スペクトルが $\omega$ -2 則とおよそ整合することを確認した。なお、すべり時間関数には、断層動力学に基づいた近似式(中村・宮武、2000)を用いた。

#### 2.2. 地震動の計算方法

地震動の計算は、工学基盤面を地表とする地震動を低 周波数成分と高周波数成分に分けて計算し, これらを足 し合わせてから浅層地盤の応答を付加する、というハイ ブリッド法を採っている. 工学基盤面における低周波数 成分(< 0.47 Hz)は、プレート形状および地殻の不連続 面をモデル化した3次元地殻構造モデル(古村(2002)を 変更したもの)と大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル (堀川ほか, 2003)を用いて, 3 次元差分法 (Pitarka, 1999) で計算する. 工学基盤面における高周波成分は, 大阪盆 地内の地震観測記録に基づいて経験的に得られた高周波 数成分の経時特性(堀川ほか, 2005) を考慮し, 統計的 グリーン関数法(大西・堀家(2004)を変更したもの) で行う. 浅層地盤の応答は、大阪平野の約3万本のボー リングデータ (関西圏地盤情報データベース) に基づく 浅層地盤(沖積層~段丘相当層)構造モデル(山本他, 2005; 吉田ほか, 2005) を用いて, 等価線形化法(吉田・ 末富, 1996) で計算した.

# 3. 予測地震動のばらつき評価のための数値実験 における微視的震源パラメータの変動の設定

今回,予測地震動のばらつきを考察するために設定された微視的震源パラメータは,破壊伝播速度,アスペリティの応力降下量,破壊開始点,および,マルチスケールの不均質化で様々な大きさのパッチをランダムに配する際に用いられる乱数である。中防モデルと同じ平均破壊伝播速度,アスペリティの平均応力降下量,破壊開始点位置の震源モデル(基準震源モデルと呼ぶ)による計

算を case0 とする. 微視的震源パラメータに与えた具体 的な変動の設定を以下に示す.

casel1:破壊伝播速度を約10%増加させた震源モデル.casel2:破壊伝播速度を約10%減少させた震源モデル.case21:アスペリティの平均応力降下量を1.5倍に変更したもの.アスペリティおよび背景領域のモーメントが基準震源モデルの値を保つように,アスペリティサイズも変更する.

case22: アスペリティの平均応力降下量を 0.67 (1/1.5) 倍に変更したモデル.

case31:破壊開始点を基準震源モデルのものから傾斜 方向へ移動させ、破壊域の最深点としたモデル.全 体的な破壊の進展が不自然にならないよう、副破壊 開始点も適宜移動させる.

case\_ran: 震源のマルチスケール不均質化に用いる乱数列を 20 通り作り,前述の方法ですべりと破壊時刻の分布モデルを 20 通り作成する.

case11~case31 では、マルチスケールの不均質かに伴う乱数列は共通である。また、統計的グリーン関数の計算時に設定する乱数列は全計算ケース・全地点で同一としている。

#### 4. 予測地震動のばらつき評価の数値実験結果

# 1) 破壊伝播速度の変動 (case11, case12)

図2中段に case11 および case12 の予測地震動の低周波数成分 (差分法による計算部分, 0.47 Hz 以下) の水平動の最大速度分布を示す. 破壊伝播速度を大きくした場合は, 大方の場所で基準震源モデルの最大速度値(図2上段左)より大きくなり, 破壊伝播速度を小さくした場合はその逆になるが,一部,これに反する区域も存在する. これは, 地震波の干渉のパターンが変化し, 波が強めあったり弱めあったりする位置がずれることによるのではないかと推察する.

#### 2) アスペリティの応力降下量の変動 (case21, case22)

図2下段に case21 および case22 の予測地震動の低周波数成分の水平動の最大速度分布を示す. アスペリティの平均応力降下量を 1.5 倍にした場合と基準震源モデルの場合の最大速度値は, 前者の方が大きい区域と後者の方が大きい区域が, 大阪堆積盆地内に入り乱れる結果となった. 特定の場所の最大速度が大きくなるか否かは不均質を導入する際に用いる乱数の違いによっても変化する. これも, 震源モデルの変化により地震波動場の干渉の具合が変わったことが原因と推察される.

#### 3) 破壊開始点位置のずれ (case31)

図 2 上段右に case31 の予測地震動の水平動の最大速度 分布を示す。この破壊開始点位置の移動は、計算対象領 域の阪神地域に対し前方指向性を発揮する断層面上の破 壊領域を大幅に減少させることになったため, 対象領域 ほぼ全域で最大速度値は大きく減少した.

#### 4) マルチスケール不均質の乱数の取り方(case ran)

まず、マルチスケール不均質の乱数の取り方の異なる 20 通りのモデルの"大阪平野から見た震源全体の震源時 間関数"のフーリエスペクトルを比較する(図 4). ばら つきは任意に分布させたマルチスケールの不均質に対応 する約 0.2 Hz 以上の周波数帯で大きく, 平均スペクトル に対するスペクトル比で半分から倍ほど変動している.

20 通りのモデルの予測地震動は, 前述の震源スペクト ルのばらつきの幅から期待されるように、モデル間の地 震動の強さのばらつきは平均に対し倍半分程度となった (図5). これらのモデルは、アスペリティの大枠(アス ペリティの位置,大きさおよび内部のモーメント解放量 の和) は共通で、アスペリティ以下のスケールのばらつ きを経験的に得られている不均質性にしたがって与えた ものである. したがって、アスペリティ以下のスケール のばらつきという, アスペリティ以上に決定論的に決め るのが困難な要素が、地震動の見積もりに少なからぬ幅 を与えることを示していることになる.

#### 5. まとめ

想定南海地震を題材に、微視的震源パラメータの変動 による地震動のばらつきの数値実験を行った. アスペリ ティの応力降下量の増加,破壊伝播速度の増加は,大局 的には地震動のレベルを上げる. また, 震源パラメータ の変化は、波動場の干渉パターンの変化をもたらし、こ れも地震動のばらつきを引き起こしているらしいことが わかった. 破壊開始点位置の移動の地震動強さの変化は 大きく, 破壊の指向性の地震動に与える影響の強さを示 すとともに, 地震動予測における破壊開始点と破壊伝播 方向の設定(可能性の幅を含む)に十分な注意を払う必 要があることを強く示唆するものである.

マルチスケールの不均質を与える際に用いる乱数に よる予測地震動の強さのばらつきは大きく、アスペリテ ィ以下のスケールの不均質が、地震動の見積もりに少な からぬ幅を与えることを示唆された.

### 参考文献

- 中央防災会議:東南海,南海地震等に関する専門調査会 (第16回)資料,2003.
- 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 デルの作成,活断層・古地震研究報告, No. 3, pp. 291-324, 2003.
- 堀川晴央, 関口春子, 吉見雅行, 吉田邦一: 大阪地域で 観測される高周波エンベロープの特性化, 日本地震学 会 2005 年度秋季大会, 2005.
- Mai, M. P. and G. C. Beroza: A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, J. Geophys. Res., pp. doi:10.1029/2001JB000588, 2002.
- 中村洋光, 宮武 隆:断層近傍強震動シミュレーション のための滑り速度時間関数の近似式. 地震 2, No. 53, pp. 1-9, 2000.
- 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, pp. 37-44, 2004.
- Pitarka, A.: 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, pp. 54-68, 1999.
- 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, 吉田邦一: 想定南海地 震による大阪堆積盆地での地震動の予測、巨大地震災 害への対応検討特別委員会・地震動部会への報告書, 54pp, 2005.
- 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, 吉田邦一:海溝型巨大 地震の広帯域地震動予測のためのマルチスケール不 均質モデルと南海地震への適用想定南海地震による 大阪堆積盆地での地震動の予測,平成17年度「海溝 型巨大地震を考える一広帯域強震動の予測2-」シン ポジウム、土木学会・日本建築学会巨大地震災害対応 共同研究連絡会地震動部会, pp. 61-73, 2006.
- 山本浩司、田中礼司、関口春子、吉田邦一:地盤情報デ ータベースによる大阪堆積盆地の Vs 推定式と浅層地 盤モデル,第40回地盤工学会研究発表会,2005.
- 吉田邦一, 山本浩司, 関口春子: 大阪平野強震動予測の ための浅層地盤モデルの構築, 地球惑星科学関連学会 2005年合同大会, 2005.
- 吉田 望、末富岩雄: DYNEO: 等価線形法に基づく水 平成層地盤の地震応答解析プログラム. 佐藤工業 (株) 技術研究所報, pp. 61-70, 1996.
- Yoshimi, M., H. Sekiguchi, H. Horikawa and K. Yoshida: Strong ground motion prediction for huge subduction-zone earthquakes along the Nankai trough, Japan, IASPEI General Assembly, Santiago Chile, SS03-1, 2005.

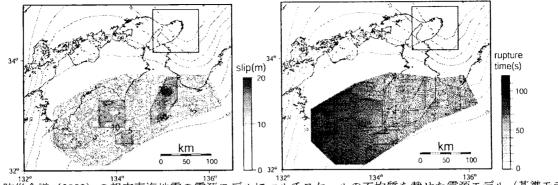


図1. 中央防災会議 (2003) の想定南海地震の震源モデルにマルチスケールの不均質を載せた震源モデル (基準モデル) の, 左) 断層面上のすべり量の分布, および, 右) 断層面上の破壊時刻の分布.

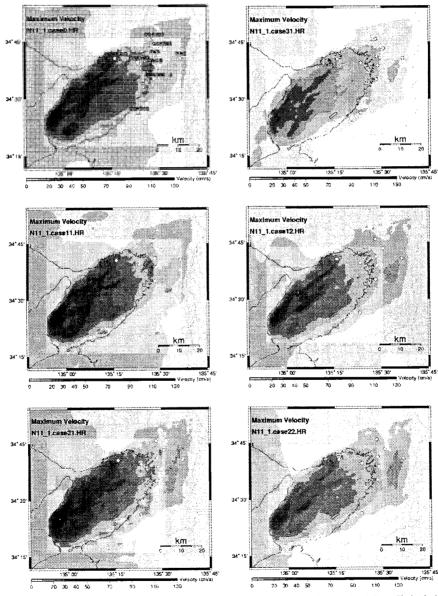


図 2. 大阪堆積盆地モデル領域の長周期領域 (0.47Hz 以下) における予測地震動の水平動の最大速度分布. 左上) 基準震源モデルによるもの (case0). 右上) 破壊開始点を基準震源モデルの破壊開始点位置より,傾斜方向へ移動させて破壊域の最深点としたとき (case31). 左中) 破壊伝播速度の平均値を基準震源モデルより約 10%増加させたとき (case11). 右中) 破壊伝播速度の平均値を基準震源モデルより約 10%減らしたとき (case12). 左下) アスペリティの応力降下量を基準震源モデルの 1.5 倍にしたとき (case21). 右下) アスペリティの応力降下量を基準震源モデルの 0.67 (1/1.5) 倍にしたとき (case22). 白丸は,図 3 で応答スペクトルを示した地点.

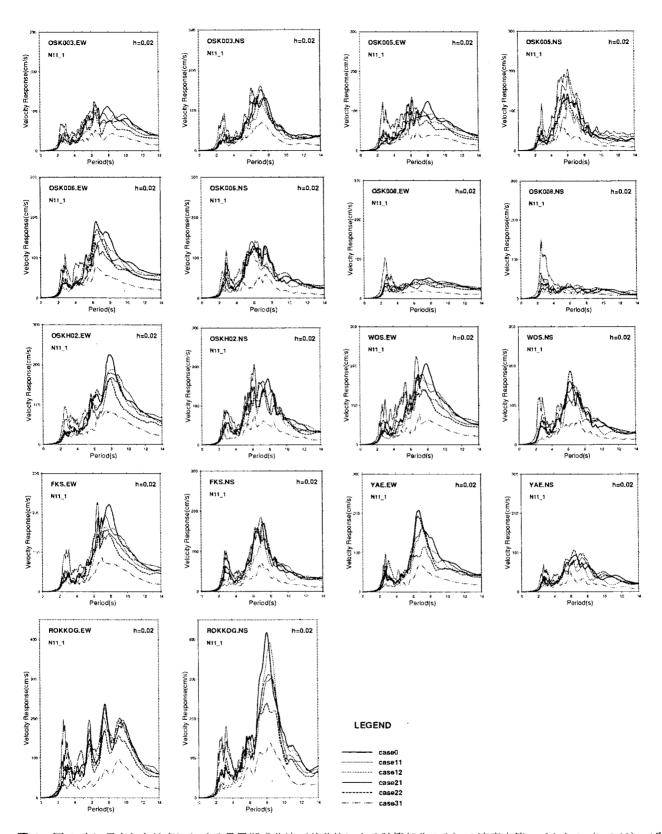


図 3. 図 2 中に示された地点における長周期成分波 (差分法による計算部分のみ) の速度応答スペクトル (h=0.02). ば らつき数値実験の Case0, Case11, Case12, Case21, Case22, Case31 を表示.

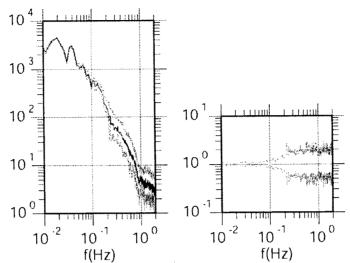


図4. 左) 乱数の異なる20個の不均質震源モデルの変位スペクトルの平均値と分散. 右) 平均値に対する個々の震源時間 関数スペクトルの比の分散.

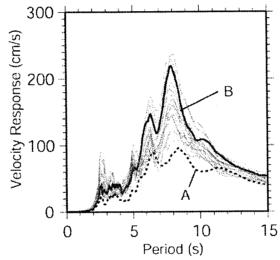


図5. OSKH02の位置で計算された地震動波形の速度応答スペクトル (減衰2%). 実線は乱数を変えた20個のマルチスケール不均質震源モデルによるもの. ただし, 点線 (A) はマルチスケール不均質の入っていないもの.

# 観測記録とシミュレーションに基づくばらつきの検討

VARIATION OF GROUND MOTIONS OBTAINED FROM OBSERVED RECORDS AND STRONG-MOTION SIMULATIONS

森川信之\* 藤原広行\* Nobuyuki MORIKAWA Hiroyuki FUJIWARA

We show some examinations concerning the variance of ground motions considering the uncertainty of source parameters. First we show the result of a Monte Carlo simulation that gave the uncertainty of the location of asperity and slip amount on asperity, and rupture velocity. The obtained variance is strongly affected by the difference in directivity effect that originated from the uncertainty of location of an asperity and rupture velocity. The standard deviation is about 0.1 in base-ten logarithm for short period range (<1sec), while the standard deviation is about 0.2 for long period range. On the other hand, the standard deviation estimated from the data set that removed path and site effects by using only records from earthquakes that occurs in a specific region is 0.15-0.20 in base-ten logarithm. And the value is about 0.1 when only the effect of rupture propagation is considered. For long period range, the variance of ground motions obtained from the simulation is larger than that estimated from observed records. This may imply that the directivity effect appears much larger in the simulation under the assumption of circular rupture propagation on the fault with a constant rupture velocity.

