シンポジウム資料　AIJ 0911-03000

第37回地盤震動シンポジウム　地盤震動研究から見た長周期地震動　―どこまで解明されて何が課題か？―　二〇〇九年十一月　日本建築学会

第37回地盤震動シンポジウム(2009)

地盤震動研究から見た長周期地震動

―どこまで解明されて何が課題か？―

2009.11.27

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

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。

第37回地盤震動シンポジウム(2009)
地盤震動研究から見た長周期地震動
— どこまで解明されて何が課題か？ —

2009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
http://www.aij.or.jp/
印刷所　株式会社　エーヴィスシステムズ

The 37th Symposium of Earthquake Ground Motion (2009)

Long-Period Ground Motions from the Viewpoint of Recent Ground Motion Studies

― What We Archived and Future Direction ―

November 2009

Tokyo

The Research Subcommittees on the Earthquake Ground Motion

The Architectural Institute of Japan

第37回地盤震動シンポジウム(2009)

地盤震動研究から見た長周期地震動
— どこまで解明されて何が課題か？ —

目　　次

The 37th Symposium of Earthquake Ground Motion (2009)

Long-Period Ground Motions from the Viewpoint of Recent Ground Motion Studies

—What We Archived and Future Direction—

TABLE OF CONTENTS

1．　主旨説明

第37回地盤震動シンポジウム(2009)の開催にあたって
主旨説明
The 37th Symposium of Earthquake Ground Motion (2009)
Introduction

加藤研一*
Kenichi KATO

Recently, it is indicated that the mega thrust earthquakes such as Tokai, Tonankai, and Nankai events along the Nankai Trough will occur in the near future with high possibilities. Since these mega thrust earthquakes will generate long period strong ground motions, the seismic safety of high-rise buildings and base-isolated buildings is the matter of social concern. This symposium presents examples of predicted long period ground motions based on FDM considering 3D subsurface structure from source to sites, and discuses their precision. We expect to share our up-to-date information with researchers and engineers for better understanding of long period strong ground motions.

1．はじめに

近年、南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震の切迫性が指摘されている。この種の地震は長周期地震動を強く励起することから、首都圏・中部圏・近畿圏に存在する超高層・免震構造物の耐震安全性が社会的関心を集めている。現在、最新の知見を反映した長周期地震動の検討が複数実施されているものの、同一の震源と地点であっても評価結果が異なるなど､解決すべき課題も多い。地震動評価結果をサイト波や耐震安全性の検討に用いるには、波動伝播の計算法の特徴や地下構造モデルの設定法とそれらの精度を理解することが重要である｡そこで、現在行われている長周期地震動の予測結果を紹介し、地盤震動研究から見て長周期地震動はどこまで解明され、何が課題かを研究者と実務者を交えて議論するためのシンポジウムを企画した。

2．地盤震動小委員会と長周期地震動

地盤震動小委員会は1972年の発足以来、実に四半世紀以上の長年にわたり、地盤震動関連分野のみならず、震源や伝播経路の諸問題など、その時々のタイムリーなテーマを発信し続けてきた伝統ある委員会である。地盤震動シンポジウムの開催も､今年で第37回目を数えるに至っている。

これまでの委員会活動を振り返ると、「地盤震動研究を耐震設計に如何に活かすか」という中期テーマを設定して議論を重ね、地震と建設サイトを特定したシナリオ型の入力地震動作成法のガイドライン「最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法」を本年の3月に上梓することができた。過去2回のシンポジウムでは頻発する内陸地殻内地震を取り上げ、2007年能登半島地震(M6.9)や新潟県中越沖地震(M6.8)などの最近の被害地震でどのような現象が起きていたのか、また、その現象は現在の知見で説明可能かなどを議論してきた｡その結果、ポストプレディクション、つまり地震発生後の情報に基づけば、アスペリティを考慮した断層モデルを用いて観測記録のシミュレーションが可能なレベルに到達しているとの認識が得られた。一方、設計行為としてのプレディクションとして見れば、震源のモデル化に際して決めにくいパラメータがあり、不確かさを考慮して複数の検討を実施するのが望ましいとの意見が多かった。

内陸地殻内地震を2年間にわたって議論したこともあり、今年のテーマは海溝型巨大地震による長周期地震動とした。長周期地震動は単に表層地盤のみならず、深部地下構造の影響を強く受けるため、本小委員会の主要な検討課題である。この課題は第1回地盤震動シンポジウム(1972年)から取り上げられ､その後､第4回(1976年)、第12回(1984年)、第14回(1986年)、第18回(1990年)で再度議論されている。当時は「やや長周期地震動」と呼ばれており､「やや」の接頭語がつけられている。地震学では周期数十秒～数百秒を「長周期」と呼ぶことが多いが、工学で扱う高層ビルや長大橋梁、大型石油タンクの固有周期は数秒～20秒程度であるため、この周期範囲を「長周期」とは区別して「やや長周期」と呼んでいた。最近は「やや」をつけない傾向にあるが、著者にとっては「やや長周期地震動」と呼ぶのがなじみ深い。

第18回(長橋主査)の梗概集を見ると、震源を考慮した波動場の計算は正規モード法、堆積盆地の地震応答は2次元モデルに制約されているなど、震源からサイトまで

*鹿島小堀研究室　Kobori Research Complex、 Kajima Co。

を3次元で解けるようになった現在とは計算環境が明らかに異なっていた。また、観測記録の蓄積具合についても雲泥の差がある。しかしながら、関東平野や大阪平野の深い地盤構造とやや長周期地震動の関係や、堆積盆地で生成される表面波に関する検討、巨視的断層モデルに基づく震源過程とやや長周期帯域の強震動予測など、今回のシンポジウムで取り上げる問題点の多くが既に意識されている。

３．話題提供と論点

今年度のシンポジウムのプログラムは4部構成となっている。先ず、「長周期地震動研究および予測の現状」と題し、既往研究のレビューと課題を整理していただいた後、国による長周期地震動研究の最新動向の紹介を2題お願いしている。１つは地震調査研究推進本部により最近公表された、想定東海地震、東南海地震、宮城県沖地震に対する長周期地震動予測地図の試作版の結果を、他の１つは国土交通省の補助金事業として進められている設計用長周期地震動の標準的作成手法とその作成事例である。これらの結果は、既存および新設の超高層や免震建物の入力地震動を考える際に参考になると思われる。

午後に入り、翠川三郎先生に「東京での長周期地震動と高層建物への影響」と題した特別講演をお願いしている。翠川先生は断層モデルの考え方をいち早く工学の地震動評価に取り入れると共に、地震種別ごとの距離減衰式の提案や、表層30mのせん断波速度や微地形区分をパラメータにした地盤増幅率の評価方法など、今日の強震動評価で用いられている要素技術の根幹を数多く構築されている。本日は多岐にわたる研究成果のうち、長周期地震動に焦点を絞り、過去の地震が東京の超高層ビルへ及ぼした影響事例、東南海地震での東京の地震動、東海地震で予想される地震動と超高層ビルへの影響、可搬型長周期地震動体験装置の開発などをご紹介いただく予定である。これまでのご研究を振り返ってのエピソードに加え、地盤震動研究の将来についてもご教示いただければ幸いである。

その後、「長周期地震動予測に用いる地下構造モデルの現状と課題」と題し、6題の話題提供をお願いしている。先ずは琵琶湖地域を対象として3次元速度構造モデルの構築事例を紹介いただいた後、3次元速度構造が長周期のパルス波に及ぼす影響について新宿付近の観測記録を基にして例示いただく。最近盛んに実施されている3次元差分法による波動場の計算では、計算時間やメモリーの制約からVs=400m/s程度の工学的基盤までを対象とする場合が多い。ここでは工学的基盤以浅の構造を差分法に取り入れた場合、これまでの評価結果がどの程度異なるかについてもご紹介いただく。最後の3題は関東平野や大阪平野を対象とし、地下構造モデルおよび震源モデルの差が予測長周期地震動に及ぼす影響や、超高層ビルの応答の計算事例についての話題を提供していただく。関東平野については同一の震源モデルを使用し、用いた地下構造モデルの違いにより同一地点の長周期地震動がどの程度異なるかを、地盤震動小委員会のメンバーが計算した結果を示す。この結果の解釈については小委員会内部でも意見が分かれており、計算結果がこれほど同じになるとは予想しなかったとする意見や、最大値は概ね一致しているが波動伝播の様子が異なっているため、地下構造モデルはまだまだ課題が多いなど、何を最終目標にするかで結果の見方が委員間でも異なっている。長周期地震動評価の到達点を明らかにする観点からも、この結果の解釈について会場を交えて議論していきたい。

４．総合討論

シンポジウムの締めくくりとして「長周期地震動－どこまで解明されて何が課題か？」と題した総合討論を企画している。講演者の方々には申し訳なかったが、ご講演の時間を少しずつ削らせていただき、討論に約1時間を確保してある。

19年前の第18回地盤震動シンポジウム「やや長周期地震動」の副題は－現時点で予測はどこまで可能か－となっている。前節に示した話題提供の内容から判断すると、観測と理論計算の両面において、この20年間で長周期地震動研究は飛躍的に進歩すると共に、その評価結果の公開も積極的に推進されている。しかしながら、大都市圏を襲った巨大地震がいまだに発生しておらず、超高層や免震建物などの周期数秒以上の構造物が長周期地震動を実際に経験していないのも事実である。現時点で我々が保有する知見を積み上げ、長周期地震動がどこまで解明されて何が課題かを明らかにすることは、今後必ず発生する巨大地震に対する備えの観点からも重要と考えている。昨年に引き続き、是非、参加された皆さんからの活発な討論をお願いしたい。

なお、本小委員会へのご要望があれば、総合討論の場でご指摘いただければ幸いである。

002　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

２．長周期地震動研究および予測の現状

長周期地震動研究のレビューと課題

Review of Studies on Long-Period Strong Ground Motions and Some Problems

座間信作*
Shinsaku ZAMA

The 2003 Tokachi-oki earthquake (Mw=8.0) caused the severe damage to oil storage tanks by liquid sloshing, especially at Tomakomai in Hokkaido, northern part of Japan, where large liquid sloshing was excited by the long-period strong ground motions. In view of severe damage to oil storage tanks and mega earthquake threats such as Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes, many studies have been carried out associated with source models of huge earthquakes, S-wave velocity structural models, and simulation methods. Based on these knowledge, strong ground motions including a long-period range, from a few to over ten seconds, were predicted by several researchers for future earthquakes in the Nankai Trough region and provided to Japan Society of Civil Engineers and Architectural Institute of Japan in order to examine seismic safety of various structures such as high-rise buildings, base-isolated buildings, suspension bridges, and oil storage tanks. Since validity of predicted ground motions are hardly verified in the long-period range, further works are expected about heterogeneous source models, three-dimensional subsurface structural models, and the effects of their fluctuations on long-period ground motion characteristics..

1．はじめに

やや長周期地震動については，1993 年「地震」総合報告の中でレビューが行なわれているが[1)]，その丁度 10 年後, 2003 年十勝沖地震が発生し,苫小牧の石油タンクに火災 2 基，浮屋根沈没 6 基などの甚大な被害が発生した．中でも地震の 2 日後に発生した浮屋根の沈没に起因するタンク火災は，44 時間も燃えつづけ社会的関心を集めた．この甚大な被害はやや長周期地震動（以下,長周期地震動）に励起された石油タンク内溶液のスロッシングによるものであった[2)]．一方, この地震以前には 1999 年台湾・集集地震[3)]，1999 年トルコ・コジャエリ地震[4)] で石油タンクに甚大な被害が生じていた．特に，コジャエリ地震では, トルコ 1 位, ヨーロッパ 7 位の生産を誇る TUPRAS 製油所で殆ど全てのタンクがスロッシングにより被害を受け, タンク火災と浮屋根沈没という 2003 年十勝沖地震と同様の被害が生じていた．しかし，対岸の火事と見て他山の石としなかった．

2003 年十勝沖地震による被害の甚大さを受け，多くの長周期地震動に関する研究が行われてきており，また優れたレビューもなされている[5~10)]．本稿では，それらも踏まえ, 特に 2003 年十勝沖地震以降の長周期地震動に関する研究および上記レビュー[1)] で指摘した課題に対する研究動向等を整理する．

2．2003 年十勝沖地震以降の主な動き

2003 年十勝沖地震による石油タンクの甚大な被害および南海トラフ沿いの巨大地震等の発生の逼迫性に鑑み, 土木学会に「巨大地震災害への対応特別委員会」が設置されるとともに，2004 年に日本建築学会と共同で，「巨大地震対応共同研究連絡会」が設立された．この連絡会の下に両学会の共同構成による「地震動部会」，土木学会で構成する「土木構造物部会」，日本建築学会で構成する「建築構造物部会」の 3 部会が置かれた．地震動部会では以下の検討がなされた[11)]．

① 過去の大規模地震の観測記録などの資料を収集, 再精査を行い，長周期地震動の抽出及び特徴の把握を行い，震源モデル及び観測点特性の影響把握を行う．

② 長周期地震動を高精度に推計するための計算手法について各種数値計算手法に係る資料の収集及び整理を実施し，長周期地震動推計に使用する数値計算手法を検討する．

③ ②の分析に従い, 現時点での合理的かつ定量的に信頼のおける巨大地震の長周期地震動を含む広帯域地震動推計資料を収集し，構造物部会等に提供する．

この提供波に基づき，建築・土木構造物の耐震安全性の検討が行われ,それぞれ報告書[11、12)] として纏められるとともに，長周期地震動に係わる構造物の耐震性等に関する提言が両学会よりなされた[13)]．一方，石油タンクの

*消防庁消防研究センター　National Research Institute of Fire and Disaster

スロッシングに関しては，消防庁（2004）[14] を中心に，液面管理を規定する長周期地震動の見直し，浮屋根揺動時の屋根部材にかかる応力の算定等に関する検討がおこなわれ，それらの結果を受けて2005年1月に消防法の一部が改正・施行された．

3．2003年十勝沖地震での長周期地震動に係る教訓など

3.1 地震観測記録

2003年十勝沖地震は，兵庫県南部地震を契機に整備された K-NET 等の稠密な強震観測網で多くの強震記録が得られたはじめての巨大地震である．これらの観測記録，あるいは長年の継続的観測の結果から重要な成果がもたらされ，また更なる課題も明らかとなった．

Yamauchi et al.(2006)[15] は，石油タンクサイト近傍で得られた地震記録を用いて，タンク火災の要因となった浮き屋根の破損についての定量的な説明を可能とした．これに基づき，消防法の改正が行なわれた[16]．このことは地震記録が社会の安全確保に直接結びついたものと評価できる．この説明の中で，直径が約80mにおよぶ大型タンクの浮き屋根破損・沈没には，スロッシングの基本固有周期ではなく2次モードの周期帯の地震動が強く影響していたことが明らかとなった．このことから，構造物の基本固有周期だけでは不十分で，より広い帯域の地震動を考える必要があることが指摘できる．

構造物直近の地震記録の利用以外に多点の記録があって初めて分かることがある．たとえば，十勝沖地震の震源に近い襟裳岬からタンク被害の甚大であった苫小牧まで約 150km 間に設置されていた観測地点の記録を並べることによって，伝播過程で地震波がどのように変調したかを観測事実として確認することができる（図1）．襟裳岬の速度波形は長周期の1パルスが認められ，その振幅は0.12m/s程度にも拘らず，震央距離約220kmの苫小牧(HKD130)では長周期の波が100秒以上続き，最大地動速度は0.35m/sと襟裳岬の3倍にもなっている．勇払平野の存在との関連が指摘された所以である．また，このような伝播過程での空間的な変動は勇払平野の中でも認められ，数 km の範囲においても大きな差が観測された[2]．

長周期地震動による長大構造物の挙動の基本的な理解には，構造物の減衰が小さいことによる周期の選択性の強さが重要であることから，地震動の卓越周期は一つの大きな関心事である．苫小牧での長周期帯域での地震動の卓越周期については，1983 年日本海中部地震で約 10 秒[17]，1993年北海道南西沖で約9秒[18]，2003年十勝沖地震では約5および7秒と異なっている．この違いは長大構造物においては極めて大きい．例えば，直径 60m，液高18mの石油タンクのスロッシング固有周期は約9秒

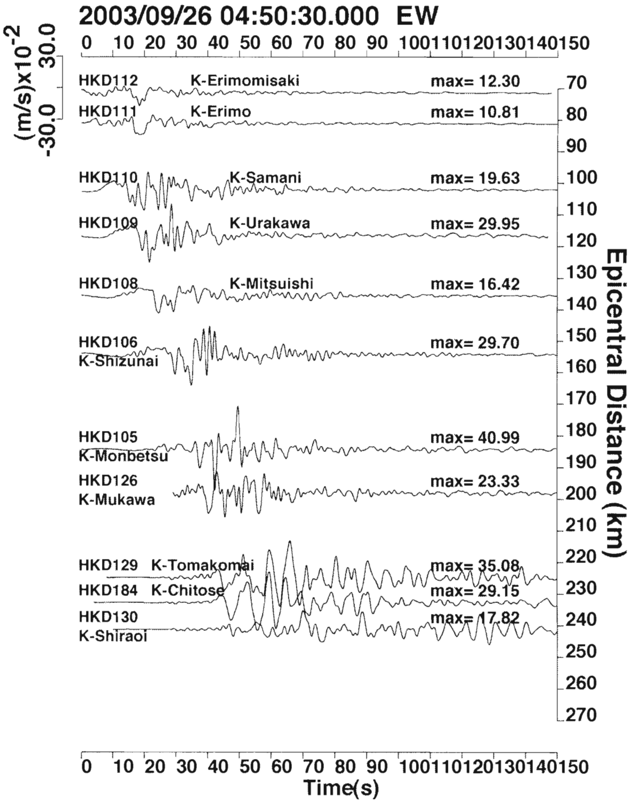


図1　2003年十勝沖地震での襟裳から勇払平野に向けての速度波形（2-20秒のバンドパスフィルタ適用）[2]

で，それを10秒にするには約6mも液高を低くしなければならない．このように，長周期構造物の振動特性からすると周期1秒の差は極めて大きいため，あるサイトでの地震毎の卓越周期のばらつきが1秒程度しかないからといって，平均卓越周期がサイト固有であると捉えることには慎重を期す必要がある．あくまで地震動は震源と伝播経路(サイトを含む)の影響として捉えるべきであり，直下の構造に起因した単一の卓越周期は規定できない[19] と考えるべきである．なお，地震地体構造区分を考慮した地域特性の評価の考え方[20]に基づいた，多数地点の観測記録に対する統計的解析からは，あるサイトの地震動特性が震源域によって大きく変わる場合（東京など）とあまり変わらない地点（三島などの平野外）がある[21] という指摘もあるが，やはり震源・伝播経路依存であることが本質であることは確認しておくべきことである．

3.2 震源モデル

2003 年十勝沖地震に関する震源過程の研究は数多く行なわれ，纐纈・三宅（2006）[22]によって9例の解析結果に関する総括がなされている．それによれば，主要なアスペリティーは破壊開始地点のプレートの沈み込む方向に現れていること等の共通する特徴を持つが，用いられているデータ（津波，地殻変動，遠地実体波，強震波

004　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

形）によってアスペリティーの大きさや位置などが異なっている．また主に1秒以下の短周期地震動が支配的な震度データに基づく短周期地震波発生域も異なる[23]．従って，対象とする周期帯あるいは波長のスケール及び解析に用いるデータの周波数特性を十分に意識して，得られた震源モデルに対して有効な周期帯が明示されることが望まれる．

Yamanaka and Kikuchi（2003）[24]による遠地実体波の解析によれば，2003年十勝沖地震のアスペリティーは1952年十勝沖地震とほぼ一致する．また，余効変動域(～安定すべり域)はアスペリティーと重ならないことが指摘されている[22]．以上のことは，永井・他（2001）[25]が三陸沖の地震の解析から主張している，「繰り返す地震のアスペリティーは同じ場所で，その周辺は安定すべりである」ことと符合しており，プレート境界地震のアスペリティーモデルがこの地域で成り立つとみなせる．また，Kamae and Kawabe(2004)[26]は Yamanaka and Kikuchi（2003）[24]の遠地実体波記録のインバージョン結果に基づき，特性化震源モデルを設定し，経験的グリーン関数法によって観測波形の再現を行い良好な結果を得ていることからも，アスペリティーモデルの有効性が示され，将来の地震の震源モデル構築に利用できると考えられている[22]．ただし，上述のように地震波の周期によって強震動発生域が異なることが考えられることから、長大構造物の周期の選択性の強さを考慮すると，より詳細な周期帯毎の震源過程の解明が望まれる．

3.3　地下構造モデルとシミュレーション

M８クラスの海溝型地震として初めて多くの良好な地震記録が得られたことから，波動伝播と地震動予測手法の精度検証を目的とした3次元(以下，３D）差分法等によるシミュレーションが行なわれた．

Aoi et al.(2006)[27]は，既存の地殻・上部マントル構造，堆積層構造等を参照して構築された地下構造モデル[28]と，Honda et al.(2004)[29]に基づく再解析で得られた震源モデルとを用いて３D差分法によるシミュレーションを行なった.そこでは,約400km×400km×100kmの領域,周期3.3秒から25秒の帯域を対象としている.その結果,例えば最大地動速度については観測値の倍半分の精度で再現できていること，苫小牧付近での観測波形に認められた振幅の増大と地震動継続時間の長大化，比較的狭い（～5km）領域での長周期地震動特性の空間変化は，新第三紀層以浅の層（S 波速度～800m/s）にトラップされたためとしている．同様の指摘が畑山・他（2006）[30]，横田・他（2006）[31]でもなされており，比較的浅部の地下構造の調査も重要であることが改めて指摘された．また，Koketsu et al. (2004)[32]は海の構造も考慮に入れ，３Dボクセル型有限要素法を用いたシミュレーションを行い,長く続く後続位相の表面波の一部が海域の盆地縁から生じていることを示した．海域の地下構造，特に付加体の重要性については，Furumura and Hayakawa(2006)[33]，Yamada and Iwata(2005)[34]，Iwata and Kagawa(2008)[35]も指摘しており,陸域と同様に海域の更なる調査が望まれる．

４．長周期地震動研究の現状と諸問題

ここでは,前章での2003年十勝沖地震での長周期地震動に係る研究を踏まえ，前回レビュー[1]で指摘した，(1)長周期地震動の観測強化，(2)過去の地震記録の活用，(3)解析・予測手法の開発・改良，(4)広域S波速度構造の調査，(5)シミュレーションと観測波形とのより詳細な整合等に係るその後の研究動向等について述べる．なお，(3)解析手法，(4)地下構造調査などの詳細については纐纈・三宅（2009）[36]などを参照されたい．

4.1 長周期地震動の観測強化

1993年当時においては気象庁87型強震計が全国74箇所に設置されデータ流通がなされていた程度であったが,1995 年兵庫県南部地震の甚大な被害を踏まえて整備された K-NET，KiK-net，自治体震度計，気象庁震度観測網などにより，世界でも類を見ない稠密な強震観測が行なわれ，貴重なデータを提供していることは周知のごとくである．観測記録から得られた成果については，2003年十勝沖地震に限っても前章で述べたとおり極めて多くの知見が得られている．その他にも600点以上の波形からの長周期波動伝播過程の可視化[37) 38]，2007 年新潟県中越沖地震等の被害地震の震源破壊過程[39]、観測波形とシミュレーション結果との比較を通した３D地下構造の高精度化[40]など多くの成果をもたらしている．ただし,長周期地震動といえども数 km の範囲で大きくその特性が変わることもある[41]ことから,更なる強震観測網の整備が期待される．なお，加速度計によるトリガー観測方式の場合，長周期帯域では地動速度や変位に比べて加速度のＳＮ比が小さくなりがちであるため、長周期の後続位相を記録しない場合が多々ある[42]ことから,トリガーレベルに依存しない連続観測や速度型強震計による観測など，長周期地震動を考慮した観測も更に必要である．

4.2 過去の地震記録の活用

例えば，1952年十勝沖地震の記録を用いて，アスペリティーの位置,範囲が2003年十勝沖地震とほぼ同じである[24]という貴重な成果が得られている．また1968年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震についても同様の結果が得られている[41]．また，菊池・他（1999）[43]は1948 年福井地震の震源パラメータを変位強震計記録か

ら検討している．1944 年東南海地震[44~46]，1946 年南海地震[44] での東京の記録が取り上げられ，最新の震源・地下構造モデルを用いたシミュレーションの検証と高度化がなされている[46]．

1950年前後から約40年間に亘って各気象官署で強震観測に供されてきた気象庁変位一倍強震計（いわゆる 50 型強震計など）は，周期 6 秒(公称値,水平成分)に固有周期を持ち,ほぼ同時代の機械式 SMAC 型強震計と比べ長周期地震動を精度よく記録できる．そこで座間（2003）[47] は，10,000 成分以上の各気象署の一倍強震計記録を収集・数値化した．これらの数値化データは消防研究センターのホームページ[48] で公開されている．これらのデータ等に対して，長周期地震動に対する経験的手法[49] を適用し，全国 84 箇所の石油コンビナート等特別防災区域の長周期地震動の予測が行われ[50]，その結果等に基づいて消防法における石油タンクのスロッシングに係る設計水平震度が地域毎，周期の関数として与えられた(図 2)[16]．

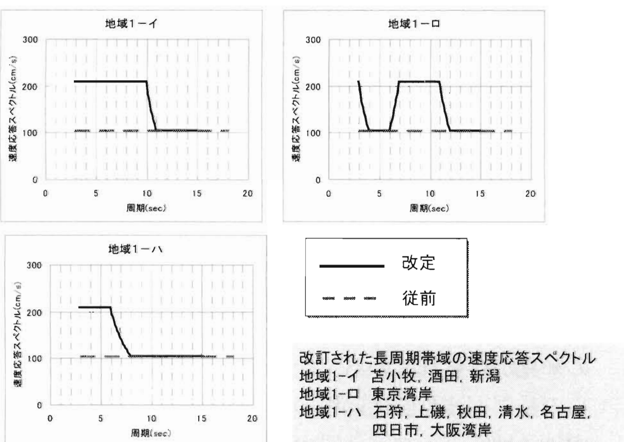


図 2 消防法における石油タンクのスロッシングに係る地域別速度応答スペクトル（文献 16 に基づき作成）

4.3 解析手法の開発・改良

長周期地震動は主に表面波からなり，さらにその成因から，盆地転換表面波および盆地生成表面波とに分類される[51]．一方，Koketsu and Miyake(2008)[10] は長周期地震動に関するレビューの中で，長周期地震動を far-source と near-fault の地震動に分類している．前者が上述の表面波優勢の地震動に相当する．一方,後者には震源特性が強く反映される．

far-source の長周期地震動は巨大地震から強く生成されるため，適切な地震動予測を行うためには，震源域（約 100km 四方）を含む極めて広域の，例えば数 100km 四方×深さ方向 100km 程度の領域を考慮する必要がある．加えて，長周期地震動が生成・発達する大規模堆積盆地などを含む不規則な地下構造を伝わる波動の計算が必要であり，そのため差分法や有限要素法などが用いられてきている．長周期地震動の周期下限である 2，3 秒まで計算精度を保つためには，メッシュサイズを 200m程度とする必要があり、多大な計算機能力を必要とする．これに対して，差分法では並列化コードの開発や可変グリッドなどの工夫がなされ，数億メッシュの大規模な計算が可能となっている[52~56]．また，有限要素法については，差分法に比べ大きなメモリを必要とするため大規模領域を扱うことが困難であったが，要素を微小立方体とすることでメモリを大幅に減らすことができるボクセル型有限要素法が提案され，大規模波動伝播の問題にも十分に適用できることが示された[32]．

また，「地球シミュレータ」に代表されるように，計算機能力も大きく向上し，例えば古村・他(2006)[57] は 2004 年紀伊半島沖の地震での震源から関東平野までの広域波動伝播に対して 64 ノード（512CPU）による並列計算を行い(計算時間 40 分)，観測波形との良い一致をみている．このようにハード面の制約は殆どなくなりつつあり，現時点で扱える２秒程度の下限周期は，計算機能力・手法によるよりむしろ震源モデルと構造モデルの解像度からの制約によっている．

一方，適切な地震記録がある場合には経験的グリーン関数法が長周期地震動に対しても有効である[26, 58]．その多くは，余震の記録を用いて本震波形をよく再現している．将来の地震に対しては，本震―余震系列に認められる，震源メカニズムやパスの影響が殆ど同じで比較的規模の大きい，という条件を満たす記録が必ずしも存在するわけではない．震源（アスペリティー）深さの表面波励起への影響が大きいこと[59]，地震基盤の空間変化が極めて大となっている地域があり．伝播経路によって大きく異なる地震動特性となりうる[60] 等のため，統計的グリーン関数法[61]，経験的グリーン関数法の適用においては細心の注意が必要である．また，要素地震となる中小地震記録の継続時間が SN 比の制約から短くなりがちであり，その分，後続位相に現れる表面波による長周期地震動については過小評価となる恐れがあることにも注意が必要である．

4.4　広域 S 波速度構造の調査

前回レビュー当時(1993)[1]，長周期地震動予測に欠かせない地震基盤までの深部地下構造探査は，関東平野，濃尾平野，大阪平野などで実施されていたが、調査密度や地域は限られていた．兵庫県南部地震を契機に，更なる強震動予測の精度・技術の向上を目指し，16 地域での地下構造調査が地震調査研究推進本部の一事業として実施された．

対象地域の地震動をある周期帯で精度良く予測したいという地下構造調査結果の利用側の立場からすると，扱

う波長と地下構造の分解能との関係が重要である．ここで扱う長周期地震動に関しては，周期5秒でおよそ2km四方，2秒で0.5km四方の密度での地下構造評価が必要との指摘がなされている[6]．当然ながら深さ方向については地震動の長周期側ではより深い構造，短周期側では浅い構造に影響される．東(1994)[62]は、対象とする波長と構造のスケールがどの程度かかわり合うかをシミュレーションの予備的検討として議論している。このような検討は是非必要であろう．実際への適用例として，山田・山中（2007）[63]は，関東平野における深部地盤モデルの表層にS波速度400－800m/sの地域的違いを考慮したシミュレーションを行い，均一に500m/sを仮定するより良い結果を得ている．

このように物理探査で得られる地下構造モデルについては，地震動評価（解釈，予測）の視点からの検討が必要であり，中小地震での観測波形を説明できるよう，地下構造モデルのチューンニングが行なわれてきている[64,65]．ここで留意すべきは中小地震記録を用いたチューニングが，巨大地震の地震動予測のための適切な地下構造モデルを必ずしも提供しないことである．長周期地震動が卓越する巨大地震の場合には放出される波源域は極めて広大であり，様々な波の到来方向が考えられること，中小地震記録の長周期帯域の小さなSN比による深部地下構造の地震動への寄与を見逃しやすいこと等のためである．

上述のように，各地で地下構造探査が実施され，地震調査研究推進本部の詳細地震動予測，自治体の被害想定，石油コンビナートのアセスメント等に用いられている．しかし，日本全域に亘ってはいないことから，地震動の励起や広域の伝播経路の影響を把握するための統一モデルが必要とされ，地震学、地球科学、地震防災研究にも活用できる統合化地下構造データベースが構築されつつある[66]．今後の一層の進展が期待される．

4.5 震源のモデル化

前回レビュー[1]で課題として挙げていないが極めて重要なものとしては震源のモデル化が挙げられる．1990年頃までの長周期地震動シミュレーションは主にM7程度の地震のfar-fieldとみなせる地点での波形を対象としていることから，震源モデルとして特に不均質を考慮した複雑なモデルを導入せずとも観測波形のおよその説明が可能であった．しかし，巨大地震やnear-faultの長周期地震動[10]を対象とするとなると，不均質な震源過程を考慮する必要がある．

1995年兵庫県南部地震を機に，断層破壊過程の研究が大きく進展した．詳細は本号別稿に譲るが，M７クラスの内陸地震の周期約1～2秒以下の地震動予測を対象とした震源モデルに関する知見[67]が，M８クラスの地震での長周期帯域，特に2秒から10秒程度の帯域に係わるアスペリティーのスケーリング則に対して適用できるかについては若干議論する必要がある．

佐藤・他(2006)[68]が簡潔に纏めているように，巨大地震の震源モデルとして，幾つかのアスペリティーと背景領域とからなる特性化震源モデルを考えたとき，M８の地震ではアスペリティー面積と等価な円の半径は20km程度であり，周期約10秒以下の地震動は適切に評価されない．同様にM7の地震については等価半径が6-7km程度で，周期２-3秒以下については決定論的な情報を与えないモデルとなっている．

このように工学的に重要な周期2-10秒付近の地震動が適切に表現できない（過小評価する）ことに対して，幾つかの試みがなされている．Sekiguchi et al.(2008)[69]は，すべり分布と破壊伝播に対してアスペリティー以下のスケールの不均質(パッチ)を取り入れる方法を提案している．また,このパッチを抽出する試みも行なわれている[70]．このような，アスペリティー内に更に不均一性を導入する考えは，瀬野（2002）[71]のフラクタルアスペリティーモデルの概念に則したものである．

これに対して，上述のように野津（2006b）[72]は周期1-5秒においても，単純なアスペリティモデルでも十分説明できるとした．また，Kamae and Kawabe(2004)[26]は2003年十勝沖地震を対象として，経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによって特性化震源モデルを構築し，震源域に比較的近い8地点の波形、擬似速度応答スペクトルの周期0．1秒～10秒までの概ね一致する結果を得ている．余震記録には震源の不均質性が反映されていると考えられるとはいえ，M8クラスのアスペリティーの中から一様に波を放出させる経験的グリーン関数法が有効であることは，M8クラスの地震についても主としてアスペリティによって震源特性が表現できることを示しているのかもしれない[73]．ただし，地域によってアスペリティー内の不均質構造が異なることも考えられ，今後のより精度の高い震源インバージョン等の成果の蓄積を通して震源のモデル化に関する知見が深まることが期待される．

5．提供波

はじめに述べた地震動部会の成果である，想定される巨大地震に対する予測波形（提供波）については，第三者からの評価および作成者のコメントを公表するという今までにない試みが行われた．これらの詳細は文献[11]に譲ることとし，ここでは評価項目の一つである予測波の妥当性について若干の議論を行う．

上述の評価においては予測手法の妥当性が検討されて

はいるものの，予測結果の信頼性についての検討はなされてはいない．短周期地震動(強震動)であれば震度との関連付けが可能であるので，南海トラフ沿いの巨大地震など繰返し発生している大地震については，古文書等に残された記述から推定される震度を用いた検証が可能である[74]．一方，長周期地震動については，観測記録が存在してもその数は限られていること，最も近くに発生している 1946 年南海地震においても, 長周期地震動によって影響を受けた構造物の損傷等の形跡が認められないことのため，このような検証ができていない．これに対して、香川・他(2007)[75] は 1707 年宝永地震に関する古文書から,「長い揺れの途中で家が倒壊した」等の記述を紹介している．定性的ではあるが貴重な検証材料であり，長周期地震動の観点からの古文書の見直しによる検証が必要である．更には 1944 年東南海，1946 年南海地震に対しては，地震体験者に対して長周期の揺れに関するヒアリング・アンケートを行うことも有効かもしれない．その際には超高層の振動性状等に関する調査票[76] が参考になるであろう．

提供波を算出する過程で用いられている地下構造モデルの妥当性については，中小地震の波形のモデリングを通して検証はなされているものの，1 地震に対しての検証となっている．震源の広大さを考慮すれば，想定震源域の複数の中小地震に対する地下構造の妥当性の検証が必要であろう．また予測対象サイトへの入力となる，より震源に近い(盆地の外)地点での地震動の評価・検証をすることも忘れてはならない[77]．

上述のように，長周期帯域における提供波の信頼性に関する検証が困難なことから，震源モデルについては，破壊開始点，アスペリティー数・位置・大きさ，すべり分布，破壊伝播速度等のパラメータを変え，ばらつきを提示することが必要である．第 2 次提供波においては，南海トラフ沿いの繰り返すプレート地震の各セグメントの断層運動が同じであるかについては確定的には言えないので，様々な想定をしておくべき[78] であることから，破壊伝播速度，応力降下量，破壊開始点などのパラメータを変えてばらつきを評価するよう要請されている[79]．

微視的な震源パラメータを変動させた数値実験では，それぞれ少なからず地震動評価結果に影響し，さらには決定論的には評価が困難なアスペリティー以下のスケールの不均質さも応答スペクトル値で 100-200cm/s 程度の幅の変動をもたらすこともあることが示されている[80]．

また，南海地震を対象に KiK-net 此花地点での異なった震源モデル、解析手法による三者の予測結果の比較では，そのスペクトル特性は大きく異なっており、例えば周期 5.5 秒付近で 5%減衰の速度応答値で 60-220cm/s 程度にばらついている[81]．

なお，提供波特性の表現として，５%減衰の応答スペクトルが示されているが，相当程度の平滑化がなされるため，経験的グリーン関数法等で行なわれる小地震の重ね合わせ方によって人為的に生じるみかけの卓越周期のチェックがし難くなる．そこで，結果表示にはフーリエスペクトルで，かつ振幅・周期とも線形表示で確認することを提案したい．

６．おわりに

2003 年十勝沖地震を契機に，長周期地震動に関する調査研究は一段と前進し，長周期地震動予測地図も公表されるようになった[82]．しかし本稿で述べたように信頼できる予測地震動を得るにはまだ多くの課題がある．さらに，地震発生に関する検討も当然大きな課題である．単に震源パラメータの設定のみならず，いつ頃発生するのかという時期，連動性についての検討も，対象とする構造物の供用年数を考慮する際には逃れられない．

最近，南海トラフ沿いの東海，東南海，南海地震の発生シミュレーションが行われ，単に統計的処理による発生確率ではなく，プレート間の摩擦等の物理に基づく地震の連動性などの発生様式，サイクルもある程度説明できるようになってきている[83]．このようなシミュレーションの精度の向上，信頼性の確保がなされることは，強震動予測において極めて重要である．その意味で，先に述べた建築，土木両学会からの長周期地震動に係わる以下の提言[13] の①にある震源像構築には当然このことが含まれると考えるべきであろう．

① プレート境界及び周辺領域に発生する海溝型巨大地震の震源像構築に関する研究を進めることにより，長周期地震動を含む広帯域強震動の生成過程の解明及びその予測手法の確立に向けた研究を推進する．

② 震源から対象サイトまでの地殻構造および大規模堆積盆地構造の三次元速度構造モデルを構築する．

③ 震源モデルや地下構造モデルの妥当性を観測地震動記録により検証するとともに，これらのモデルパラメータが予測地震動特性に与える影響について整理し，主要モデルパラメータを抽出する．

これらの課題への克服に向けて，今後の更なる研究の進展を期待する．

なお本稿は，地震第２輯６１巻特集号「日本の地震学：現状と２１世紀への萌芽」に寄稿した“長周期地震動”[84]をほぼ再掲する形とさせて頂いた．

文　献

1）座間信作, 1993, やや長周期の地震動, 地震, 46, 329-342.
2）畑山 健・座間信作・ 西 晴樹・山田 實・廣川 幹浩・井上 涼介, 2004, 2003 年十勝沖地震による周期数秒からの十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害，地震，57,

008　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

83-103.
3）Yoshida, S., S. Zama, M. Yamada, K. Ishida, and T. Tahara, 2001, Report on Damage and Failure of Oil Storage Tanks due to the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan, PVP-vol.428-2, Seismic Engineering, ASME, 11-19.
4）土木学会, 1999, The 1999 Kocaeli earthquake, Turkey.
5）工藤一嘉, 2005, 長周期地震動について, 配管技術, 47, 11, 4-11.
6）工藤一嘉, 2006, やや長周期地震動と深部地盤構造, 首都圏の地下構造と地震防災講演概要集, 11-18.
7）入倉孝次郎, 2006, 巨大地震による長周期地震動－予測と今後の対応策－, 地球, 号外 55, 6-16.
8）笹谷　務・前田宣浩・高井伸雄, 2006, 北海道の長周期地震動と深部地盤構造, レビュー, 物理探査, 59, 315-326.
9）Aagaad, B., T. Brocher and M. L. Zoback, 2006, Ground Motion Modeling of the 1906 M7.9 San Francisco Earthquake and Other Large Events on the Northern San Andreas Fault, Proceedings of International Workshop on Long-Period Ground Motions Simulation and Velocity Structures, 19-22.
10）Koketsu, K. and H. Miyake, 2008, A seismological overview of long-period ground motion, J. Seismol., 12, doi:10.1007/s10950-007-9080-0.
11）土木学会, 2006, 巨大地震災害への対応検討特別委員会報告.
12）日本建築学会, 2007, 長周期地震動と建築物の耐震性.
13）土木学会・日本建築学会, 2006, 海溝型巨大地震による長周期地震動と土木・建築構造物の耐震性向上に関する共同提言.
14）消防庁, 2004, 石油コンビナート等防災体制検討会屋外タンク貯蔵所における技術基準等検討部会報告書.
15）Yamauchi, Y., K. Kamei, S. Zama, and Y. Uchida, 2006, Seismic Design of Floating Roof of Oil Storage Tanks under Liquid Sloshing, PVP2006-ICVT-11, ASME, 1-9.
16）消防庁, 2005, 消防危第 14 号.
17）座間信作, 1985, 1983 年日本海中部地震による苫小牧での石油タンクの液面揺動について, 消防研究所報告, 60, 1-10.
18）座間信作・井上涼介, 1994, 北海道南西沖地震による石油タンクのスロッシング, 消防研究所報告, 7, 1-10.
19）畑山　健・座間信作, 2006, 十勝沖地震に見る長周期地震動と石油タンクの被害, 地球, 号外 55, 55-63.
20）座間信作・細川直史・畑山　健・遠藤　真, 2002, やや長周期地震動の早期予測システムの構築, 第 11 回日本地震工学シンポジウム論文集, 2307-2312.
21）片岡正次郎・日下部毅明・松本俊輔, 2006, やや長周期地震動の距離減衰式と増幅率の地域性, 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, 13-18.
22）纐纈一起・三宅弘恵, 2006, 2003 年十勝沖地震に対する総合的研究の地震学的成果, 地球, 号外 55, 46-54.
23）神田克久・武村雅之, 2006, 十勝沖地震の震度インバージョン解析, 地球, 号外 55, 64-70.
24）Yamanaka, H. and M. Kikuchi, 2003, Source Process of the Recurrent Tokachi-Oki Earthquake on September 26, 2003, Inferred from Teleseismic Body Waves, Earthq Planets Space, 55, 21-24.
25）永井理子・菊池正幸・山中圭子, 2001, 三陸沖における再来大地震の震源仮定の比較研究－1968 年十勝沖地震と 1944 年三陸はるか沖地震の比較－, 地震, 54, 267-280.
26）Kamae, K. and H. Kawabe, 2004, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake (MJMA = 8.0) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 56, 323-327.
27）Aoi, S., R. Honda, N. Morikawa, H. Sekiguchi, Y. Hayakawa, and H. Fujiwara, 2006, Long-Period Strong Motion Simulation for the 2003 Tokachi-Oki, Japan Earthquake, Proceedings of International Workshop on Long-Period Ground Motions Simulation and Velocity Structures, 7-10.
28）鈴木晴彦・岩本鋼司・篠原秀明・藤原広行・青井真・早川譲, 2004, 北海道地域の深部地下構造モデル, 物理探査学会第 111 回学術講演論文集, 49-52.
29）Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi, and H. Fujiwara, 2004, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-nete, Earth Planets Space, 56, 317-322.
30）畑山　健・神野達夫・工藤一嘉, 2006, 2003 年十勝沖地震の際の苫小牧・勇払平野における長周期地震動－波動伝播計算による特徴の再現－, 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, 33-44.
31）横田　崇・鈴木晴彦・増田　徹, 2006, 中央防災会議での長周期地震動調査結果, 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, 19-26.
32）Koketsu, K., H. Fujiwara, and Y. Ikegami, 2004, Finite -element simulation of seismic ground motion with a boxel meshu, Pure Appl. Geophys., 161, 2463-2478.
33）Furumura, T. and T. Hayakawa, 2006, Developments of Long-Period Ground Motions in Central Tokyo from Large Nearby Earthquakes, Proceedings of International Workshop on Long-Period Ground Motions Simulation and Velocity Structures, 1-2.
34）Yamada, N. and T. Iwata, 2005, Long-Period Ground Motion Simulation in the Kinki Area during the Mj7.1 Foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets, Space, 57, 197-202.
35）Iwata, T. and T. Kagawa, 2008, Basinand crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, Journal of Seismology, DOI10.1007/s10950-007-9086-7.
36）纐纈一起, 2009,地下構造モデルと強震動シミュレーション,地震 2, 61, 特集号, 441-453
37）Koketsu, K. and M. Kikuchi, 2000, Propagation of seismic ground motion in the Kanto basin, Japan, Science, 288, 1237-1239.
38）古村孝志・武村俊介・早河俊彦, 2007, 2007 年新潟県中越沖地震（M6.8）による首都圏の長周期地震動, 地学雑誌, 116, 576-586.
39）三宅弘恵・纐纈一起, 2007, 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルと広帯域強震動シミュレーション, 日本地震学会講演予稿集, 1076, 186.
40）山中浩明・山田伸之・江藤公信, 2006, 関東平野のやや長周期地震動と深部地盤構造, 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, 27-32.
41）座間信作, 2006, 長周期地震動と石油タンクのスロッシングに係る諸問題, 消防研究所報告, 100, 247-256.
42）畑山　健・座間信作, 2005, 2004 年 9 月 5 日紀伊半島南東沖の地震による石油タンクのスロッシングと長周期地震動, 消防研究所報告, 99, 52-67.
43）菊池正幸・中村　操・山田　眞・巽　誉樹・吉川一光, 1999, 1948 年福井地震の震源パラメーター1 倍強震計の解析, 地震, 52, 121-128.
44）座間信作, 2005a, 東京における 1944 年東南海地震および 1946 年南海地震の記録, 消防研究所報告, 99, 19-25.
45）秋葉俊一・正月俊之・三浦弘之・翠川三郎, 2005, 1944 年東南海地震における東京での変位記録　その２　スペクトル特性と時刻歴特性, 日本地震工学会梗概集, 442-443.
46）古村孝志・中村　操, 2006, 1944 年東南海地震の復元と

第37回地盤震動シンポジウム (2009)　009

関東の長周期地震動, 物理探査, 59, 337-351.
47）座間信作, 2003, 気象庁 1 倍強震計記録とその活用, 日本地震工学会大会梗概集, 特 62-63.
48）消防庁消防研究センター, 気象庁 1 倍強震計記録の数値化データ公開システム, http://s-seismo.fri.go.jp/.
49）座間信作, 2000, やや長周期帯域における加速度スペクトルの半経験的表現, 消防研究所報告, 89, 1-9.
50）座間信作, 2005b, やや長周期地震動のスペクトル特性から見た地域区分の見直し, Safety & Tomorrow 101, 14-26.
51）川瀬　博, 1993, 表層地質による地震波の増幅とそのシミュレーション, 地震, 46, 171-190.
52）Graves, R. W., 1996, Simulating Seismic Wave Propageation in 3D Elastic Media using Staggered-Grid Finite Differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106.
53）Pitarka, A., 1999, 3D Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68.
54）Aoi, S. and H. Fujiwara, 1999, 3D Finite-Difference Method Using Discontinuous Grids, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 918-930.
55）古村孝志, 2003, 地球シミュレータによる地震波動伝播の大規模３次元並列シミュレーション, 月刊地球, 15, 703-709.
56）Kang, T. and C. Baag, 2004, An Efficient Finite-Difference Method for Simulating 3D Seismic Response of Localized Basin Structure, Bul. Seism. Soc. Am., 94, 1690-1705.
57）古村孝志・早河俊彦・纐纈一起・馬場俊孝・中村　操, 2006, 1944 年東南海地震地震の強震動シミュレーションと関東平野の長周期地震動, 地球, 号外 55, 130-137.
58）野津　厚, 2006a, 長周期地震動は断層面のどこで生じたのか, 地球, 号外 55, 77-84.
59）Kudo, K., 2006, A Short Historical Sketch on the Studies/Topics and Some Current Issues of the Long-Period Ground Motion, Int. Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structure.
60）高橋雅紀・関口春子, 2006, 関東平野下に伏在するハーフグラーベン, 第 2 回地震防災シンポジウム「首都圏の地下構造と地震防災」講演概要集, 19-28.
61）包　那仁満都拉・川瀬　博, 2006, 長周期地震動予測のための統計的グリーン関数, 地球, 号外 55, 119-127.
入倉孝次郎, 1994, 震源のモデル化と強震動予測, 地震, 495-512.
62）東　貞成, 1994, ２・３ 次元地下構造を考慮した強震動特性～観測・理論に基づく検証と定量的評価～, 東京大学博士論文.
63）山田伸之, 山中浩明, 2007, 関東平野における深部地盤モデルの表層 Vs の地域性を考慮した地震動シミュレーション, 日本地震学会予稿集, d22-04, 130.
64）Sato T., R. W. Graves, and P. G. Somerville, 1999, Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (MJ 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (MS 8.2) in Japan, Bull Seism. Soc Am 89, 579-607.
65）Pitarka, A., 2006, Development of a 3D Velocity Model for the Puget Sound Region and its Validation Using Recorded Long Period Ground Motion, Int. Workshop on Long-Period Ground Motion Simulation and Velocity Structure, 37-46.
66）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, 2006, 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, 1466-1469.
67）入倉孝次郎, 2004, 強震動予測レシピ-大地震による強震動の予想手法-, 京都大学防災研究所年報, 46, 25-45.
68）佐藤俊明・渡辺基史・早川　崇, 2006, 特性化震源モデルを用いた巨大地震の長周期地震動予測手法の問題点と改良法, 地球, 号外 55, 110-118.
69）Sekiguchi, H., M. Yoshimi, H. Horikawa, K. Yoshida, S. Kunimatsu, and K. Satake, 2008, Prediction of ground motion in the Osaka sedimentary basin associated with the hypothetical Nankai earthquake, Journal of Seismology, DOI 10.1007 / s10950 – 007 – 9077 - 8.
70）松島信一・川瀬　博, 2006, 海溝性地震におけるスーパーアスペリティーモデルの提案, 地球, 号外 55, 98-102.
71）瀬野徹三, 2002, フラクタルアスペリティー/バリア侵食モデル, 地震ジャーナル, 34, 50-59.
72）野津　厚, 2006b, 2003 年十勝沖地震の特性化震源モデル構築の試み－周期 1－5 秒の地震動を対象として－, 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, 5-12.
73）鈴木　亘・岩田知孝, 2006, 経験的グリーン関数法を用いた想定東南海地震の強震動予測, 地球, 号外 55, 161-167.
74）中央防災会議, 2003,「東南海、南海地震等に関する専門調査会」（第 16 回）強震動と津波の高さの検討に関する資料集.
75）香川敬生・大西良広・鍬田泰子・澤田純男, 2007, 大阪平野における既往海溝型地震による地震動, 日本地震学会概要集, B31-10, 65.
76）表俊一郎・関沢愛・座間信作・楢橋秀衛, 1985, アンケート方式による超高層ビルの揺れ方の推定とこれに基づく高層アパート、高層ビルの防災対策上考慮すべき幾つかの項目に関する調査-その（２）1984 年長野県西部地震の場合-川崎市の震災予防に関する調査報告書, 153-166.
77）Graves, W. R., 2006, Testing the Frequency Limits of 3D Deterministic Waveform Simulation, Kamae, K. and H. Kawabe, 2006, Long Period Ground Motion Prediction in Osaka and Nagoya during Hypothetical Tonankai and Nankai Earthquakes, 29-30, Proceedings of International Workshop on Long-Period Ground Motions Simulation and Velocity Structures, 29-30, 49-56.
78）岩田知孝・浅野公之・山田伸之・鈴木　亘, 2006, 2004 年紀伊半島南東沖地震の長周期地震動, 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, 57-60.
79）岩田知孝, 2006, 地震動部会活動経過報告, 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, 3.
80）関口春子・吉見雅行・吉田邦一・堀川晴央, 2006, 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，第 34 回地盤振動シンポジウム, 83-88
81）吉村智昭・永野正行, 2006，予測強震動の手法・モデルによる違い，第 34 回地盤振動シンポジウム, 73-82
82) 地震調査研究推進本部地震調査委員会，2009，周期地震動予測地図 2009 年試作版,
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/
83) 日本地震学会・地震予知検討委員会編，2007，地震予知の科学，東京大学出版会，218
84) 座間信作，2009，長周期地震動，地震 2，61, S443-S440

010　第37回地盤震動シンポジウム（2009）

地震本部による長周期地震動予測地図の試作版

PRELIMINARY LONG-PERIOD GROUND MOTION HAZARD MAPS
BY THE EARTHQUAKE RESEARCH COMMITTEE OF JAPAN

纐纈一起[*1]
Kazuki KOKETSU

We introduce to structural and earthquake engineering people the preliminary long-period ground motion hazard maps published in September, 2009 by the Earthquake Research Committee (ERC) of Japan. We first explain the methods adopted for the long-period ground motion predictions in these maps, and then show the results of the predictions for future Tokai, Tonankai, and Miyagi-oki earthquakes according to ERC (2009) and Koketsu et al. (2008, 2009). For the methods we mostly followed the “Recipe” of the “National Seismic Hazard Maps for Japan” (ERC, 2008) excluding the parts of the stochastic Green’s function method and hybid synthetic method. In addition, previous event source models were introduced into the source modeling of plate-boundary earthquakes, and 1st-grade models were constructed for the velocity structure modeling. We constructed the standard modeling procedure, built 1st-grade models, and carried out long-period ground motion simulations using them. The hazard maps were represented by the distributions of response spectra at periods of 5, 7 and 10 s, peak ground velocities, and duration times. Preliminary long-period ground motion hazard maps for a future Nankai earthquake will be published in FY2010.

1．はじめに

長周期地震動は、2003 年十勝沖地震（マグニチュード（*M*）8.0）の際に震央から約 250 km 離れた苫小牧市内で発生した石油タンク火災の原因のひとつとして注目されるなど、地震動による被害を考える上で、主要な課題のひとつとなっている。歴史的には、1968 年十勝沖地震（*M*7.9）の際に初めて長周期地震動が確認され、遡って 1964 年新潟地震（*M*7.5）でも発生していたと考えられている。世界的にも、1985 年のミチョアカン地震（メキシコ地震、*M*8.1）により、震源から約 400km 離れたメキシコシティーに長周期地震動による甚大な被害がもたらされたことから広く知られるようになった[1),2)]。地震調査研究推進本部（以下地震本部と呼ぶ）が平成 21 年４月に公表した「新たな地震調査研究の推進について－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」（以下「新総合基本施策」と呼ぶ）においても、当面 10 年程度に推進すべき地震調査研究の主要な課題として、長周期地震動の調査研究の必要性が謳われている。

地震本部地震調査委員会強震動評価部会では、地下構造モデル検討分科会が中心となり、新総合基本施策の実施に先駆けて平成 19 年度から、長周期地震動の予測手法とその結果の公表方法について検討してきた。今般、想定東海地震、東南海地震を対象地震とした関東地方から近畿地方にかけての長周期地震動予測地図、および、宮城県沖地震を対象地震とした東北地方中部から関東地方にかけての長周期地震動予測地図をそれぞれ試作し、2009 年 9 月に公表した。ここでは、この試作版で用いられている手法およびその予測結果について地震調査委員会 (2009)[3)]、纐纈・他 (2008, 2009)[4),5)]に基づいて解説する。

2．長周期地震動の予測手法

長周期地震動といえども地震動（地震による地表や地中の揺れ）の一種であるから、それを予測する手法は一般的な地震動を予測する手法と大きく異ならない。たとえば、地震本部地震調査委員会が 2005 年から毎年発行してきた「全国を概観した地震動予測地図」や 2009 年 7 月に公表した「全国地震動予測地図」では、一般的な地震動を『震源断層を特定した地震の強震動予測手法（「レシピ」）』（たとえば地震調査委員会 (2008)[6)]の付録３を参照）に基づいて予測している。そこでは地震動、中でもこれらの「地震動予測地図」が対象とするような強い揺れ（強震動）の予測手法を、震源特性（震源モデルまたは震源断層モデル）、地下構造モデル、強震動計算、予測結果の検証という四つの構成要素に分けて記述している。

---

*1 東京大学地震研究所　　Earthquake Research Institute, University of Tokyo

第37回地盤震動シンポジウム (2009)　011

長周期地震動も基本的にこの「レシピ」に沿って予測されるが、一般的な地震動との第一の違いは、長周期地震動は地震動の短周期成分を含まないので、「レシピ」のうちこの短周期成分を統計的グリーン関数法で予測する部分が不要であるという点にある。また、短周期成分を含まないので、長周期成分と短周期成分とをハイブリッド合成法により合成する部分も必要がない。

第二に、試作版が対象とする地震はすべて海溝型地震であるので、活断層で発生する地震を対象とする震源モデルの部分が不要である。また、対象地震は海溝型地震のうちプレート境界地震と呼ばれる種類の地震である。一般に、プレート境界地震は活断層で発生する地震に比べ発生間隔が短く、かつ似通った震源モデルが繰り返すことが多いと言われている。そこで、過去の地震の震源モデルがわかっている場合、その震源モデルに基づいて長周期地震動の予測を行うこととする。一方、過去の地震の震源モデルがわかっていない場合には、「レシピ」の特性化震源モデルの部分に概ね沿って震源モデルを作成した。

第三に、長周期地震動は地下構造のうち浅い地盤構造に大きく影響されることが少ないという前提に立って、「レシピ」のうち「地下構造モデル・浅い地盤構造」の部分は省略された。それ以外の深い地盤構造と地震基盤以深の地殻構造については、「レシピ」における地下構造モデルの作成法（地震調査委員会 (2009)[3]の付録２参照）にしたがってモデル化された。特に、深い地盤構造に対しては長周期地震動予測における重要性を鑑み、標準的なモデル化手法[7]（図１）を新たに作成し、それに基づいて、０次モデルや 0.5 次モデルに比べ一段と精度の高い１次モデルが構築された。この標準的なモデル化手法は、プレート境界地震の場合に必要となるプレートや下部地殻などのモデルにも適用可能である。

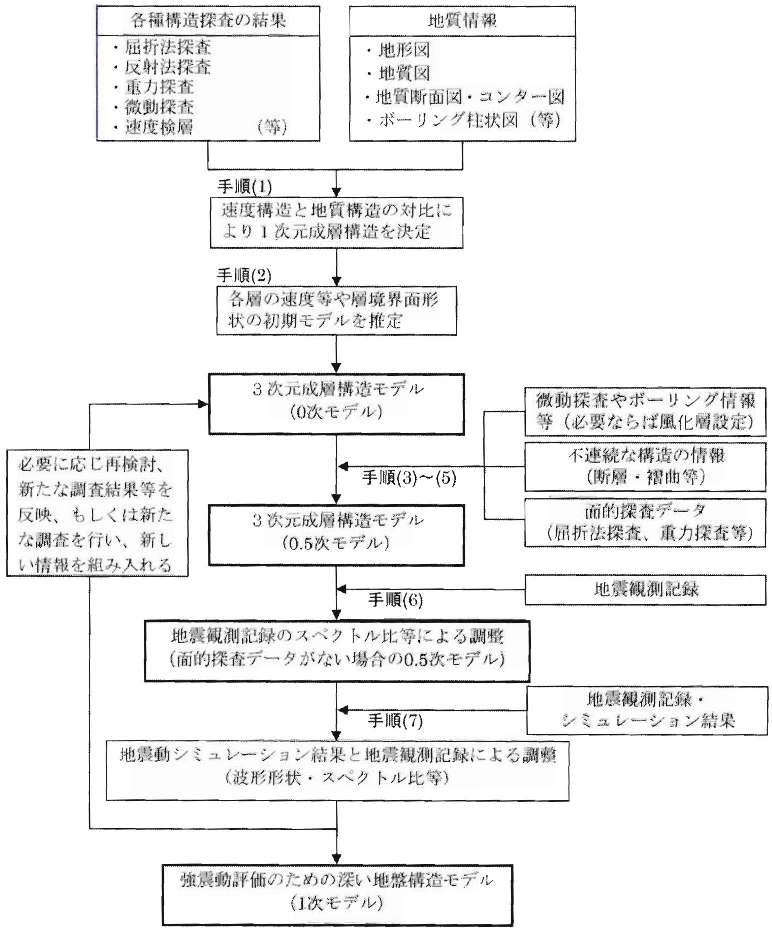


図１　深い地盤構造の標準的なモデル化手法

３．長周期地震動予測地図の見方

ここでは、長周期地震動予測地図の見方について、宮城県沖地震を例に示す。長周期地震動予測地図は、最近公表された「全国地震動予測地図」における、「震源断層を特定した地震動予測地図」[8]の一種に相当する。そのうち図２は「全国地震動予測地図」に納められた、1978 年に発生した宮城県沖地震と同じタイプの地震について簡便法を用いて求められた予測震度分布図を示している。この「震度」は、比較的短周期（約 0.1～1 秒程度）を中心とした揺れに対応している。したがって、この震度と対応していない長周期地震動については、図２と同様の表現をすることができない。