#### 1. はじめに

強震動予測や強震動シミュレーションの結果における ばらつきは、用いる震源モデルおよび地下構造(伝播経 路特性およびサイト特性) モデルの両者の不確定性から 生じる。不確定性は、偶然的不確定性と認識論的不確定 性に大きく分けられる。前者は現象そのものが本質的に 有している不確定性であり、予測モデルにおいて確率変 数として扱われるものである。一方、後者は知識の不足 に由来する不確定性であり、記録の蓄積や研究の進展に よって予測モデルにおいてある定数として与えることが 可能となるものである。このような不確定性の分類は主 に確率論的な地震ハザードの評価で用いられているが、 震源断層を特定した強震動予測においても予測精度の向 上のための要因分析や対策を立てる上で重要である。強 震動予測結果のばらつきに関して、極論を言えば全て認 識論的不確定性であるとみなせるかもしれない。しかし、 地下構造モデルは認識論的不確定性が支配的であるもの の、震源モデルには偶然的不確定性が含まれていると考 えることもできる。

強震動シミュレーションにおいてばらつきを考える場 合、現状では各パラメータに与える不確定性の大きさに はある程度の任意性があり、結果としてばらつきが大き くなりすぎたり小さくなりすぎたりしてしまう可能性も ある。従って、結果として得られたばらつきの大きさが 妥当なものであるかを判断するためには、実際の観測記 録におけるばらつきがどの程度であるのかを把握してお くことも重要なことである。

本稿では、偶然的不確定性による強震動予測結果のば

らつきという観点に立ち、シミュレーションおよび観測 記録の解析という二通りの異なるアプローチによる震源 モデルの不確定性に関する検討結果について紹介する。 なお、本稿では断りの無い限り、常用対数標準偏差を用 いて地震動のばらつきを表現する。

# 2. シミュレーションに基づく震源モデルの不確定性 によるばらつきの検討

強震動シミュレーションによるばらつきの検討を行う 利点として、観測記録がほとんど得られていない震源近 傍における評価が可能であることや、設定パラメータご とに影響度を知ることができることがある。ただし、不 確定性の大きさをパラメータごとに独立に与えることが できるため、結果としてばらつきの値が過大または過小 に評価される可能性も含んでいる。

ここでは、震源モデルの不確定性に関する強震動予測 結果の検討例として、山田・他(2006)1)による内容を 紹介する。

地震調査研究推進本部地震委員会(2003)2)により強 震動評価結果が公表された、森本・富樫断層帯を例に、 「強震動評価のレシピ」に従った強震動予測手法による モンテカルロシミュレーションによって予測結果のばら つきを評価する。ばらつきを与える震源パラメータは、 アスペリティの位置、アスペリティの強度(平均すべり 量に対するアスペリティのすべり量の比)、および破壊伝 播速度で、その他の計算条件は、地下構造モデルも含め て地震調査委員会(2003)<sup>2)</sup> と同じ設定にしてある。ア スペリティ位置については断層面内で一様分布とし、ア

スペリティの強度、および破壊伝播速度については、既 往の研究成果 30.40 から、正規分布の平均値とその標準 偏差という形で表1のようにばらつきを与える。なお、 破壊開始点位置はアスペリティの中央下端に固定されて おり50.60、結果として、アスペリティ位置が変わること によって破壊開始点位置も変わるモデルとなっている。 対象とする地震動強さは、工学的基盤(ここでは Vs=700m/s) 上における最大加速度 (PGA)、最大速度 (PGV)、および加速度応答スペクトルで、ハイブリッド 法による波形計算を念頭に、周期1秒よりも短周期帯で は統計的グリーン関数法、周期1秒よりも長周期帯では 差分法による計算結果のばらつきを評価する。求められ たばらつきを約 1km 四方のメッシュごとに見た空間分 布を図1に、PGVを例に空間分布を頻度分布として表し たものを図2に示す。全体的な傾向として、アスペリテ ィ強度の違いはばらつきにほとんど影響していないが、 アスペリティ位置および破壊伝播速度の違いはばらつき に大きく影響している。一方、全体として 0.1 前後の値 である短周期成分に対して長周期成分では 0.2 前後とば らつきが大きい傾向がある。

結果の概要は以上であるが、ここで注意するべき点は、彼らの検討では短周期成分と長周期成分を異なる手法で計算しているため、周期帯による違い以外に計算手法の違いによるばらつきが含まれている可能性があることである。反対に、図1においてPGA、PGV、周期1秒の応答スペクトルについては統計的グリーン関数法、差分法の両手法による結果が示されているが、それぞれ有効な周期帯が異なる波形によるものであることから、この結果をもって計算手法の違いによるばらつきにそのまま結びつけることもできない。

図1から、ばらつきは空間的に不均質な分布をしていることが分かる。断層上端付近に位置する場所では大きく、反対に断層面の傾斜方向に位置する場所では小さくなっている。また、断層近傍と比べて離れた場所でばらつきがやや小さい傾向が見られる。この検討では、アスペリティの中央下端に破壊開始点を固定しているため、断層の傾斜方向にある場所は常にアスペリティの破壊進

**表** 1 山田・他(2006)<sup>1)</sup> において与えられている震源 パラメータのばらつき。

パラメータ	平均値	標準偏差	文献
アスペリティ位置	_	一様分布	<u> </u>
アスペリティ強度	Da/D=2.0	0.6	3)
破壊伝播速度	Vr/Vs=0.694	0.078	4)
破壊開始点	アスペリテ		5), 6)
	ィ下端中央	_	[ 5), ()

Da: アスペリティのすべり量、D: 平均すべり量Vr: 破壊伝播速度、Vs: 震源域のS波速度

行と反対方向 (バックワード側) になる。従って、ディレクティビティ効果の違いによるばらつきがこの方向で比較的小さくなることによって空間的な不均質を生じさせているのかもしれない。

#### 3. 観測記録に基づくばらつきの検討

観測記録から求められるばらつきとして、これまで距 離減衰式の標準偏差が用いられてきた。観測値と距離減 衰式から予測される値の比が対数正規分布で説明できる ということから、ばらつきの指標として対数標準偏差が 多く用いられており、既往の多くの研究結果では0.25~ 0.45 の値が示されている。ただし、提案されている距離 減衰式のほとんどは、様々な地域で発生した地震による 記録から求められているため、その標準偏差には伝播経 路特性、地盤増幅特性に起因する認識論的不確定性が少 なからず含まれている。そのため、震源位置と観測点位 置が定められている強震動シミュレーションの結果から 得られたばらつきを既往の距離減衰式の標準偏差と対比 して議論するのは、必ずしも整合性が取れているとは言 えない。これには、観測記録におけるばらつきを議論す る場合、影響度を要因ごとに分離することが困難であっ たということもある。しかし、近年整備された強震観測 網による多数の強震動記録が蓄積されつつある状況で、 観測記録のばらつきを要因ごとに分離し、かつ定量的な 評価をする試みも行われるようになってきている(例え ば、翠川・大竹、2003<sup>7)</sup>;池浦・野田、2005<sup>8)</sup>)。すなわ ち、シミュレーション結果のばらつきと観測記録のばら つきを比較することが可能になりつつある状況にある。

池浦・野田 (2005) 8) は、同一観測点における、規模 および震源距離が等しい地震によるペアの観測記録を用 いて、加速度応答スペクトルの振幅がどの程度ばらつい ているかを調べている。その中で、伝播経路特性がほぼ 同一とみなせる、震源地が同一であり深さの差が 20km 以内である地震のペアに限定した場合、ばらつき (σ) はおよそ 0.17~0.24 となることが示されている。彼らは、 このばらつき (σ) を観測成分によるばらつき (σc) と 地震によるばらつき (σe) に、さらに、周期1秒以下の 短周期成分に関して、地震によるばらつきを震源の励起 特性の違いによるばらつき (σς)と破壊伝播方向の違い によるばらつき  $(\sigma_D)$  に分離して評価している (図 3、 注:  $\sigma e^2 = \sigma_S^2 + \sigma_D^2$ 、原論文からの引用である同図では自 然対数標準偏差の値が示されている)。それぞれ、およそ の値は、 $\sigma c$  が  $0.09 \sim 0.15$ 、 $\sigma e$  が  $0.15 \sim 0.20$ 、 $\sigma_s$  が 0.13 $\sim$ 0.19、 $\sigma_{\rm D}$ が 0.05 $\sim$ 0.10 となっている。

一方、森川・他(2006)<sup>9</sup> は、特定の震源域内で発生した地震による観測記録に限定したデータセットからPGA、PGV、および加速度応答スペクトル(SA)のばらつきを調べている。図4に示した6地域で発生した、モ

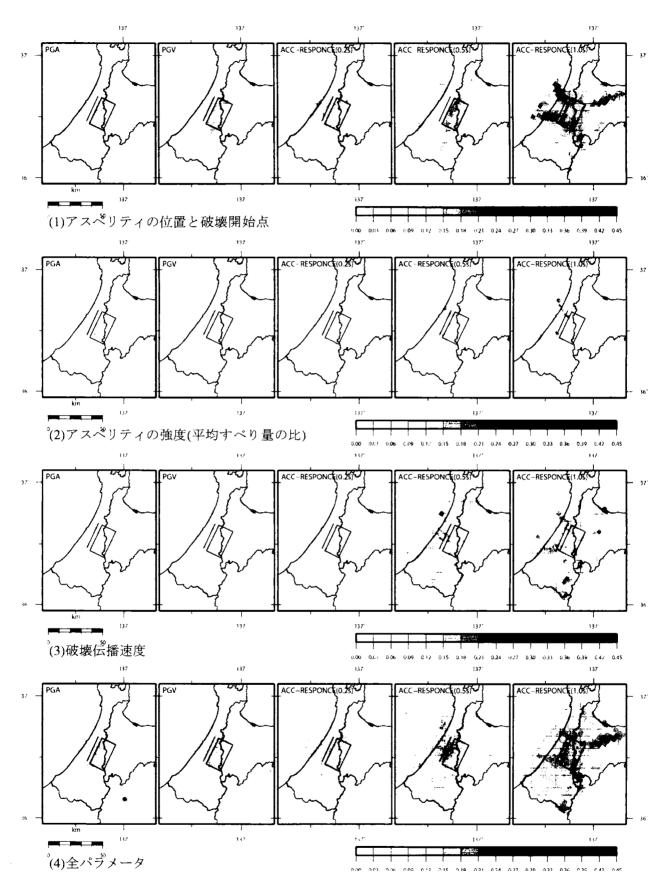


図 1a シミュレーション結果におけるばらつきの空間分布 (統計的グリーン関数法による計算結果; 山田・他、 $2006^{11}$ よりカラースケールをグレースケールに変更)。

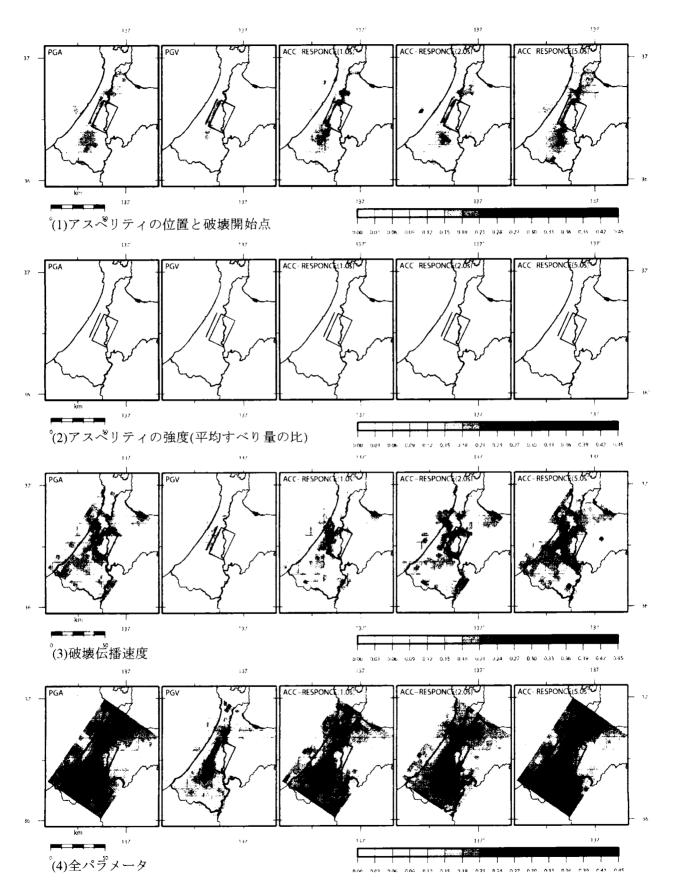


図 1b シミュレーション結果におけるばらつきの空間分布 (差分法による計算結果; 山田・他、2006<sup>1)</sup> よりカラースケールをグレースケールに変更)。

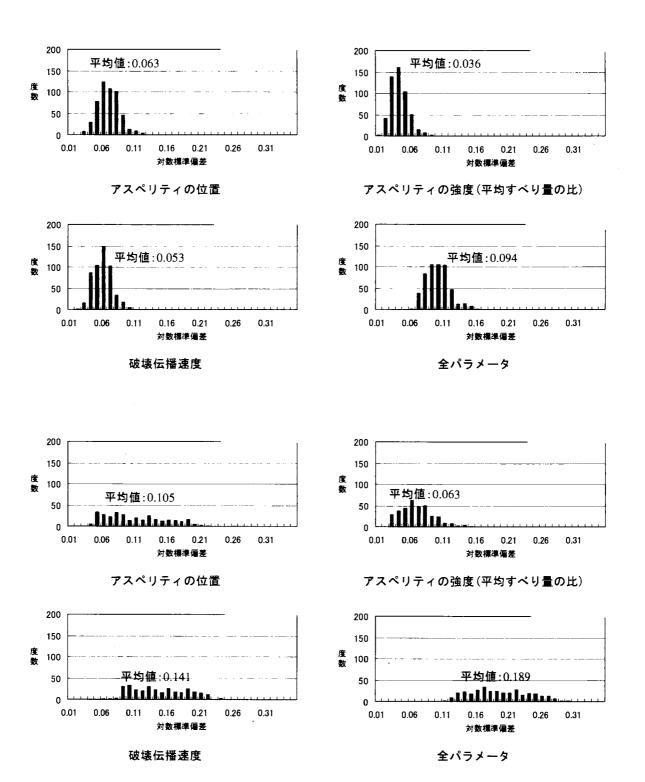


図2 図1に示したばらつき分布のうち、PGVに関する頻度(地点数)の分布。上の半分は統計的グリーン関数法 による計算結果、下の半分は差分法による計算結果(山田・他、20061)より)。

ーメントマグニチュードが 5.5 以上で震源メカニズムが ほぼ等しい地震群について、それぞれ Kanno et al. (2006)<sup>10)</sup> による距離減衰式から予測される地震動強さ と観測値との比から「サイト係数」を定める (図 5)。このサイト係数は、単に地盤による増幅特性のみではなく、 伝播経路特性および震源域内の地震の平均的な震源特性

を含んだものとなっており、このサイト係数を用いて予測値を求め直すことによって、認識論的不確定性をかなりの程度除去することができる。その結果、ばらつきの値として、多少の地域差が見られるが、評価の基準とした Kanno et al. (2006) <sup>10)</sup> の距離減衰式の標準偏差よりは明らかに小さい、0.2 程度の値が求められている(図 6)。

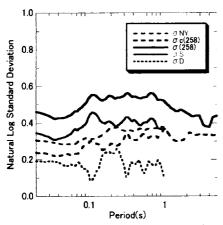


図3 加速度応答スペクトルのばらつきの分解。  $\sigma_{NY}$  は 中村・八代 (2000)  $^{11}$  による震源からの方位の違いによるばらつき。(池浦・野田、2005 $^{81}$  より)。

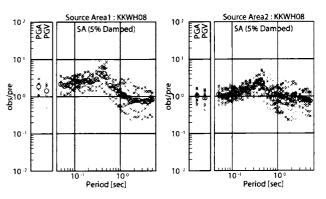
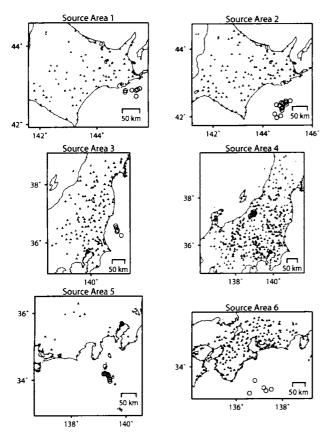


図5 ばらつきの検討に用いたサイト係数の例(○)。× は地震ごとに評価された値。同一の観測点であっ ても、震源域ごとに別々にサイト係数を求めてい る(森川・他、2006<sup>9)</sup>より)。



**図 4** 震源域を特定した観測記録のばらつきの検討に用いた地震の震央(○)、および観測点位置(▲)(森川・他、2006<sup>9)</sup>より)。

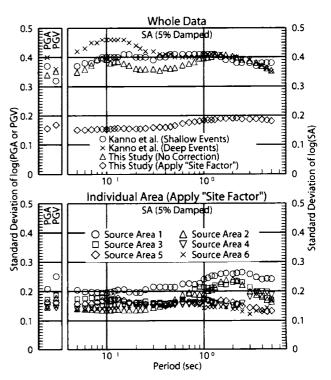


図 6 求められた地震動のばらつき。上段は全震源域の データ全てを用いて求めた場合で、震源域ごとの サイト係数を適用した場合としない場合、および 基準に用いた Kanno et al. (2006) <sup>10)</sup> の距離減衰式 との比較。下段は震源域ごとに個別に求められた 結果(森川・他、2006<sup>9)</sup> より)。

さらに、このばらつきを地震間のばらつきと地震内のば らつきに分離している(図7)。地震間のばらつきは、地 震ごとに対象領域内全体で地震動振幅が大きくなったり、 あるいは小さくなったりしていることを表す。地震間の ばらつきが生じる要因として、例えば、地震ごとの応力 降下量の違いといった震源パラメータの不確定性が挙げ られる。ただし、ここでの検討結果では予測値を求める ために用いたマグニチュードの推定誤差や、距離減衰式 におけるモデル化の不完全な点といった認識論的不確定 性も含まれていることに注意する必要がある。地震内の ばらつきは、対象領域内である場所では地震動レベルが 大きめになる一方で別のある場所では反対に小さくなる ということを表す。地震内のばらつきが生じる要因とし ては、震源での破壊過程における破壊の伝播方向の違い や、震源と観測点の位置関係の違いによる伝播経路特性、 入射角の違いによる地盤増幅特性の違いなどが考えられ る。図7を見ると、地震間のばらつきで地域差が比較的 大きいのに対して、地震内のばらつきは地域によらずほ ぼ同じ値(0.10~0.15)が得られている。

森川・他(2006)<sup>9)</sup>の全データに対する結果(図6上 段)は、水平動二成分のベクトル合成値によるものなの で、池浦・野田 (2005) 8) の結果における地震ごとのば らつき (σe) に対応すると考えられる。手法、データが

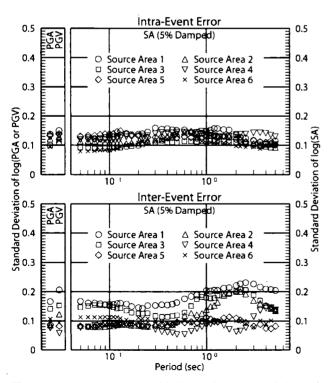


図7 図6に示された震源域ごとに求められた全体のば らつきについて、地震内のばらつき(上段)と地 震間のばらつき (下段) に分離した結果。(森川・ 他、2006<sup>9)</sup> より)。

異なる両者の解析結果がほぼ同じばらつきの値を示して いるといるという点は非常に興味深いところである。

## 4. シミュレーションのばらつきと観測記録のばらつ

山田・他(2006)<sup>1)</sup> における、アスペリティ位置をば らつかせた検討では、破壊伝播方向が変わるだけではな く、アスペリティと観測点との位置関係の違いによって 伝播経路が異なるという影響も含まれる。これは、同一 震源域内での震源位置の違いによるばらつきに対応する と解釈することができ、森川・他(2006)<sup>9)</sup>の地震内の ばらつきに含まれている要素である。一方、破壊伝播方 向の違いによるばらつきは、アスペリティと観測点の位 置関係のみではなく、破壊伝播速度によっても影響度が 変わる。従って、ここで示したばらつきには「山田・他 (2006) 「 による全パラメータのばらつき (σ all)」 ≒ 「森川・他 (2006) <sup>9」</sup> による地震内のばらつき (σintra)」 >「池浦・野田(2005)<sup>8」</sup> による破壊伝播方向の違いに よるばらつき  $(\sigma_D)$ 」 の関係が成り立つと思われる。周 期1秒以下の短周期成分について見ると、上記の関係が ほぼ満たされている。一方、長周期成分に関しては、値 が評価されていない  $\sigma_{\rm D}$  との比較はできないが、  $\sigma$  all は σ intra よりも明らかに大きい。このことは、震源近傍の 観測記録が乏しいために記録の方で見出されていない可 能性がある一方で、シミュレーションで見られるディレ クティビティの影響が実際にはそれほど大きくない可能 性があることを示唆している。後者の要因として、シミ ュレーションでは一定速度で同心円状に破壊が伝播する という仮定が影響していることが考えられる。

翠川・大竹(2003)<sup>7)</sup> は、観測記録の検討から地震動 振幅が大きくなるほどばらつきが小さくなるという振幅 依存性が見られることを指摘している。この場合、振幅 が大きくなる震源近傍でばらつきが小さくなることが期 待されるが、先にも述べたように、図1からは震源近傍 の方ではむしろばらつきが大きくなっているように見え る。振幅依存性の一因として、大振幅になると地盤の非 線形応答が生じることが挙げられているが、山田・他 (2006) 1) の検討においては、認識論的不確定性に分類 されているために考慮されていない。ばらつきの詳細な 空間分布を把握するには、地盤の非線形応答によってば らつきがどのようになるのかを検討する必要がある。

#### 5. おわりに

強震動予測結果のばらつきに関して、シミュレーショ ンおよび観測記録の二通りのアプローチによる検討例を 示した。また、両者の対比を試み、シミュレーションに おいてばらつきが過大に評価される可能性があることを 指摘した。ここでは、震源モデルの不確定性によるばら

つきに着目した検討結果を示したが、言い換えれば、(極めて困難ではあるが)地下構造を完全に把握することができれば、強震動予測結果のばらつきは 0.15 前後までは小さくなる可能性が示されたと言うこともできる。一方、これらが偶然的不確定性によるという見方に立てば、ここで示した観測記録に基づくばらつきの大きさは、強震動予測を行う上で考慮する必要がある最低限の値であるとも言える。

観測記録から求められるばらつきの大きさは、強震動 予測結果におけるばらつきの目安に成り得る。しかし、 比較を行うには予測を行う条件に見合った観測記録のば らつきを求める必要がある。既往の距離減衰式における ばらつきは、日本全国を対象とした、震源が特定されて いない地震の強震動予測に対応する。また、本稿で示し た震源域を特定した観測記録によるばらつきは、震源が 特定された地震の強震動予測に対応するであろう。ただ し、これらの観測記録によるばらつきは、評価対象とし た領域内でばらつきが一様であるとみなしている。一方 で、Wang and Takada (2006)<sup>12)</sup> は、ばらつきの大きさが本 来地点ごとに違うものであるという観点に立ち、サイト ごとの距離減衰式、およびそのばらつきの評価を行って いる。強震動予測結果のばらつきを過大あるいは過小に 評価しないようにするためにも、今後もこれらの検討結 果のような観測記録によるばらつきの値を把握していく ことは重要であると考える。

#### 謝辞

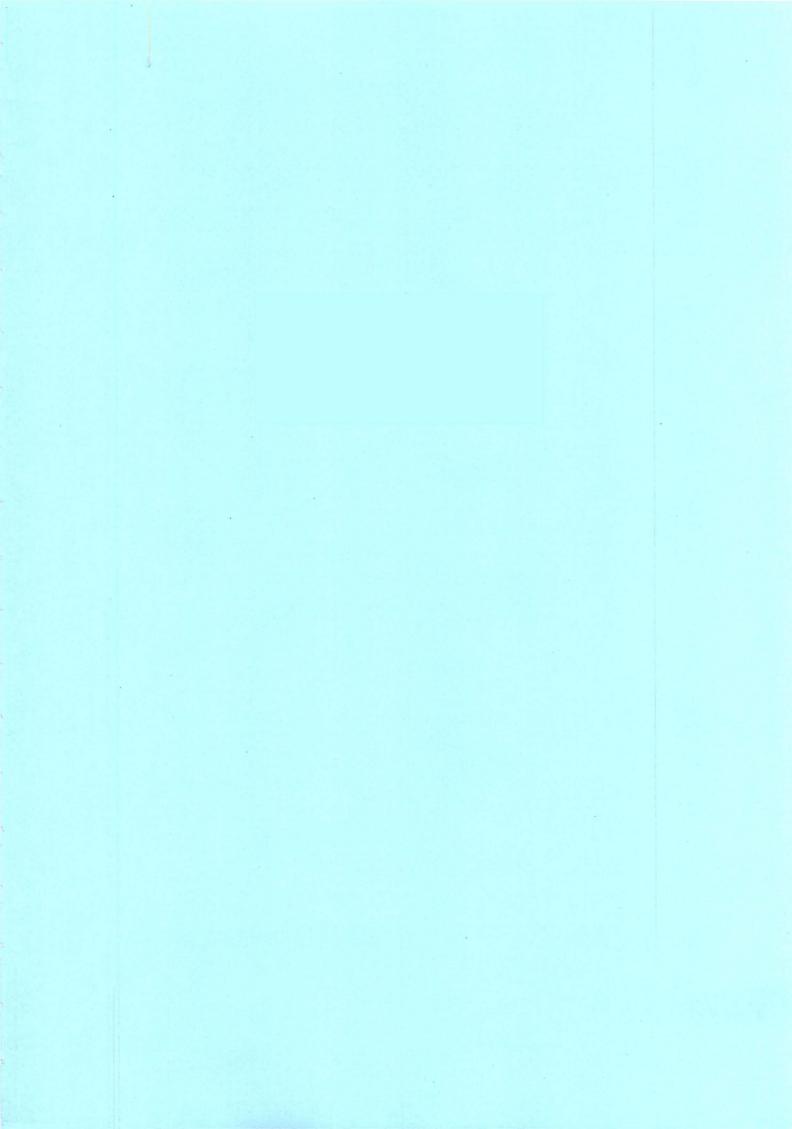
図1、2は、山田雅行氏、先名重樹氏により作成、提供されたものを使用させていただきました。

## 参考文献

- 1) 山田雅行, 先名重樹, 藤原広行:強震動予測レシピ に基づく予測結果のバラツキ評価の検討ー震源パラメ ータのバラツキについて-, 日本地震工学会論文集, 投稿中, 2006.
- 2) 地震調査研究推進本部地震調査委員会:森本・富樫 断層帯の地震を想定した強震動評価について,2003.
- 3) 石井透, 佐藤俊明, P. G. Somerville: 強震動評価のための不均質断層モデルの主破壊領域の抽出, 日本建築学会構造系論文集, 第527号, 61-70, 2000.
- 4) 宮腰研, A. Petukin: 内陸地震の震源インバージョン 結果に基づいた破壊伝播速度の不均質性に関する検討, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集 (CD-ROM), S046-P002, 2005.
- Mai, P. M., P. Spudich and J. Boatwright: Hypocenter locations in finite-source rupture models, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 95, 965-980, 2005.
- 6) 菊地正幸, 山中佳子: 既往大地震の破壊過程=アス

- ペリティの同定, サイスモ, 5, 67, 2001.
- 7) 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,59-70,2003.
- 8) 池浦友則,野田静男:同一地点における地震動応答 スペクトルのばらつきー地震規模と震源距離がそれぞ れ等しい強震記録ペアの分析-,日本地震工学会論文 集,第5巻第3号,12-30,2005.
- 9) 森川信之,神野達夫,成田章,藤原広行,奥村俊彦,福島美光:震源域と観測点を特定した地震動強さのばらつきー観測記録に基づく検討ー,第12回日本地震工学シンポジウム論文集(CD-ROM),122-125,2006.
- 10) Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima: A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 96, 879-897, 2006.
- 11) 中村亮一,八代和彦:観測記録に見られる短周期地 震動の方位依存性-ほぼ同一の位置・規模の2地震の スペクトル振幅比-,日本地震学会講演予稿集,2000 年秋季大会,B11,2000.
- 12) Wang, M. and T. Takada: A Bayesian updating framework for prediction of site-specific seismic ground motion, 日本建築学会構造系論文集,第607号,183-195,2006.

4. 構造物からみた予測結果



## 巨大地震に対する建築物の耐震性能

Seismic Performance of Buildings for Long Period Seismic Motion

北村 春幸\*1

Haruyuki KITAMURA

#### 1. はじめに

2003 年 9 月 26 日の十勝沖地震で発生した長周期地震動による巨大石油タンクの地震被害を契機に、土木学会と日本建築学会は「巨大地震対応共同研究連絡会」を設立し、巨大地震による地震動の予測および既存構造物の耐震対策に関する共同調査研究を始めた。これに対応するために、建築学会では、「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」(秋山宏委員長)を設置し、学会内に地震動・建築構造物・避難計画小委員会と9つのWGによる調査研究体制を構築することにした。

プレート境界巨大地震は海溝沿いの大断層で発生し、 特に大規模堆積盆地では表面波を含む長周期成分が励起 され、継続時間は長く、長周期成分を多く含む長周期地 震動になる。現在では地震観測網も充実しつつあり、そ の観測記録の分析から震源モデル、堆積盆地モデルの解 明も進み、巨大地震における地震動予測手法は急速に進 展しつつある。

建築構造物の耐震設計は巨大地震の一つである 1923 年の関東地震直後に震度法として始まった。震度法は強度設計であり、最低限の強度と剛性を確保する1次設計として現在も引き継がれている。しかしながら、度重なる震災経験や地震応答解析技術の進歩によって、建築構造物の耐震性能は耐力と変形性能が重要であることが明らかとなった。現行の耐震設計では、構造物の耐震性能は終局耐力と塑性変形能力の積(塑性歪エネルギー吸収能力)として定義され、塑性変形能力に対応した終局耐力の確保を検証する2次設計が行われている。これらの静的設計における設計用地震動は構造物の平均的な応答の最大値を表す応答スペクトルにより規定されている。

また、時刻歴応答解析による検討を行う超高層建築物では地震動レベルを2段階に設定し、最大速度で基準化した標準波と目標とする応答スペクトルに一致するように作成した模擬波を用いている。これらの地震応答に対する目標耐震性能は、レベル1地震動に対して構造体の弾性確保と層間変形などで、レベル2地震動に対して層間変形と塑性率などで定められている。このように、耐震性能を層間変形や塑性率など、いずれも最大値で評価しており、時刻歴応答解析の結果も最大値に着目してきた。その結果、設計用地震波は最大値が短い時間で生起

するものや最大値が変わらない範囲で主要動部分を取り 出して解析時間が長くならないようにしたものを標準波 として用いてきた。

一方,構造体の塑性歪エネルギー吸収能力を期待する設計は塑性変形を増大させることである。塑性変形は,最大塑性変形,累積塑性変形,残留変形としてとらえられる。塑性変形が増大することは構造物の損傷度を決めることになる。すなわち,現行の耐震設計は想定した設計用地震動に対して構造物の損傷を許容限度内に納めるものと言える。このような耐震構造の発展型として,重力を支える構造主要部分の損傷を極力抑え,付加的に設置されたエネルギー吸収機構で地震エネルギーを吸収させる免震構造,制振構造が普及してきた。

我が国では、高層・超高層建物が数多く建つようにな ってから大都市がプレート境界巨大地震に見舞われたこ とはない。従って、最新技術を適用した巨大地震の予測 地震動を用いて既存建築物の耐震性を検討することは極 めて重要である。短周期成分の卓越する直下地震につい ては 1995 年の兵庫県南部地震による貴重な被災経験が ある。場所によっては現行の設計地震動の 2 倍を超える 短周期域の地震動が観測された。しかし, 現行の耐震設 計法に従って設計された建築物は概ね致命的な損傷を免 れた。従って、長周期地震動においても、予測地震動が 現行の設計地震入力を上回ったからと言って、既存建築 物が危険であると即断はできない。震源や伝播経路・地 盤構造などが与える地震動へのバラツキ、地震動予測手 法に内在するバラツキ、地表面における地震動の観測記 録と建築構造物への実効入力の違い・バラツキ、建築構 造物の耐震的余力などを明らかにして、総合的な判断が なされるべきである。

以上のような情況の下で、研究の具体的課題は次のようにまとめられる。

- 1. 巨大地震における地震動予測
- 2. 想定地震動による既存構造物の損傷度の評価
- 3. 現行の耐震設計法の妥当性の評価
- 4. 耐震補強法の整備

さらに、構造安全性の評価を発展させて、地震時の避 難計画が主要テーマとして加えられた。

これらの成果は,2006年9月の建築学会大会研究協議

Prof., Tokyo University of Science, Dr. Eng.

<sup>\*&</sup>lt;sup>1</sup> 東京理科大学 教授・工博

会で報告された<sup>1)</sup>。同年11月には土木学会,日本建築学会の共同提言として公表された<sup>2)</sup>。さらに,これらの日本建築学会の提言と報告書は,さらに手を加えて 2007年秋には出版物として刊行される予定である。

共同提言のうち、日本建築学会の総括的提言は以下の4 項目にまとめられた。

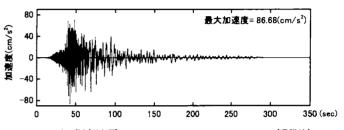
#### 総括的提言:建築構造物

- 1. プレート境界巨大地震下で起こり得る地震動の地震入力と現在設計に用いられている地震入力を明確に対比して現行設計レベルの妥当性を検討しなければならない。
- 2. 建物、構築物の地震入力レベルと損傷レベルとの 対応を明確にし、現行設計レベルに対する安全余 裕度を明らかにすることは、現行の設計レベルの 妥当性を検討する上で欠かすことができない。
- 3. 耐震安全性が不足する建物・構築物に対する補強 策を完備する必要がある。
- 4. 大規模建築物においては避難等の安全性の確保に 向けた地震時の避難計画が明示されなければな らない。

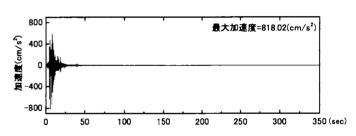
#### 2. 長周期地震動の特徴

長周期地震動への対応の契機となった 2003 年十勝沖 地震の苫小牧の記録(TOMAKOMAI NS 波)を内陸型の 直下地震である 1995 年阪神淡路大震災の神戸海洋気象 台の記録(JMA KOBE 1995 NS 波)を図 2.1 に示す。こ れらの地震波を比較すると、TOMAKOMAI NS 波は最大 加速度値  $70 \text{cm/s}^2$  程度と小さいが、継続時間が 300 秒と 長いことに特徴があり、一方、JMA KOBE NS 波は、継 続時間は数十秒と短いが  $818 \text{cm/s}^2$  と最大加速度値が大きいことに特徴がある。

長周期地震動の特徴を明らかにするため、超高層建物の検討用地震動として用いられる EL CENTORO 1940 NS, HACHINOHE 1968 EW, 告示で規定する工学基盤の応答スペクトルの 1.25 倍の大きさの人工地震波 ART HACHI 波 (位相特性として HACHINOHE 1968 EW) と、直下型地震の JMA KOBE NS を選ぶ。長周期地震動は、