そこで長周期地震動予測地図では、図３や図４のような別の表現方法を用いることとした。図３は、速度波形で表した長周期地震動の揺れ幅（振幅）の最大値（最大速度）の面的な分布を示したもので、水平 2 方向（NS 方向と EW 方向）の最大速度のうち大きい方を表示している（単位：cm/s)。また図４は、速度 1 cm/s 以上の揺れが継続する時間の分布を示している。これらは、地震動の特性を示す要素のうち、振幅特性と経時特性を表している。

また、周期特性を示す図として、周期５秒の速度応答スペクトルの分布を図５に示す。こちらも水平２方向のうち大きい方を表示している（単位：cm/s)。この図は、地表の揺れに対して、固有周期が５秒である構造物（50 階程度の超高層ビルなど）がどのように揺れるかを、応答の速度最大値の分布で表したものです。この他にも、本予測地図では周期７秒と周期10秒の図が含まれている。なお、図に示す応答速度は長周期構造物の代表的な揺れ

の速度であり、その上層では、それ以上の揺れになる可能性がある。

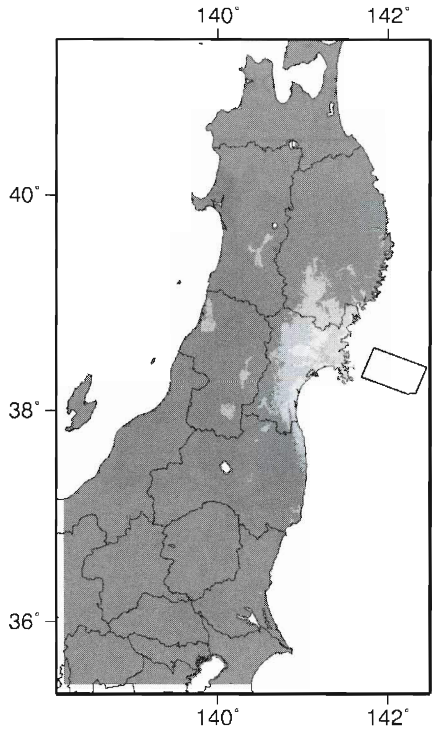


図２　宮城県沖地震 A1 の簡便法による予測震度分布 8)

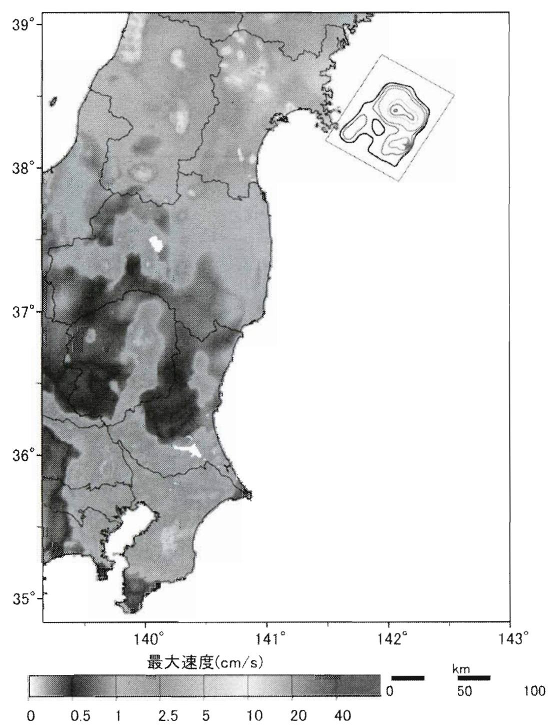


図３　宮城県沖地震における長周期地震動の最大速度の分布

図２と図３は地表の揺れ方を別の表現で示したものであるため、直接比較することは難しい。また、それぞれ影響を受ける構造物が異なり、固有周期が短い建物などは、図３の長周期地震動の影響をほとんど受けずに図２の震度に応じて揺れる一方、固有周期が長い長周期構造物は、図２の影響を受けて、それぞれの固有周期に応じて揺れる（図５）ことになる。

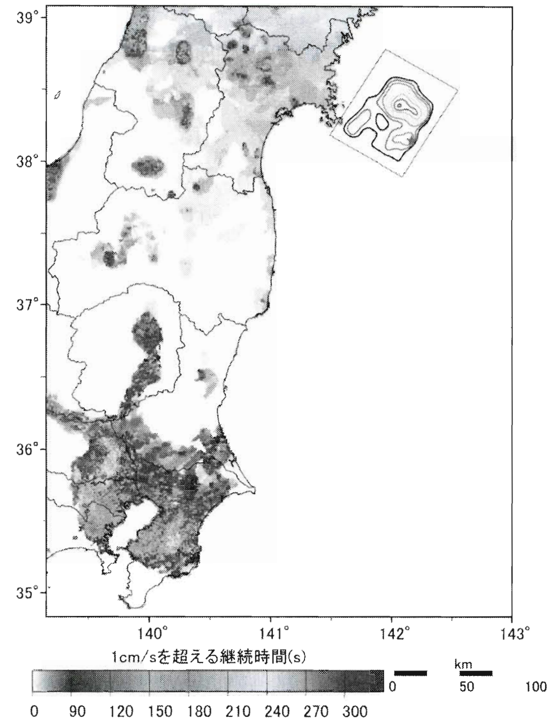


図４　宮城県沖地震における長周期地震動の継続時間の分布

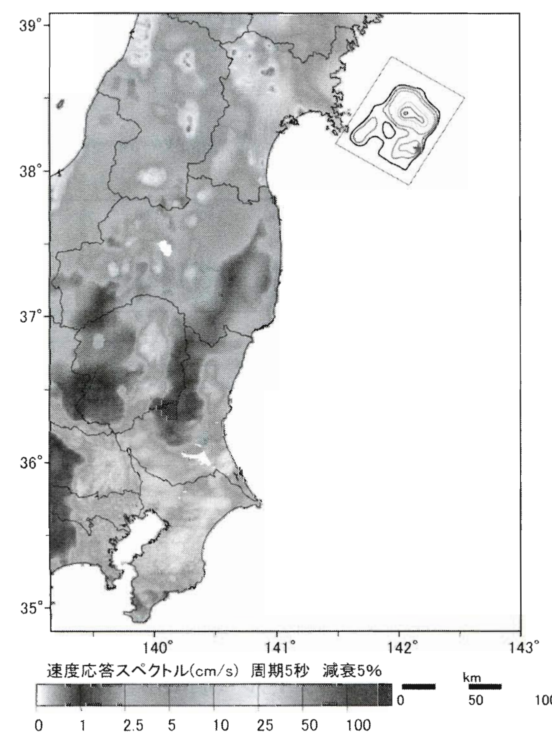


図５　宮城県沖地震における速度応答スペクトル（周期５秒）の分布

しかし、定性的には次のように見ることもできるだろう。図2の震度分布からは、仙台平野の東部では最大震度6弱の揺れとなっており、宮城県北西部や山形県内の一部の盆地、庄内平野などでは震度5弱となっているのに対して、関東平野では最大でも震度4程度しか予測されていない。一方、長周期地震動の観点から見た場合は、震源に近い場所と同等程度の長周期の揺れ（図 3）が関東平野で長く続く（図4）。さらに、固有周期が短い建物などが震度4以下程度で揺れているのに対し、周期5秒の長周期構造物では、震源に近い場所と同等か、所によってはそれ以上の揺れが予測されている（図5）。長周期構造物が揺れ続ける時間は地表の揺れの継続時間（図 4）が一つの目安になるが、それよりも長く揺れる場合がある。また震源に近い場所では、長周期地震動による揺れは比較的大きいが、継続時間は必ずしも長くないこともわかる。このように、従来の震度と長周期地震動では、影響を受ける建物などが異なるほか、震源から遠く離れた場所における分布の状況などに、しばしば明瞭な違いが現れることがある。

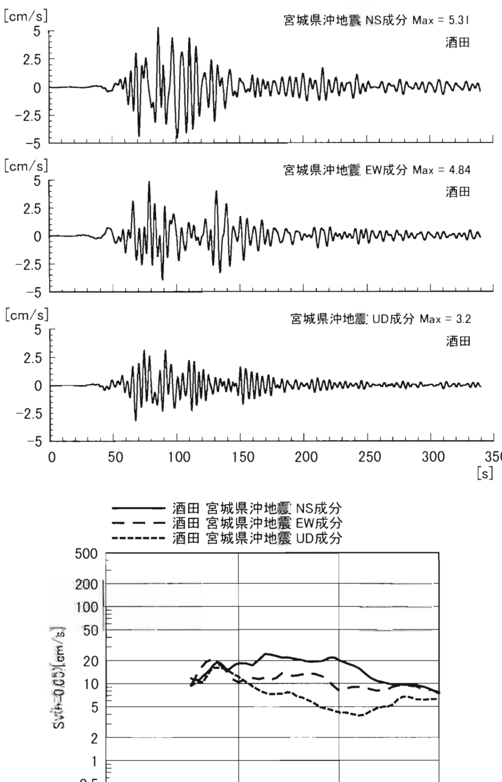


図6　宮城県沖地震において計算された速度波形と速度応答スペクトル（酒田市役所）

以上のような地図のほかに、長周期地震動のいろいろな性質を一挙に示す図として、都府県庁などいくつかの代表地点で計算された長周期地震動の速度波形と速度応答スペクトルを付け加えた（図6）。なお、速度応答スペクトルの図からわかるように、示された速度波形は周期3.5秒以上の長周期地震動を表現している。

4．想定東海地震の場合

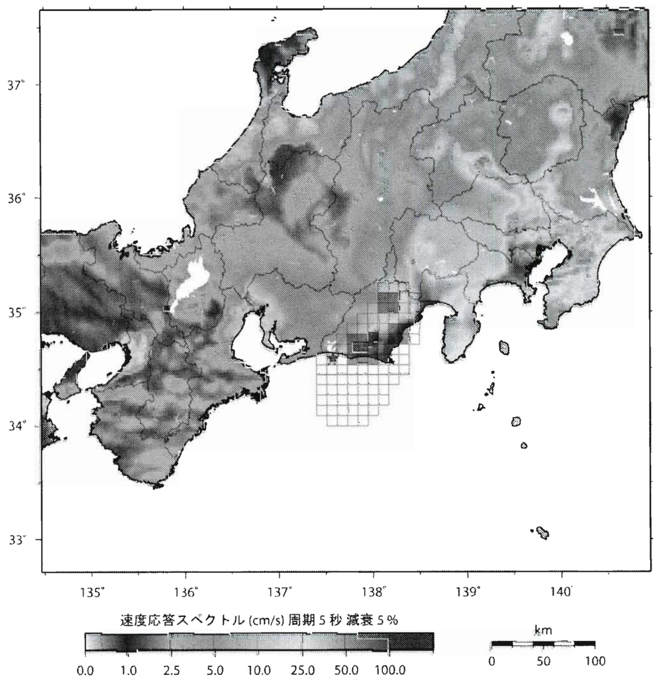


図7　想定東海地震における速度応答スペクトル（周期5秒）の分布

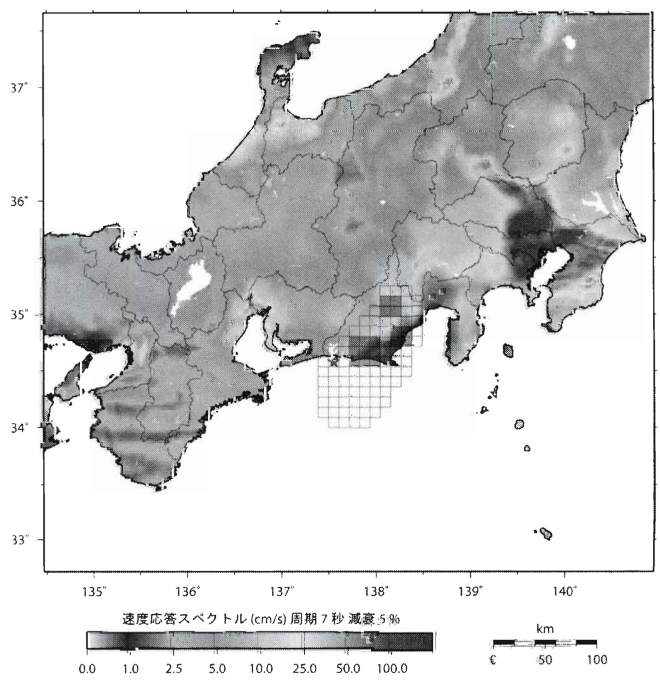


図8　想定東海地震における速度応答スペクトル（周期7秒）の分布

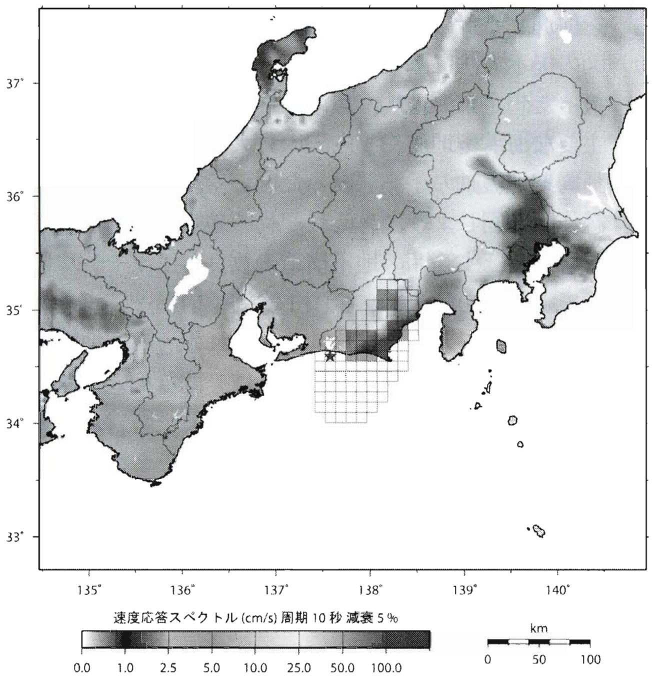


図 9　想定東海地震における速度応答スペクトル（周期10 秒）の分布

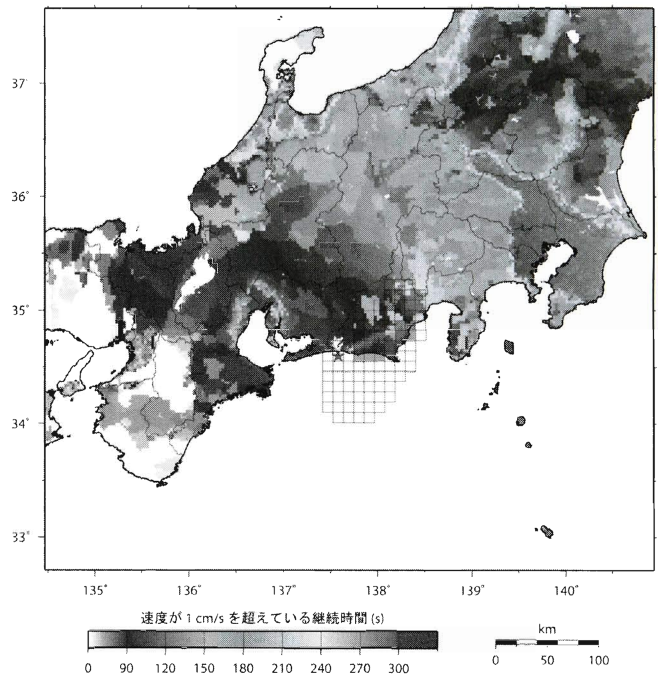


図 11　想定東海地震における継続時間の分布

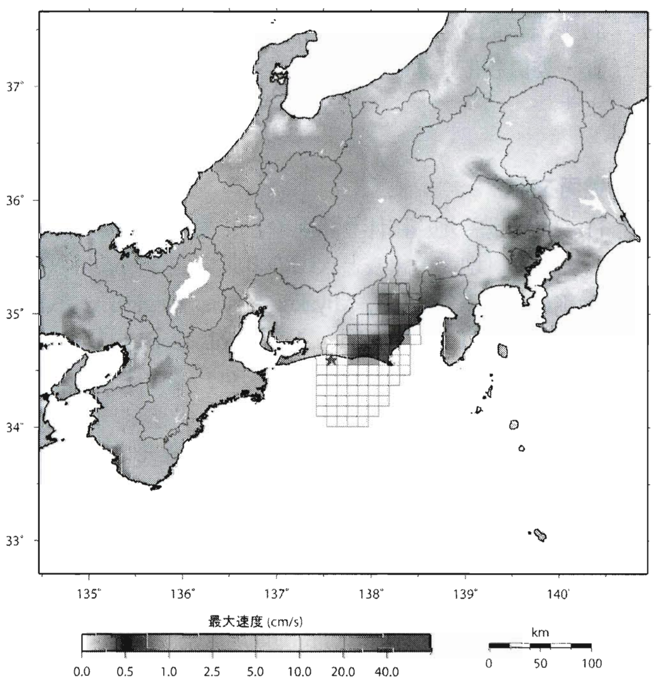


図 10　想定東海地震における最大速度の分布

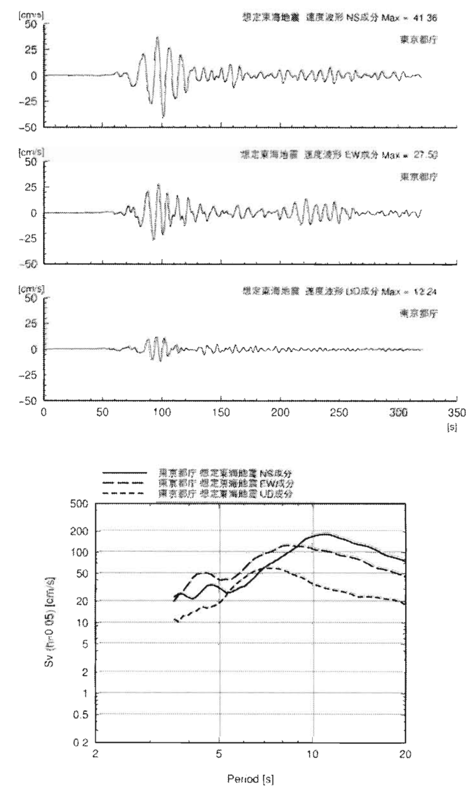


図 12 想定東海地震において計算された速度波形と速度応答スペクトル（東京都庁）

５．課題と将来展望

この2009年試作版で初めて、地震本部から長周期地震動の予測地図を公表することになった。本予測地図では、海溝型地震の長周期地震動が、堆積層・地殻・海域などを含む地下構造の１次モデルを用いて決定論的に予測されていることが大きな特徴である。長周期地震動予測地図は従来の「全国を概観した地震動予測地図」[6]や最近公表された「全国地震動予測地図」[8]、中でも震源断層を特定した地震動予測地図などの経験を活用することにより作成されたが、以下のような課題も残っている。

1. 過去のイベントの震源モデルが得られている東南海地震、宮城沖地震については、それらを前イベント震源モデルとして用いた。想定東海地震については、そのようなモデルがないため、特性化震源モデルを作成したが、海溝型地震の特性化震源モデルに関しては、内陸地殻内地震（活断層等で発生する地震）に比べて、さらなる研究が必要な部分が残っている。
2. 今回、長周期地震動予測地図を作成した地域は、全国的に見た場合、まだ限定的なものになっている。また、これらの地域を除くと、地下構造の１次モデル化が行われた地域がまだ少なく、今後、全国１次地下構造モデルの構築に向けて検討を進める予定である。
3. 周期が 3 秒以上の長周期地震動の予測を目指して検討を進めたが、本予測地図では数値計算上の問題などにより周期 3.5 秒以上の長周期地震動のみを計算した。将来的には工学的な利用の需要を念頭に、周期2～3秒程度以上の予測を目指したいと考えている。

特に、課題1に記した理由により、想定東海地震の長周期地震動は、周期5秒未満において実際の場合より小さめに計算されている可能性がある。

これらを踏まえて、長周期地震動予測地図に関し、次のようなロードマップを考えている。まず、南海地震を対象とした長周期地震動予測地図の 2010 年試作版に向けて検討を進める。南海地震はマグニチュード 8.4 前後と非常に規模の大きな地震なので、その長周期地震動が影響を及ぼす範囲も非常に広くなる。そのため、2010年試作版の検討の過程で同時に課題2の何割かを解決することにより、その時点で暫定的な全国１次地下構造モデルを公表する予定である。

引き続き、2010 年度以降は、新総合基本施策に則り、長周期地震動予測地図の作成を本格的に推進する予定である。課題1、3の解決を目指し、特性化震源モデルや数値計算手法の調査研究、地下構造モデルの改良等を進めるとともに、「防災・減災に向けた工学及び社会科学研究を促進するための橋渡し機能の強化」に向けて、予測地図の提示方法に関する調査研究も行う。また、試作版で扱った想定東海地震、東南海地震、宮城県沖地震以外の主要な海溝型地震や、内陸の長大な活断層を対象とした長周期地震動の予測も試みたいと考えている。併せて、試作版と同じように、それぞれの地震の長周期地震動が影響を及ぼす範囲の地下構造の改良と１次モデル化を図って課題2を解決し、全国１次地下構造モデルを完成したいと考えている。また、それぞれの海溝型地震や長大活断層が単独で活動する場合だけではなく、複数が同時に活動する（連動する）ことによって一層大きな長周期地震動を発生させるような場合についても検討していく予定である。さらには、長周期地震動予測に関連して新たな知見が得られれば、必要に応じて試作版で扱った海溝型地震も再び検討対象となる可能性がある。

謝辞

本予測地図の実現には三宅弘恵助教（東大地震研）はじめ文献4),5)の著者の方々、および文部科学省地震・防災研究課各位の尽力に負うところが大きい。また、地震本部の地震調査委員会、同強震動評価部会、同強震動予測手法検討分科会、同地下構造モデル検討分科会の主査・委員各位による議論は有益でした。記して感謝致します。

参考文献

1) 工藤一嘉: 地震に伴う諸現象と災害, 藤井敏嗣・纐纈一起（編）「地震・津波と火山の事典」, 丸善, pp.46-60, 2008.
2) Koketsu, K. and H. Miyake: A seismological overview of long-period ground motion, J. Seismol., 12, pp.133–143, 2008.
3) 地震調査委員会: 「長周期地震動予測地図」2009 年試作版, 66pp., 2009.
4) 纐纈一起, 三宅弘恵, 藤原広行, 橋本徹夫: 全国１次地下構造モデルと長周期地震動予測地図の構築に向けて, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会, S225-001, 2008.
5) 纐纈一起, 三宅弘恵, 引間和人, 木村武志, 古村孝志, 藤原広行, 橋本徹夫, 石井透, 吾妻瞬一, 室谷智子, 早川崇, 渡辺基史, 鈴木晴彦: 「長周期地震動予測地図」2009 年版の作成－想定東海地震・東南海地震・宮城県沖地震－, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, S221-015, 2009.
6) 地震調査委員会: 「全国を概観した地震動予測地図」2008 年版, 94pp., 2008.
7) Koketsu, K., H. Miyake, Afnimar, and Y. Tanaka: A proposal for a standard procedure of modeling 3-D velocity structures and its application to the Tokyo metropolitan area, Japan, Tectonophysics, 472, pp.290-300, 2009.
8) 地震調査委員会: 「全国地震動予測地図」別冊２　震源断層を特定した地震動予測地図, 352pp., 2009.

設計用長周期地震動としてのサイト波の標準的作成手法の検討

STUDY ON GENERATION METHODOLOGY FOR SITE SPECIFIC LONG-PERIOD DESIGN INPUT GROUND MOTION

小山信[*1]　大川出[*2]
Shin KOYAMA　Izuru OKAWA

By the 2003 Off-Tokachi Earthquake, we realized the importance of effect of long-period strong motion generated by large magnitude and deep sedimentary basin on the building with long natural period. In order to accumulate crucial information to examine performance of such building, the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism started 3 years' subsidy business to examine the characteristic of long-period ground motion and its effect on response of building last year. The empirical relations to predict long-period ground motion were proposed, and the response of building will be examined and the generation methodology for site specific long-period design input motion will be proposed within 2 years.

1．はじめに

平成 15 年（2003 年）十勝沖地震における苫小牧市での石油タンク火災を契機として、大規模地震によって生じる長周期地震動により、長周期構造物に非常に大きな応答を生じさせる可能性があることがあらためて認識された。その後の 2004 年紀伊半島沖の地震や平成 16 年（2004 年）新潟県中越地震でも、関東平野などの堆積盆地において長周期地震動が生成・伝播することが確認されている[例えば 1, 2]。このような長周期地震動の存在により、長周期化によって強震動の影響を低減させることに有効と想定されてきた超高層建築物や免震建築物などにはかえって不利に働くような状況が現実となったことになる。このような状況に対し国土交通省は、平成 20 年度から開始された建築基準整備促進補助金事業[3)]の一環として、長周期建築物の耐震性能を検証するための設計用長周期地震動について、最近の地震工学の知見や観測結果を活用した検討を行っている。ここでは、主として平成 20 年度に行われた検討について、設計用地震荷重、長周期建築物の耐震性能検証用地震動の変遷と合わせて、報告する。なお解析手法と結果の詳細は、次講演者に譲る。

2．地震荷重の変遷と長周期建築物の耐震性能検証用地震動の現状

2.1 地震荷重の変遷

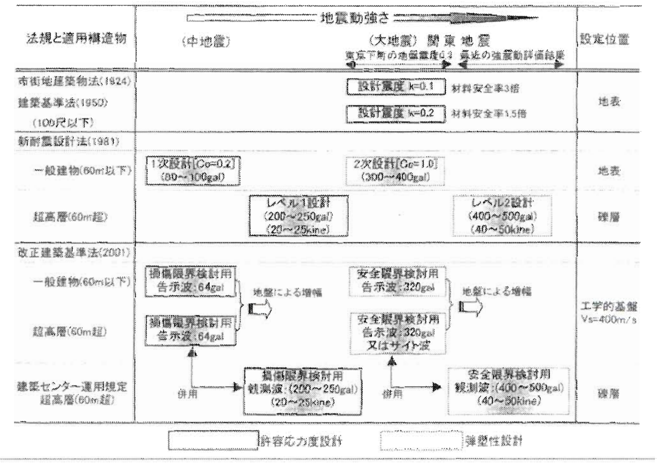
地震荷重の変遷は、大橋[4)]、長橋[5)]、加藤[6)]、中野[7)]に詳しく記述されている。それらによると、1924 年の市街地建築物法の改正で、日本で初めて水平震度 0.1 以上とする地震力規定が設けられ、耐震計算が義務付けられた。

1950 年に制定された建築基準法では、建設省告示 1074 号において標準水平震度 0.2 を基として、0.8～1.0 の地震地域係数や地盤種別・構造種別の組み合わせによる増減係数が導入された[5)]。

1980 年には建築基準法施行令の一部を改正する政令が公布され、1981 年に施行されたいわゆる新耐震設計法によって、地震力は建築物の固有周期に基づき定めるものとされ、また建築物のじん性を評価して保有水平耐力を計算する方法が導入された。

さらに 2000 年 6 月から施行され、2007 年に若干改正された現在の建築基準法では、平成 12 年建設省告示 1461 号で、60m 超の超高層建築物の構造耐力上の安全性を確かめるための構造計算基準が定められている。そこでは、建築物に水平方向に作用する地震動を解放工学的基盤における加速度応答スペクトルの数値で与えられている。

表 1 設計用地震力とクライテリアの比較[6)]



[*1] (独)建築研究所国際地震工学センター　IISEE, Building Research Institute (BRI)
[*2] (独)建築研究所構造研究グループ　Dept. of Structural Eng., BRI

[*2] (独)建築研究所構造研究グループ　Dept. of Structural Eng., BRI

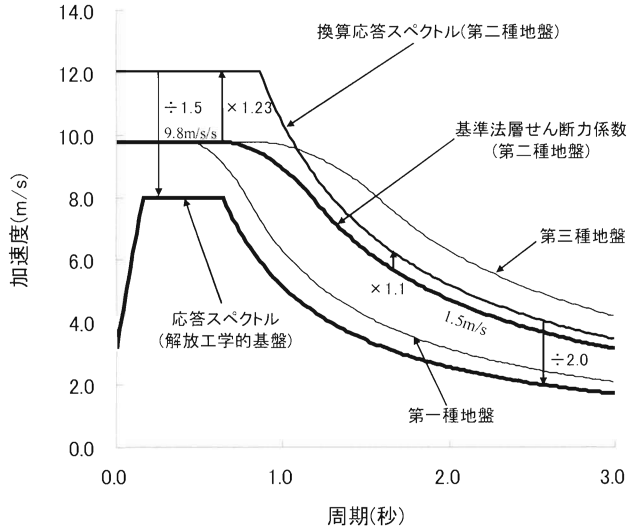


図 1　せん断力係数×重力加速度と
加速度応答スペクトル

この加速度応答スペクトルは、従来の地震荷重レベルとの連続性を維持するため、新耐震設計法法の2種地盤における地震力レベルに基づいて設定されている。その新耐震設計法の地震荷重は従前の建築基準法(1950)、市街地建築物法(1924)のレベルを継承しており、設定根拠をさかのぼると今村による関東地震における東京下町の地盤震度 0.3 に行きつく[6]。建築物の固有周期を考慮して地震力を設定するようになった新耐震設計法の標準せん断力係数 C0=1.0 の場合の Rt（振動特性係数）と現行基準の極めて稀に発生する地震動の加速度スペクトルを図 1 に示す。

2.2 超高層建物の設計用事震動の変遷

日本の超高層建物の建設は，1968 年に竣工した霞ヶ関ビルディングに始まる。1963 年の建築基準法第 4 次改訂で容積率制限が導入され、容積地区の指定を受けた特定街区で高層建築物が建設されることが可能になった。高層建築物は、建築基準法第 38 条の規定（大臣認定）の対象とされ、高層建築物構造審査会（後に財団法人日本建築センターの高層建築物評定委員会）で個別に時刻歴解析に基づいて構造安全性が評価された[4),5)]。また高層建物と同様に固有周期の長い免震構造建築物に関しても、免震構造評定委員会で評価された。その後、2000 年 6 月施行の基準法改正により、建設大臣より指定された指定性能評価機関で性能評価が実施されている。評定で要求される時刻歴解析で用いられる建築物の設計用地震動の歴史は、およそ以下のようなものである。