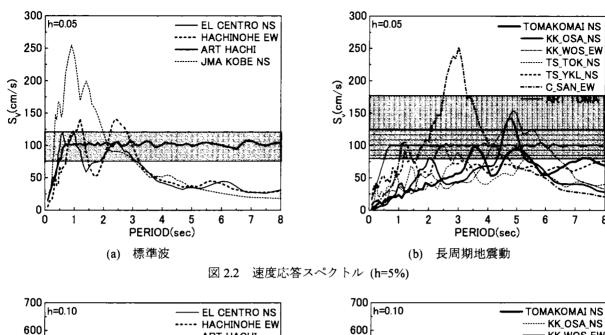
(a) 十勝沖地震 2003 TOMAKOMAINS 観測波

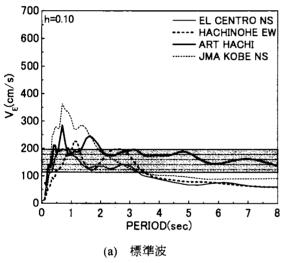


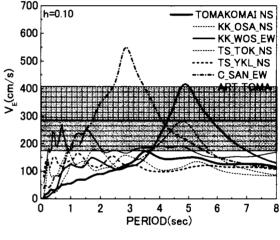
(b) 兵庫県南部地震 1995 JMA KOBE NS 観測波 図 2.1 海溝型地震動波形と内陸型地震動波形の比較

主 2 1	女锤训练到妈	3)~8)の原復粉(	9){及水地震纵続時間 9)	+

		衣 2	1 各種地震記録 7 7000	複数 J及い	地展胚剂时间	$u_{e}u_{0}$		
	地震	地点	地震波名	$S_{i:h=0.1}$ (cm/s)	(cm/s)	f値	継続時 間, t <sub>o</sub> (s)	設定位置
	4.7	Hi Salta Arte	EL CENTRO NS	27.16	60.41	1.00	24.4	地表
	悦	票準波	HACHINOHE EW	30.40	69.96	1.11	50.4	地表
	村		ART HACHI	59.92	130.76	1.00	55.7	地表
直	下型地震	神戸海洋気象台	JMA KOBE NS	52.16	107.79	0.90	9.54	地表
	十勝沖	苫小牧	TOMAKOMAI NS	40.81	108.90	1.49	89.5	地表
	関東	東京・気象庁	TS-TOK-NS	37.92	107.72	1.73	77.1	地表
		横浜 MM	TS-YKL-NS	54.25	118.57	1.07	24.0	工学的基盤
		新宿	KH-SNJ-NS	52.64	129.01	1.26	72.45	地表
長	東海	新豊洲	KH-STY-NS	47.90	125.82	1.45	75.85	地表
周		横浜	KH-YKH-NS	49.64	111.82	1.06	76.79	地表
期	東海・東	名古屋三の丸	C-SAN-EW	52.30	206.75	3.28	119.9	工学的基盤
地	南海	名古屋駅	A-NST-EW	25.65	93.82	2.81	80.6	地表
震		水上出張所	A-SJB-EW	45.49	132.95	1.79	85.6	地表
動		大阪管区気象台	KK-OSA-NS	38.10	130.39	2.45	214.1	地表
		西大阪	KK-WOS-EW	42.33	169.94	3.38	179.4	地表
	南海	大阪・福島	HS18-FKS-EW	52.25	152.11	1.78	186.0	地表
		K-NET 大阪	HS18-OSK005-EW	22.44	69.11	1.99	186.6	地表
		KiK-net 此花	HS18-OSKH02-NS	46.71	144.55	2.01	162.2	地表
	村	莫擬波	ART TOMA	69.28	253.72	2.81	132.2	地表







長周期地震動 (b)

図 2.3 エネルギースペクトル (h=10%)

観測波として TOMAKOMAINS, 首都圏における想定関 東地震の模擬波として佐藤・壇<sup>3)</sup>による TS-TOK-NS, TS-YKL-NS, 想定東海地震の模擬波として土方ら<sup>4)</sup>によ る KH-SNG-EW, KH-STY-EW, KH-YKH-EW, 名古屋に おける想定東海・東南海地震の模擬波として愛知県建築 住宅センター5)による C-SAN-EW, 福和・久保ら6)による A-NST-EW, A-SJB-EW, 大阪における想定南海地震の模 擬波として釜江・入倉 <sup>7)</sup>による KK-OSA-NS,KK-WOS-EW, 関口ら<sup>8)</sup>による HS18-FKS-EW,HS18-OSK005-EW, HS18-OSKH02-NS, 人工地震波 ART TOMA (位相特性と して 2003 年十勝沖地震 TOMAKOMAINS) の 15 波を選 ぶ。表 2.1 に検討用地震波一覧を示す。

地震動は加速度などの時刻歴波形で示されることが 多い。波形からは加速度振幅と継続時間が明らかになる が、簡便に建物の地震応答の目安をつける方法として応 答スペクトルが用いられてきた。また、建物への入力エ ネルギーE は構造骨組が吸収するエネルギーと等しい量 であり、その速度換算値  $(V_{\varepsilon} = \sqrt{2E/M})$  と建物周期 T の 関係をエネルギースペクトルと定義している。応答スペ クトルから建物の最大応答値が、エネルギースペクトル からは建物への入力エネルギーすなわち建物が吸収する エネルギーが推定できる。

この速度応答スペクトルとエネルギースペクトルを 用いて標準波との比較で長周期地震動のレベルを検討す る。検討用地震波形の速度応答スペクトルとエネルギー スペクトルを図 2.2,3 に示す。標準波は短い時刻で比較的 大きな最大値を生じるものが多く、それらは最初の 10 秒程度の短い時間で建物への入力エネルギーの 9 割がた を入力する性状を示す。図 2.2 より、最大速度  $V_{max}$ =50cm/s で基準化した標準波 EL CENTORO 1940 NS, HACHINOHE 1968 EW は、S<sub>1</sub>=80~120cm/s を示すが、3 秒以上の長周期領域では、極端に小さくなる。JMA KOBE NS 波は,1 秒付近で大きなピーク値  $S_{i}$ =255cm/s を持つ が,2秒を超えると小さくなる。一方, C-SAN-EW 波は 3 秒付近で S₁=252cm/s,KK-OSA-NS 波と KK-WOS-EW 波は 5 秒付近で S<sub>i</sub>=142cm/s と特に大きな値を示す。図 2.3 のエネルギースペクトルで比較すると、標準波は  $V_{E}$ =120~180cm/s を示すが、3 秒以上の長周期領域では極

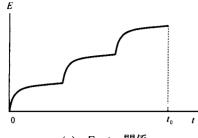






図 3.1 応答の時刻歴 (f=3 の場合)

端に小さくなる。また、JMA KOBE NS 波は、1 秒付近で大きなピーク値  $V_E$ =363cm/s を持つが、2 秒を超えると小さくなる。一方、C-SAN-EW 波

は3秒付近で $V_E$ =552cm/s, KK-OSA-NS波とKK-WOS-EW波は5秒付近で $V_E$ =283cm/sと特に大きな値を示し、それ以外の周期領域では $V_E$ =180~270cm/s 同程度に留まる。

長周期地震動は速度応答スペクトルが標準波と同じ場合でも,入力エネルギーは標準波の  $2\sim4$  倍( $V_E$ で  $1.5\sim2$  倍)程度に大きくなるのが特徴になる。従って,地震動の評価方法として,これまでの応答スペクトル  $S_V$ に加えて,エネルギースペクトル  $V_E$  による評価が有効になる。また,設計においては一つ地震動による応答結果に基づく判断のみでは充分でなく,複数の地震動による多くの解析結果を包絡的総合的に判断している。同様に,予測地震動についても応答スペクトル  $S_V$  とエネルギースペクトル  $V_E$  による包絡的総合的な判断が求められ,それらは以下のようにまとめられる。ただし,特殊は,地域ごとに周期帯を設定する。

標準波・告示波	巨大地震	特殊
$80 \le Sv \le 120 \text{cm/s}$	$80 \le Sv \le 120$	$120 \le Sv \le 180$
$120 \leq V_E \leq 180 \text{cm/s}$	$180 \le V_E \le 270$	$270 \le V_E \le 400$

## 3. V<sub>F</sub>スペクトルと S<sub>V</sub>スペクトルとによる評価 <sup>9)</sup>

地震地動の荷重効果を示すものとして応答スペクトル及びエネルギースペクトルがあげられる。応答スペクトルは,構造物の最大応答と対応し,エネルギースペクトルは構造物の累積塑性変形と対応する。これ等のスペクトルを活用することによって,構造物の地震下の挙動が総合的にとらえられる。また,応答スペクトルとエネルギースペクトルとの関係は,地震動そのものの性格を表現している。

表 3.1  $\overline{E}$  ,  $\overline{S}_{\nu}$  ,  $\overline{V}_{E}$  の値

			$\frac{\overline{E}/M}{(\text{cm/s})^2}$	$\overline{V_E}$ (cm/s)	$\overline{S}_{\nu}$ (cm/s)	$\frac{\overline{S}_{i}}{\overline{S}_{i \cdot h=0.1}}$	e t <sub>0</sub> (s)
Imperial Valley		0	2015	49.75	60.12	1.00	
地震(1940)		0.02	2022	54.33	42.72	0.71	
El Centro	h	0.05	2094	57.21	34.22	0.57	24.4
記録 NS		0.10	2209	<u>60.41</u>	27.16	0.45	
		0.20	2417	65.05	20.27	0.34	
十勝沖地震		0	2741	52.81	<u>67.34</u>	1.00	
(1968)		0.02	2801	60.16	45.67	0.68	
八戸	h	0.05	2910	64.90	37.54	0.56	50.4
記録 EW		0.10	3071	<u>69.96</u>	30.40	0.45	
		0.20	3336	76.22	23.52	0.35	
十勝沖地震		0	6867	97.88	123.07	1.00	
(2003)		0.02	6835	106.43	74.32	0.60	
苫小牧	h	0.05	6770	108.41	54.49	0.44	89.5
記録 NS		0.10	6645	108.90	40.81	0.33	
		0.20	6368	107.63	29.53	0.24	
想定南海地震		0	10874	86.39	119.37	1.00	
		0.02	10528	112.22	58.78	0.49	
大阪 NS <sup>11)</sup>	h	0.05	10598	122.19	47.25	0.40	214.1
(KK-OSA-NS)		0.10	10665	130.39	38.10	0.32	
		0.20	10646	136.70	29.32	0.25	

ここではエネルギースペクトルと応答スペクトルの 対応関係を,単位地震動の繰返しの概念を用いて明らか にする。地震動としては,水平地震動をとりあげる。

累積塑性変形はエネルギースペクトルに関わるのに 対して、最大変形は一連の応答スペクトルに関わってい る。応答スペクトルの間には次の関係式が近似的に成立 する。

$$S_A = \omega_0 \cdot S_V = \omega_0^2 \cdot S_D \tag{3.1}$$

ここで、SA:加速度応答スペクトル

Sv:速度応答スペクトル

Sn:速度応答スペクトル

 $\omega_0$ : 固有円振動数=2 $\pi/T_0$ 

ここでは、応答スペクトルを代表するものとして速度 応答スペクトルをとりあげる。 $S_V$ スペクトルは1質点弾性振動系が1つの地震動下に生ずる最大応答速度 $y_{max}$ と Tとの関係である。 $V_E$ は  $t=t_0$ における総エネルギー入力の速度換算値である。無減衰弾性系において次式が成立する。

$$S_{V,h=0} \ge V_{E,h=0}$$
 (3.2)

ここで,各種スペクトルのレベルは次式で示される平 均値で評価することにする。

$$\bar{S}_{i} = \frac{\int_{0}^{t_{m}} S_{i}(T) dT}{T_{m}}, \quad \bar{V}_{E} = \frac{\int_{0}^{t_{m}} V_{E}(T) dT}{T_{m}}$$
(3.3)

ここで、 $\bar{S}_{\nu}$ : 平均  $S_{\nu}$  スペクトル値

 $\overline{V}_{\epsilon}$ : 平均  $V_{\epsilon}$  スペクトル値

 $T_m$ :積分止限周期

総エネルギー入力 E についても同様に平均総エネルギー入力値  $\overline{E}$  を求める。表 3.1 には代表的な地震動に対し

て $\overline{E}$ ,  $\overline{S}_{t'}$ ,  $\overline{V}_{t'}$ を示す。 $T_{m'}$  としては実在構造物の周期を考慮して 10 秒とする。表中に示す地震継続時間  $_{c}t_{0}$  は地動の加速度パワーの無次元化時刻歴 $\overline{a}(t)$ を参照し、次式を満たす時間とした。

$$0.05 \le \overline{a}(t) \le 0.95 \tag{3.4}$$

 $\bar{a}(t)$ は次式による。

$$\overline{a}(t) = \frac{\int \ddot{z}_0^2(t)dt}{\int_0^6 \ddot{z}_0^2(t)dt}$$
 (3.5)

表 3.1 より h によるエネルギー入力の平滑化にかかわらず,E の平均値は安定しておりほぼ一定値であることがわかる。 $\overline{S}_{V}/\overline{S}_{V,h=0}$  は h の減少関数であり,減少度は  $_{\text{clo}}$  の増大につれて増す。 $\overline{S}_{V,h=0}$  は h=0.1 の $\overline{V}_{E}$  とほぼ同等である。従って,近似的に次式が成立する。

$$\frac{\overline{S}_{V}}{\overline{S}_{V,h=0}} = \frac{\overline{S}_{V}}{\overline{V}_{E,h=0,1}}$$
(3.6)

地震動をひき起こす震源断層の規模に地震継続時間は依存する。大断層では断層の破壊が順次進行し、あたかも同一地震動が数回連続して発生するのに似ている。同一地震動が一定間隔を保って数回起こるモデルを想定する。この同一地震動を単位地震動動と呼ぶことにする。図 3.1 に示すように入力エネルギーの時刻歴は単位地震動によるエネルギー入力の時刻歴の累積である。一方、弾性系の応答は単位地

震動の時刻歴の反復にすぎない。単位 地震動の反復数をfとする。 $\overline{S}_{V}/\overline{V}_{E}$ を 次式のように表現する。ただし,  $\overline{S}_{I,\text{mol}} = \overline{V}_{E,\text{mol}}$ とする。

$$\frac{\overline{S}_{\nu}}{\overline{V}_{E}} = F(h) \tag{3.7}$$

ここで、*F(h)*: 地震動に対する構造物の減衰関数

単位地震動の減衰関数を次式で定 義する。

$$_{0}F(h) = \frac{_{0}\overline{S}_{V}}{_{0}\overline{V}_{V,h,n,n}}$$

$$(3.8)$$

ここで、。*F(h)*:単位地震動に対する構造物の減衰関数

$$_{0}\bar{S}_{\nu}$$
: 単位地震動の $\bar{S}_{\nu}$ 

図 3.1 に示すように次式の関係が成立する。

$$\overline{S}_{\nu} = {}_{\scriptscriptstyle 0}\overline{S}_{\nu} \tag{3.9}$$

$$E = f_0 E \tag{3.10}$$

ここで,<sub>6</sub>E:単位地震動の総エネルギー入力

(3.10)式より次式が得られる。

$$\overline{V}_E = \sqrt{f}_0 \overline{V}_E \tag{3.11}$$

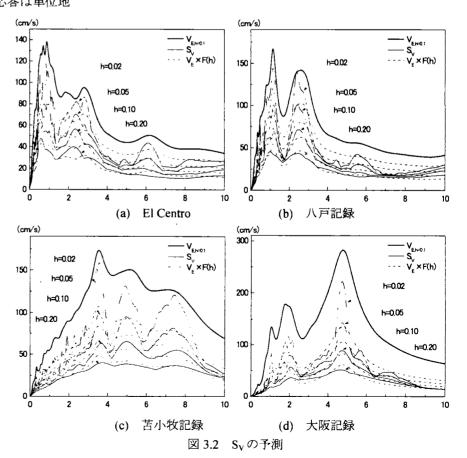
従って、次式が得られる。

$$F(h) = \frac{\overline{S}_{V}}{\overline{V}_{E,h=0.1}} = \frac{{}_{0}\overline{S}_{V}}{\sqrt{f} {}_{0}\overline{V}_{E,h=0.1}} = \frac{{}_{0}F(h)}{\sqrt{f}}$$
(3.12)

(3.12)式より単位地震動の反復数は次式で表せる。

表 3.2	րF(ŀ	ı)及び	F(h	)の値

表 3.2 <sub>0</sub> F(n)及い F(n)の恒								
			F(h)	<sub>0</sub> F(h)	f値	$_{\circ}F(h)/\sqrt{f}$		
			(3.7)式	(3.22)式	(3.13)式	(3.12)式		
Imperial Valley		0	1.00	1		/		
地震(1940)		0.02	0.71	0.755				
El Centro 記録 NS	h	0.05	0.57	0.589		/		
		0.10	0.45	0.458	1.00	/		
		0.20	0.34	0.342		<u>/</u>		
十勝沖地震		0	0.96			1.00		
(1968)		0.02	0.65			0.71		
八戸記録 EW	h	0.05	0.54			0.55		
		0.10	0.43		1.11	0.43		
		0.20	0.34			0.32		
十勝沖地震		0	1.13			1.00		
(2003)		0.02	0.68			0.61		
苫小牧記録 NS	h	0.05	0.50			0.48		
		0.10	0.37		1.49	0.37		
		0.20	0.27	/		0.28		
想定南海地震		0	0.92	7		1.00		
		0.02	0.45			0.48		
大阪 NS <sup>7)</sup>	h	0.05	0.36			0.37		
(KK-OSA-NS)		0.10	0.29		2.45	0.29		
		0.20	0.22	/		0.22		



$$f = \left(\frac{{}_{0}F(h)}{F(h)}\right)^{2} \tag{3.13}$$

以下に F(h),  $_{0}F(h)$ の定量化を試みる。 1 質点弾性系の最大変形下の応答を次式で表す。

$$y = \delta_m \sin \omega_0 t \tag{3.14}$$

ここで, δ<sub>m</sub>:最大変形

振動方程式における減衰項 $c\dot{y}$  が最大変形下の1 サイクルでなすエネルギー吸収量  $W_{h1}$  は次のように求められる。

$$W_{h1} = \int_0^T c\dot{y}dt = 2\pi \cdot M \cdot h \cdot \delta_m^2 \cdot \omega_0^2$$
 (3.15)

地震時の減衰項のエネルギー吸収量  $W_h$  は等価サイクル数n を導入して次式で表現する。

$$W_h = nW_{h1} = 2\pi \cdot M \cdot h \cdot n \cdot \delta_m^2 \cdot \omega_0^2$$
 (3.16)

弾性振動エネルギーは次式で表される。

$$W_e = \frac{1}{2}Q_m \delta_m = \frac{1}{2}k\delta_m^2 \tag{3.17}$$

ここで、 $Q_m:$ 最大層せん断力

k:バネ定数 =  $M\omega_0^2$ 

弾性系のエネルギーの釣合式は次式のように書ける。

$$W_e + W_h = E = \frac{1}{2}MV_E^2 \tag{3.18}$$

(3.16),(3.17)式を(3.18)式に代入すれば、次式が得られる。

$$\delta_m = \frac{1}{\sqrt{1 + 4\pi hn}} \cdot \frac{V_E}{\omega_0} \tag{3.19}$$

h=0 の場合の最大変形  $_0\delta_m$  は次式で表される。

$$_{0}\mathcal{S}_{m} = \frac{V_{E}}{\omega} \tag{3.20}$$

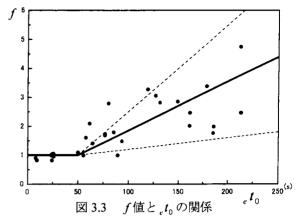
 $\bar{S}_{\nu}/\bar{S}_{\nu,h=0} = \delta_m/_0\delta_m$  で あ り , (3.6),(3.7) 式 よ り  $F(h) = \delta_m/_0\delta_m$  である。従って,(3.20)式を(3.19)式に代入 することにより  $_0F(h)$ は次式で表されることになる。

$$F(h) = \frac{\delta_m}{{}_0 \delta_m} = \frac{1}{\sqrt{1 + 4\pi h n}}$$
 (3.21)

(3.13)式より F(h)の上限値をもたらす地震動を単位地震動と考えることができる。表 1 から明らかなように表中の EI Centro 記録が F(h)の上限値を与える。そこで,EI Centro 記録を単位地震動と定める。表 3.2 中には(3.7)式により求めた F(h)の値が示されている。 $_{0}F(h)$ として(3.21) 式を適用するにあたり,n=3 を採用して得られた値は表 3.3 中に示されるように単位地震動の F(h)にほぼ一致する。したがって,次式を $_{0}F(h)$ とすることができる。

$$_{0}F(h) = \frac{1}{\sqrt{1 + 12\pi h}}$$
 (3.22)

単位地震動以外の地震動についての単位地震動の反復数 f は、(3.7)式による h=0.1 における F(0.1)、(3.22)式による  $_0F(0.1)$ を用いて(3.13)式より求める。結果は表 3.2中に示されている。(3.22)式の $_0F(h)$ およびをf用いて、(3.12)式より求めた F(h)の予測値を表 3.2 中に示す。



h≥0.05においても予測の精度は良好であることがわかる。塑性変形によるエネルギー吸収を考慮すれば、建築物の持つ等価的な減衰定数は一般に0.05を超えると考えることができる。このことから、単位地震動によりもたらされるエネルギー入力は次式により推定が可能であると結論づけられる。

$$_{0}V_{E} = \frac{V_{E}}{\sqrt{f}} \tag{3.23}$$

表 2.1 には、単位地震動の反復数を求めた結果を示す。 f値の算定には(3.13)式を用い、 $_0$ F(h)としては(3.22)式を用いた。 地震動の継続時間に変化をもたせるため、 比較的継続時間の長い記録を集めた。 この多くは震源を特定して得られた模擬地震波である  $^{3)\sim80}$ 。図 3.2 には、 $_0$ F(h)として(3.22)式を用い、(3.13)式より得た F(h)を用いた場合の  $S_V$  の予測値  $V_E \times F(h)$  (図中の破線)と  $h=0.02\sim0.20$  のときの  $S_V$  を比較して示す。  $h \geq 0.05$  において予測精度は良好である。 このことから、 減衰関数  $_0$ F(h)と反復数 fを用いてエネルギースペクトル  $V_E$  から速度応答スペクトル  $S_V$  を近似できることがわかる。

単位地震動 $O_0V_E$ と $_0S_V$ は次式で対応づけられる。

$$_{0}F(h) = \frac{_{0}S_{V}}{_{0}V_{E,h=0,1}} = \frac{1}{\sqrt{1+12\pi h}}$$
 (3.24)

 $S_V = {}_0S_V$  であり,  $V_L = \sqrt{f}_0V_L$  であることから,地震動の  $V_E$  と  $S_V$  は次式で対応づけられる。

$$F(h) = \frac{S_{i}}{V_{E,h=0.1}} = \frac{1}{\sqrt{f} \cdot \sqrt{1 + 12\pi h}}$$
 (3.25)

(3.22)式より、単位地震動の反復数fの値は次式より求められる。

$$f = \left(\frac{V_{E,h=0.1}}{S_T}\right)^2 \frac{1}{1 + 12\pi h} \tag{3.26}$$

図 3.3 には地震記録の反復数fと地震継続時間 $_e t_o$  の関係を示す。 $_e t_o$  < 50s の八戸記録や神戸記録はほぼ $_f$ =1.0 を示し,El Centro 記録と同様に単位地震動に相当すると考えられる。 $_e t_o$  ≥ 50s の地震記録では $_e t_o$  に比例して $_f$ 値は増加傾向を示す。図 3.3 より $_f$  と $_e t_o$  の関係式は概ね次のようなものである。

$$_{e}t_{0} < 50s$$
 ,  $f = 1.0$  (3.24)

$$_{e}t_{0} \ge 50s$$
 ,  
 $1 + 0.004(_{e}t_{0} - 50) \le f \le 1 + 0.030(_{e}t_{0} - 50)$   
中央値  $f = 1 + 0.017(_{e}t_{0} - 50)$ 

## 4. 超高層建物の耐震安全性能

#### 4.1 既存高層建物の耐震性能分析 10)

ビルディングレターに掲載された評定シートから、設計用ベースシア係数  $C_b$  と周期 T の関係を図 4.1 に示す。

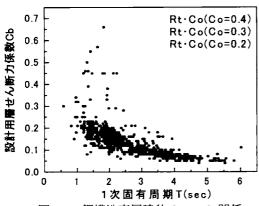


図 4.1 鋼構造高層建物の T-C<sub>b</sub>関係

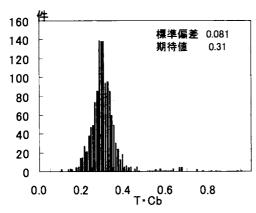


図 4.2 鋼構造高層建物の T・C。

図 4.1 より  $C_b$  と T の間には、下式が成立する。

$$C_{\alpha} = C_{b} \cdot T \tag{4.1}$$

(4.1)式より  $T \cdot C_b$  を指標として既存高層建物の性能を分析する。評価対象建物全体における  $T \cdot C_b$  の分布を図4.2 に示す。一般の建物は、建築基準法告示により  $C_0$ =0.2 に対して許容応力度設計することとされており、鋼構造高層建物は概ね  $T \cdot C_b$  =0.2  $\sim$ 0.4 の間に分布し、期待値が0.31 となっていることから、1.5 倍程度大きな地震力で許容応力度設計されている。以上の分析から、 $C_0$ =0.2  $\sim$ 0.4 の範囲について超高層ビルの解析モデルを作成し、耐震性能を検討する。

対象建物は、鋼構造 30 層純ラーメン架構と、その架構に制振ブレースを付与した制振架構とし、1階大梁を含む地上部のみをモデル化する。各階床重量は10.1(kN/m²)とし、部材断面、梁伏図、軸組図を表 4.1、図 4.3、図 4.4 に示す。対象建物のうちの純ラーメン架構は

表4.1 柱・梁部材断面リスト

柱		□-600 × 600 × 19 × 19 ~ □-600 × 600 × 50 × 50
	その他	$\square -600 \times 600 \times 19 \times 19 \sim \square -600 \times 600 \times 45 \times 45$
		$H - 850 \times 200 \times 16 \times 19 \sim H - 850 \times 250 \times 16 \times 25$
, Xdirec.	その他	$H - 850 \times 200 \times 16 \times 19 \sim H - 850 \times 300 \times 16 \times 25$

表4.2 解析モデル一覧

モデル名	Со	T1	Су	Cu
M -0.33	0.33	3.29	<u> </u>	-
ES-0.33	0.33	3.30	0.13	0.15
ES-0.2	0.2	4.26	0.08	0.09
ES-0.25	0.25	3.81	0.10	0.11
ES-0.3	0.3	3.47	0.12	0.14
ES-0.35	0.35	3.22	0.14	0.16
ES-0.4	0.4	3.01	0.16	0.18

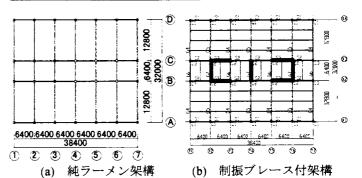


図4.3 梁伏図

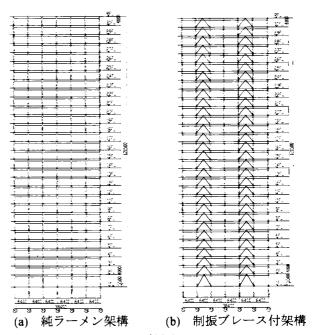


図4.4 軸組図

 $C_0$ =0.33 ( $T_1$ =3.75s,  $C_b$ =0.88) に対して許容応力度設計したモデルとする。このように設計した架構の荷重増分法による静的弾塑性解析の結果,設計層せん断力の  $1.16\sim$ 1.45 倍で層を構成するいずれかの梁部材が初めて全塑性モーメントに達し(弾性限耐力),メカニズム状態に達する終局耐力は降伏層せん断力の  $1.16\sim$ 1.35 倍を示した。

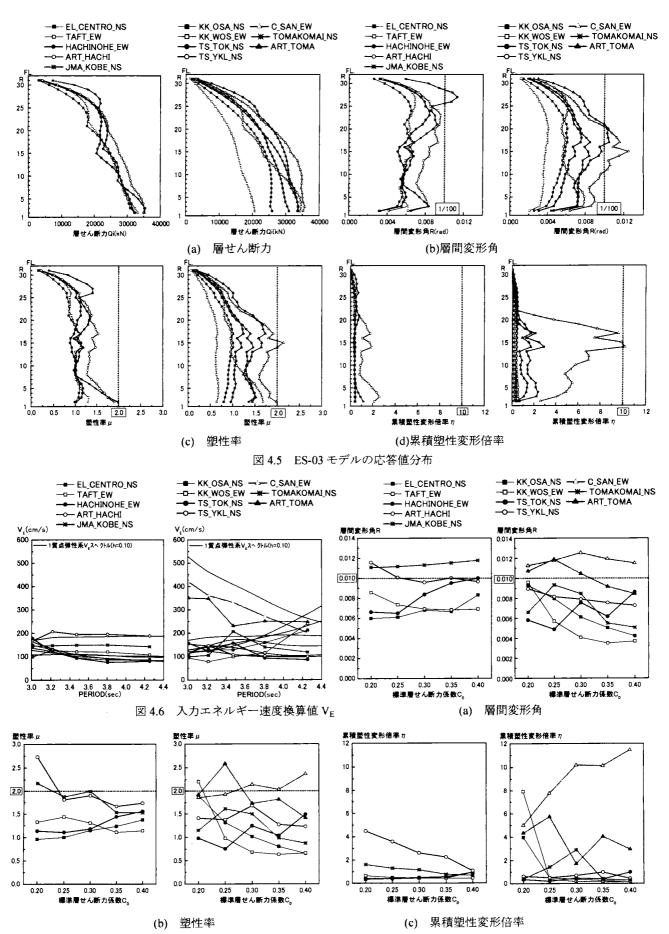


図 4.7 ES モデルの最大応答値分布

表 4.3 解析モデルのエネルギー吸収量

解析モデル	入力地震動	T <sub>1</sub>	fαy	sαy	E(kN·m)	W <sub>P</sub> (kN·m)	V <sub>E</sub> (cm/s)	V <sub>D</sub> (cm/s)		
純ラーメンモデル	ART HACHI Sv150	2.26 0.14		3.36 0.14			115,000	56,600	284	200
	C-SAN-EW	3.30	0.14	-	189,000	106,000	365	273		
制振ブレース付	ART HACHI Sv150	3.08	0.14 0.	0.01	111,000	65,400	279	214		
モデル	C-SAN-EW	3.08		0.14	0.01	200,000	133,000	375	307	

地震応答解析には, 部材レベルまでモデル化した詳細モ デルと、詳細モデルの各階の層せん断力と層間変形の関 係をモデル化 (Normal Tri-linear 型復元力特性) した簡便 モデル (等価せん断型モデル) を用いる。簡便モデルの 復元力モデルの第1折れ点(降伏せん断力 Qy)は、各層 を構成する部材のいずれかが全塑性モーメントに達した 時点の層せん断力とする。第2折れ点は終局層せん断力 Qu とする。標準層せん断力係数  $C_q$ =0.3 から求まる設計 用層せん断力 Qd と Qy, Qu の関係を標準的な鋼構造高 層建物の復元力特性として Ov/Od=1.3, Qu/Qv=1.2 と設 定する。この設定に基づくと、架構モデルは C0=0.33 の 荷重に対して許容応力度設計したモデルとなる。部材レ ベルモデルを M モデル, 等価せん断型モデルを ES モデ ルとし, C0=0.2~0.4 の範囲に 0.05 刻みで ES モデルを作 成する。モデル一覧を表 4.2 に示す。減衰は架 h=2%の剛 性比例型とし、解析時間刻みは 0.005 秒とする。

ES-0.3の解析結果を図4.5に,左から標準波,長周期地震波の応答値を示す。超高層建物の設計のときに一般的に検討する応答値は,上階との相対的な変位(層間変位)を階高さで割った層間変形角 R,構造骨組の塑性化の程度を表す最大層間変位を降伏変位で割った塑性率 $\mu$ ,構造骨組の塑性変形の累積値(累積塑性変形)を降伏変位で割った累積塑性変形倍率 $\eta$ である。ART TOMA,C-SAN-EW 波では,層間変形角 R の一般的な設計目標値である1/100を超える層がある。また,塑性率 $\mu$  も一般的な設計目標値である2.0を,C-SAN-EW 波では超える層があるが,他の地震波では2.0以下に収まっている。

1995年阪神大震災の鋼構造建物被害分析から累積塑性変形倍率 n の限界値は

 $10\sim20$ 程度とされている。 累積塑性変形倍率 $\eta$ は, 長周期地震動が標準波に 比べて大きな値を示し, 特に C-SAN-EW 波では  $\eta$ =10となっている。

図 4.6 に、ES モデルの入力エネルギーの速度換算値  $V_E$  とエネルギースペクトルを示す。標準波の $V_E$  はエネルギースペクトルとほぼ等しい値を示

すが、長周期地震動の  $V_E$  はエネルギースペクトルに比べて小さな値を示している。特に、C-SAN-EW 波の  $V_E$  は約 100cm/s 低下しており、周期 3 秒におけるエネルギースペクトルのピークは、実建物では塑性化により平滑化される傾向を示す。

ES-0.2~ES-0.4 モデルの解析結果の最大値を図 4.7 に, 左 から標準波,長周期地震波の順に示す。標準波も長周期地震動も,層間変形角 R は 1/100,塑性率は 2.0 を概ね下回っている。JMA KOBE NS と C-SAN-EW 波の応答値が大きく,一般的な設計目標値を上回っている。累積塑性変形倍率  $\eta$  は長周期地震動が標準波に比べて 2 倍以上の大きな応答値となっている。

ここで検討した1次固有周期3.0~4.0秒の超高層建物では、層間変形角や塑性率の最大値は一般的な設計目標値を若干上回る程度に納まっている。一方、累積塑性変形倍率が標準波に比べて格段に大きな応答値を示すことから、これまで検討されてこなかった累積損傷値に対する耐震安全性の検証が必要なことが明らかになった。