1960 年代後半から 1970 年代においては、米国の強震記録、エルセントロ 1940NS 成分、タフト 1952EW 成分に加えて、当時の日本各地（超高層建築物のほとんどは、大都市に建設されてきたので、東京、大阪、名古屋、仙台など）での地域の代表的な強震記録という位置づけで、地域での特定の強震記録が設計に用いられた。ただし、観測データの蓄積がまだ十分ではなく、比較的小振幅の観測記録をその振幅を拡幅などして使われていた。その振幅レベルは、地震動強さの生起頻度なども勘案し、弾性設計用としては、2.0m/s^2(200 ガル)～3.0m/s^2(300 ガル)、弾塑性設計用では 3.0～5.0m/s^2 程度の最大加速度となるようにスケーリングを施し、利用された。その後、固有周期が数秒の構造物の地震応答量は入力地震動の最大速度振幅との相関が高いことに基づき[8)]、いくつかの超高層事例では先行的に最大速度振幅で規準化した観測記録が利用されるようになった[5)]。さらに、(財)日本建築センターから、弾性用で 0.25m/s、弾塑性用で 0.50m/s という、現在でも使われている設計用の標準的な速度振幅レベルが指針で提示され、その振幅で規準化された観測記録が入力地震動として広く用いられるようになった[9)]。また、その際に標準的に共通に使われる波形として、前述の 1940 年エルセントロＮＳ成分、1952 年タフトＥW成分、および長周期成分を含むものとして 1968 年十勝沖地震時に運輸省港湾技術研究所（当時）が八戸港湾で観測した強震記録の計３波が用いられるようになった。

1990 年代以降、個々の建設地点における地震発生履歴、周辺の活断層や地質、地盤震動特性を考慮した確率論的・確定論的な地震動評価手法が提案され、設計用地震動としてサイト特性を考慮した模擬地震動（サイト波）が採用されるようになってきた。「設計用入力地震動作成手法技術指針（案）」[10)]は、全国

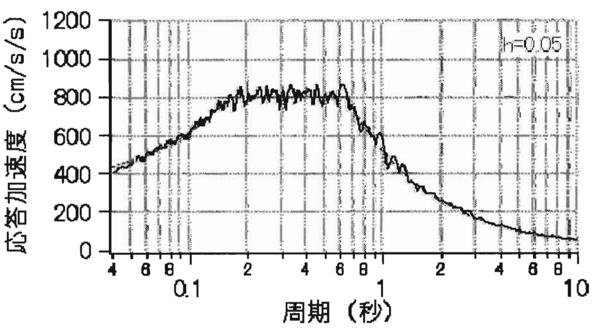


図 2　工学的基盤の告示スペクトル（ごく稀）

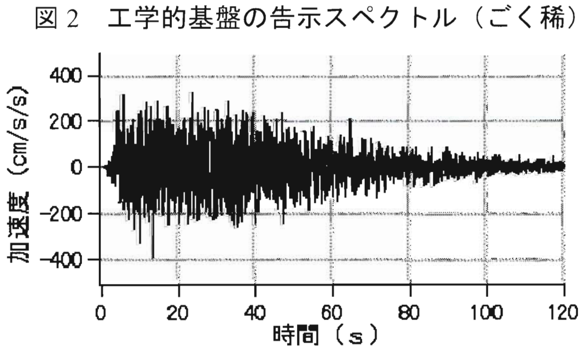


図 3　工学的基盤の告示波（ごく稀）

018　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

共通に利用可能なものとして提案され、長周期地震動の地域的な発生の可能性などから、長周期部分の地震動レベルの地域格差を平野毎に分類し、補正係数として与えるなど、新たな方法が提案された。しかし、時期的に強震動予測手法の発展時期であり、また観測データの蓄積も十分ではないなど、その本格的な活用は将来的な課題とされた。

「2.1 地震荷重の変遷」で触れたように、2000 年の建築基準法改正に伴い、時刻歴計算に関する建築基準法告示（平 12 建設省告示第 1461 号）が発行され、せん断波速度 400m/s 程度の地盤とされる解放工学的基盤上面において減衰定数 5%の加速度応答スペクトルが定義された。その形状は、図 2 に示すように、周期 0.64 秒以上で約 8. 0m/s レベルの強さを持っており、時刻歴解析ではこれにフィッティングされた継続時間は 60 秒以上の波形（図 3）が共通に使われることになった。この波形は、一般には告示波と呼ばれている。この告示スペクトルは基本的に 1981 年に発行した新耐震設計法における設計地震力に対応したものとして与えられ、既往の長周期領域の観測記録や強震動予測などに基づいて評価されたものではないので、長周期部分の地震動レベルは必ずしも適正ではないと考えるのが妥当である。

以上述べてきた超高層建築物の地震応答解析に主として用いられる地震動については、以下のようないくつかの問題点・課題を指摘することができる。

(1)既存の超高層建築物で使われた検討用地震動には、建設時期による設計レベルの相違がある。観測記録の蓄積や予測技術の進展により設計用地震動は進化するものであるため、やむを得ない面があるが、最新の評価手法による地震動で、既存の超高層建築物の耐震性能を再評価することが重要であろう。特に、近い将来に発生が懸念される、南海、東南海、東海各地震が発生したときの各地の地震動を推定し、既存、新規の超高層建築物の被災の可能性について早急に検討する必要性がある。

(2)サイト波は、各建設地点の深い地盤構造に起因する地域固有の卓越周期などの振動特性が考慮されるべきで、最新の地下構造など調査データを活用することが重要である。また、建築物毎に個別に評価されているが、採用する評価手法がまちまちであり、その結果の妥当性を判断する適切なガイドラインが必要であろう。

(3)長周期地震動の特徴である非常に長い継続時間の考慮が不十分である。従来、設計用地震動はそのスペクトルレベルの評価に重きが置かれてきたが、観測記録では、加速度レベルは小さいものの震動が数分以上続くものもあり、減衰の小さな建築物の応答成長の観点からは、継続時間が重要な要素になっている。

(4)短周期地震動と同様に、既往の観測データによる長周期地震動の平均的な性質（地震タイプや地域性なども含む）が提示されるべきであり、設計目標とリンクさせる必要がある。

(5)超高層建築物等での強震観測事例が少なく、有用な応答観測記録の蓄積が十分でない。実測記録に基づいた地震応答解析の妥当性の検証が不十分である。

2.3 耐震性能検証用長周期地震動の現状

阪神・淡路大震災（1995 年兵庫県南部地震）を契機に、地震防災対策特別措置法に基づき地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」と呼ぶ）が設置された。その地震本部が平成 21 年 4 月に公表した、「新たな地震調査研究の推進ついて－地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－」において、当面 10 年程度に推進すべき地震調査研究の主要な課題として長周期地震動の調査研究の必要性が謳われた [11]。そして地震本部地震調査委員会強震動部会は、想定東海地震（図 4）、東南海地震を対象地震とした関東地方から近畿地方にかけての長周期地震動予測地図、及び、宮城県沖地震を対象地震とした東北地方中部から関東地方にかけての長周期地震動予測地図を、長周期地震動予測地図 2009 年試作版として平成 21 年 9 月 17 日に公表した [12]

また、中央防災会議の「東南海、南海地震等に関する専門調査会」は、場所により長周期地震動のどの周期（卓越周期）が増幅されやすいのかを確認するため、中部圏・近畿圏の深部地盤の固有周期を調

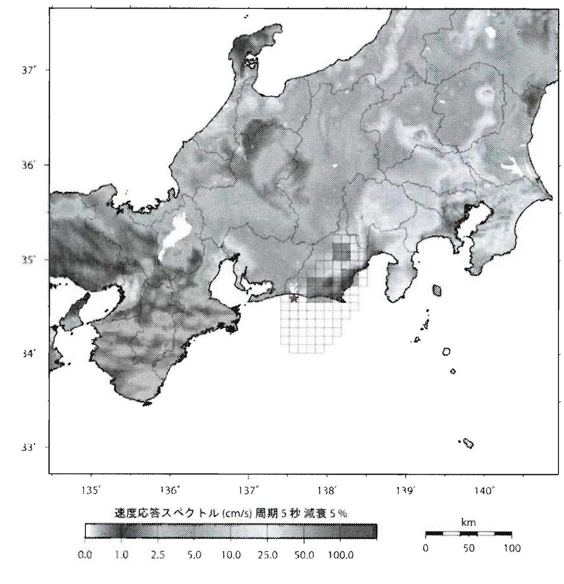


図 4　想定東海地震の減衰定数 5%の速度応答スペクトル（周期 5 秒）の分布 [12]

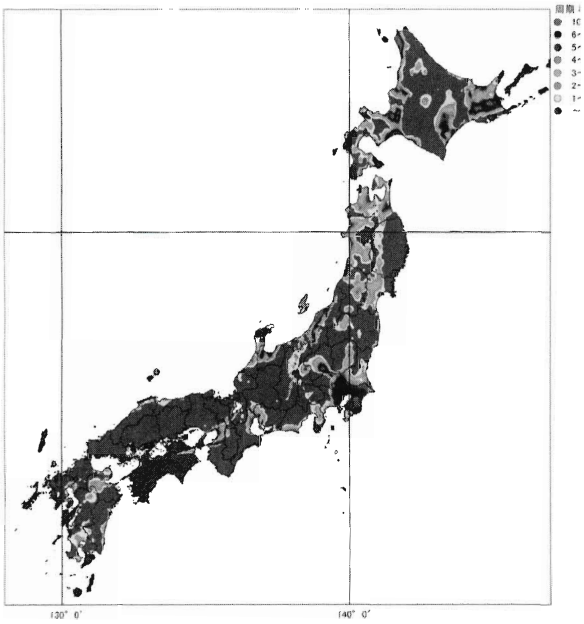


図 5　内閣府による全国固有周期分布[13)]

査するとともに、東日本及び中国、四国、九州も含めた深部地盤の固有周期の点検・修正を行い、全国の深部地盤の固有周期分布図（図 5）を作成した[13)]。

日本建築学会でも、東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会・地震動部会(土木学会、日本建築学会合同)の検討による提供波に基づいて、長周期構造物を主たる対象とした、設計用地震動スペクトル形状が提案されている[14)]。また、高機能社会耐震工学ワーキンググループの検討では、地震動評価に関しては、関東、濃尾、大阪平野を含む南海トラフ沿い３次元地盤モデル（３次元有限要素モデル）による東海・東南海地震の強震動シミュレーションを行っている[15)]。断層破壊の様相の違いによる地震動への影響度（ばらつきの大きさ）について検討し、既往の模擬地震動波形との比較などを行っている。

３．国土交通省の取り組み

3.1 建築基準整備促進補助金事業

上記の状況を鑑み、国土交通省は長周期地震動の影響を受ける超高層建物等の安全性や設計用入力地震動を検討するため、「建築基準整備促進補助金事業」を活用して設計用長周期地震度に関わる検討を平成 20 年度より実施している。

この「建築基準整備促進補助金事業」は、建築基準法に係る技術基準整備のための検討について、民間の能力を積極的に活用して、基準の整備、見直しを図ることを目的とし、国（住宅局建築指導課及び国土技術政策総合研究所）が建築基準の整備を促進する上で必要となる事項について提示し、これに基づき、基礎的なデータ・技術的知見の収集・蓄積等の調査及び技術基準の原案の基礎資料の作成（以下「調査」という。）を行う民間事業者、公益法人、国立大学法人等を、公募によって募り、最も適切な調査の内容、実施体制等の計画を提案した者に対して、予算の範囲内において、国が当該調査に要する費用を補助するものである。平成 20 年度に提示された公募対象の調査事項は 21 課題で、その１として「超高層建築物等の安全対策に関する検討」がある[16)]。本課題では、(1)長周期地震動に関する検討、(2)大規模建築物群の防火対策に資する大規模建築物の技術基準の検討、(3)大規模建築物の給排水設備等の防災対策に関する基準の検討、が実施されている。このうちの「(1)長周期地震動に関する検討」が、設計用長周期地震度に関わる検討項目で、現行の建築基準法における長周期地震力の入力と応答に関する基準の合理化を図ることを目的とし、(イ)海溝型地震及び内陸地殻内地震における長周期地震動の評価手法の検討、(ロ)地下構造と震源特性及び地震動特性の対応に関する検討、(ハ)設計用地震動の原案の作成、(ニ)建築設備に与える影響に関する検討、に関して新たな知見を基に解決方法等の検討を行うことを３ヵ年で実施している。平成 20 年度、21 年度（1,2 年目）は、(財)建築防災協会を事務局として、長周期地震動の設定に関する検討委員会が設けられ、その下に地震動 WG と建物応答 WG が活動している。

3.2 地震動 WG の調査結果

平成20年度の地震動WGは、設計用入力地震動設定の簡便性を考え、全国の多数の強震記録を用いて、長周期を含む周期0.1～10 秒の広帯域地震動の回帰式(経験式)を求め、これに基づき想定地震による時刻歴波形を作成する方法について検討している。[17) 18) 19)] 以下に，本手法の概要を示す。（詳細は，次講演者の資料を参照されたし。）

(1) 調査実施方針

多数の強震記録を用いて、周期 0.1～10 秒の減衰定数５％と１％の加速度応答スペクトルとエネルギースペクトルの距離減衰式、継続時間を特徴づける群遅延時間の平均と標準偏差の回帰式を作成する。

(2) データセット

気象庁87型、K-NET、KiK-net観測点で2007年7月までに観測された加速度記録から、・Mj≧6.5、震源距離≦400kmの海溝型地震、・Mj≧6.0、震源距離≦350kmの地殻内地震、・震源深さ≦60km、の条件で選択した。

(3) 手法

1) 応答スペクトルとエネルギースペクトルの回帰手法

020　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

固有周期Tの関数である減衰定数1%、5%の加速度応答スペクトルSAとエネルギースペクトルをY(T)とし、Y(T)をMw(モーメントマグニチュード)と断層最短距離Rをパラメータとして、①式で回帰する。

$$\log Y(T) = a(T)M_w + b(T)R - \log(R^{p(T)} + d(T)10^{0.5Mw}) + c(T) + c_j(T) \quad ①$$

ここで、$c(T)$は周期1秒以上において地盤増幅がなく、地震基盤相当と考えられるKiK-netのFKSH19(都路)のサイト係数である。

2) 位相スペクトルの回帰手法

長周期地震動の特徴である長く続く継続時間は、周波数fの狭帯域毎の群遅延時間の平均値$\mu_{tgr}(f)$と分散$\sigma_{tgr}{}^2(f)$の2つの指標により定義する[20]。

中心周期fの関数である$\mu_{tgr}(f)$、$\sigma_{tgr}{}^2(f)$をY(T)とし、Y(T)を地震モーメント(dyne-cm)と震源距離X(km)をパラメータとする②式で回帰する。

$$Y(f) = a(f)M_0{}^{1/3} + b(f)X + c_j(f) \quad ②$$

3) 時刻歴波形の作成方法

大崎[21]などに基づき、群遅延時間の平均値と標準偏差の回帰式から生成されるフーリエ位相を用いて、回帰式に基づく加速度応答スペクトルにフィッティングするように時刻歴波形を作成する（図6)。断層が複数個ある場合には、それぞれの時刻歴波形を断層の破壊開始時間差を考慮して足し合わせる。

上記回帰分析の結果、減衰5%と1%の加速度応答スペクトルとエネルギースペクトルの地盤増幅率、群遅延時間の平均値と標準偏差とも、関東平野、大阪平野など、堆積層が厚い地域で大きいことがわかった。特に地盤増幅率、群遅延時間の平均値には、基盤深さとの相関性がみられた。また、加速度応答スペクトルの回帰式（距離減衰式）については、類似の既往の研究[23]とほぼ対応する結果となっている。減衰５%の加速度応答スペクトルの周期５秒での地盤増幅マップを図7に示す。

４．検討のまとめ

本手法で算出した長周期地震動に対する群遅延時間の平均値と標準偏差の回帰式は、これまで全国レベルの検討例はなく、時刻歴波形作成のために有用であると考えられる。

本手法によれば、地震モーメント、巨視的断層面、破壊開始点、破壊の時間差、予測地点を与えることにより、周期0.1～10秒の時刻歴波形が作成できる。回帰式の精度を高めるには、作成用の波形の観測継続時間が充分に長いことが重要であり、今後さまざまな機関で観測、蓄積されている観測継続時間の長い強震記録を収集、選別し、拡充させることが重要な課題の一つである。また、地震記録が得られている観測点以外での予測のために、サイト係数の面的補間についても検討を行う予定である。

平成20年度は、地震動の推定という部分に重点がおかれて検討が実施された。設計用地震動レベルの設定という観点からは、作成した地震動に対する建築物の応答特性やそのばらつきなども詳細に検討の

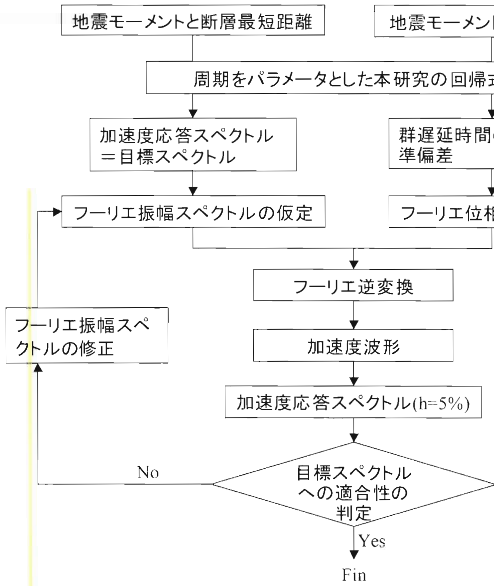


図６　加速度応答スペクトルと群遅延時間の平均値・標準偏差の回帰モデルに基づく時刻歴波形作成フロー[22]

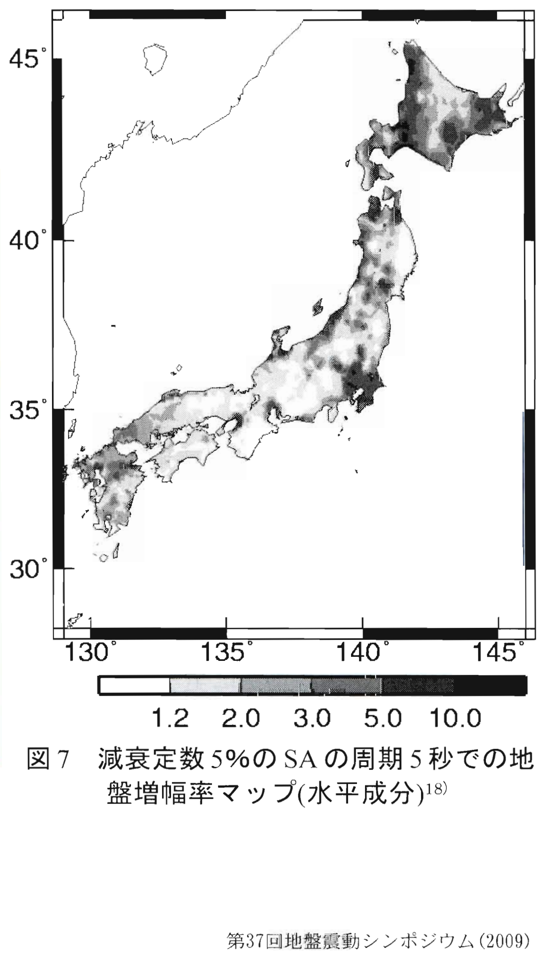


図７　減衰定数5%のSAの周期５秒での地盤増幅率マップ(水平成分)[18]

うえ、応答値が当該建築物の性能として許容できるものであるかどうかを勘案して、妥当であるかを総合的に判断しなければならない。

引き続き平成21、22年度では、本検討で得られた長周期地震動の一次提案を設計用地震動の構築に向けて発展させるために、地震動特性と建築物の応答特性の両面から、以下のような項目について検討されるべきものと考えている。

(1) 地震動特性評価に関する事項

1) 観測継続時間の長い記録の拡充する。

2) 1) を用いて、地盤増幅率、サイト係数の検討結果を見直す。

3) 任意地点での適用するため、地盤増幅率、サイト係数の面的な補間を行う。

4) 想定巨大海溝型地震に対する長周期地震動マップの作成する。

5) 設計用地震動としての利用に向け、算定手法や手順の明確化と、算定に要する各種情報の収集・整備および提示など、評価・設定システムへ適用する。

(2) 建築物の応答特性の検討に関する事項

上記地震動を用いて、

1) 高さや構造種別を変えた骨組モデルでの詳細解析を実施し、評価地震動による応答特性を把握する。

2) 従来の設計安全クライテリアを超える応答が得られた場合、架構・部材の損傷評価クライテリアを検討し、超高層建物の安全余裕度を確認する。

3) 長周期地震動に対する構造応答クライテリア提案。

参考文献

1) Miyake, H. and K. Koketsu : Long-period ground motions from a large offshore earthquake: The case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, Earth Planets Space, 57, pp.203-207, 2005.

2) Furumura, T. and T. Hayakawa : Anomalous Propagation of Long-Period Ground Motions Recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, BSSA., 97, pp.863-880, 2007.

3) 国土交通省住宅局建築指導課：平成 20 年度建築基準整備促進補助金事業募集要領，2008.8. (http://www.mlit.go.jp/common/000021649.doc)

4) 大橋雄二：日本建築構造基準変遷史，(財)日本建築センター，1993

5) 長橋純男：耐震基準の変遷, 地震荷重－内陸直下地震による強震動と建築物の応答, 日本建築学会, pp.226-235, 2000.

6) 加藤研一：改正建築基準法に至る地震外力の考え方－設計適用の観点から見た現状と課題－, 第 30 回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.13-23, 2002

7) 中野時衛：設計用地震荷重の変遷と最新動向，NTT BTI，2006 (http://www.ntt-fsoken.co.jp/research/pdf/2006_naka.pdf)

8) 小林啓美，長橋純男：重層建築物の耐震設計を対象とした地震動の強さを評価する簡便な尺度としての地震動最大振幅，日本建築学会論文報告集、第 210 号，pp.11-22，1973.8

9) 高層建築物構造評定委員会：高層建築物の動的解析用地震動について，日本建築センター，ビルディングレター，1986.6

10) 建設省建築研究所，（財）日本建築センター：設計用入力地震動作成手法技術指針（案），（財）日本建築センター，1992.4

11) 地震調査研究推進本部：新たな地震調査研究の推進について－地震に関する観測，測量，調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策－，2009，(http://www.jishin.go.jp/main/suihon/honbu09b/suishin090421.pdf)

12) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：長周期地震動予測地図 2009 年試作版，2009.9 (http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/choshuki2009.pdf)

13) 内閣府中央防災会議：東南海・南海地震等に関する専門調査会 参考資料, 2008.12

14) 日本建築学会：長周期地震動と建築物の耐震性，東海地震等巨大災害への対応特別委員会, 2007.12

15) 日本建築学会・高機能社会耐震工学 WG：長周期地震動対策に関する公開研究集会，2009.3

16) 国土交通省：平成 20 年度建築基準整備促進補助金事業採択事業主体一覧，2008 (http://www.mlit.go.jp/common/000025128.pdf)

17) 大川出，佐藤智美，西川孝夫，佐藤俊明，関松太郎 ：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成，その 1: 応答スペクトルの距離減衰式・増幅率マップ，日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2,pp.97-98, 2009.8

18) 佐藤智美，大川出，西川孝夫，佐藤俊明，関松太郎 ：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成，その 2: 位相特性の回帰式･継続時間マップ,日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.99-100, 2009.8

19) 西川孝夫，佐藤智美，大川出，佐藤俊明，関松太郎 ：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成，その 3: 想定巨大海溝型地震に対する時刻歴波形，日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.101-102,2009.8

20) 和泉正哲，勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究，日本建築学会論文報告集，第 327 号，pp.20-26，1983.5

21) 大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，pp.1-299, 2004

22) (株)大崎総合研究所，(財)日本建築防災協会：超高層建築物等の安全対策に関する検討長周期地震動に関する検討報告書，2009.3

23) 片岡正次郎，松本俊輔，日下部毅明，遠山信彦：やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正倍率， 土木学会論文集 A，Vol.64， No.4， pp.721-738，2008.11

022 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

経験的手法に基づく巨大海溝型地震による長周期時刻歴波形の予測

PREDICTION OF WAVEFORMS OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS FOR MEGA SUBDUCTION-ZONE EARTHQUAKES BY EMPIRICAL METHOD

佐藤智美[*1], 大川出[*2], 西川孝夫[*3], 佐藤俊明[*4], 関松太郎[*5]
Toshimi SATOH, Izuru OKAWA, Takao NISHIKAWA, Toshiaki SATO and Matsutaro SEKI

We first summarize empirical regression relations for estimating waveforms of horizontal and vertical ground motions in a period range of 0.1 to10 seconds proposed by our previous study. The relations were provided for 5 % and 1 % damped acceleration response spectra, energy spectrum, average of group delay time, and standard deviation of group delay time. Using the empirical relations we simulate waveforms observed during the 2004 off Kii Peninsula earthquake s to verify the empirical relations. Then we predict waveforms at two sites in the Osaka basin and two sites in the Nobi basin for the hypothetical Nankai earthquake, the Tonankai earthquake, the Nankai-Tonankai earthquake and the Tonankai-Tokai earthquake. Predicted waveforms are consistent with waveforms calculated by the theoretical method using three dimensional structure model in previous studies.

1．はじめに

強震動予測手法を大別すると、理論的手法、半経験的手法、経験的手法に分類できる。長周期地震動の予測に関しては、2003 年十勝沖地震以降、理論的手法あるいは半経験的手法に基づく研究がさかんに行われている。理論的手法では、三次元地下構造モデルを用いた三次元有限差分法などにより、物理的に堆積層の影響を考慮した精度良い予測波形が計算できる利点がある。経験的グリーン関数法では、三次元地下構造モデルは不要であり、経験的グリーン関数として用いる観測波形に含まれる伝播経路特性と地盤増幅特性が予測波形に反映される利点がある。しかし、これらの手法では、微視的断層パラメータを含め多くのパラメータ設定が必要であり、計算時間もかかる。

一方、地震観測記録を用いた経験的手法は、理論的手法や半経験的手法に比べて、1 つのシナリオに対する予測精度は劣ると考えられるが、パラメータが少なく簡便に強震動が予測できる利点があり、実務で用いるという観点から有用であると考えられる。また、佐藤[1)]が指摘しているように、理論的手法や半経験的手法による予測波形の精度や信頼性をみる上で、経験値をリファレンスとした比較が重要である。これまでも、理論的手法や半経験的手法による予測波形は、長周期地震動に限らず、過去の大規模地震の観測波形や震度分布や距離減衰式(経験式)との比較により妥当性が検証されてきている[例えば2),3),4)]。しかし、経験式との比較は、振幅特性での比較であり、時刻歴波形での比較はなされていない。

経験的手法に基づく長周期地震動の予測に関しては、最大変位[5)]や長周期フィルターをかけた最大速度[6)]、フーリエ振幅スペクトル[7),8),9)]や応答スペクトル[9), 10),11)]などの振幅特性に対しては、観測点での地盤増幅率やそれを考慮した距離減衰式がいくつか提案されている。最近の片岡・他[9)]の研究では、大規模地震に対する日本全国の1775 地点での多数の長周期地震動記録を用いて、観測点での地盤増幅率を考慮した周期 2〜20 秒のフーリエ振幅スペクトルと応答スペクトルの距離減衰式を作成し、理論的手法による予測波のスペクトルとの比較から距離減衰式の妥当性を検証している。

しかし、構造物の非線形応答を考慮した動的応答解析のためには、入力波として時刻歴波形が必要となる。時刻歴波形の作成には、フーリエ位相スペクトルあるいは経時特性が必要であるが、片岡・他[9)]の振幅特性の距離減衰式の研究で用いられているような日本全国の多数の長周期地震動記録を用いた経験式は提案されていない。また、長周期地震動には、非定常性が顕著で継続時間が長い特徴があり、繰り返し入力に対する構造物の応答の観点からもこのような特徴が加味できる経験式が必要である。これまで、長周期地震動を含む地震動に対して、位相差分[12)]や群遅延時間[13)]を用いた位相特性の経験式[14),15)]が提案されているが、当時の強震観測点の限界もあ

*1 (株)大崎総合研究所　Ohsaki Research Institute
*2 (独)建築研究所構造研究グループ　Dept. of Structural Eng., Building Research Institute
*3 首都大学東京　Tokyo Metropolitan University
*4 清水建設(株)技術研究所　Inst. of Technology, Shimizu Corporation
*5 (財)日本建築防災協会　The Japan Building Disaster Prevention Association

第37回地盤震動シンポジウム (2009)　023

り経験式作成に用いられている観測点数は 80 地点以下と少ない。

このような背景を踏まえ、筆者らは、先の研究[16),17),18)]で、大規模地震に対する日本全国の多数の強震記録を用いて、地表における減衰定数5%と1%の加速度応答スペクトルとエネルギースペクトルの距離減衰式(経験式)と、狭帯域毎の群遅延時間の平均値と標準偏差の経験式を作成した。そして、想定南海地震、想定東海・東南海地震に対して理論的手法に基づき既往の予測波[3),4),19),20),21)]が計算されている強震観測点(OSKH02)あるいはその近傍の強震観測点(AIC003、AIC004)での予測波形を経験式に基づき算出し、既往の予測波との比較を行っている。

本研究では、筆者らのこれらの研究の概要を紹介する

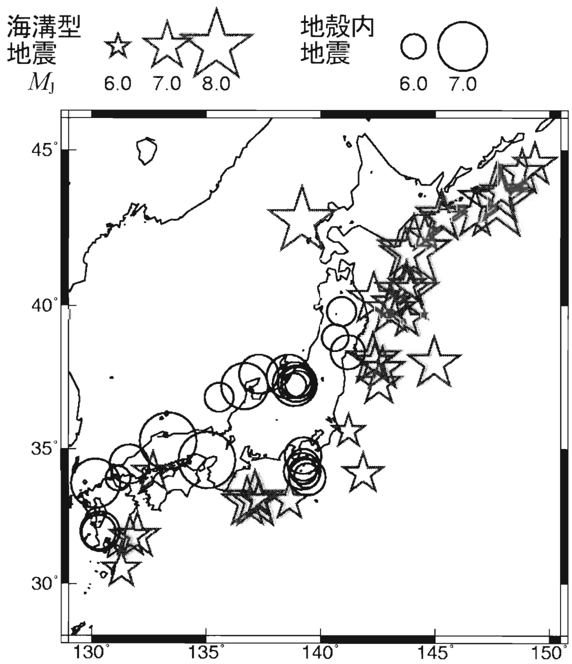


図１　解析に用いる地震の震央位置

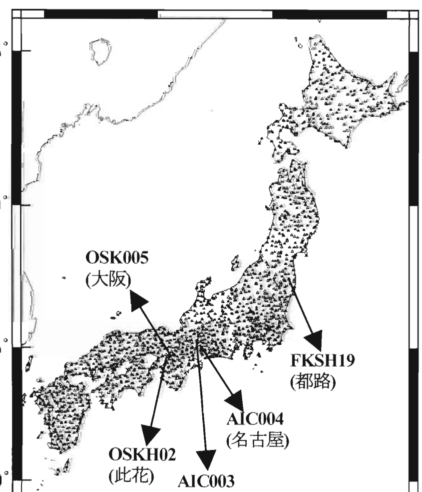


図２　解析に用いる観測点位置

とともに、経験式に基づき2004年紀伊半島沖地震の強震動シミュレーションを行ない、経験式の妥当性を確認する。そして、南海トラフ沿いの巨大海溝型地震である想定南海地震、想定東南海地震、想定南海・東南海地震、想定東海・東南海地震に対する大阪平野の OSKH02(此花)と OSK005(大阪)及び濃尾平野の AIC003(津島)と AIC004(名古屋)での長周期時刻歴波形の予測を行う。