#### 4.2 部材レベルの時刻歴応答解析による応答評価 1)

高層建築物の設計に用いられてきた入力地震動と長 周期地震動を用いた部材レベルの時刻歴応答解析を行う。 これらの応答解析結果をもとに、層ならびに部材レベル での層間変形角や塑性率などの最大値や、塑性履歴エネ ルギー吸収量や累積塑性変形倍率などの累積値を比較・ 検討することにより、長周期地震動により鋼構造高層建 築物の受ける損傷の特徴を明らかにする。

#### (1) 入力地震動と解析モデル

表 4.4 応答結果一覧表

			標準波 ART I	HACHI Sv150	長周期地震動 C-SAN-EV		
			純ラーメン	制振構造	純ラーメン	制振構造	
	層間変形角	· -	1/77	1/88	1/72	1/82	
	塑性率		1.93	1.62	1.95	1.84	
	累積塑性履歴	全体	56,600	65,400	106,000	133,000	
架構	エネルギー	架構	56,600	31,500	106,000	79,300	
樽	(kN·m)	制振ブレース	_	34,000	1	53,900	
	損傷に寄与	全体	200	215	273	306	
	するエネルギ	架構	200	149	273	236	
	ーの V <sub>D</sub> (cm/s)	制振ブレース	_	155	-	195	
	塑性率(X1-Y5	通り梁端)	2.69	2.18	3.00	2.59	
部材	累積塑性変形	構造部材(X1-Y5)	9.15	5.14	22.30	17.14	
161	倍率	制振ブレース	_	185	_	281	

対象建物は、鋼構造 30 層純ラーメン架構と、その架 構に制振ブレースを付与した制振架構とし、1階大梁を 含む地上部のみをモデル化する。対象架構の梁伏図、軸 組図を図4.3、図4.4、に示す。また、制振ブレースの降 伏層せん断力係数  $\alpha_{vi}$ は、第1層で  $\alpha_{vi}$ =0.01 とし、高 さ方向の分布は Ai 分布とする。このダンパー量は応答値 が極小値を示す最適ダンパー量に比べて半分以下の少な い量で、長周期地震動の C-SAN-EW 入力時に層間変形角 が概ね 1/100 を示す値である。この層間変形角に相当す る応答値を示す模擬波が ART HACHI Sv150 であり、長 周期地震動と比較する超高層建物設計用の入力地震波と する。解析モデルは、部材の曲げと軸方向力に対する弾 塑性挙動を材端部に設けた Multi Spring Model で, せん断 力に対する弾塑性挙動に対して部材中央部に設けた Multi Shear Spring Model で評価する、部材レベルでの架 構の弾塑性時刻歴応答解析が可能な3次元立体架構モデ ルを用いる。入力が1方向(X 方向)のため、剛床を仮定 して各階の重心位置に水平2自由度・捩れ1自由とそれ に対応した質量を集約する。

入力地震動は、超高層建物の設計時のレベル 2 地震動に相当する ART HACHI Sv100( $S_V$ =100cm/s:h=5%)と加速度振幅をその 1.5 倍に拡幅した ART HACHI Sv150( $S_V$ =150cm/s:h=5%)を用いる。長周期地震動は、検討対象建物において大きな応答値を示す KK-WOS-EW と C-SAN-EW とする。減衰は純ラーメン架構の 1 次固有周期に対して h=2%とする剛性比例型とし、制振ブレースは h=0%とする。解析時間刻みは 0.01 秒とする。

表 4.3 に各モデルの X 方向の 1 次固有周期  $T_i$  と架構の 1 層降伏層せん断力係数  $f_{\alpha_{y1}}$ ,制振ブレースの 1 層降伏層せん断力係数  $f_{\alpha_{y1}}$ ,大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す。 $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  大きな応答値を示す。 $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  に  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  に  $f_{\alpha_{y1}}$  に  $f_{\alpha_{y1}}$  に  $f_{\alpha_{y1}}$  と  $f_{\alpha_{y1}}$  に  $f_{\alpha_{y1}}$ 

純ラーメン架構モデルの 1 次固有周期は 3.36 秒(X 方向)である。制振ブレース付モデルの 1 次固有周期は 3.08 秒(X 方向)であり、制振ブレースの付与による剛性増加は 1 割程度に留まっている。

建物への総エネルギー入力の速度換算値  $V_E$  は、純ラーメンモデルと制振ブレース付モデルでほとんど差が見られない。また、C-SAN-EW 波では図 2.3 のエネルギースペクトルのピーク値  $V_E$ =550cm/s( $T_i$ =3.6s)が十分平滑化され、 $V_E$ =370cm/s 前後の値を示す。このように大きなピーク値を持つ地震動であっても、構造物が大きく塑性化する場合には架構の固有周期の長周期化と等価減衰定数の増大により、エネルギースペクトルが平滑化された値

に入力エネルギーが留まっている。一方,ART HACHI Sv150 ではエネルギースペクトルが平滑化されているため,両者は概ね等しい値  $V_E$ =280cm/s を示す。

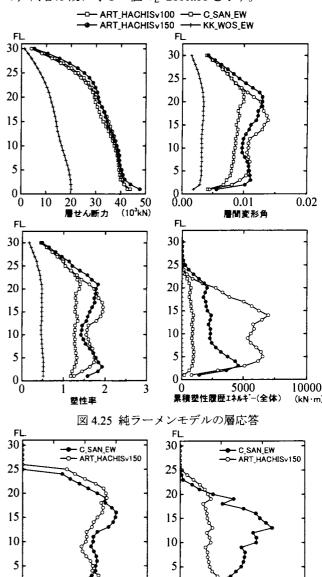


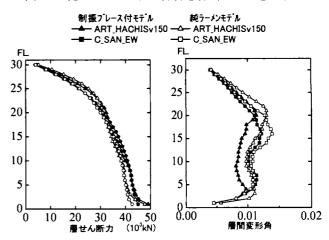
図 4.26 純ラーメンモデル部材応答 (X1-Y5 通り梁端)

累積塑性変形倍率

4.0

3.0

0.0



## (2) 純ラーメン架構モデルの応答性状

図4.25に純ラーメンモデルの層せん断力,層間変形角, 層の塑性率と累積塑性履歴エネルギーの高さ方向分布を 示す。

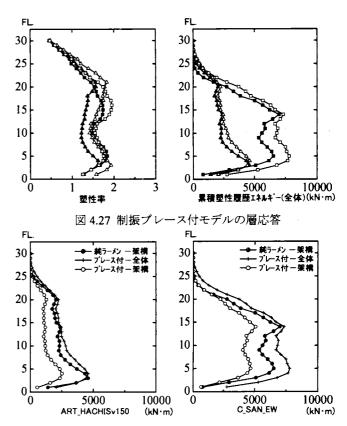
長周期地震動のうちKK-WOS-EWは5秒に大きなピー ク値を持つため、1次固有周期 3.36 秒の純ラーメンモデ ルの応答値は小さく,十分短期許容応力度以内に留まる。 超高層建物の設計用の地震動 ART HACHI Sv100 は、設 計目標値である層間変形角 1/100 以下, 塑性率 2.0 以下 を満足する応答値を示す。最大値である層間変形角は C-SAN-EW (最大 1/72, 16 階) と ART HACHI Sv150 (最 大 1/77, 21 階) でほぼ等しく, 同様に塑性率は C-SAN-EW (最大 1.95, 16 階)と ART HACHI Sv150(最大 1.93, 3 階)でほぼ等しい値を示す。累積値である累積塑性履歴 エネルギーは C-SAN-EW (最大 7,010kN·m, 14 階) が ART HACHI Sv150 (最大 4,600kN·m, 3 階) の約 1.5 倍 と大きく、最大応答値が同じとなる標準波に比べて入力 エネルギーが大きくなるという長周期地震動の特徴を示 している。層応答が大きくほぼ等しい層間変形角を示す C-SAN-EW 波と ART HACHI Sv150 波の応答結果につい て, 部材の塑性率と累積塑性変形倍率に着目して評価す る。ここでは、部材応力の大きい X1 架構の Y4-Y5 梁の Y5 通り材端部(X1-Y5 通り梁端と略す)に着目する。

図 4.26 に純ラーメンモデル XI-Y5 通り梁端の塑性率, 累積塑性変形倍率の高さ方向分布を示す。

最大値である塑性率は C-SAN-EW (最大 3.00, 16 階) と ART HACHI Sv150 (最大 2.69, 19 階) でほぼ等しい 値を示す。累積値である累積塑性変形倍率は C-SAN-EW (最大 22.30, 13 階) が ART HACHI Sv150 (最大 9.15, 3階)の2.4倍と大きな値を示す。

## (3) 制振ブレース付モデルの応答性状

大きい応答値を示す C-SAN-EW 波と ART HACHI Sv150 波について、純ラーメンモデルの応答結果と比較 することにより、制振ブレース付モデルの応答性状を評 価する。図 4.27 に純ラーメンモデルと制振ブレース付モ デルの層せん断力, 層間変形角, 層の塑性率と累積塑性 履歴エネルギーの高さ方向分布を示す。層間変形角の最 大値は, 純ラーメンモデルでは, C-SAN-EW で 1/72 (16 階), ART HACHI Sv150 で 1/77 (20 階) を示すが、制振 ブレース付モデルでは、C-SAN-EW で 1/82 (16 階), ART HACHI Sv150 で 1/88 (20 階) と小さくなっている。同 様に、塑性率の最大値は純ラーメンモデルの C-SAN-EW では 1.95 (16 階), ART HACHI Sv150 では 1.93 (3 階) となるが、制振ブレース付モデルの C-SAN-EW では 1.84 (5 階), ART HACHI Sv150 では 1.62 (4 階) と小さくな っている。一方、累積塑性履歴エネルギーは C-SAN-EW 波の純ラーメンモデルでは 7,010kN·m (14 階), 制振ブ レース付モデルでは 7,790kN·m (5 階) とほぼ同じ値を



構造部材と制振ブレースの累積塑性履歴エネルギー 図 4.28

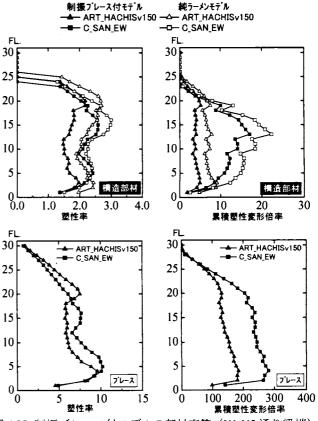


図 4.29 制振ブレース付モデルの部材応答(X1-Y5 通り梁端)

示し, ART HACHI Sv150 波でも純ラーメンモデルでは 4,600kN·m (3 階),制振ブレース付モデルでは4,610kN·

m (4 階) とほぼ同じ値を示す。このように、制振ブレース付モデルは純ラーメンモデルと全エネルギー吸収量は同程度であるが、層間変形角と塑性率は 0.84~0.94 倍と小さく、制振効果が現れている。

図4.28に累積塑性履歴エネルギーを架構吸収分と制振 ブレース吸収分とに分離して示す。架構吸収分に着目す ると, C-SAN-EW 波では純ラーメンモデルで 106,000kN・ m と多かったものが、制振ブレース付モデル 79,300kN・ m と 0.75 倍に大幅に減少しており、ART HACHI Sv150 波でも純ラーメンモデルで 56.600kN·m に対して、制振 ブレース付モデル31,500kN·mと0.56倍に減少しており、 制振ブレース付モデルでは制振ブレースのエネルギー吸 収により架構が吸収する累積塑性履歴エネルギーが大幅 に減少していることがわかる。図 4.29 に制振ブレース付 モデルと純ラーメンモデルの X1-Y5 通り梁端, および制 振ブレースの塑性率と累積塑性変形倍率の高さ方向分布 を示す。この建物に大きな応答値を与える標準波の ART HACHI Sv150 と長周期地震動の C-SAN-EW の応答結果 一覧表を表 3.1.1-5 に示す。XI-Y5 通り梁端の塑性率は標 準波の ART HACHI Sv150 では純ラーメンモデルで 2.69 (19階),制振ブレース付モデルで2.18(20階)となる が,長周期地震動の C-SAN-EW では純ラーメンモデルで 3.00 (16 階), 制振ブレース付モデルで 2.59 (15 階) と ほぼ同じ値を示す。一方、累積塑性変形倍率の最大値は 標準波の ART HACHI Sv150 では純ラーメンモデルで 9.15 (3 階),制振ブレース付モデルで 5.14 (19 階)とな るが、長周期地震動の C-SAN-EW では純ラーメンモデル で 22.30 (13 階),制振ブレース付モデルで 17.14 (13 階) と 2.4~3.3 倍の大きな値を示す。また、X2 架構 Y5 通り に取り付く制振ブレースの累積塑性変形倍率は、標準波 の ART HACHI Sv150 では 185 (4 階), 長周期地震動の C-SAN-EW では 281 (4 階) となり、制振ブレースは梁 端部に比べて12.6~36.0倍と一桁以上大きな値を示す。

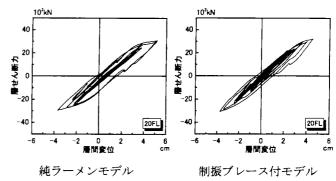
以上から,制振ブレース付モデルの構造部材の応答は 純ラーメンモデルに比べて,塑性率で 0.8 倍程度,累積 塑性変形倍率で 0.7 倍程度に小さくなっており,累積値 の低減効果が顕著になっている。

また、制振ブレースの累積塑性変形倍率の値が大きいのは、層間変形角や部材の塑性率が大きい中層部ではなく下層部の値が大きく、下層部ほどエネルギー吸収効率が高いことを示している。

#### (4) 層と部材の履歴曲線

大きな塑性率を示す層の履歴曲線を図 4.30~図 4.32 に示す。C-SAN-EW 入力時の層の荷重一変位関係を図 4.30 に、ART HACHI Sv150、C-SAN-EW 入力時の部材端モーメントと回転角の関係を図 4.31、図 4.32 に示す。

C-SAN-EW 入力時に層間変形 5.6cm, 部材の塑性率 3.0 と大きな塑性変形を示す純ラーメンモデルでは、層間変



(a) ART-HACHISv150

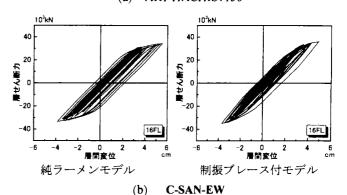
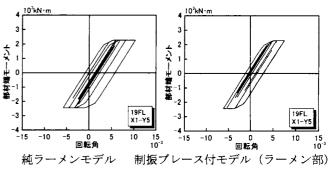


図 4.30 層の荷重-変形関係



(a) ART-HACHISv150

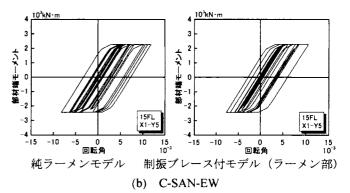


図 4.31 部材端モーメント-回転角関係

形で 1.0cm 程度,節点回転角で  $1.0 \times 10^3$  から  $2.0 \times 10^3$  程度の残留変形の残る履歴ループを示している。また,(b)に示した X2-Y5 通り梁端は制振ブレース付モデルの境界梁端部にあたることから,制振ブレース付モデルでも純ラーメンモデルと同様に大きな応答を示す。一方,(a)に示した制振ブレース付モデルの X1-Y5 通り梁端は,

原点を中心に対称な履歴ループを示し、最大応答値も層 間変形 4.9cm, 部材の塑性率 2.6 と純ラーメンモデルに比 べて小さな値となっている。

長周期地震動においても、純ラーメンモデルでは塑性 変形が大きくなると残留変形が残るが、それを制振構造 にすることで最大値と残留変形がともに小さくなる。

#### 5. おわりに

長周期地震動に対する構造物応答に基づく検討から 以下の考えに至った。

超高層建物の耐震設計に用いられてきた標準波との 比較で東海・東南海・南海地震における東京・横浜、名 古屋、大阪の大都市圏において想定された長周期地震動 を評価すると、

- 1)加速度振幅は標準波が 500cm/s2 程度に対して 100cm/s2 程度と非常に小さい。
- 2)地震動の継続時間が標準波では1分間程度に対して 5~10 分間と非常に長い。
- 3)特定の周期帯でピーク値を示し、その値は速度応答 スペクトル SV で標準波の 1.5~2 倍程度の地震動も 予測されている。
- 4)特定の周期帯を除くと建物応答の最大値に対応する 速度応答スペクトル SV は標準波と概ね同じ値を示 す。
- 5)標準波における応答スペクトル SV とエネルギース ペクトル VE の比率を基準に比較すると、建物への 入力エネルギーは標準波に比べて概ね 2~4 (VE で 1.5~2) 倍増加する。
- 6)これまでの応答スペクトル SV に加えて, エネルギ ースペクトル VE による評価が必要となる。

これまで応力や変形などの最大値に対する設計目標 値を標準波による応答値で検証してきた超高層建物の, 長周期地震動に対する耐震性能を評価すると,

- 7)最大値に対応する終局耐力や層間変形角,塑性率な どの応答値はこれまでの設計目標範囲内に概ね留 まる。
- 8)固有周期が特定の周期帯にある場合にも、解析例の ように少し耐震性能の高い超高層建物であれば、最 大値は設計目標値を上回るが許容される範囲内に 留まる。
- 9)累積値に対応する塑性履歴エネルギーや累積塑性変 形倍率などの応答値は標準波の 3~4 倍になり、塑 性ヒンジを生じる部材の塑性歪エネルギー吸収能 力に対する検証が必要となる。
- 10)累積値に対する耐震性能の劣る建物や固有周期が 特定の周期帯にあるため耐震性能が不足する建物 に対しては、制振構造による耐震補強対策が有効に なる。

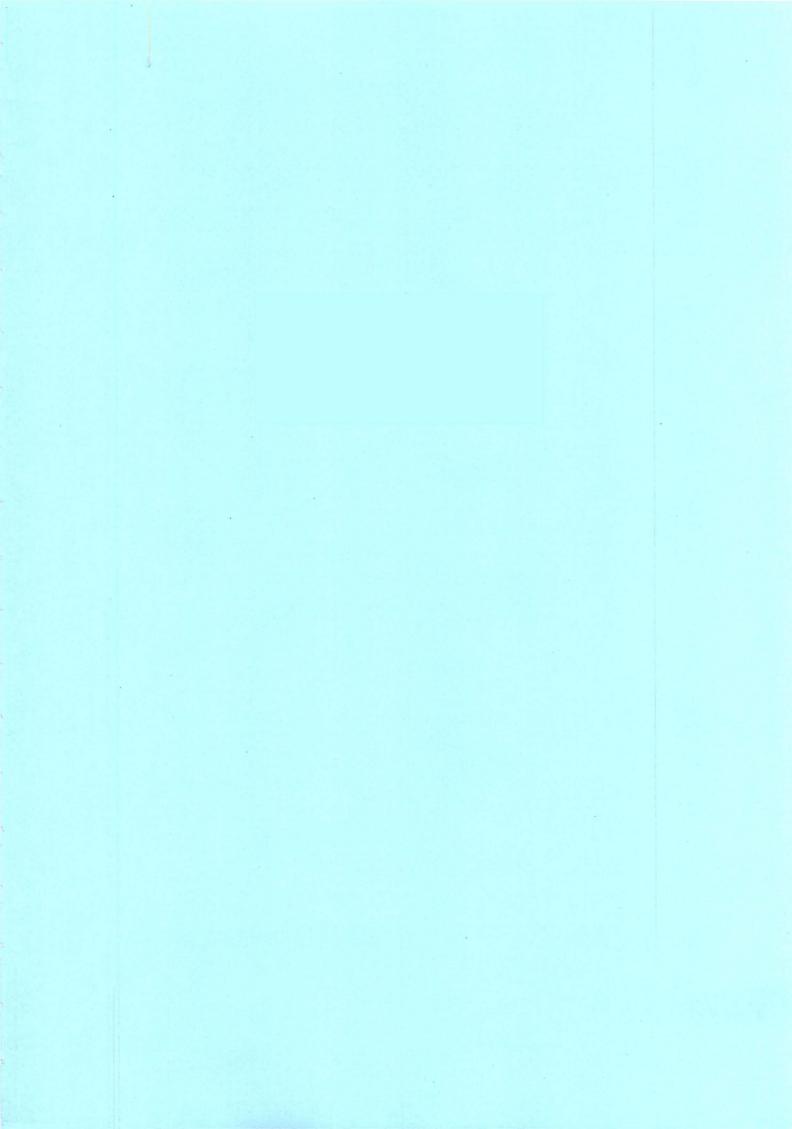
#### 臶櫖

本論文の図表の作成にあたって、東京理科大学大学院 生の馬谷原伴恵氏の協力を得た。ここに記して感謝の意 を表す。

#### 参考文献

- 1) 日本建築学会東海地震等巨大災害への対応特別調査 委員会:巨大地震による長周期地震動の予測と既存 建築物の耐震性と今後の課題,2006年度日本建築学 会大会研究協議会、2006.9
- 2) 土木学会・日本建築学会巨大地震対応共同研究連絡 会:共同提言, 2006.11
- 3) 佐藤俊明, 壇一男: 関東地震による首都圏の広帯域 強震動予測, 免震構造設計指針, 日本建築学会, pp.263-274, 2001.
- 4) 土方勝一郎・他:関東平野における東海地震の広帯 域な強震動予測,日本建築学会委員会資料,2006
- 5) 国土交通省中部地区地方整備局ほかコンソーシア ム:名古屋三の丸地区における地域特性を考慮した 耐震改修のための基盤地震動の作成(概要版), pp.48, 2004
- 6) 愛知県設計用入力地震動研究協議会:愛知県設計用 入力地震動の作成-想定地震動による強震動予測-改訂版, 2005
- 7) Katsuhiro KAMAE, Hidenori KAWABE, Kojiro IRIKURA: Strong Ground Motion Prediction for Huge Subduction Earthquakes Using a Characterized Source Model and Several Simulation Techniques, 13th WCEE, Paper No.655, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004
- 8) 関口春子, 吉見雅行, 堀川晴央, 吉田邦一: 想定南 海地震による大阪堆積盆地での地震動予測、学会提 供資料, 2005
- 9) 秋山宏,北村春幸:エネルギースペクトルと速度応 答スペクトルの対応, 日本建築学会構造系論文集, 第608号, 2006.10
- 10) 馬谷原伴恵・北村春幸:長周期地震動に対する鋼構 造高層建物の耐震安全性評価 その1~2, 日本建築 学会大会学術講演梗概集(近畿), B-2 分冊, p.373~ 376、2005年9月
- 11) 北村春幸:性能設計のための建築振動解析入門,彰 国社、2002.9
- 12) 秋山宏:エネルギー釣合に基づく建築物の耐震設計, 技報堂出版, 1999.1

# 5. 資 料



## 資料

## 「最新の地盤震動研究を活かした設計用入力地震動作成指針」目次(案)

#### 指針編

- 1章 本指針の目的と使い方
  - 1.1 目的
  - 1.2 適用範囲
  - 1.3 決定論的アプローチと確率論的アプローチ
  - 1.4 設計用地震動の定義位置と利用法
  - 1.5 強震動予測手法の選択方法
- 2章 シナリオ地震の設定法
  - 2.1 シナリオ地震の基本的な考え方
  - 2.2 内陸地震の場合
  - 2.3 海溝型プレート境界地震の場合
  - 2.4 スラブ内地震の場合
  - 2.5 地震動予測地図情報の活用
- 3章 震源モデルの与え方
  - 3.1 震源モデルの設定方法
  - 3.2 内陸地殻内地震のパラメータ設定方法
    - 3.2.1 起震断層が特定できる場合
    - 3.2.2 起震断層は特定できないが発生域が特定できる場合
    - 3.2.3 発生域が特定できない場合
  - 3.3 海溝型プレート境界地震のパラメータ設定方法
    - 3.3.1 起震断層が特定できる場合
    - 3.3.2 起震断層は特定できないが発生域が特定できる場合
    - 3.3.3 発生域が特定できない場合
  - 3.4 スラブ内地震のパラメータ設定方法
    - 3.4.1 起震断層が特定できる場合
    - 3.4.2 起震断層は特定できないが発生域が特定できる場合
    - 3.4.3 発生域が特定できない場合
- 4章 統計的グリーン関数法における伝播経路モデルの考え方
  - 4.1 幾何減衰
    - 4.1.1 内陸地殼内地震
    - 4.1.2 海溝型プレート境界地震
    - 4.1.2 スラブ内地震
  - 4.2 内部・散乱減衰

- 4.2.1 内陸地殼内地震
- 4.2.2 海溝型プレート境界地震
- 4.2.3 スラブ内地震
- 4.3 経時特性
- 5章 地下構造モデルの与え方
  - 5.1 広域地殼構造
  - 5.2 深い盆地構造
    - 5.2.1 地震基盤の定義
    - 5.2.2 情報の豊富な盆地
    - 5.2.3 情報の少ない盆地
  - 5.3 浅い表層構造
    - 5.3.1 工学的基盤の定義
    - 5.3.2 情報の豊富な地域
    - 5.3.3 情報の少ない地域
  - 5.4 理論モデルの Q 値の与え方
- 6章 用いるべき強震動予測手法
  - 6.1 波形合成法
  - 6.2 経験的グリーン関数法
  - 6.3 統計的グリーン関数法
    - 6.3.1 要素地震の選定法
    - 6.3.2 要素地震の震源スペクトル設定法
  - 6.4 理論的方法
  - 6.5 ハイブリッド法
  - 6.6 表層地盤増幅の評価法
    - 6.6.1 国土数値情報による経験的評価
    - 6.6.2 一次元地盤増幅
    - 6.6.3 非線形増幅特性の評価
- 7章 結果の検証方法
  - 7.1 最大値指標の経験的関係との比較
  - 7.2 観測値との比較とモデルバイアス
  - 7.3 ばらつき評価
- 8章 経験的スペクトル評価法による平均波の作成
  - 8.1 スペクトル評価式
  - 8.2 スペクトルから時刻歴波形への変換法
- 9章 設計用入力地震動の利用上の留意点
  - 9.1 表層地盤増幅と地盤との相互作用

- 9.1.1 基本的考え方
- 9.1.2 相互作用の評価法と入力地盤レベル
- 9.2 上部構造物
  - 9.2.1 基本的考え方
  - 9.2.2 上部構造の振動周期と予測手法
- 9.3 告示スペクトルとサイト波

## 解説編

- 1章 基本的な用語と予測手法のコンセプト
- 2章 シナリオ地震
- 3章 震源モデル
  - 3.1 震源モデルの設定方法
  - 3.2 内陸地殼内地震
  - 3.3 海溝型プレート境界地震
  - 3.4 スラブ内地震
- 4章 伝播経路特性
  - 4.1 幾何減衰
  - 4.2 内部·散乱减衰
  - 4.3 経時特性
- 5章 地下構造のモデル化
  - 5.1 広域地殼構造
  - 5.2 深い盆地構造
  - 5.3 浅い表層構造
  - 5.4 理論モデルの Q値
- 6章 用いるべき強震動予測手法
  - 6.1 波形合成法全般
  - 6.2 経験的グリーン関数法
  - 6.3 統計的グリーン関数法
  - 6.4 理論的方法
  - 6.5 ハイブリッド法
  - 6.6 表層地盤増幅評価法
- 7章 結果の検証とばらつき
  - 7.1 最大値指標の経験的関係との比較
  - 7.2 観測値との比較とモデルバイアス
  - 7.3 ばらつき評価
- 8章 経験的スペクトル評価法による平均波の作成

- 8.1 スペクトル評価式
- 8.2 時刻歷波形計算法
- 9章 設計用入力地震動の利用上の留意点
  - 9.1 表層地盤増幅と地盤との相互作用
  - 9.2 上部構造物
  - 9.3 告示スペクトルとサイト波

## 資料編

- A.1 活断層リスト
- A.2 海溝型地震リスト
- A.3 主な歴史地震
- A.4 内陸地震の予測事例
- A.5 海溝型地震の予測事例
- A.6 スラブ内地震の予測事例

#### 第 33 回 地盤震動シンポジウム (2005) 報告

佐藤吉之\*

第33回地盤震動シンポジウム(2005)「地震動予測 地図を考える-地盤震動研究を耐震設計に如何に活か すか(その4)-」が日本建築学会地盤震動小委員会 主催で 2005年11月18日(金) 10:00-17:30、建築会 館ホールにて約170名の参加者を集めて開催された。

司会は、午前の部は早川崇(清水建設)と飛田潤(名 古屋大学)が、午後の部は小山信(建築研究所)と高 井伸雄(北海道大学)が、総合討論は加藤研一(鹿島 建設) と久田嘉章(工学院大学) がそれぞれ担当した。

#### 主旨説明

はじめに地盤震動小委員会主査の川瀬博(九州大学) より、今回のテーマに関する主旨説明が行われた。平 成14年から「地盤震動研究を耐震設計に如何に活かす か」を中期テーマに据えたシンポジウムを実施してお り、今回はその4回目である。中期テーマでは、兵庫 県南部地震以後に進展した強震動予測技術を実務(耐 震設計)に展開・活用することを目的としている。第 1回から第3回までのシンポジウムの概要の紹介の後、 今回のテーマは構造設計における地域係数について検 討することを目的とし、題材としてその基礎データと なる地震動予測地図を取り上げたという背景の説明が なされた。

## セッション1

セッション1では「地震動予測地図の事例紹介」と して4人の講師による講演が行われた。

藤原広行(防災科学技術研究所)は「全国を概観し た地震動予測地図について」と題して、2005年3月に 地震調査研究推進本部(以下、推本)により公開され た確率論的および震源断層を特定した地震動予測地図 に関する説明を行った。予測地図作成のフローを説明 しながら、その中で用いられた地震発生確率、距離減 衰式のばらつき等に関する問題点について説明がなさ れた。Web 上で公開した予測地図の閲覧システム (J-SHIS) には 30 万件近いアクセスがあり、社会からの 関心が高いことが紹介された。今後の課題として、結 果としての地図やハザード曲線だけではなく、その作 成の基となる震源モデルや地下構造モデルの公開を行 い、データを共有する必要性について述べられた。そ の具現化策の一つとして統合化地下構造データベース の構築を挙げ、来年度以降の公開を目指して準備を進 めていることが紹介された。

纐纈一起(東京大学)は「海溝型地震の震源モデル と首都圏の強震動評価」と題する講演を行った。まず 首都圏で想定するべきシナリオ地震についての説明の 後、海溝型地震の震源のモデル化についての説明が行 われた。海溝型地震では同じアスペリティの破壊が繰 り返されるという説が提唱され、一つ前の地震の震源 モデルが得られている場合には、想定震源モデルとし てもそのモデルを適用できること、過去の地震のモデ ルが得られていない場合には、特性震源化モデルの手 法を用いて震源断層をモデル化できることが説明され た。また最近得られた知見として、大大特プロジェク トにおける反射法によるフィリピン海プレート上面形 状のイメージングが紹介された。その成果の一つとし てプレート上面が東京湾北部では従来のモデルよりも 約 10km 浅く、同地域に想定されている東京湾北部地震 の地震動予測値に影響を与える可能性が示された。ま たプレート上面の地震波反射率を 1923 年の関東地震 の断層モデルと比較すると、高い反射率を示す領域は アスペリティの位置に対応することから、震源モデル の構築において、反射率から想定地震のアスペリティ 分布を予測できる可能性があることが紹介された。

関口春子(産業技術総合研究所)は「内陸地殻内地 震の強震動評価-上町断層を例として」と題して動的 シュミレーションによる断層破壊の合理的予測に関す る講演を行った。まず上町断層を対象とした地震動予 測について、計算のフロー・地下構造モデルの概要を 説明した後、動的シミュレーションに関する説明が行 われた。この手法では活断層で観測される変位量に基 づいて断層面上の不均質なすべり分布を仮定する。次 にそのすべり分布に基づき静的応力降下量の分布を算 出、次いで断層面上の初期応力場と強度の分布を設定 し破壊の動的シミュレーションを実施する。講演では 破壊開始点を変えた場合に破壊進展のパターンに違い が見られる等の説明がなされた。本手法を適用するこ とにより従来よりも合理性のある地震シナリオ(破壊 領域、すべり分布)の設定ができることが紹介された。

釜江克宏(京都大学)は「南海地震における近畿圏 の強震動予測」と題する講演を行った。研究の背景と して、長周期地震動の評価およびその影響としてのス ロッシングなどの問題があることを挙げ、2004年紀伊 半島沖の地震で観測された地震記録を例として具体的 な説明が行われた。次に南海地震を想定した差分法に よる地震動のシミュレーション事例を紹介し、大阪平 野内における予測地震動に関して評価を行った。その 結果、大阪平野では周期5~6秒に卓越周期が見られる こと、六甲アイランドでは他地点に比べて振幅が顕著 に大きいことが確認された。2004年の紀伊半島沖地震 の記録でも六甲アイランドは他地点に比べて振幅が大 きく、おそらく盆地端部の影響が寄与していると推定 される。また震源の影響としては、3 つのアスペリテ ィのうち、大阪平野の方向に向けて破壊が進行する 1 つのアスペリティの寄与度が大きいことを述べ、断層 破壊過程の設定の重要性を指摘した。次に建物への影 響として、既存高層ビルの一次固有周期に関して神戸 側では2~3秒が、大阪側では5秒程度が多いことを挙 げ、大阪では予測地震動の卓越周期に近い建物が多い ことから、より深部の地盤構造を考慮した入力地震動 評価の必要性を示した。また最近の地震では経験され ていない非常に継続時間の長い揺れが予測されたので、 それに対する人々のパニックを防止するような準備も 減災戦略として重要であるとした。