２．経験式作成用のデータセット及び手法

2.1 経験式作成に用いたデータ

経験式作成に用いるデータは、1987 年～2007 年 7 月に気象庁 87 型、K-NET、KiK-net 観測点(地表)で観測された加速度記録から以下の条件等で選択したものである。

○M_J≧6.5、震源距離≦400km の海溝型地震

○M_J≧6.0、震源距離≦350km の地殻内地震

○震源深さ≦60km

図1に震央位置、図2に観測点位置(1771 地点)を示す。モーメントマグニチュードMw の最大は、1994 年北海道東方沖地震と 2003 年十勝沖地震の 8.2 である。S 波部以降を切り出した波形を経験式作成に用いた。対象周期は 0.1～10 秒である。

2.2 経験式作成手法

振幅特性の経験式は、固有周期Tの関数である減衰定数 1%と 5%の加速度応答スペクトル S_A とエネルギースペクトルを$Y(T)$とし、$Y(T)$をMw と断層最短距離Rをパラメータとして、

$$\log_{10}Y(T)=\mathrm{a}(T)\,M_{\mathrm{w}}+\mathrm{b}(T)R-\log_{10}(\mathrm{p}(T)R+\mathrm{d}(T)10^{0.5M\mathrm{w}})$$
$$+\mathrm{c}\,(T)+\mathrm{c}_j(T) \qquad (1)$$

で表現する。$Y(T)$は、水平 2 成分の幾何平均と上下成分を独立に扱う。a(T)、b(T)、d(T)、p(T)、c(T)、$\mathrm{c}_j(T)$は回帰係数である。c(T)は、周期 1 秒以上において、地盤増幅

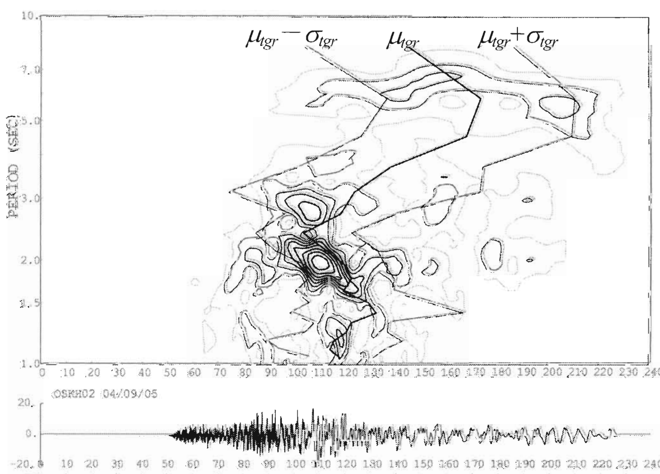


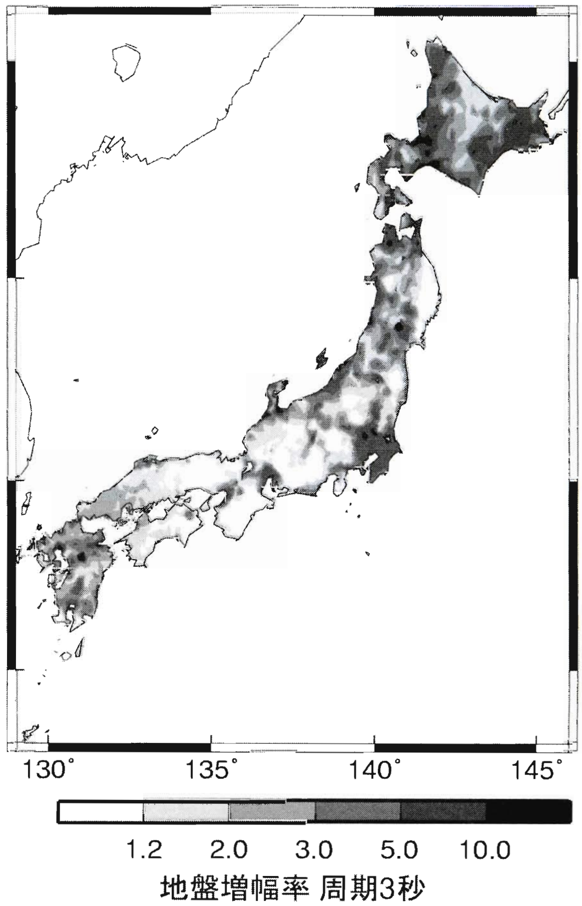
図３　2004 年紀伊半島沖地震の OSKH02 での観測加速度波形と非定常スペクトル及びμ_{tgr}と$\mu_{tgr}\pm\sigma_{tgr}$(発震時を 0 秒として表示)

図２　解析に用いる観測点位置
秒として表示)
024　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

がなく地震基盤相当と考えられる FKSH19(都路)のサイト係数である。したがって、周期 1 秒以上では $10^{c_j(T)}$は、j 観測点における地震基盤から地表までの地盤増幅率となる。回帰分析は、海溝型地震と地殻内地震それぞれのデータセットに対して行ったが、$c_j(T)$は観測されている地震数で重みづけ平均をして求めた[9]。回帰分析は二段階回帰分析手法を用い、$d(T)$、$p(T)$はグリッドサーチにより求めた。

位相特性は、中心周波数 f の狭帯域毎の群遅延時間の平均値$\mu_{tgr}(f)$と分散$\sigma_{tgr}^2(f)$の 2 つの指標[13]によりモデル化する。狭帯域毎の$\mu_{tgr}(f)$と標準偏差$\sigma_{tgr}(f)$を用いることにより、長周期地震動に特有の表面波の分散性など非定常性が考慮できる。群遅延時間は、位相スペクトルの 1 回微分であるから、初期位相を設定すれば、狭帯域での群遅延時間の正規分布を仮定して、$\mu_{tgr}(f)$と$\sigma_{tgr}(f)$から位相スペクトルが計算できる。図 3 には、例として 2004 年紀伊半島沖地震(M_w7.4)の OSKH02(此花)での観測加速度波形(NS 成分)と周期 1～10 秒の非定常スペクトル及びμ_{tgr}と$\mu_{tgr}\pm\sigma_{tgr}$を示す。μ_{tgr}は波群の重心位置を、σ_{tgr}は継続時間を特徴づける波群の広がりを表わしている。

位相特性の経験式は、群遅延時間の平均値$\mu_{tgr}(f)$と分散$\sigma_{tgr}^2(f)$を $Z(f)$とし、$Z(f)$を地震モーメント M_0(dyne-cm)と震



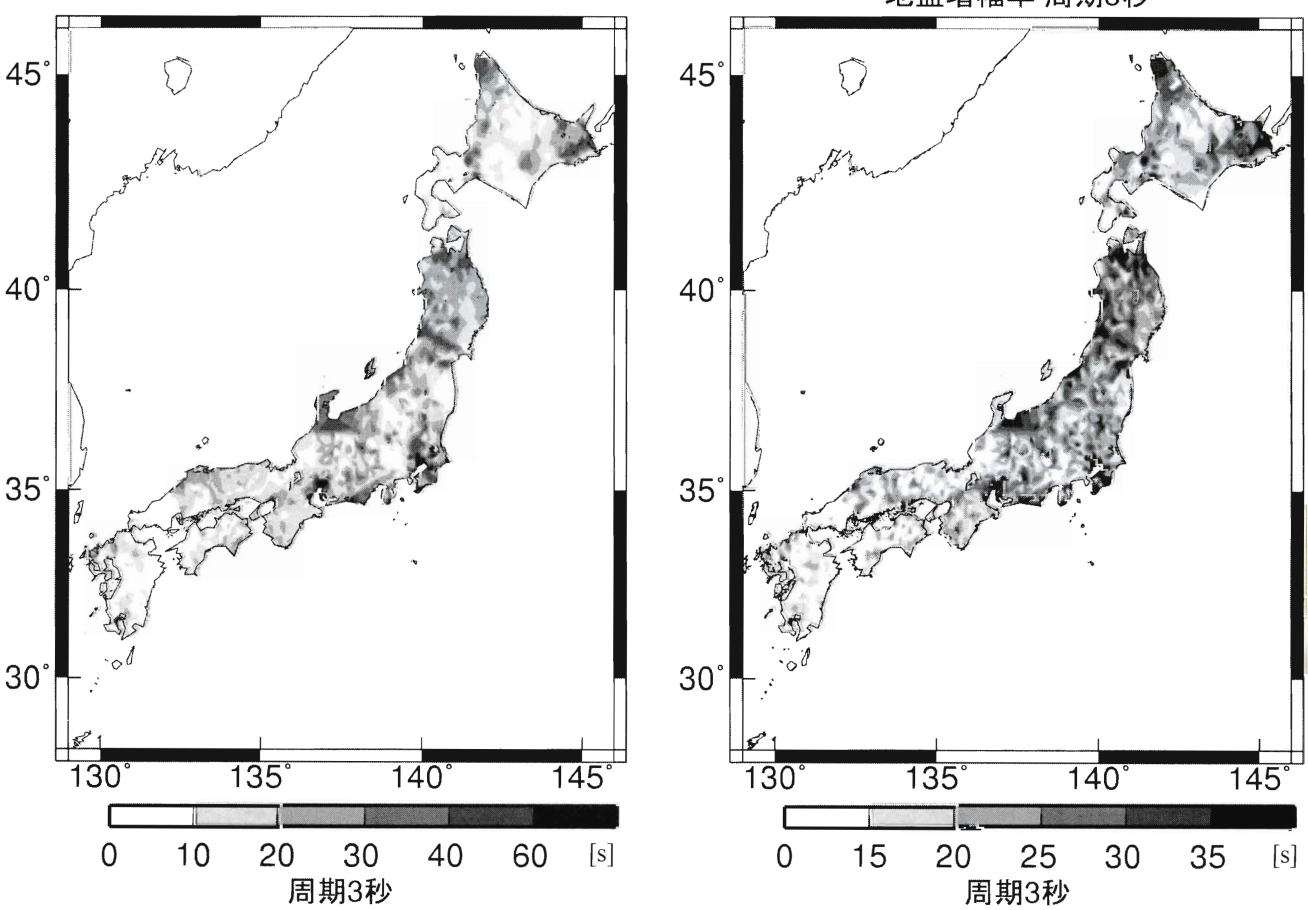


図 4　周期 3 秒での S_A(5%)の地盤増幅率マップとμ_{tgr}とσ_{tgr}のサイト係数マップ（海溝型地震：水平成分）

第37回地盤震動シンポジウム(2009)　025

源距離X(km)をパラメータとする次式で表現する。

$$Z(f)=A(f)\,M_0^{1/3}+B(f)X+C_j(f) \qquad (2)$$

$Z(f)$は、水平2成分の平均と上下成分を独立に扱う。$A(f)$、$B(f)$、$C_j(f)$は回帰係数であり、$C_j(f)$はサイト固有の継続時間を特徴づけるサイト係数である。なお、M_0とMwには、$\log_{10}M_0=1.5M\mathrm{w}+16.1$の関係がある。上式は、非負条件付き最小自乗法[22]により求める[23,24]。この手法では、基準観測点を特定しないため、海溝型地震、地殻内地震のサイト係数を重みづけ平均する操作は行わない。

なお、本研究では、経験式と観測値との標準偏差を回帰誤差eと呼ぶ。

3．経験式の作成結果

図4には、周期3秒での、減衰定数5%の加速度応答スペクトル S_A (5%)の地震基盤から地表までの地盤増幅率と、群遅延時間の平均値μ_{tgr}と標準偏差σ_{tgr}のサイト係数を示す。海溝型地震の記録が得られていない富山平野や能登半島付近ではμ_{tgr}とσ_{tgr}のサイト係数の精度が低いので注意が必要である。地盤増幅率は、関東平野、大阪平野、濃尾平野、新潟平野、酒田平野、石狩・勇払平野、十勝平野など、1次固有周期が長く[25]、堆積層が厚い[例えば26),27),28)]地域で大きい。また、2003年十勝沖地震で石油タンクのスロッシングが発生した苫小牧や、耐震設計用の標準波のひとつである八戸港湾の波が観測されている八戸付近も、長周期領域での増幅率が大きい。波群の重心を意味するμ_{tgr}と波群の広がり(継続時間)を特徴づけるσ_{tgr}のサイト係数マップは、S_A(5%)の増幅率マップと比較して空間的な変動がやや大きいが、S_A(5%)の増幅率マップと同様に堆積層が厚い地域で大きい傾向がある。なお、(1)、(2)式の回帰係数のうち、その他の回帰係数については、文献16)、17)を参照されたい。

図5には、大阪平野と濃尾平野の観測点での周期3秒でのS_A(5%)の地震基盤から地表までの地盤増幅率と、予測波形を作成するOSKH02、OSK005、AIC003、AIC004の位置を示す。地震基盤までの堆積層の厚さは、OSKH02が最も厚い[27,28]。図6には、図5に示した範囲内の観測点でのS_A(5%)の地盤増幅率と、これら4観測点での増幅率を示す。比較のために、日本全国の全観測点の地盤増幅率の平均値も表示した。長周期領域での増幅率は、大阪平野周辺ではOSKH02が最大であり、濃尾平野周辺ではAIC003が最大である。OSKH02とOSK005は10km

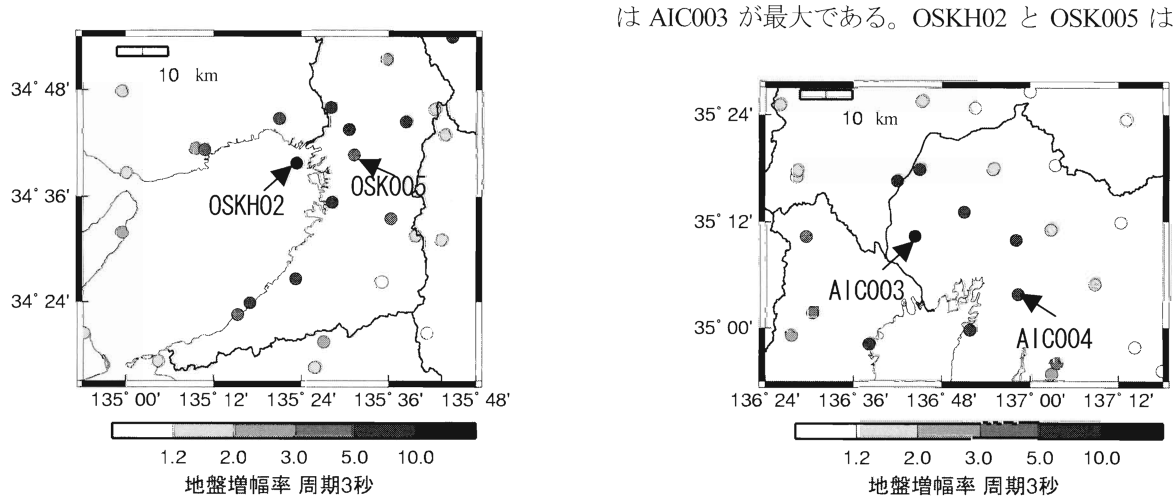


図5　大阪平野と濃尾平野の観測点での周期3秒でのS_A(5%)の地盤増幅率と予測波作成観測点位置

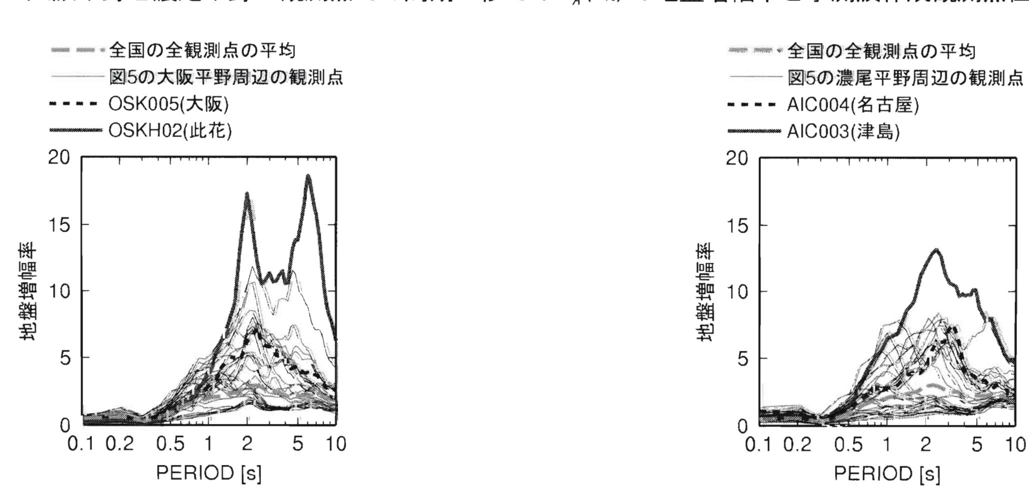


図6　図5に示した大阪平野と濃尾平野の観測点でのS_A(5%)の地盤増幅率（水平成分）

026　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

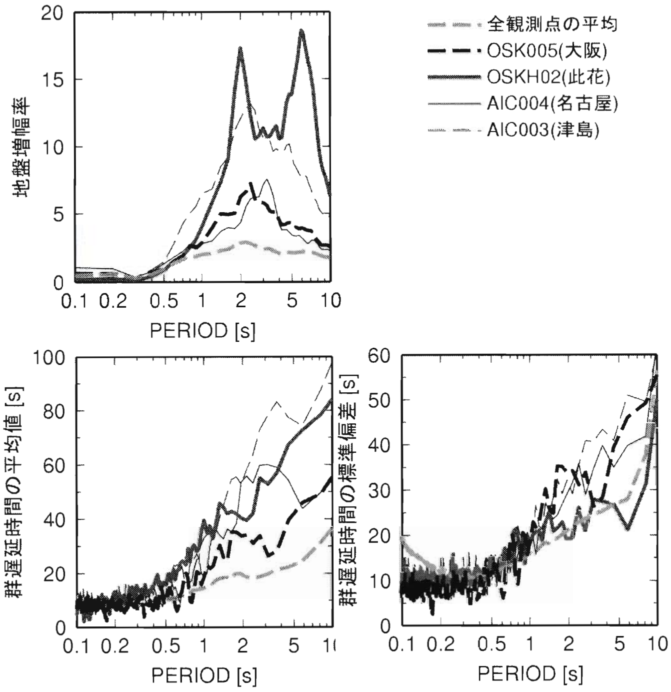


図7　S_A(5%)の地盤増幅率、μ_{tgr}、σ_{tgr}のサイト係数(海溝型地震：水平成分)

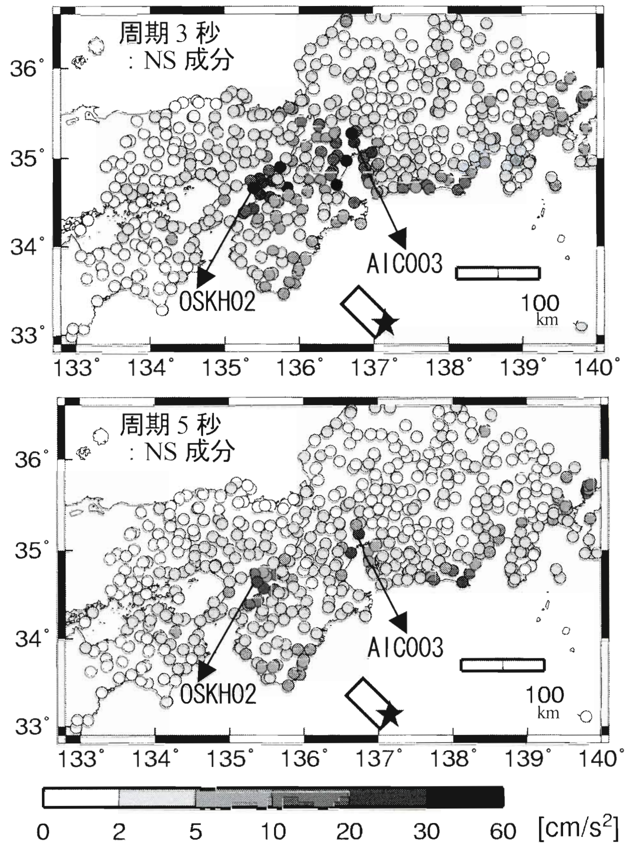


図8　2004年紀伊半島沖地震の S_A(5%)の分布(矩形は山中[29]の断層モデル、★は気象庁の震央位置)

強程度しか離れていないが、増幅率の違いが大きいことがわかる。また、両平野とも、日本全国の全観測点の地盤増幅率の平均より増幅率が大きい観測点が多い。図7には、OSKH02、OSK005、AIC003、AIC004における S_A(5%)の地盤増幅率と海溝型地震に対する μ_{tgr} と σ_{tgr} のサイト係数(水平成分)を示す。AIC003で、μ_{tgr} と σ_{tgr} のサイト係数が大きく、継続時間が長くなる特徴がある。

なお、本研究の S_A の経験式は、片岡・他[9]の経験式とほぼ整合していることが確認されている[16]。

4．2004年紀伊半島沖地震の地震動シミュレーション

4.1　2004年紀伊半島沖地震の長周期地震動の特徴

図8には、2004年紀伊半島沖地震の周期3秒と5秒での S_A(5%)の分布 (NS成分)を示す。断層モデル及び震央位置は、経験式作成で用いた山中[29]のものである。距離が遠いにもかかわらず大阪平野、濃尾平野とも S_A(5%)は大きい。周期5秒ではOSKH02が、全観測点中最大である。また、AIC003も全観測点中4番目に大きい。これは、両観測点とも周期5秒での地盤増幅率が非常に大きいことが主な原因である(図6)。経験式作成に用いたデータセットの中での2004年紀伊半島沖地震の特徴をみるために、経験式に対する観測記録の S_A(5%)との比の平均、観測記録の μ_{tgr}、σ_{tgr} と経験式との差の平均を計算し、回帰誤差との比較を行った。その結果、図9に示すように、2004年紀伊半島沖地震の S_A(5%)は周期4秒以上で経験式の平均と平均+回帰誤差eの間にあり、μ_{tgr} は周期4秒以上では経験式の平均+回帰誤差eよりやや大きく、σ_{tgr} は経験式の平均程度となった。μ_{tgr} のこの特徴は、2004年紀伊半島沖地震の長周期地震動の継続時間が長いことを意味している。2004年紀伊半島沖地震の長周期地震動の継続時間が長い原因として、南海トラフ沿いに存在する付加体とよばれる低速度層の影響が指摘されている[30]。

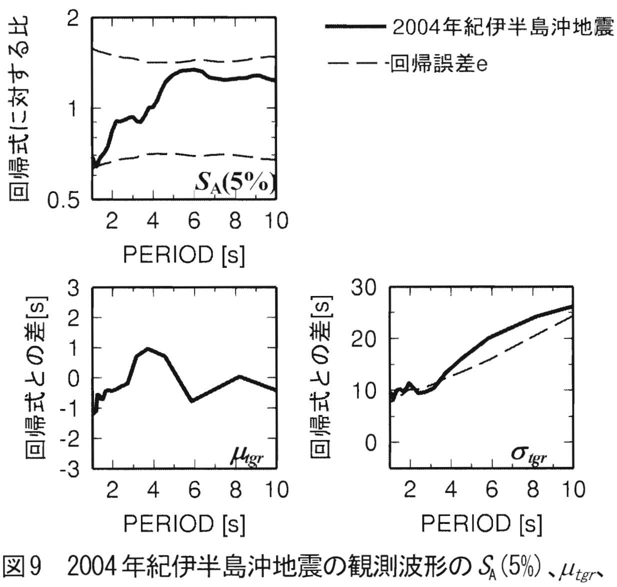


図9　2004年紀伊半島沖地震の観測波形の S_A(5%)、μ_{tgr}、σ_{tgr} と経験式との比または差の平均値と回帰誤差eの比較(水平成分)

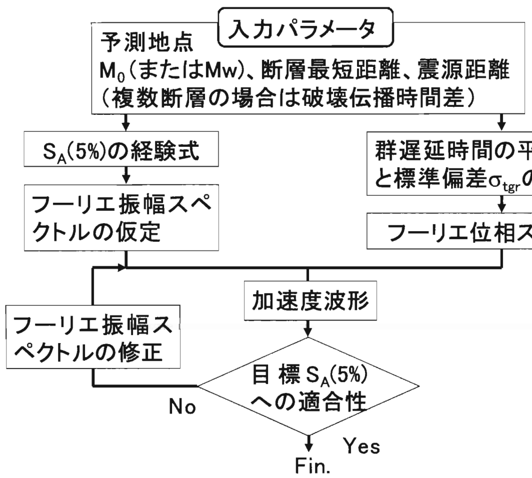


図 10　時刻歴波形作成フロー

4.2　時刻歴波形のシミュレーション

本研究のμ_{tgr}とσ_{tgr}の経験式から生成されるフーリエ位相を用いて、本研究の経験式に基づくS_A(5%)をターゲットスペクトルとしてこれにフィッティングするように、時刻歴波形を作成する[31]。図 10 に、時刻歴波形作成フローを示す。

図 11 には、OSKH02(R=179km, X=238km)と AIC003 (R=180km, X=233km)での観測波と経験式に基づく減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル pS_v(5%)の比較を示す。OSKH02 での周期 2 秒と 6 秒のピークは、図 6、図 7 に示したように地盤増幅によるものである。経験式作成時と同様に水平 2 成分の幾何平均をとれば、経験式の平均±回帰誤差で観測波の pS_v(5%)がほぼ説明できる。

図 12 には、OSKH02 と AIC003 での観測波(NS 成分)と計算波の加速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)の比較を示す。S_A(5%)、μ_{tgr}、σ_{tgr}とも経験式の平均を用いた場合と、μ_{tgr}のみ経験式の平均＋回帰誤差としたものである。2004 年紀伊半島沖の長周期地震動の継続時間が平均より長いという特徴があるため、μ_{tgr}を経験式の平均＋回帰誤差とした場合の方が観測波形に近い。しかし、OSKH02 では、平均＋回帰誤差とした場合でも継続時間は過少評価である。これには、pS_v(5%)が長周期領域で経験式の平均が観測よりやや小さい(図 9)という原因の他に、群遅延時間を正規分布と仮定しているというモデル化の影響もある。すなわち、本研究の解析手法では、図 3の非定常スペクトルの周期6秒付近にみられるような2個のピークは再現できない。群遅延時間の分布を一様乱数とした計算も行ったが改善されず、今後の検討が必要である。

5．巨大海溝型地震による長周期時刻歴波形の予測

5.1　断層モデルと計算条件

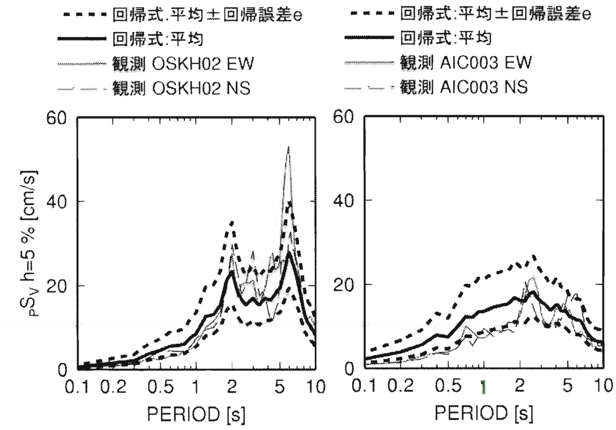


図 11　2004 年紀伊半島沖地震の OSKH02 と AIC003 での観測波の pS_v(5%)と経験式に基づく pS_v(5%)の比較

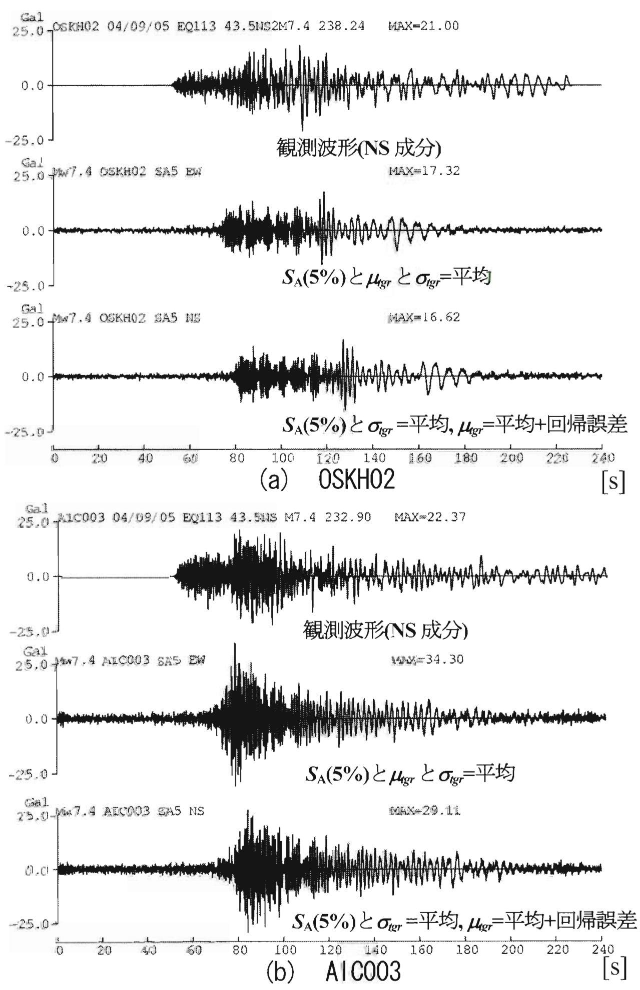


図 12　2004 年紀伊半島沖地震の観測加速度波形と計算波形の比較

本研究で対象とする南海トラフ沿いの巨大海溝型地震の地震諸元を表 1 に、断層モデルと予測地点を図 13 に示す。想定南海地震、想定東南海地震、想定南海・東南海地震の断層モデルは、鶴来・他[3]の断層モデルの巨視的断層面を矩形化して設定した。鶴来・他[3]の断層モデルは、中央防災会議の断層モデル[2]に基づいて作成さ

表 1　想定巨大海溝型地震の地震規模と断層モデル

	M_0(Mw)					断層モデル
	全体	西断層	東断層	西断層	東断層	
南海地震	8.37×10^{28}(8.55)	5.46×10^{28}(8.4)	2.91×10^{28}(8.2)			鶴来・他(2005)
東南海地震	2.38×10^{28}(8.2)			9.01×10^{27}(7.9)	1.48×10^{28}(8.0)	鶴来・他(2005)
南海・東南海地震	1.075×10^{29}(8.6)	5.46×10^{28}(8.4)	2.91×10^{28}(8.2)	9.01×10^{27}(7.9)	1.48×10^{28}(8.0)	鶴来・他(2005)
東南海・東海地震	4.00×10^{28}(8.3)	2.89×10^{28}(8.2)	1.11×10^{28}(8.0)			佐藤・他(2006)

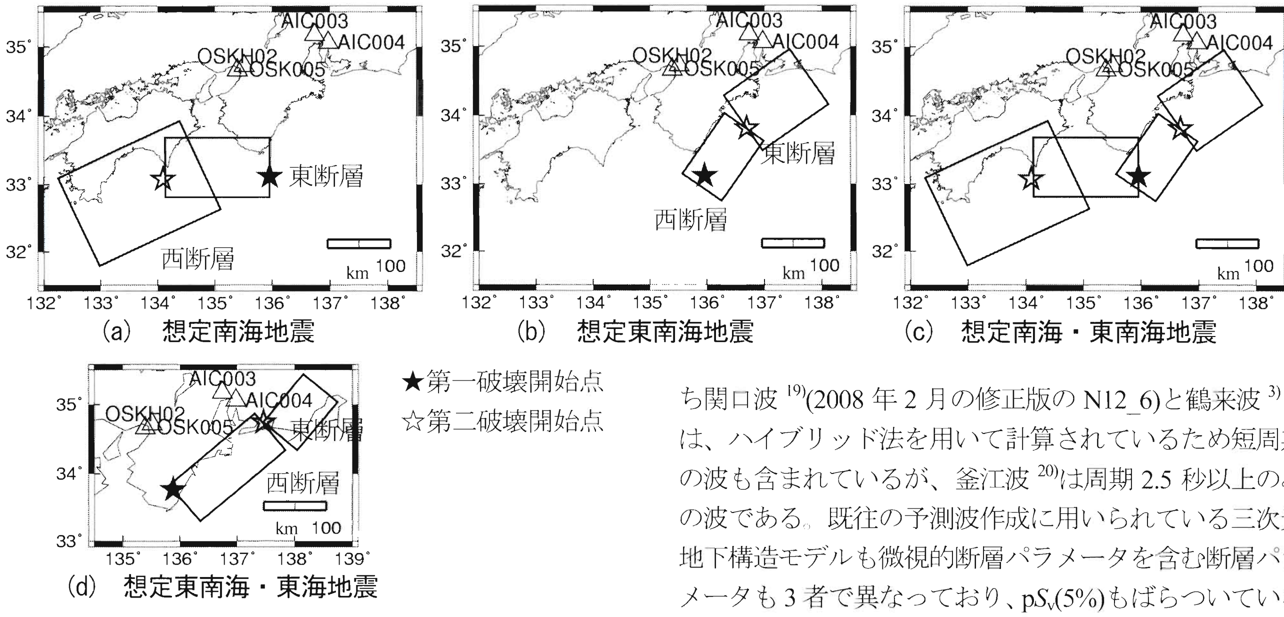


図 13　想定巨大海溝型地震の震源モデル

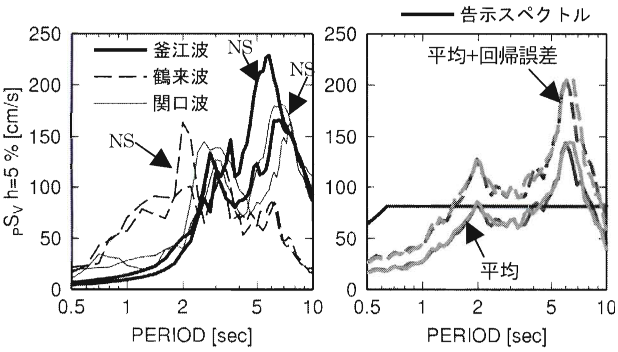
れたものである。第 2 破壊開始点は、鶴来・他 [3)]の断層モデルのアスペリティの破壊開始点としている。想定東南海・東海地震では、佐藤・他 [4)]のアスペリティモデルの巨視的断層面を用いた。いずれの想定地震の場合も、それぞれの断層面に対して作成した計算波を、破壊伝播速度 [3),4)]から算出した破壊開始点の破壊時間差を考慮して足し合わせることにより、最終的な予測波を作成する。破壊伝播は、同心円状と仮定している。なお、経験式のデータセットの最大 M_w は 8.2 であるから、これ以上の M_w については外挿である。

予測波のばらつきをみるために、S_A(5%)、μ_{tgr}、σ_{tgr} の経験式のいずれも平均を用いたケースと、いずれも平均＋回帰誤差を用いたケースの 2 ケースで予測波を計算した。また、1 つのケース毎に、初期位相が異なる 2 つの乱数(乱数 1、乱数 2)を用いて 2 波づつ予測波を計算した。

5.2　理論的手法に基づく既往の予測波形との比較

はじめに、想定南海地震と想定東南海地震に対する本研究の予測波と、長周期領域が理論的手法(三次元有限差分法)で計算されている既往の予測波との比較を行う。図 14 には、想定南海地震に対する既往の予測波 [3),19),20),21)]と本研究の予測波の pS_v(5%)を、工学的基盤での告示スペクトル(安全限界)とともに示す。既往の予測波 [3),19),20)]のうち関口波 [19)](2008 年 2 月の修正版の N12_6)と鶴来波 [3)]とは、ハイブリッド法を用いて計算されているため短周期の波も含まれているが、釜江波 [20)]は周期 2.5 秒以上のみの波である。既往の予測波作成に用いられている三次元地下構造モデルも微視的断層パラメータを含む断層パラメータも 3 者で異なっており、pS_v(5%)もばらついている。S_A(5%)の経験式の平均を用いたケースの場合、周期 2 秒のピークは告示スペクトルとほぼ同じで、周期 6 秒のピークは告示スペクトルを越えている。関口波 [19)]の周期 6 秒付近のピークは本研究の平均＋回帰誤差の間にある。NS 成分にみられる釜江波 [20)]と関口波 [19)]の周期 6 秒のピークや鶴来波 [3)]の周期 2 秒のピークは、EW 成分では NS 成分より小さく、水平 2 成分の幾何平均とすると、回帰誤差を考慮したケースでほぼ説明できる。

図 15 には、既往の予測波(NS 成分)と本研究の経験式の平均を用いたケースの速度波形の比較を示す。既往の予測波にも、本研究の予測波と同じ 0.1～10 秒のバンドパスフィルターをかけている。乱数の違いによる計算波の違いは小さい。本研究の計算波の継続時間は既往の予測波と同程度であり、波形の形状や最大速度も関口波 [19)]や鶴来波 [3)]とほぼ合っている。関口波 [19)]や釜江波 [20)]の震源モデルは震源深さが 10km より深いため、三次元有限差分法による計算波への付加体の影響は大きくないことが指摘されている [27)]。したがって、μ_{tgr} に＋回帰誤差を考慮しなくても継続時間がほぼ再現できたものと考えられる。図 16 には、ひとつの乱数(乱数 2)を用いた、2 つのケースの加速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)を示す。加速度波形と速度波形の比較から、予測波に非定常性が表現されていることがわかる。また、平均＋回帰誤差のケースは平均のケースと比べ、継続時間が長く、振幅が大きいことが確認できる。



(a) 既往の予測波[3),19),20)]　(b) 本研究の予測波

図 14　想定南海地震の OSKH02 での既往の予測波(NS 成分、EW 成分)と本研究の予測波(それぞれ異なる乱数を用いた 2 波)の pS_v(5%)の比較

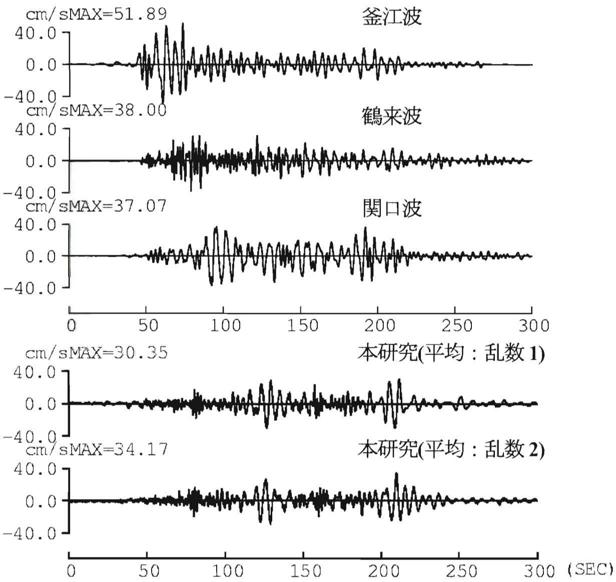


図 15　想定南海地震の OSKH02 での既往の予測波[3),19),20)] の NS 成分と本研究の経験式の平均を用いた場合の予測波の速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)の比較

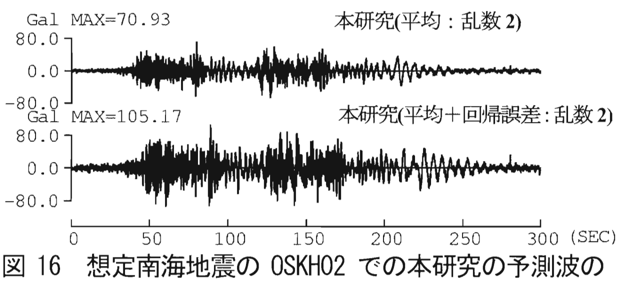
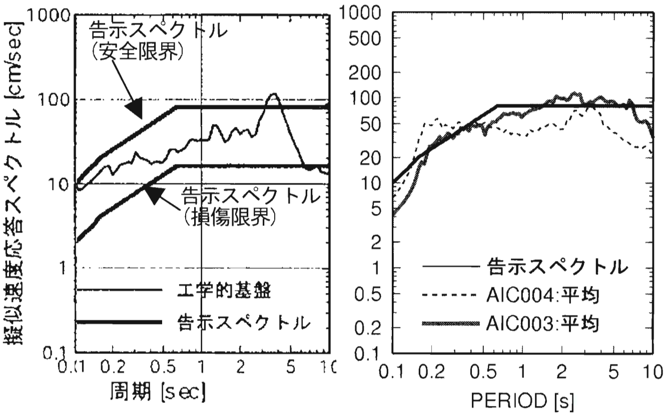


図 16　想定南海地震の OSKH02 での本研究の予測波の加速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波：乱数 2)

想定東海・東南海地震では、佐藤・他[4)] の名古屋市中心部の計算点 NST での予測波との比較を行う。佐藤・他[4)]の予測波は、ハイブリッド法に基づき計算されており、1954 年安政東海地震(東海・東南海連動)や 1944 年東南海地震(東南海単独)の震度分布とほぼ整合したレベルをもっている。図 17 には NST 工学的基盤における予測波[4)]



(a) 佐藤・他[4)]の予測波　(b) 本研究の予測波

図 17　想定東海・東南海の佐藤・他[4)]の NST での予測波(NS 成分)と本研究の AIC003 と AIC004 での予測波の pS_v(5%)の比較

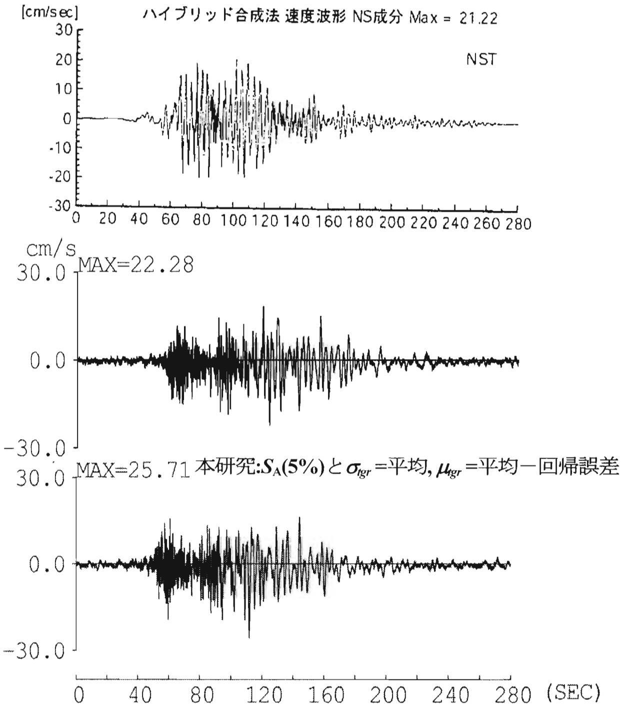


図 18　想定東海・東南海地震の佐藤・他[4)]の NST での予測波(NS 成分)と本研究の AIC004(名古屋)での予測波の速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)の比較

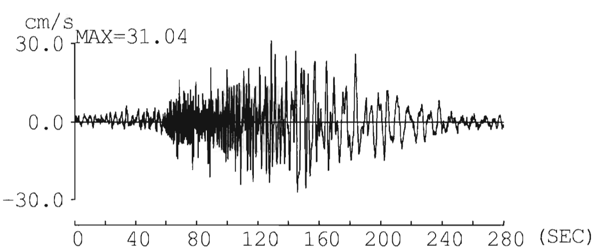


図 19　想定東海・東南海地震の本研究の AIC003(津島)での予測波の速度波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)

と、本研究の AIC003 と AIC004 での予測波の pS_v(5%)を、工学的基盤での告示スペクトルとともに示す。本研究の予測波は、S_A(5%)、μ_{tgr}、σ_{tgr} の経験式のいずれも平均を

030　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

用いたケースである。周期1秒以上の長周期領域では、AIC004とNSTでの予測波の$pS_V(5\%)$がほぼ同じレベルであり、周期3秒付近が卓越している。これは、福和・他[28]の地下構造モデルに基づく固有周期マップから読み取った固有周期が、AIC004とNSTでほぼ同じで、AIC003ではより長周期となっているという結果と対応している。なお、既往の予測波は工学的基盤での波であるのに対して本研究の予測波は地表での波であり、計算地点も異なるため短周期領域での比較はできない。また、佐藤・他[4]の津島市民病院での予測波の$pS_V(5\%)$は周期1.5～3.5秒で100cm/s程度であり、この地点に近いAIC003(津島)での本研究の計算波の $pS_V(5\%)$はこれとほぼ同じレベルとなっている。

図18には、NSTでの既往の予測波と本研究のAIC004での予測波の比較(周期 0.1～10 秒の速度フィルター波)を示す。$S_A(5\%)$、μ_{tgr}、σ_{tgr}の経験式のいずれも平均を用いたケースでは、既往の予測波より本研究の予測波の継続時間の方が長い。μ_{tgr}の経験式のみ平均－回帰誤差に代えると、本研究の予測波の継続時間は既往の予測波とほぼ整合したものになる。図19には、経験式の平均を用い

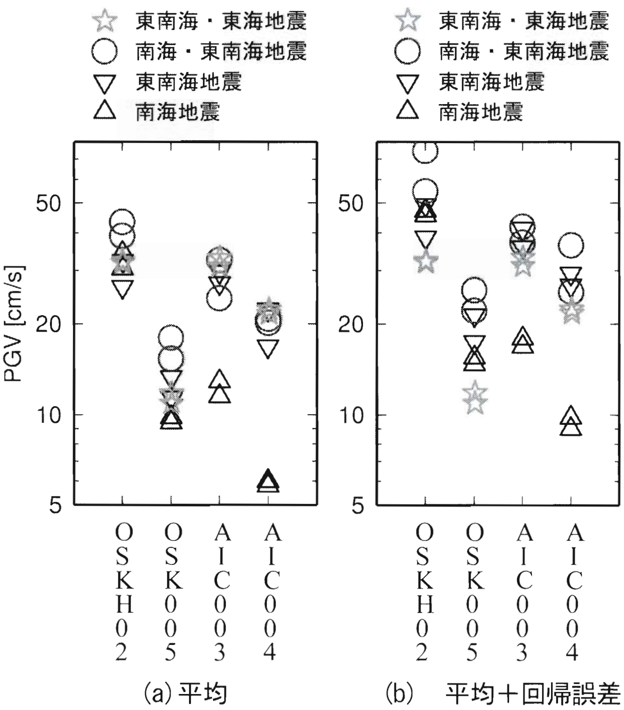


図20 想定地震に対する予測波形の最大速度

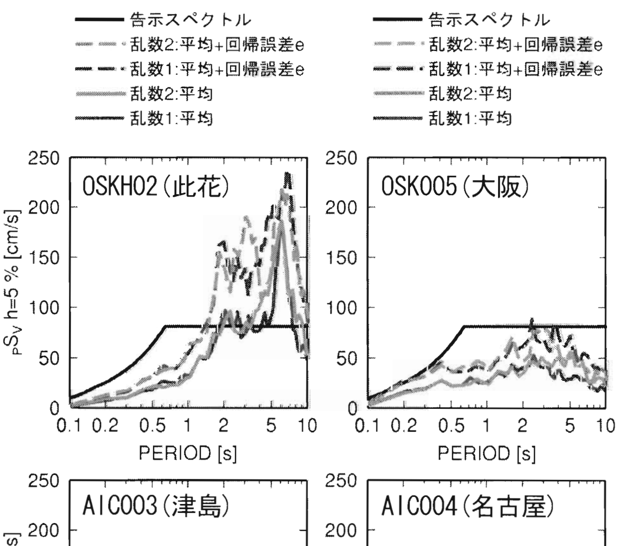


図21 想定東南海・東海地震に対する予測波形の減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル

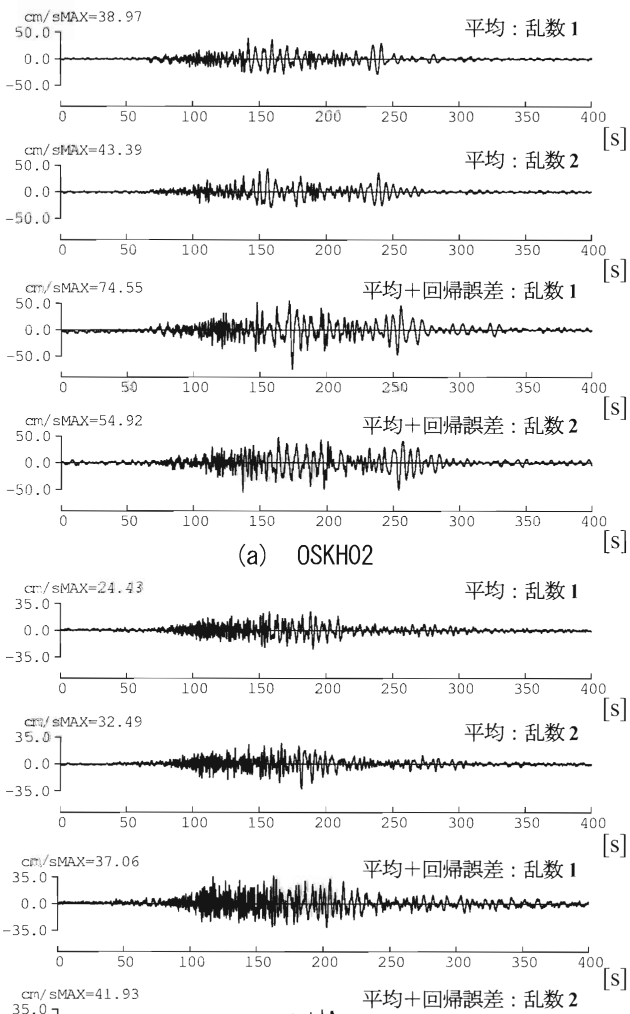


図22 想定東南海・東海地震に対するOSKH02とAIC003での予測波形(周期0.1～10秒の速度フィルター波)

たケースの AIC003 での予測波を示す。図 7 に示したサイト係数を反映して、AIC003 での予測波は、AIC004 の予測波に比べ、最大速度が大きく、継続時間が長い。

5.3 本研究の予測波形

図 20 には、4 つの想定地震(南海地震、東南海地震、南海・東南海地震、東南海・東海地震)に対する OSKH02、OSK005、AIC003、AIC004 での予測波形(周期 0.1～10 秒のフィルター波)の最大速度を示す。(a)が経験式の平均値を用いた場合、(b)が経験式の平均値＋回帰誤差を用いた場合である。いずれの地震の場合でも、大阪平野では、OSKH02 が OSK005 より最大速度が大きく、濃尾平野では AIC003 が AIC004 より最大速度が大きい。大阪平野では想定南海・東南海地震の最大速度が大きく、濃尾平野では想定南海・東南海地震、想定東南海・東海地震、想定東南海地震の最大速度が同程度で大きい。濃尾平野では、南海地震の最大速度が小さいため、想定東南海地震と想定南海・東南海地震の最大速度の差が小さい。同様に、想定東南海・東海地震の東海地震の断層は濃尾平野から離れており、規模も小さいため、想定東南海地震と想定東南海・東海地震の最大速度の差が小さい。乱数の違いにより応答スペクトルが異なるのは、複数の断層に対して計算した波形を時刻歴で足し合わせているためである。

図 21 には、想定東南海・東海地震に対して、4 つの観

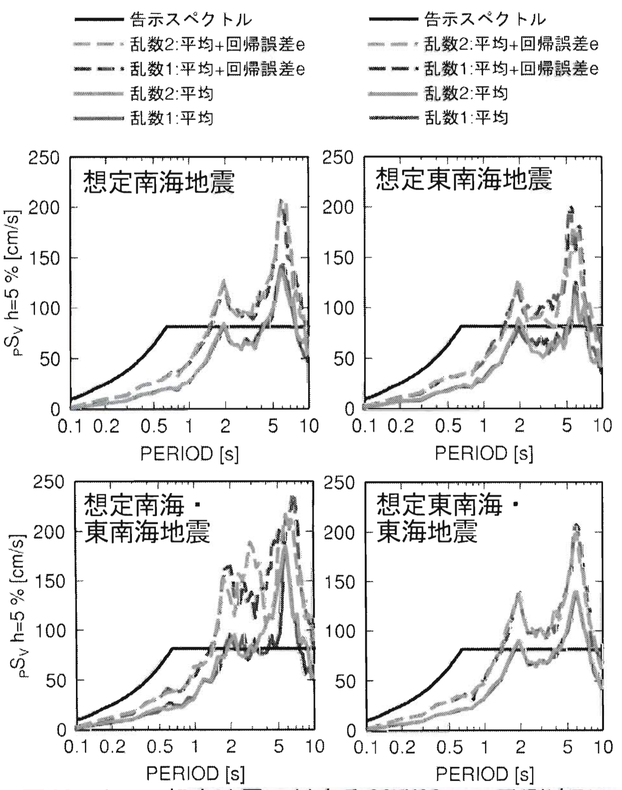


図23 4 つの想定地震に対する OSKH02 での予測波形の減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトル

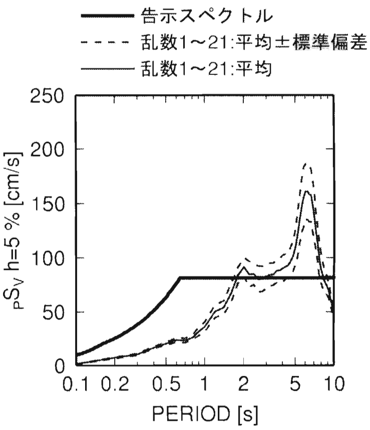


図 24 経験式の平均を用いて、21 個の乱数により求めた想定南海・東南海地震に対する OSKH02 での予測波形の減衰定数 5%の擬似速度応答スペクトルの平均と平均±標準偏差

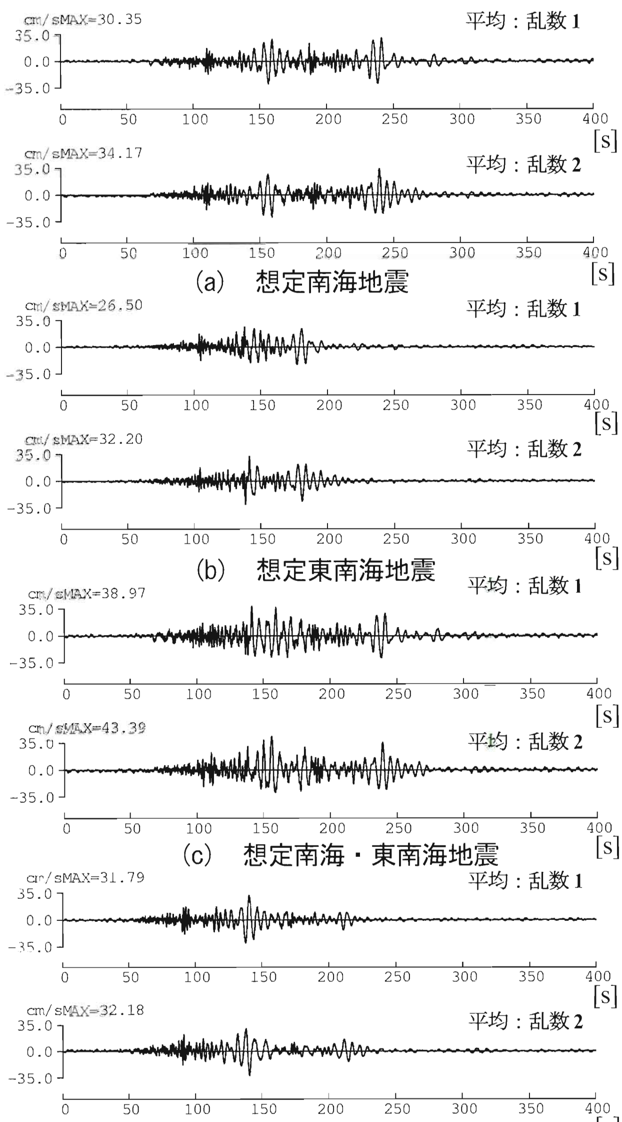


図 25 経験式の平均を用いた 4 つの想定地震に対する OSKH02 での予測波形(周期0.1～10秒の速度フィルター波)

減衰定数5%の擬似速度応答スペクトル

波)

測点に対し予測された pS_v(5%)を示す。平均＋回帰誤差を用いたケースでは、OSKH02 と AIC003 で周期 1 秒以上の広帯域で告示スペクトルを越えている。OSKH02 と AIC003 での予測波形を図 22 に示す。

図 23 には、4 つの想定地震に対する OSKH02 での予測波の pS_v(5%)を示す。4 つの地震の中では想定東南海・東海地震の pS_v(5%)がやや大きい。乱数の違いによる pS_v(5%)の違いも、想定東南海・東海地震で大きい。乱数の違いによる予測波のばらつきをみるため、経験式の平均を用いて、21 個の乱数により求めた想定南海・東南海地震に対する OSKH02 での予測波形の pS_v(5%)の平均と平均±標準偏差を計算し、その結果を図 24 に示した。長周期で標準偏差が大きいが、これは、図 25 でわかるように、南海地震の断層からの波と東南海地震の断層からの波が時刻歴で足し合わされるため、波の重なり方の違いが表れているものと考えられる。なお、最大加速度、最大速度の平均＋標準偏差は、それぞれ、94.9±9.5 [cm/s^2]、38.5±4.5[cm/s]であった。経験式の平均を用いた場合の 4 つの想定地震に対する OSKH02 での予測波の速度波形を図 24 に示す。東南海地震の継続時間が南海地震より短く、南海・東南海地震の継続時間は、東南海地震とほとんど変わらない。

6．まとめ

筆者らは、先の論文[16)～18)]で、日本全国の多数の強震記録を用いて、長周期を含む周期 0.1～10 秒を対象に、振幅特性を表わす加速度応答スペクトル(減衰定数 5%と 1%)とエネルギースペクトル及び位相特性を表わす群遅延時間の平均値と標準偏差の経験式を作成している。この経験式は、地震規模と距離をパラメータとした経験式となっており、観測点固有のサイト特性が得られている。したがって、想定地震の巨視的断層パラメータ(地震規模と断層面の形状と位置)と破壊開始点、複数断層の場合には破壊開始点の破壊開始の時間差、及び観測点が決まれば、観測点固有のサイト特性を考慮した振幅特性と位相スペクトルが簡単に算出でき、これを用いて周期 0.1～10 秒の時刻歴波形が計算できる。

本研究では、この経験式に基づき 2004 年紀伊半島沖地震の観測波形のシミュレーションを行い、経験式に基づく時刻歴波形予測手法の妥当性を確認した。さらに、想定南海地震、想定東南海地震、想定南海・東南海地震、想定東海・東南海地震に対する大阪平野の OSKH02(此花)と OSK005(大阪)及び濃尾平野 AIC003(津島)と AIC004(名古屋)での長周期時刻歴波形の予測を行った。そして、本研究の経験式の平均値に回帰誤差(経験式の標準偏差)を考慮すると、予測波形は、長周期領域が理論的手法(三次元有限差分法)に基づき計算されている既往の予測波形とほぼ整合することを示した。

なお、関東平野で観測された記録には、記録の継続時間が短いものが多かったため、今後、関東平野の観測点でのサイト係数の改良を行い、巨大海溝型地震に対する関東平野での長周期時刻歴波形の予測を行う。また、サイト係数が強震観測点のみで得られていることから、関東平野、濃尾平野、大阪平野については、三次元地盤構造モデルを用いてサイト係数をモデル化し、任意の地点での予測が可能となるように検討を進める予定である。

謝辞

本研究では、防災科学技術研究所の K-NET、KiK-net 強震記録及び F-net の地震モーメント、気象庁の 87 型強震記録及び震源情報、Harvard 大学の地震モーメントを用いました。一部の図の作成には、Wessel and Smith[32)]を用いました。関口春子博士には、関口波の最新版の波形を提供して頂きました。また、(財)日本建築防災協会に設置された長周期地震動の設定に関する検討委員会および地震動 WG の委員の方々には、貴重なコメントを頂きました。なお、この研究は国土交通省による平成 20 年度、平成 21 年度建築基準整備促進補助金事業の技術開発の成果である。記して感謝致します。