## 特別講演

特別講演では福岡大学の多賀直恒教授をお招きし、 「福岡地震と地域係数」と題して、お話しいただいた。 多賀教授はまず不確定性のある地震活動の地域性・周 期性を設計体系の中に取り込んだものが地域係数であ るとの説明を行った後、今回の福岡の地震のような「想 定外」の地震を耐震設計の中でどのように扱うべきか について論じた。国内の住宅建築4400万戸のうち耐震 性が不足したものが現時点で約1400万戸あり、想定外 の地震による被害の大半はこれらの建物から生じるこ とが予想される。法体系や地域係数を見直してもその 対象は新築の建物に限られるため、防災対策としては 既存の建物の耐震化が最も重要と考えられる。しかし、 既存建物の耐震化については法律上の強制力が無く、 思うように進んでいない。その一因として、日本では 不動産の価値が土地で決まり、建物自体の価値が評価 され難いことを挙げ、耐震化した建物の価値を高く評 価することや税制上の優遇等の社会的な仕組みが重要であるとした。

次に被害調査結果に基づき福岡県西方沖地震の特徴 に関して説明が行われた。全体の被害および玄海島で の被害について、兵庫県南部地震の神戸市内および鹿 児島県北西部地震の北薩摩地域での被害と比較した説 明が行われた。応急危険度判定で危険・要注意と判定 された建物は兵庫県南部地震、鹿児島県北西部地震で は 1/3 程度であったが、福岡市内、玄海島ではその比 率がそれぞれ5割、8割程度となり、最大震度6弱で あった今回の地震でも地域を限定すると被害比率が高 いことが確認された。また、福岡市内では警固断層の 周辺に被害建物の集中が見られたが、建築学会の福岡 市街地での悉皆調査によると、断層周辺の非木造建物 の被害状況では7割が無被害であり、被害率は大きく ないことが判明した。また中高層マンションについて 建築年を 1981 年で分けて比較しても被害の比率に差 が見られないことから、耐震設計法の違いによる差は 見られない。また、過去に大地震を経験していない地 域であるにもかかわらず、構造体の被害には重大なも のは無く、被害としてはガラス等の二次部材、あるい は室内の被害、ブロック塀の被害が目立った。生じた 被害も過去の再現的なものが多いことを挙げ、「想定 外」という地震の特徴は被害上では現れず、今回の地 震では特別な事象は発現しなかったと述べた。

次に地域係数に関する説明に移った。まず耐震設計 法の変遷に関する説明が行われ、濃尾地震を機に編纂 が始まった歴史地震資料をデータとする河角マップに 基づいて 1950 年の建築基準法で導入された地域係数 が設定され、1981年に改正され現在に至ることが説明 された。せん断力係数に地震動が影響する要素を繰り 込むことが耐震設計の課題であり定量的な研究が進ん だ地盤の影響については、その影響の評価・導入が進 んだ。一方、定量的な検討が困難な地域係数について は長い間検討されず放置されてきた感がある。今回の 地震動予測地図の公開によって、地域係数を再評価す る基本データが得られたことになる。しかし、現時点 では公開された値(危険度)を利用者自身が咀嚼し判 断しなければならず、この点に問題があると感じる。 例えば、福岡市の警固断層では地震発生確率の再評価 が行われ、30年間での確率が 0.4%から 6.5%に引き上 げられた。この上昇分をどのように受けとり、対策に 反映させるべきか否かは、当事者側に任されている。 現在公開されている地震動予測地図が被害の予測にど のように繋がるかということについても検討を進めな ければならない。

#### セッション2

本セッションでは「地震動予測地図の要素技術と耐 震設計への活用」に関する5つの講演が行われた。

三宅弘恵(東京大学)は「擬似動的震源モデルによ る予測強震動の距離減衰特性」と題する講演を行った。 一般的に用いられる運動学的な震源モデルでは、ライ ズタイムや破壊伝播速度といったパラメータを先験的 に与えるが、より物理的には断層面上の摩擦の構成則 に従うようにそれらを決めるべきである。しかし想定 した断層滑りに適合したパラメータを決めるには、膨 大な量の数値シミュレーションが必要である。そこで 予め構築した経験式や理論式をシミュレーションの代 わりに用いて、断層パラメータをより簡便に決定する 疑似動的震源モデルを開発した。本手法を用いた強震 動予測事例が紹介され、断層面上のすべり分布・応力 降下量分布が同じでも、破壊開始点が異なると破壊の 進展様式やすべり速度の分布が変化し、その結果震源 近傍では従来の距離減衰式以上のばらつきが表れる場 合があることが説明された。このように地震記録の少 ない震源近傍の地震動の特性についても、動力学的な 特徴を最大限に取り入れた震源モデルを用いることに より、新しい知見を得ることができるであろうと述べ た。また、本手法を組み込んだ米国における次世代距 離減衰式 (NGA) プロジェクトの紹介が行われ、従来型の 経験的な距離減衰式に震源断層モデルによる強震動予 測結果を取り込み精度向上を目指していることが説明 された。

池浦友則(鹿島建設)は「地震動のばらつき評価」と題し、確率論的地震動評価に影響が大きい距離減衰式のばらつきに関する講演を行った。まず距離減衰式のばらつきには地震現象そのものの持つばらつきには地震現象そのものの持つばらつきが含まれること、後者に関しては観測点や地震毎の補正を行う記明した。次に本題である地震現象が本来持つばらつきるとにより減少することを過去の研究事例を挙げて説明した。次に本題である地震現象が本来持つばらつきの説明が行われた。ほぼ同じマグニチュード・般源距離を持つ地震記録における応答スペクトルの比の検討を行った結果、震源が近接するという条件に絞っても地震のばらつきが残ることが明らかになった。このばらつきは場所がほぼ同じでも地震波の励起特性の違いがあることに起因しているだろうとの説明がなさ

れた。また大地震・大振幅の地震動のばらつきが小地震・小振幅の地震動よりもばらつきが小さくなることが指摘されていることを挙げ、その原因として地震規模とともにアスペリティの数が増え、ばらつきが均される効果が考えられると説明した。

石川裕(清水建設)は「設計地震動への確率論的予 測地図の活用と課題」と題する講演を行った。まず土 木学会において取りまとめ中の性能照査用地震動に関 して、それが使用性照査用と安全性照査用の二種類の 地震動から成ること、前者は確率論的手法で後者は原 則としてシナリオ型地震動評価手法で設定することを 説明した。後者でシナリオ型評価を選ばれたのは、安 全性評価の対象となる最大級の地震については発生確 率の地域差が大きく、確率レベルからのアプローチが 困難であること、一様ハザードスペクトルを用いた波 形予測を行うと、内陸地震の震源近傍の地震動の特徴 が再現できないからであると説明した。しかしシナリ 才的手法だけでこと足りるのはその地域の最大級の地 震像が明確な場合であり、それ以外の場合には確率論 的手法によるカバーが必要になるとして、両手法の併 用の必要性について説明した。次に、両手法の融合法 についての説明が行われた。ここでは手法の融合とと もに、アウトプットの組合せ・補完により新たな表現 法を創出する結果の融合法が提案された。融合の実例 として、特定の確率レベルにおいてハザード曲線への 寄与度が高い複数の地震を抽出し、その寄与率に比例 した数の地震動波形を生成して検討用地震動とする 「生起確率付地震動波形群」が紹介された。最後に、 今後の設計用地震動設定にも設計者の主体性が必要と されるとし、そのためには J-SHIS のような共通のデー タベースを維持・発展させていく必要性が述べられた。

大川出(建築研究所)は「確率論的予測地図と地域 係数」と題する講演を行った。まず河角マップに基づ いた旧地域係数および 1981 年に改正された現行の地 震地域係数についての説明が行われた。次に、推本か ら公開された地震動予測地図による知見を今後地域係 数に反映する場合の課題が挙げられた。例えば、予測 地図で使用されている計測震度・最大速度と応答スペ クトルとの関係をどうするか。また、予測される地震 動強さの地域分布のパターンが再現期間によって変わ ることが、推本による予測値を用いて説明された。こ の特性を反映させると設計レベルによって地域係数が 変わることになるが、それが設計法として適切である かどうかという問題も検討しなければならないとした。 予測地図を設計用地震動に繋げるには以上のようにいくつかの課題があるが、それを実現している例として 米国の NEHRP プロジェクトが紹介された。このプロジェクトでは米国全土の地震ハザード解析による加速度応答値が公開され、それに基づき設計用応答加速度スペクトルが設定されることが説明された。最後に、全国的な地震動予測地図の成果を活用するためには、より地震動に近い観点から地震荷重を設定する枠組みの構築が必要になるとの考えが述べられた。

野畑有秀(大林組)は「設計用入力地震動と予測地 図」と題する講演を行った。まず実務に近い立場から、 現在の設計用地震動のレベルと予測地図の比較および 地震動の空間的なゆれの差をどう解釈するかという点 について論じた。基本となる設計用地震動として告示 スペクトル(極稀)を取り上げ、それを一様ハザード スペクトルと比較することにより、再現期間との対応 について説明した。その結果、東京では再現期間が概 ね500年であるのに対して、大阪では100-200年とな り、南海・東南海地震の発生確率が高いことが反映さ れ、地域差が大きいことを示した。次に、個々の震源 からの地震動予測値と超過確率の関係(イベントカー ブ)とハザードカーブとの比較が示され、ハザードカ ーブから具体的な地震像イメージするために、イベン トカーブによる検討が有効であることを示した。次に 確率論的な地震動予測結果を用いた耐震性能評価につ いて、モデル建物を用いた評価事例を挙げて説明が行 われた。その際にも建築主への説明のしやすさ等を考 えると、全震源からの寄与が統合され、個別の地震像 が見えないハザードカーブを基にするよりも、地震発 生確率を持つシナリオ群を設定し、その個々の地震動 に対する被害確率を算定するイベントカーブに基づく 解析の方がより望ましいとの意見が述べられた。

最後に、シナリオ的手法による推本および中央防災会議による南海地震の予測地震動を示し、同じ地震でも異なるシナリオ間で数倍のレベルの差があること、近年の大地震による地震動のスペクトルは上記の予測波とほぼ同レベルであることを説明した。さらに、これらの予測波・観測波が告示波を超えるレベルであることを指摘し、予測地震動を今後設計に活用するためには、このレベルの差を設計上でどのように説明するかが課題であること、その検討のためには設計基準から保証される耐震性能ではなく、真の性能評価の解明が必要であると述べた。

#### 総合討論

まず、司会の加藤研一によりこれまでの討論における論点の整理が行われた。地震動予測地図に関しては、河角マップを第一世代とすると、現在公開されているマップは第二世代といえる。まず、このマップの予測精度、到達レベルと留意点および今後の展開について、提供者、研究者、設計者それぞれの立場から意見を出してもらいたい。次に、今後も増加する新しい知見を取り込んだ将来の第三世代マップ(アドバンストマップ)に向かうために何が必要かについて意見を伺うという、討論の方向性が示された。

まず提供者の立場として藤原広行から地震動の予測 精度に関する意見が出された。予測地図の精度につい て定量的な説明をすること自体が今後5年間の重要な 課題と考えている。その際、計算の過程で用いた不確 定要素を明示した説明が必要である。例えば海溝型地 震については強震動評価の精度が支配的で、内陸地震 では発生確率の幅が大きいためその設定の影響が大き いであろう。震源断層を特定できない地震については 規模別発生頻度がグーテンベルグ-リヒター式に従う 領域型震源として扱っているが、そのような地震につ いても今後震源断層をできるだけ特定してモデル化す ることが精度向上のポイントとなるであろう。この意 見に対して加藤からはそのモデル化の可能性について の質問が出され、藤原から、例えば現在ハザード計算 で震源断層として用いている約350の活断層以外の活 断層についても地震を設定することにより、カバー率 を上げられるのではないかとの答えが得られた。

次に関口春子からシナリオ地震による強震動予測の精度について意見が述べられた。予測の精度の議論は難しいとした上で、将来地下構造モデルが実用上完璧になれば、震源モデルの問題に絞ることができる、その段階では考えられ得る震源モデルについて複数の波形を予測し、可能性のある地震動の範囲を把握することで予測結果の妥当性を判断できる状況になるのではないかと述べた。また今回の予測ではいくつかの地点で1gを越すような大振幅の波形が得られているが、最近は強震観測網の増加により大振幅の記録が得られる頻度が多くなってきたためか、自治体の防災担当者からは特に驚いた反応はないと述べた。

纐纈一起からもシナリオ型地震動評価の予測精度について意見が出された。兵庫県南部地震以後、地震予知分野を非難する風潮も見られたが、着実に研究が進められ講演で紹介したアスペリティの繰り返し破壊説

がまとめ上げられた。これは今後の地震予知の指導的 原理の一つとなると思うが、強震動予測でもそのよう な予知分野の成果を取り入れ、予測精度の精度向上を 目指しているとコメントした。

次に、設計者の立場から今後予測地図を実務におい てどのように展開していくのかという話題に移った。 設計への適用に関して山根尚志(日建設計)から、現 状の予測地図をそのまま設計に適用するのは難しいこ と、設計に使うためには例えば地盤の卓越周期が決ま れば、大体の地震動レベルが決まるという安定性が重 要であること、多くの案件に対して予測地図の結果を 安定して適用できる手法が整備されれば設計に使用で きるであろうとの意見が出された。次に予測結果の提 供のされ方について、単一の予測波だけが良いか、あ るいはパラメータの組合せによる複数の予測波を公開 し、選択はユーザーが行うが良いかという問いが川瀬 博から出された。山根からは、周期特性が異なる複数 の波があるのであれば、そのまま提供する方が良いの ではないか、例えば計算パラメータの違いで周波数特 性の異なる複数波が得られるとしたら、その全てを検 討に用いた方が良いのではないかという意見が述べら れた。

次に釜江克宏の講演で説明された南海地震の六甲に おける予測波が非常に大きなレベルを示すことを挙げ、 その精度についての質問が加藤研一から出された。こ れに対して釜江は紀伊半島沖の地震でも六甲の記録は 大きな応答を示すので、非現実的な予測値ではないだ ろうと述べた。さらに、このような大きな予測地震動 が今後も得られるであろうが、地震動のみの予測精度 だけではなく、建物応答にいたる最終的な影響を含め た議論が必要であると提言した。

同じく予測地震動のレベルに対する問いが川瀬博か ら出された。観測波としてエルセントロやタフト波を 用いた設計が現在は行われているが、それらを超える 地震動が観測されている。地震動の研究は観測事実に 合わせることを目標にしているので、今後予測波が現 在の設計用地震動のレベルを超えることが予想される。 設計者はこの点についてどのように考えるか。これに 対して山根尚志からは、内陸地震については予測地震 動の大きさだけでなく、その発生確率も考慮した検討 を行い、設計用地震動として用いるかの判断が必要で ある。一方、海溝型地震による長周期地震動について は、実際に発生する可能性が高いと認識しなければな らない。昨今の実記録(例えば応答速度が 100cm/s を

越すような堆積平野内での記録)を鑑み、長周期地震 動については現在今後のレベル設定についての検討を 行っているとのコメントが得られた。

次に、福岡県西方沖地震を振り返り、当該地域の地 域係数 0.8 という値の妥当性について質問が出された。 これについて多賀直恒は 0.8 で問題が無かったとの意 見を述べ、その理由として、今回被害が生じた建物に ついては設計年代が古い等の原因を見つけることがで き、また過去の他の被害地震と比較しても震度 6 弱に 対する被害として特異な点は見られないことを挙げた。 川瀬博は、想定外の地震といわれているが、仮に3万 年に1回程度の地震とすると、過去に例の無い場所で 起きたということは推本の評価通りに起きた地震とも 考えられること、そのような頻度だとしたら地域係数 0.8 は妥当であるという説明で人々は納得するのでは ないかと述べた。この意見に対して石川裕も、確率論 的評価の中では今回のような地震は低確率ではあるが 想定されていることを述べた。このような地震は地域 を限定すると発生頻度が小さく評価されるが、日本全 体での発生数の期待値は実際に発生している地震数と 整合することを述べた。したがって、低確率で想定さ れている地震についても、日本全体で見た場合にはど こかで発生し得るという認識を持つことが必要である と述べた。

最後に、次世代の予測地図の方向性について意見が 求められた。三宅弘恵は講演で紹介した次世代型距離 滅衰式を例に挙げ、この式は地表面を断ち切る活断層 はそうでないものに比べて地震動のレベルが低いとい う知見も導入しており、このような細かい条件も距離 滅衰式に取り込み、精度の向上を目指していることが 説明された。また擬似動的解析では震源近傍における 地震動のばらつきが大きく、それによって振幅レベル が大きくなる可能性を指摘したが、今度はそのような 検討とともにその上限値についての検討も工学的利用 のために必要であることを述べた。

#### まとめ

地盤震動小委員会幹事の山中浩明が講演・討論で述 べられたポイントを整理して全体のまとめを行った。 最後に来年度は「地盤震動研究を耐震設計に如何に活 かすか」(その5)として本中期テーマのこれまでの成 果を総括する内容のシンポジウムを計画していること を述べ、閉会とした。

(文中敬称略)

第34回地盤震動シンポジウム(2006) 設計用入力地震動作成指針に向けて 一地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか(その5:総括)—

2006年11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