参考文献

1) 佐藤俊明：各種の強震動予測手法による結果の相互比較の有用性－最近の長周期地震動予測結果の信頼性に関する話題を含めて－, シンポジウム「増大する地震動レベルと建物の終局耐震性の課題と展望－地震動と建築物の耐震性との関係を横断的に評価する指標の確立に向けて－」, 日本建築学会 構造委員会 振動運営委員会 耐震設計小委員会, pp.61-64, 2008.12

2) 中央防災会議 東南海, 南海地震等に関する専門調査会：第 7 回資料, (オンライン), 入手先 <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/7/index.htmlm>, (参照 2009. 5.25)

3) 鶴来雅人, 趙伯明, Petukhin A., 香川敬生：東南海・南海地震による大阪での強震動予測事例－広帯域強震動の予測－シンポジウム論文集, pp.73-82, 2005.2

4) 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, pp.101-107, 2006.2

5) 岡田成幸, 鏡洋史：日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み, 日本建築学会論文報告集, 第 267 号, pp.29-38, 1978.5

6) 佐藤智美, 佐藤俊明, 渡辺孝英, 植竹富一, 田中英朗：多数の気象庁 87 型電磁式強震計記録を用いたやや長周期地震動の最大速度の距離減衰特性, 第 9 回日本地震工学

シンポジウム, pp.601-606, 1994.12
7) Mamula, L., Kudo, K. and Shima, E. : Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3-15 sec), in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.59, pp.467-500, 1984
8) 座間信作：石油タンクのスロッシングに係るやや長周期地震動の設計用スペクトル, 第12回日本地震工学シンポジウム, 0361, pp.1550-1553, 2004
9) 片岡正次郎, 松本俊輔, 日下部毅明, 遠山信彦：やや長周期地震動の距離減衰式と全国の地点補正倍率, 土木学会論文集 A, Vol.64, No.4, pp.721-738, 2008
10) 井上涼介, 篠原哲也, 熊谷高, 小林浩二：気象庁記録の統計解析による長周期揺れやすさの抽出, 土木学会第21回地震工学研究発表会, pp.137-140, 1991
11) 佐藤俊明, 宮腰淳一, 佐藤智美, 渡辺孝英, 植竹富一, 田中英朗：気象庁87型電磁式強震計記録の応答スペクトルの統計解析による各地気象台のやや長周期帯域(周期1ー10秒)の揺れやすさ係数について, 第9回日本地震工学シンポジウム, pp.607-612, 1994.12
12) Ohsaki, Y. : On the significance of phase content in earthquake ground motions, Earthquake Eng. Structural Dyn., Vol.7, pp.427-439, 1979
13) 和泉正哲, 勝倉裕：地震動の位相情報に関する基礎的研究, 日本建築学会論文報告集, 第327号, pp.20-26, 1983.5
14) 佐藤智美, 植竹富一, 菅原良次：群遅延時間を用いたやや長周期地震動の経験的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493号, pp.31-39, 1997.3
15) 佐藤忠信, 室野剛隆, 西村昭彦：観測波に基づく地震動の位相スペクトルのモデル化, 土木学会論文集, No.640/I-50, pp.119-130, 2001
16) 大川出, 佐藤智美, 西川孝夫, 佐藤俊明, 関松太郎：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成, その1: 応答スペクトルの距離減衰式・増幅率マップ, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.97-98, 2009.8
17) 佐藤智美, 大川出, 西川孝夫, 佐藤俊明, 関松太郎：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成, その2: 位相特性の回帰式・継続時間マップ, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.99-100, 2009.8
18) 西川孝夫, 佐藤智美, 大川出, 佐藤俊明, 関松太郎：長周期を含む広帯域地震動の回帰式に基づく想定地震の予測波形の作成, その3: 想定巨大海溝型地震に対する時刻歴波形, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2, pp.101-102, 2009.8
19) 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, pp.61-73, 2006.2
20) 釜江克宏, 川辺秀憲：南海地震における近畿圏の強震動予測, 第34回地盤震動シンポジウム, 日本建築学会, pp.35-40, 2006.11
21) 日本建築学会：各種波形予測手法に基づいた海溝型巨大地震の予測強震動波形収集資料集, 日本建築学会, pp.73-82, 2007.11
22) Lawson, C.L. and Hanson, D.J. : Solving Least squares problems, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1974
23) 澤田純男, 盛川仁, 土岐憲三, 横山圭樹：地震動の位相スペクトルにおける伝播経路特性とサイトの分離, 第10回日本地震工学シンポジウム論文集, Vol.1, pp.915-920, 1998.12
24) 佐藤智美：群遅延時間のインバージョンと散乱理論に基づく地震動の経時特性モデルに関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第586号, pp.71-78, 2004. 12
25) 中央防災会議 東南海, 南海地震等に関する専門調査会:第36回 参考資料 長周期地震動の卓越周期と深部地盤の固有周期, (オンライン), 入手先 <http://www.bousai.go.jp/jishin/chubou/nankai/index_chukin.html (参照 2009.5.25)
26) Sato, T., Graves, R.W., and Somerville, P.G. : Three-dimensional finite-difference simulations of long-period strong motions in the Tokyo metropolitan area during the 1990 Odawara earthquake (Mj 5.1) and the great 1923 Kanto earthquake (Ms 8.2) in Japan, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.89, pp.579-607, 1999
27) 岩田知孝, 岩城麻子, 関口春子, 吉見雅行：地域特性を反映した長周期地震動、長周期地震動対策に関する公開研究集会, 日本建築学会, pp.1-52, 2008.3
28) 福和伸夫, 佐藤俊明, 早川崇, 池田善考, 野崎京三：濃尾平野の地盤調査とそのモデル化, 月刊地球号外, No.37, pp.108-118, 2002
29) 山中佳子：9月5日の紀伊半島南東沖の地震(Mj6.9, Mj7.4, Mj6.4 + Mj6.2, EIC 地震学ノート No.152, (オンライン), 入手先 <http://wwweic.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC_News/EIC152.html>, (参照 2007.12.18)
30) Yamada, N. and Iwata, T. : Long-period ground motion simulation in Kinki area during the M_J6.9 foreshock of the 2004 off Kii Peninsula earthquake, Earth Planets Space, Vol.57, pp.197-202, 2005
31) 大崎順彦：新・地震動のスペクトル解析入門, 鹿島出版会, pp.1-299, 2004
32) Wessel, P. and Smith W.H.F. : New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS, AGU, 1998

034 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

３．特別講演

東京での長周期地震動と高層建物への影響

LONG-PERIOD GROUND MOTIONS IN TOKYO AND THEIR EFFECTS TO HIGH-RISE BUILDINGS

翠 川 三 郎[*1]
Saburoh MIDORIKAWA

Long-period ground motions in Tokyo and their effects to high-rise buildings are discussed. The records obeserved in Tokyo show that ground motions in Tokyo tend to have larger spectral amplitudes at longer periods and longer duration. As an example of long period ground motions in Tokyo due to a great subduction earthquake, the record of the 1944 Tonankai earthquake (M_w7.9) is examined. As the record is saturated due to pounding between the pendulum and stopper, the restoration of the saturated part is carried out by a simplified method. The restored record shows the peak ground displacement of about 20 cm and the duration of almost 10 minutes. Due to the long-period motions, indoor seismic safety in high-rise buildings is discussed by shaking table tests and numerical simulations. The results indicate that the residents in high-rise buildings will be terrified by large and long-duration movement of furniture. For encouragement of the preparedness, the ground motion simulator is developed to provide experience of the large shaking to public.

1．はじめに

2003 年十勝沖地震の際に苫小牧で大型石油タンクのスロッシングにより火災が発生し、長周期地震動の問題が広く議論されるようになった。平成 21 年度版防災白書でも、都市化の進展により高まる災害脆弱性の一例として、増加する高層建築物について長周期地震動による被害の危険性が指摘されている。

長周期地震動の危険性は以前から指摘されており、レビュー論文もいくつかある[例えば1)]。また、1979 年 5 月に中央防災会議地震防災対策強化地域指定専門委員会から発表された東海地震の「地震防災対策強化地域の指定（報告）」では、震度VI相当以上となる地域が地震防災対策強化地域として指定された他に、「なお、今回の指定の対象とすべき地域の外周で、自然斜面のすべり及び崩壊、地盤の液状化又は*長周期の地震波によるものの被害を想定しなければならない地域等については*、今回の指定に引き続き詳細な地盤資料、*深部地質構造資料等に基づいて検討を行う必要があると考える。*」と追記されている。

ここでは、多数の長周期構造物が存在する東京を対象として、過去に観測された長周期地震動や予想される長周期地震動による高層建物への影響について述べてみたい。

2．東京の長周期地震動

2.1 東京の高層ビルでの揺れの観測事例

高層ビルはまだ本格的な長周期地震動の洗礼を受けていないが、東京での高層ビルでは大地震の際にある程度の揺れが観測されている。霞ヶ関ビルでは竣工直後に発生した 1968 年十勝沖地震(M7.9)で強震記録が得られている。この際、東京での震度は 3 だった。このビルの屋上階では記録開始から約 4 分後に周期約 4 秒で最大加速度 19cm/s^2 の波が観測された[2)]。この記録は数値されており[3)]、これを積分して変位を計算すると、図 1 に示すようにこのビルは 10cm 弱変位したことがわかる。

1978 年宮城県沖地震(M7.4)の時点では東京に 10 棟以上の超高層ビルが建設されており、いくつかのビルの頂部では 30～40cm/s^2 の最大加速度が観測されている[4)]。超高層ビル内にいた人々へのアンケート調査によると、多くの人は少々ないしかなり怖かったと回答し、何とも思わなかったや非常に怖いと思ったという回答がそれぞれ約 1 割だった[5)]。

1983 年日本海中部地震(M7.7)では、東京で震度 0 だったが、東京・新宿のある超高層ビルでは、ビルが大きく揺れてエレベータの管制ケーブルがカウンターウェイトに接触して切断された[6)]。1984 年長野県西部地震(M6.8)でも同様の切断が新宿の複数の超高層ビルで発生した[6)]。

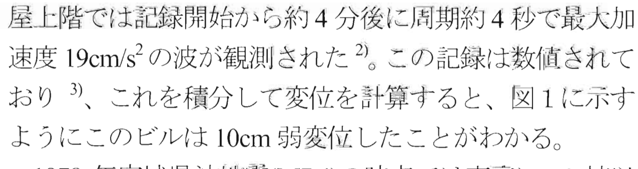


図１　1968 年十勝沖地震での霞ヶ関ビル RF での変位

*1 東京工業大学・都市地震工学センター　Center for Urban Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology

この際、あるビルの頂部では約 15cm の最大変位が観測された。さらに 2004 年新潟県中越地震(M6.8)でも東京のある高層ビルでエレベータのケーブルにトラブルが発生し４機が故障した。

このように東京の超高層ビルでは、200km 程度離れた M7 級の地震や 500km 程度離れた M8 級の地震で、10〜20cm 程度の揺れが観測され、それにより入居者への心理的な影響やエレベータの被害が生じている。

2. 2 東京で観測された地震記録の特徴

わが国では 1893 年から地震観測が開始されたが、用いられた地震計の倍率が高いために近地地震では記録が振り切れやすかった。そこで、低倍率の強震計が開発され、1901 年に大阪に大森式強震計が設置された。その後、今村式強震計も多数設置され、今村式を改良した中央気象台型強震計が開発された。東京では 1927 年から中央気象台型強震計による観測が開始され、ある程度の大きさの揺れの記録が得られるようになった。ここでは、1927 年以降東京で観測された地震動記録を整理した [7]。

1927 年〜1989 年の東京・気象庁で観測された変位記録が座間によって数値化されている [8]。この数値化記録から、振り切れたもの、震央距離 800km 以上のもの、震源深さ 100km 以上のもの、M5.5 未満のものを削除し、64 記録を選択した。同様の基準で 1989 年〜2004 年の気象庁で観測された 34 の加速度記録を選択した。さらに東京大学地震研究所で得られた低倍率の変位記録 [9] も 1930 年北伊豆地震など 6 記録を補足し、計 104 記録を用いた。記録には周期 2〜12 秒のフィルターをかけて用いた。

座間にならって、震源域区分毎に記録を整理し、模式的な水平動のフーリエ加速度スペクトル形状を図 2 に示す。座間により指摘されているように、震源域毎にスペクトル特性にそれぞれ特徴があるが、周期 6〜10 秒程度が卓越するものや対象周期帯域でおおむねフラットなものが多く、東京での地震動記録には長周期成分が卓越しやすいことが再確認された。

継続時間についても地動速度が最大値の 25%を最初に越えてから最後に 25%を下回るまでの時間として定義して計算し、震源域毎の値を図 3 に示す。200 秒を越えるものが多いことがわかる。

2. 3 1944 年東南海地震の地震記録

前節で整理した地震記録に含めなかった振り切れた記録のひとつに、1944 年東南海地震(Mw7.9)の記録がある。東海・東南海・南海地震など南海トラフ沿いで巨大地震の発生の緊迫性が指摘されており、特に東京では東海地震の影響が懸念されている。最後の東海地震は 1854 年で、この時点で地震観測はなされていないので、これに隣接

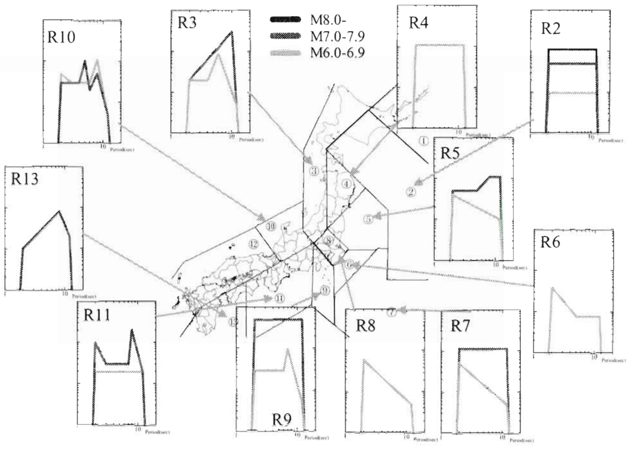


図２　東京で観測された地震動スペクトルの模式図

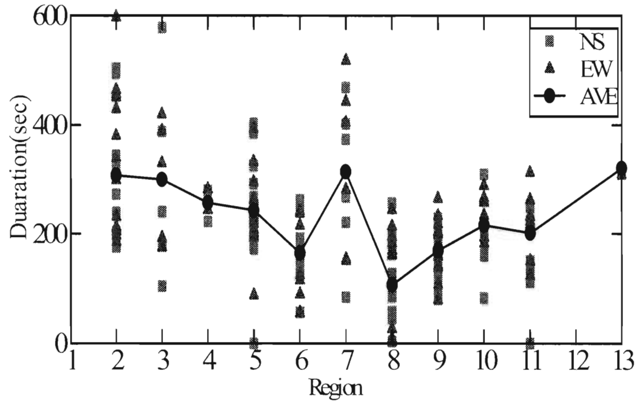


図３　地震動の継続時間の分布

する東南海地震の記録を分析することは東海地震の地震動を理解する上で重要と考えられる。そこで、この記録を丁寧に数値化し、振り切れた部分の修復を試みた [10]。なお、1946 年南海地震の東京での記録は保存されておらず、原記象をラフにトレースしたものが報告書に残されている。

原記象は、図4に示すように高さ約36cm、幅約75cmの大きさで、紙送り速度は約25mm/分である。原記象の特徴から、この記録は新型中央気象台式強震計（41 型）によるものと考えられる。この強震計は従来のものに比べて、固有周期がより長く、大振幅まで記録できるよう記録紙も大きくなり、刻時用ペンも設けられた [11]。検定記録は残されていないが、原記象紙に描かれた自由振動と思われる波形から、固有周期5.1 秒、制振度は2.0 と推定した。なお、この地震計による1948年福井地震や1949年今市地震の長周期地震動の記録も残されている。

原記象紙をコピーしたものをスキャナにより1200dpi で読み取り、数値化した。その波形を図5に示す。UD 成分では原記象紙に大きな欠損があるため数値化できなかった。読み取った値に対して、基線の補正、円弧補正などを行い、等間隔データを得た。

036　第37回地盤震動シンポジウム (2009)

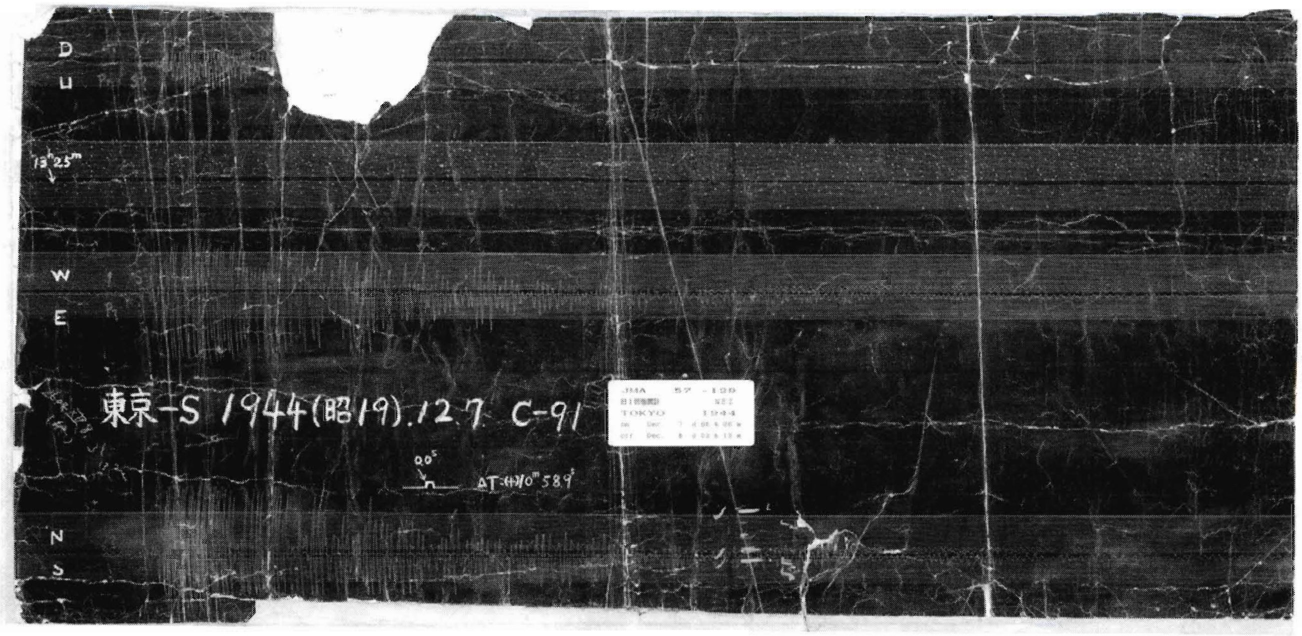


図４　東京での東南海地震の原記象

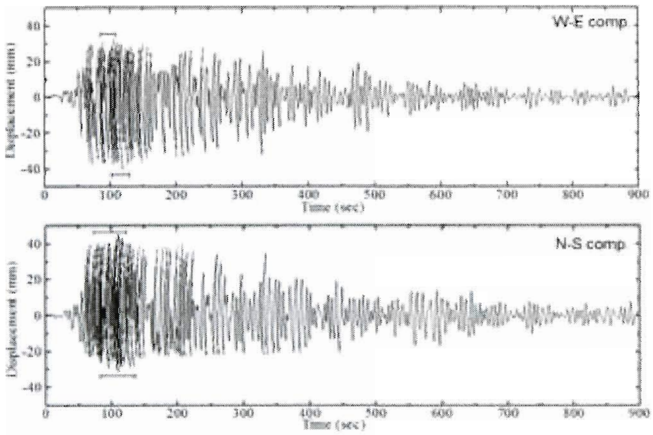


図５　数値化された記録

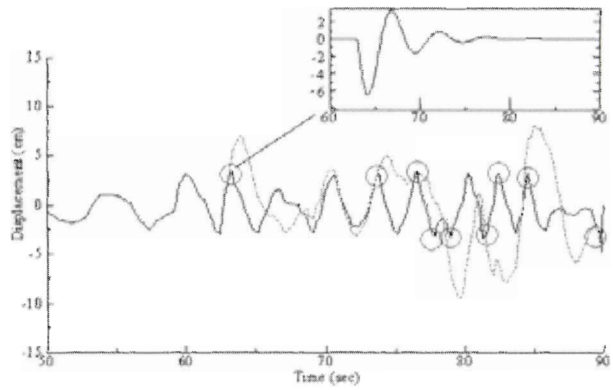


図６　衝突波形の修復の説明図

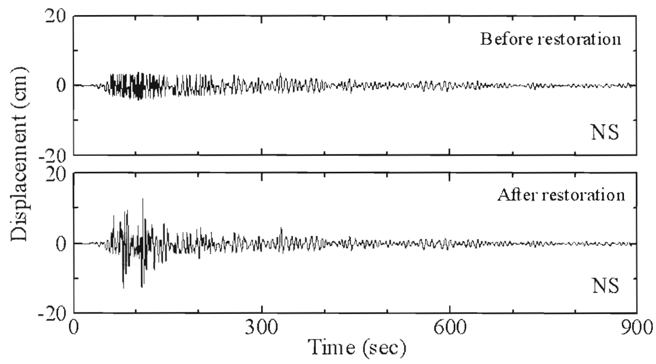


図７　修復前と修復後のNS成分の変位波形の比較

図5の横棒で示した波形の主要動部に波形がストッパーに衝突して振り切れたと思われる箇所が見られる。その波形の復元を山田・他[12]の方法により行なった。修復波形をx(t)、振り切れた波形をx'(t)とすると、

$$x(t_0+\tau)=x'(t_0+\tau)-(V_2-V_1)\exp(-h_1\omega\tau)\sin(\omega_d\tau)/\omega_d$$
$$(\omega_d=\omega\sqrt{1-h_1^{\,2}})\quad\cdots(1)$$

ここで、t_0は衝突時の時間、τは衝突時からの経過時間、ωは地震計の円固有振動数、h_1は地震計の減衰定数、V_1およびV_2は衝突前後の速度である。

図6に修復のプロセスを示す。実線は振り切れた波形を、丸印は衝突が発生した箇所を示す。図の上部に、(1)式の右辺の第2項で示される衝突により発生した振り子のインパルス応答を示す。この衝突の影響を差し引くと図の点線のようになる。

このようにして修復した波形を修復前のものと比較して図7に示す。修復前の最大振幅は約3cmだったが、修復後は10cmを越えている。ただし、修復した波形をみると不自然な部分も残っている。これは修復において、①衝突後ペン先がしなって直ちに波形が反発しないために、波形からどこでストッパーと衝突したかを正確に同定す

ることが困難であること、②紙送りが遅いために衝突前後の速度を正確に評価することができないこと、などの理由による。したがって、修復された波形には不完全な面も残っていることに注意する必要がある。

周期1～25秒でフラット、周期0.5秒以下と周期30秒以上を完全にカットするフィルターをかけた後に、振り子の特性補正を行い、最終的に得られた復元変位波形を図8は20cm前後で、記録開始から10分後でも5cm程度の振幅を示している。最大地動速度はNS成分で約25cm/s、EW成分で約15cm/sである。

図9(a)の太線で2%減衰の速度応答スペクトルを示す。周期1.5秒、4秒、10秒付近にピークがみられ、応答量は60～100cm/sの値を示している。図には比較のため、細線で2004年紀伊半島沖の地震(Mw7.5)の記録のスペクトルも示してある。前者の方が短周期の成分が卓越しており、長周期の部分でのピーク周期も異なっている。

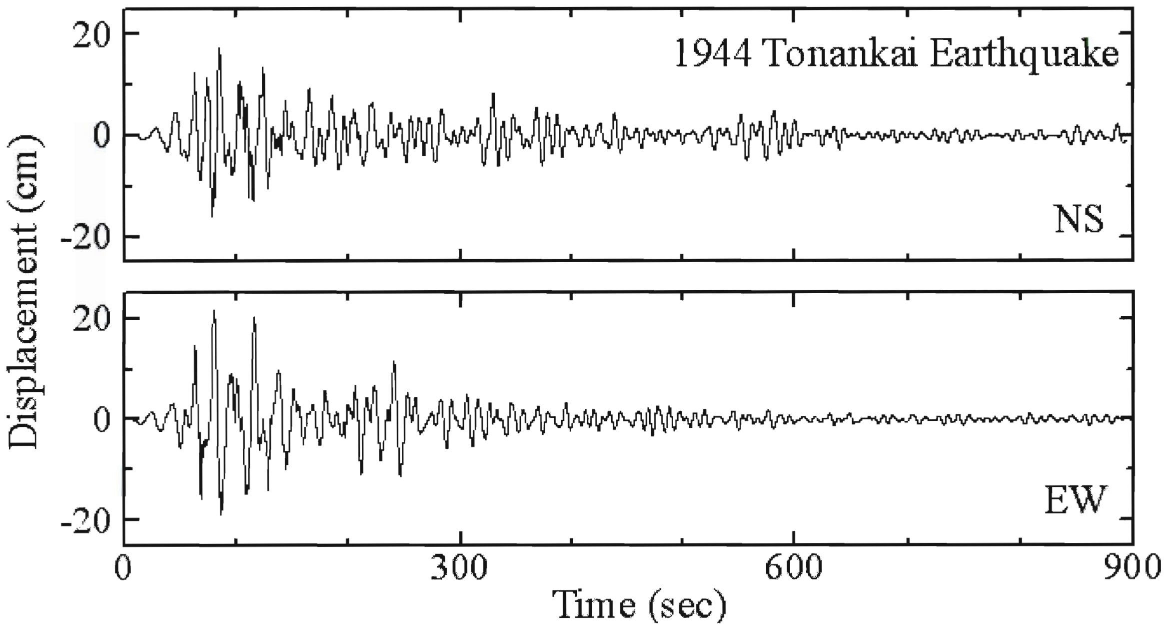
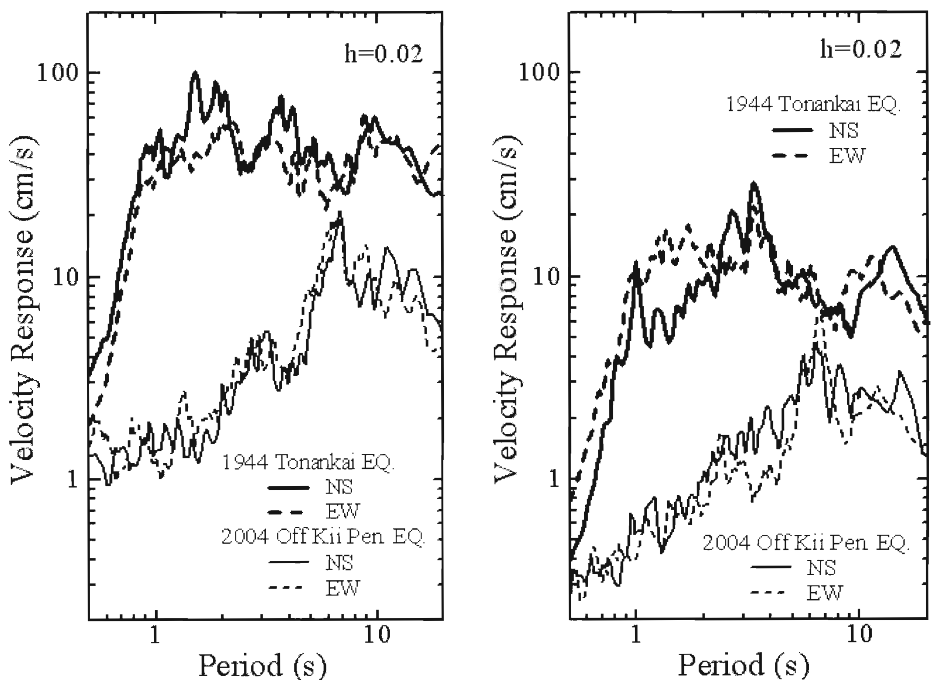


図８　1944 年東南海地震の東京での復元変位波形



(a) 東京　　(b) 水戸

図９　1944 年と 2004 年の記録の速度応答スペクトルの比較

図９　1944 年と 2004 年の記録の速度応答スペクトルの比較

038　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

復元された記録の妥当性を確認するために、水戸気象台でも両地震の記録の比較を行った。水戸気象台では1944年の地震の良好な記録が残されており、これを数値化して特性補正を行った記録のスペクトルを図9(b)の太線で示す。図には細線で2004年の記録のスペクトルも示してある。水戸での1944年と2004年の記録の関係は周期3秒以上では東京での関係とほぼ一致しており、復元された東京での1944年の記録の妥当性を支持している。なお、この復元波形は断層モデルと深部地下構造に基づく地震動シミュレーション結果とも対応がよい[13]。

したがって、1944年の地震の際に東京では周期4秒および10秒付近が卓越し、その2%減衰の速度応答量は60～80cm/sだったものと判断できる。発生が懸念されている東海地震の際には、東南海地震に比べて東京までの震源距離が近いために、振幅は2倍程度大きくなるものと考えられ、周期3～10秒での2%減衰の速度応答量は100～150cm/s程度のレベルに達するものと予想される。この結果は想定東海地震の東京での地震動予測結果[14]とも整合的である。

3. 高層ビルの室内安全性の検討

それでは、想定東海地震が発生すれば、東京の高層ビルにどのような影響が生ずるであろうか？構造的影響については既に報告[15]があるので、ここでは触れず、室内での影響として、長周期地震動による超高層ビル内での家具類の転倒や移動に対する検討結果を示す[16),17)]。

まず、長周期・大振幅の揺れにおける家具類の挙動を把握するため、長周期振動台を用いた振動実験を行った。次に、剛体の物理シミュレーションプログラムを用いて、振動実験をシミュレートし、実験結果を説明できるパラメータ（摩擦係数など）を設定し、一般的なオフィスレイアウトをシミュレーション上で再現し、超高層建物上階における家具群の挙動について検討した。

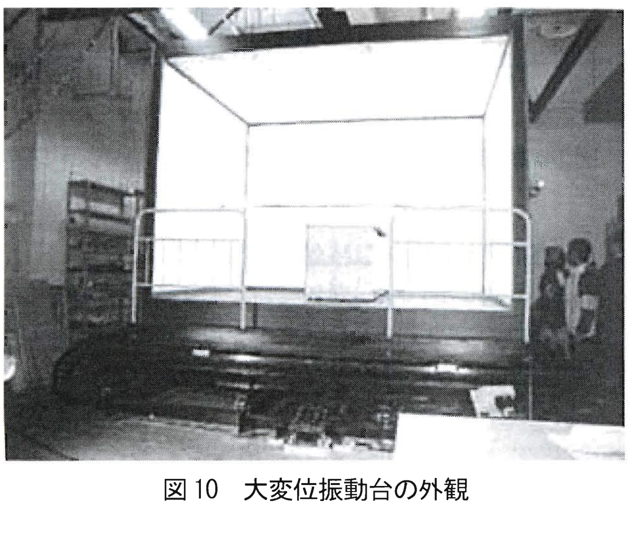


図10　大変位振動台の外観

振動実験には図10に示す大変位2次元振動台を用いた。この振動台は大振幅で加振することができ、最大変位は長軸が±100cm、短軸が±50cmとなっている。最大加速度は1000gal、最大速度は150kineである。また、台の大きさは約3m×約2.5mである。振動実験に用いた試験体はデスクやキャビネット、キャスター付家具、椅子などである。キャスター付椅子は100cm/s^{2}程度の加速度で移動し、キャスター付家具は150cm/s^{2}程度の加速度で1.5m程度の移動を示した。実験結果の詳細は文献16)に譲る。

シミュレーションプログラムのベースとして精密な動摩擦、静摩擦が計算できるSpringhead[18]を用いた。Springheadは接触力の計算にペナルティ法を用いており、図11のように接触する2物体の接触領域にバネ・ダンパを設定し、2物体の侵入量と相対速度に応じて反力を発生させる。

シミュレーションに必要な物体の物性値は、質量、慣性テンソル、重心位置、垂直バネ・ダンパ係数、水平バネ・ダンパ係数、静摩擦係数、動摩擦係数である。振動実験のシミュレーションでは、質量、慣性テンソルを除いた各種パラメータを変化させ、実験結果に合うようにパラメータを設定した。図12にキャビネットの変位の実験結果とシミュレーション結果の比較を示す。シミュレーションにより実験結果をおおむね再現できることがわかる。

30階建高層建物の最上階のオフィスを想定して、人力波形には東海地震の新宿での予測地震動[14]から求めた応答波形を用い、水平2方向加振のオフィス家具群のシミュレーションを行った。予測地震動波形とその応答波を図13に示す。EW成分では、150cm/sを越える大きな速度振幅が生じている。

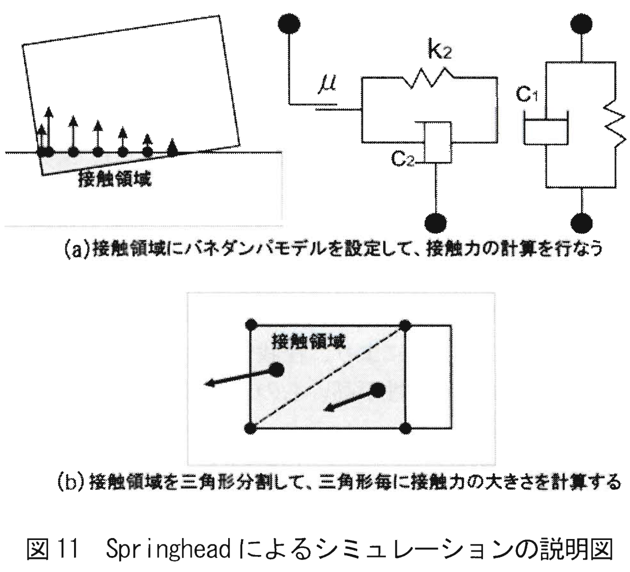


図11　Springheadによるシミュレーションの説明図

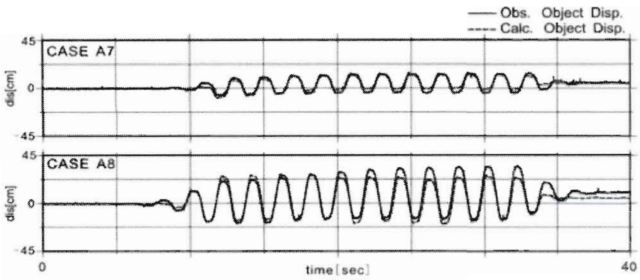
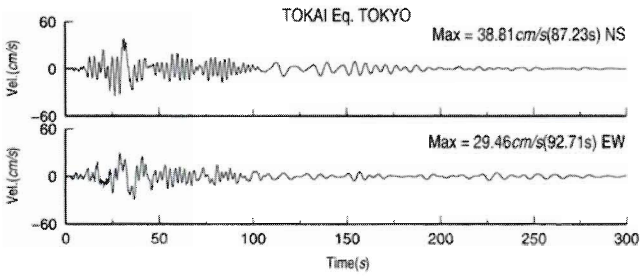
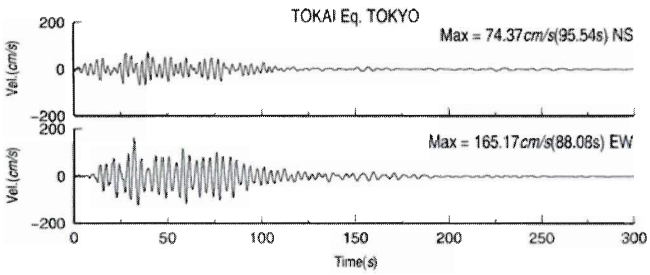


図 12　振動実験結果とシミュレーション結果の比較



(a)　入力地震動速度波形

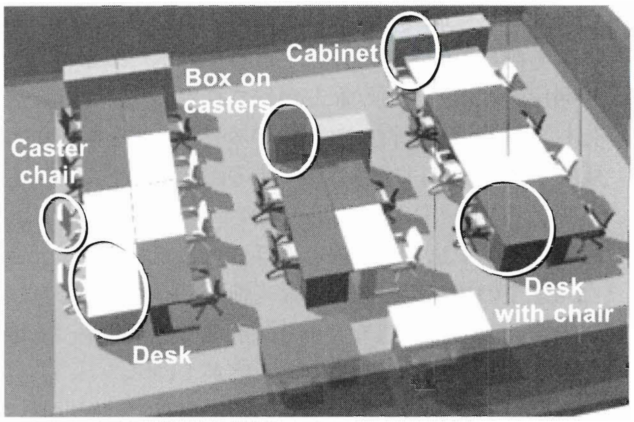


(b)　高層ビル頂部の応答速度波形

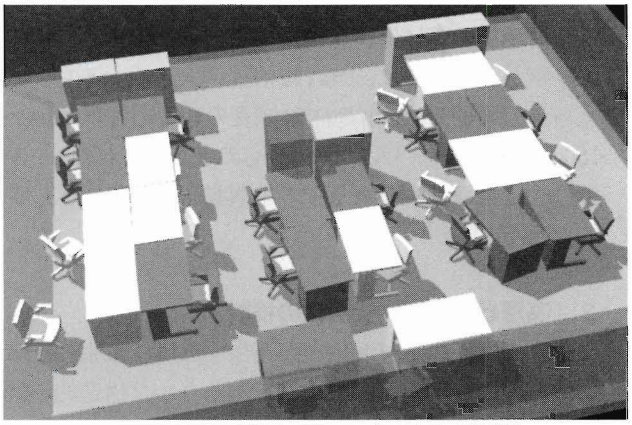
図 13　入力地震動および高層ビル頂部の速度波形

オフィスのモデルは、一般的なレイアウトを参考にして図 14 の上段のように設定した。配置した家具はデスク単体が 10 個、キャスター付椅子が 10 個、椅子付デスクが 12 個、収納棚が 5 個、キャスター付家具が 1 個である。椅子付デスクは、人が揺れを感じた時に椅子に座ったままデスクにしがみついた場合を想定したものである。図 14 に家具群のシミュレーション結果を示す。図は上から 0 秒後、30 秒後、90 秒後の様子を示している。家具群が移動の繰り返し、散らばっていることがわかる。家具群の移動の繰り返しは 1 分以上続き、このような状況の下では、直ちに避難することは困難になるものと思われる。さらに、周りの家具に衝突したり、移動した家具にはさまれたりすることにより、怪我をしたり、大きな不安を感じたりする可能性が高いものと推察される。

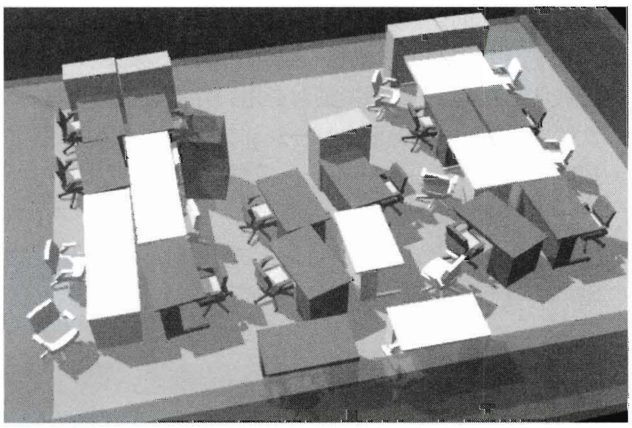
なお、高層マンションのキッチンを対象とした同様の振動実験やシミュレーションも行い、固定していない冷蔵庫や食器棚の移動・転倒の危険性が高いことも確認している[19]。



(a)　開始時



(b)　30 秒後



(c)　90 秒後

図 14 高層オフィスでの家具群のシミュレーション結果

4．長周期地震動体験装置の開発

上述したように長周期地震動により高層ビルは大きく揺らされ、室内では家具が大きく移動し、居住者に大きな影響を与える。このような大変位の揺れの経験を持っている人々はほとんどないので、これを擬似体験させて対策の必要性を認識させることは重要と考えられる。

このような目的で、大変位の振動が体験できる装置が

このような目的で、大変位の振動が体験できる装置が

040　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

図 15　地震動シミュレータ" Jishin The VUTON"

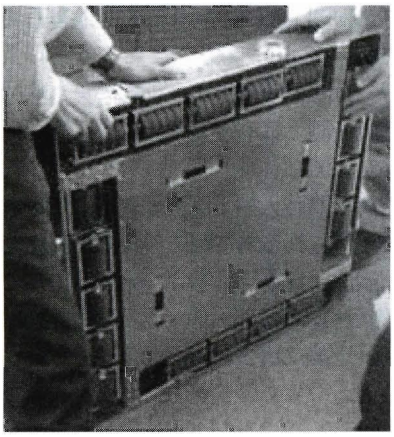


図 16　地震動シミュレータの機構

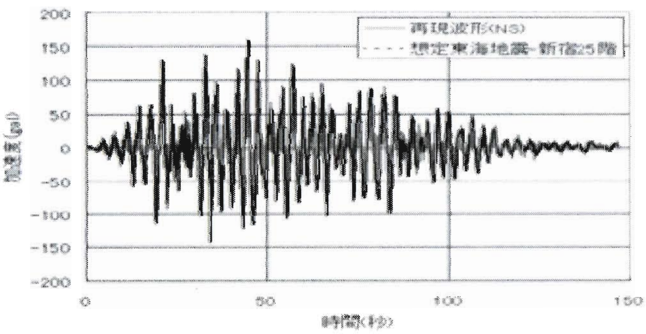


図 17 地震動シミュレータによる長周期地震動の再現性

開発されている[20),21)]が、大がかりな装置でその場に行かないと体験できない。そこで、一般市民も含めた多数の人々が長周期地震動を体験し、その問題について共通認識を持てるよう、可搬式の長周期地震動体験装置を開発した[22)]。

この装置は、人が1人のって地震動を体験できるよう自走式の地震動シミュレータで"Jishin The VUTON"と称するものである。図15に外観を示す。約75cm×75cm、重量は約65kgである。電源はAC100Vの商用電源を用いている。また、地震計を設置しており、リアルタイムに計測震度相当値を表示することができる。

図 18　地震動シミュレータのデモ風景

本装置では、VUTON クローラと呼ばれる全方向移動機構を用いている。図 16 に示すように、このクローラを縦・横方向に各 2 列配置させて、合計 4 台のモータを組み合わせた制御によって水平な床面上を任意の方向に走行、および旋回が可能となる。水平方向への移動距離の制限がなく、長周期地震動を再現するには有効である。

本装置では、120cm/s強の地動速度が再現できる。図17に想定東海地震において新宿での30階建ビル中間階で予想される揺れの入力波形と出力波形を示す。本装置が短周期も含めてかなり正確な再現を行っていることがわかる。また、より臨場感がある体験ができるように、Jishin The VUTONの動作とともに強震動時の室内を撮影した動画などを投影できるシステムを開発している。図18に示すように、大学祭や防災フェア等で試験的にデモを行い、長周期地震動に対する関心を高めるのに効果があることを確認している。

5. まとめ

東京では高層ビルは 1960 年代後半から建設されはじめ、これまで本格的な長周期地震動の洗礼を受けていないが、200km 程度離れた M7 級の地震や 500km 程度離れた M8 級の地震で、建物頂部で 10〜20cm 程度の揺れが観測され、それによりエレベータの被害などが生じている。

昭和初期以降、東京で観測された地震記録を整理すると、数秒から 10 秒の周期を持つ継続時間の長い長周期地震動がたびたび観測されている。そのうち、大きな揺れのために振り切れた 1944 年東南海地震の東京での記録を復元したところ、最大変位 20cm 程度、最大速度 25cm/s 程度で、継続時間が 10 分にも及ぶ長周期地震動が観測されていることがわかった。これは建築基準法の告示で定

められたごく稀地震動の半分程度の大きさである。東京からの距離がより近い想定東海地震では、地震動はこの倍程度になると概算でき、断層モデルと3次元地下構造を考慮した地震動予測結果はこれと整合している。

東海地震が発生すれば東京の高層ビルで大きな揺れが生ずるものと予想されることから、高層ビル上階のオフィス内での家具群のシミュレーションを行い、室内の家具が大きく移動し、居住者の避難が困難になったり、不安を与えたりして、混乱が生ずる恐れがあることを確認した。これを軽減するためには、事前の対策や訓練が必要であり、長周期地震動を体験しておくことも有意義であると考えられる。そこで、長周期地震動体験装置の開発し、試験的にデモを行い、長周期地震動に対する関心を高めるのに効果があることを確認した。

謝辞

本研究の一部は、文部科学省GCOEプログラム「震災メガリスク軽減の都市地震工学国際拠点」(代表:時松孝次東工大教授) および科学研究費補助金基盤研究(A)「長周期地震動とその都市災害軽減に関する総合研究」(代表:纐纈一起東大教授) によった。東京での変位記象の収集の際には気象庁地震火山部石垣祐三氏のご協力を得た。室内安全性のシミュレーションの一部は構造計画研究所正月俊行氏との、長周期地震動体験装置の開発は東工大広瀬茂男研究室および㈱白山工業との、共同研究によるものである。期して謝意を表する次第である。

参考文献

1) 座間新作：やや長周期の地震動、地震、Vol.46、No.3、pp.329-342、1993.
2) 武藤清・他：霞ヶ関ビルと地震、日本建築学会大会学術講演梗概集、pp.655-656、1969.
3) 吉澤静代：強震記録のディジタル・データ(強震観測資料)、91pp.、1991.
4) 強震観測事業推進連絡会議：強震速報 No.15 1978年6月12日宮城県沖地震、1978.
5) Omote, S. et al.: Seismic intensity distribution in high-rise buildings subjected to large earthquake motions as determined from responses to questionnaire surveys, *Journal of Natural Disaster Science*, Vol.20, No.2, pp.1-20, 1990.
6) 村松郁栄：超高層ビルのエレベータの被害(1983年、1984年)、大自然の力、pp.62-64、1988.
7) 長井俊樹・翠川三郎：東京で観測されたやや長周期地震動の特性に関する研究、第29回地震工学・応用地学に関するシンポジウム、pp.43-44、2005.
8) 座間新作：気象庁1倍強震計記録にみられるやや長周期地震動特性－その2　東京－、消防研究所報告、第76号、pp.1-11、1993.
9) 田中貞二・他：やや長周期帯域における強震動の特徴－長周期低倍率地震計記録の解析－、地震研究所彙報、Vol.54、pp.629-655、1979.
10) Midorikawa, S. et al.: Long-period Ground Motion at Tokyo during the 1944 Tonankai, Japan, Earthquake, *Proceedings of the Third Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Paper No. 140, 2006.
11) 中央気象台地震課：新型中央気象台式強震計の紹介、測候時報、第13巻、pp.161-163、1942.
12) 山田善一・他：振り切れた1倍強震記録の修復波形による長周期応答スペクトル、土木学会論文集、第386号、pp.417-426、1987.
13) 地震調査研究推進本部：「長周期地震動予測地図」2009年試作版、66pp.、2009.
14) 土方勝一郎・他：想定東海地震の東京湾岸における長周期地震動予測、日本建築学会構造系論文集、第617号、pp.55-62、2007.
15) 北村春幸・齋藤大樹：巨大地震時に想定される入力の大きさと予想される構造躯体の影響、長周期地震動と建築物の耐震性、日本建築学会、pp.133-169、2007.
16) 正月俊行・翠川三郎・他：超高層建物におけるオフィス内の家具群の地震時挙動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、第620号、pp.43-49、2007.
17) Masatsuki, T., S. Midorikawa et al.: Seismic Behavior of Office Furniture in High-Rise Building due to Long-period Ground Motion, *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No.S10-034, 2008.
18) 長谷川晶一・他：力覚インタラクションのための多面体の接触体積に基づく実時間剛体運動シミュレーション、計測自動制御学会論文集、Vol.40、No.2、pp.122-131、2004.
19) 初岡徹朗・翠川三郎・他：高層住宅におけるキッチン家具の地震時挙動に関する研究、日本建築学会大会学術講演梗概集 B2、pp.617-618、2009.
20) Fukuwa, N. and J. Tobita, Key Parameters Governing the Dynamic Response of Long-Period Structures, *Journal of Seismology*, Vol.12, No.2, pp.295-306, 2008.
21) Takahashi, T. et al.: Shaking Table Test on Indoor Seismic Safety of Highrise Buildings (Part 1. Performance test on BRI large stroke shaking table), *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Paper No.S10-024, 2008.
22) Yamaguchi, R., S. Midorikawa et al.: Development of Brand-new Portable Earthquake Simulator Using Holonomic Omni-directional Vehicle, *Proceedings of the Sixth International Conference on Urban Earthquake Engineering*, pp.171-176, 2009.

042　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

4．長周期地震動予測に用いる地下構造モデルの現状と課題

地震記録を用いた琵琶湖地域における3次元速度構造モデルの構築

3D SUBSURFACE STRUCTURAL MODEL FOR STRONG MOTION SIMULATION AROUND LAKE BIWA USING EARTHQUAKE GROUND MOTION RECORDS

鈴木晴彦[*1]，山中浩明[*2]
Haruhiko SUZUKI, Hiroaki YAMANAKA

We construct the 3D subsurface structural model using the data of geophysical and geological surveys in and around Lake Biwa. And we have modified the model using the S-wave parts of earthquake records, H/V spectral ratio of S-coda and phase velocity of microtremor. In the waveform inversion of S-wave, we assume a simple source time function and plane wave incident to a layered model from the basement.

Using 3D subsurface structural models, we simulate ground motions for moderate earthquakes. The first model is the model using only boring and reflection survey data; the second one is the model by adjusting the peak period of theoretical H/V spectral ratio to observed one; the last one is the model by joint inversion of S-wave, H/V spectra and phase velocity of microtremor. As the results, simulated waveforms of ground velocity by using joint inversion model agree with observed ones better. It is possible to construct 3D subsurface structural model which is applicable to strong motion simulation by using earthquake ground motion records, even though there are few data of geophysical surveys.

1．はじめに

強震動予測において，震源特性，地殻・マントルでの伝播特性，観測点近傍の地盤による増幅特性の把握が重要である。特に大規模な平野では，広い周期帯域の地震動に及ぼす深部地盤の影響が大きいことが知られている。

例えば，2008年新潟県中越沖地震では，柏崎・刈羽原子力発電所において，設計値を超える非常に強い地震動が観測され，近接している1号機建屋と5号機建屋の基礎盤上において最大加速度が1.5倍異なるデータが観測された[1]。設計値を超える強い地震動の原因として地震基盤の傾斜構造と震源位置との関係性が議論され，1号機・5号機建屋の観測強震動の差異は，地震基盤以浅の地層の褶曲などの3次元地下構造の影響によるものであると考えられている[2]。

また，超高層ビルが対象となるようなやや長周期地震動が構造物に及ぼす影響が注目されている。2003年十勝沖地震の際のスロッシングの原因も周期数秒から十数秒程度のやや長周期地震動であることが指摘されている[3]。これは，勇払平野において表面波が励起され，やや長周期の地震動が大幅に増幅されたためと考えられる[4]。

このように，震源付近から対象地域周辺までの深部地盤構造がやや長周期地震動の特性に強く影響を及ぼしており，強震動予測では広い地域の深部地盤の速度構造モデルを精度良く構築することが求められている。特にS波速度の分布が重要になっている。深部地盤のS波速度構造を探査する手法としては，ボーリング孔におけるPS検層，屈折・反射法地震探査，微動探査などが挙げられる。近年，地震動シミュレーションのための大規模平野の3次元S波速度構造モデルが数多く作成されている[5),6)]が，これらの研究では，上記に挙げた物理探査データを基にS波速度構造モデルが構築されている。こうした深部地盤を対象とした物理探査のデータは，地方公共団体の交付金による堆積平野の地下構造調査などが行われることにより，近年飛躍的にデータが蓄積されつつあるが，関東平野，大阪平野，京都盆地，濃尾平野などの大都市圏にデータが偏っており，中小規模の平野や盆地では十分な密度のデータが無いのが現状である。

一方，1995年兵庫県南部地震を契機にK-NET[7)]に代表される強震観測点が全国的に整備され，地方自治体の震度計データも公開されつつある。このような現状を考えると，地震観測記録の分析による地下構造の推定技術を開発することは，通常の物理探査と同様に地震動評価のための地盤モデルの作成上重要になってくると考えられる。地震記録を用いて物理探査と同様に精度の高いS波速度構造モデルの推定が可能であれば，物理探査データが少ない地域でもS波速度構造モデルを構築できると期待され，物理探査データが多い地域においてもそれらの内外挿に地震記録を用いることによって，S波速度構造

*1 応用地質，東京工業大学総合理工学研究科　OYO Corp., Tokyo Institute of Technology
*2 東京工業大学総合理工学研究科　Tokyo Institute of Technology

第37回地盤震動シンポジウム（2009）　043

モデルを高精度にすることができると考えられる。

そこで，本研究では，地震記録を深部地盤のS波速度構造の推定に用いることを目的として，特に振幅の大きなS波主要動および表面波部分を用いたS波速度構造推定法を提案する。表面波部分では，コーダ部分のH/Vスペクトルのピーク周期を用いる。さらに，S波速度構造探査として実績のある微動探査[8]のデータを加えた同時逆解析によりS波速度構造モデルの推定を試みる。本手法を琵琶湖地域のK-NET観測点記録に適用し，構築された3次元S波速度構造モデルを用いて，中規模地震による地震動のシミュレーションを行い，速度構造モデルの妥当性を検証した。

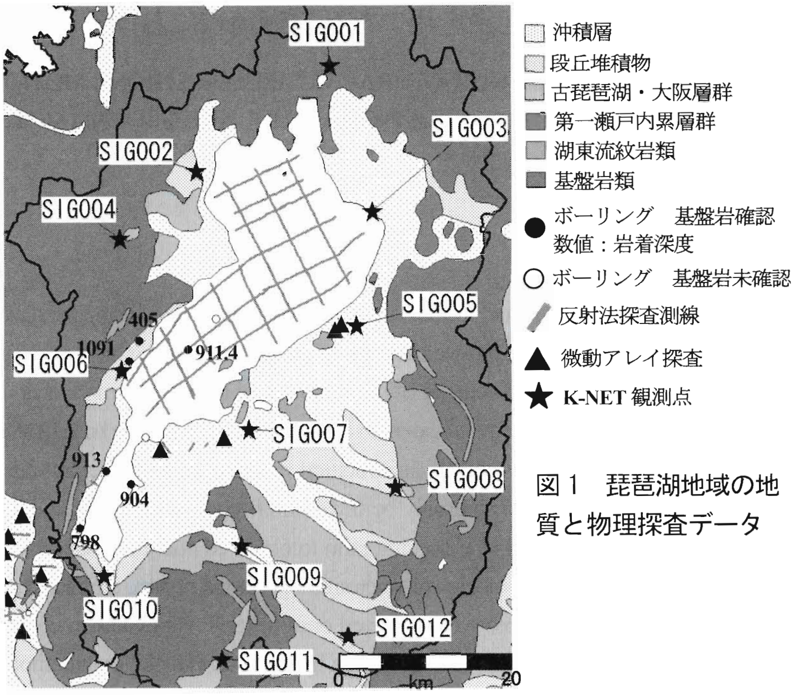


図1　琵琶湖地域の地質と物理探査データ

2．琵琶湖周辺の地質と物理探査データ

琵琶湖周辺地域の地質は，丹波帯の中古生層，領家帯の花崗岩類および変成岩類，中生代白亜紀〜古第三紀の湖東流紋岩類，新第三紀中新世の第一瀬戸内累層群，新第三紀鮮新世〜第四紀更新世の古琵琶湖層群，更新世後期の琵琶湖累層，段丘堆積物，沖積層より構成される（図1）。丹波帯，領家帯，および湖東流紋岩類はいわゆる岩盤であり，これを覆って古琵琶湖層群などの未固結〜半固結の堆積層が分布している。琵琶湖底や沖積低地では，琵琶湖累層や沖積層の下位に古琵琶湖層群が伏在している。

図1には，基盤岩類に達したボーリング（●）とその深度を示している。深層ボーリングで確認された基盤岩類の深さは800〜900m程度であり，琵琶湖西岸で最も深く1091mである。反射法地震探査としては，琵琶湖で実施されたマルチチャンネル反射法地震探査[9]と活断層調査を目的とした短い測線がある[10〜12]。微動アレイ探査は湖東地域における探査[13]などがある。

3．3次元S波速度構造モデルの構築方針

3.1 S波速度構造モデルの構築方針

図1で示したように，琵琶湖内において基盤岩類の上面深度が確認されているボーリングデータ・反射法地震探査データが豊富にあるが，陸域においては速度構造に関するデータは少ない。そこで，琵琶湖内については，ボーリングデータ・反射法地震探査データによる地質情報を用いたモデルを構築し，陸域については，地質情報を用いたモデルと地震記録を用いたモデルを構築することとした。地震記録を用いたモデルとしては，既往の研究を参考にH/Vスペクトルのピーク周期に基づくモデルと以下に示す同時逆解析結果に基づくモデルの2つの場合について検討した。

以上の方針に基づき3つの3次元S波速度構造モデルを構築した。以下に，モデル構築の流れを示す。

①初期モデルの作成

ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより地質境界面を作成する。データの少ない陸域においては，重力異常データを参考に境界面を推定する。検層結果を用いて各地質に対応する物性値を設定する。

②H/Vスペクトルデータに基づく初期モデルの修正

K-NET観測点において，地震動のH/Vスペクトルのピーク周期を用いた初期モデルの修正を行う。その際，初期モデルでの堆積層の構成比率を固定して，モデルを修正する。琵琶湖内においては，初期モデルのままとする。

③同時逆解析による初期モデルの修正

S波[14]，H/Vスペクトルのピーク周期，微動の位相速度を用いた同時逆解析による初期モデルの修正を行う。琵琶湖内においては，初期モデルのままとする。S波と位相速度の同時逆解析を行い，3次元S波速度構造モデルの構築を行った。さらに，H/Vスペクトルのデータも考慮した。

3.2 初期モデルの作成

琵琶湖周辺地域では基盤岩類を覆って，未固結〜半固結の琵琶湖累層および古琵琶湖層群が分布している。屈折法地震探査の結果[15]で明らかなように，基盤岩類と堆

積層は弾性波速度のコントラストが大きい。

初期モデルの作成方法は次のとおりである。

①ボーリングデータおよび反射法地震探査・屈折法地震探査データにより確認されている，基盤岩類および古琵琶湖層群の上面深度のデータを用いて，それぞれの層の上面深度コンターを作成した。データの無い地域については，重力のブーゲー異常データを参考に，東西方向の地質断面を作成し，3 次元のモデル化に利用した。

②堆積層内の層区分を烏丸ボーリングでの検層結果を基に決定した。烏丸ボーリングでは，古琵琶湖層群のP 波速度が概ね 1.8km/s の層と 2.0km/s の層に区分できた。したがって，古琵琶湖層群を 2 つの層に区分した。上記で記した古琵琶湖層群と基盤岩類の上面深度コンターから，古琵琶湖層群の層厚を求めることができ，烏丸ボーリングにおける P 波速度 1.8km/s 層および 2.0km/s 層の厚さの割合を古琵琶湖層群の層厚にかけることにより，P 波速度 2.0km/s 層の上面深度コンターを作成した。

③山地部における基盤岩類の風化帯の厚さを PS 検層データにより推定し，基盤岩類と堆積層の速度区分で，同一の速度層を結んで各速度層の上面深度コンターを作成する。

④PS 検層の結果から P 波速度と S 波速度の関係を求め，各層の S 波速度を決定した。表 1 に初期モデルの物性値を示す。図 2 に S 波速度 0.43km/s 層と 1.8km/s 層の上面深度を示す。S 波速度 1.8km/s 層（基盤岩類）上面深度のコンターは，短い波長の起伏に富んでいるが，全体として東から西へ傾斜し，琵琶湖西岸断層帯付近で最も深くなっている。S 波速度 0.43km/s 層の上面深度は，琵湖の西部および北西部で最も深く 400m 程度である。琵琶湖西岸断層帯は西傾斜の逆断層であり，断層部では堆積層と基盤岩類が逆転構造をなしているものと推測されるが，本研究では，東西方向の地質断面図における琵琶湖西岸断層帯の傾斜角度を 90° としてデータを補完し，モデルを作成した。

表 1　初期モデルの物性値

No.	Geology	Vs(km/s)	Vp(km/s)	ρ(g/cm³)
1	Biwako F.	0.39	1.6	1.8
2	Kobiwako G.	0.43	1.8	2.0
3		0.62	2.0	2.0
4	Basement Rocks	1.8	3.8	2.4
5		2.2	4.4	2.5
6		3.1	5.2	2.6

3.3 H/V スペクトルを用いた初期モデルの修正

前節で作成した初期モデルに対して，地震動の H/V スペクトルのピーク周期を用いてモデルの修正を行った。地震観測記録は，滋賀県域における防災科学技術研究所の K-NET データを利用した。M_{jma}5 以上で震源深さが 50 km 以浅の地震を解析に用いた。解析では，S 波初動から

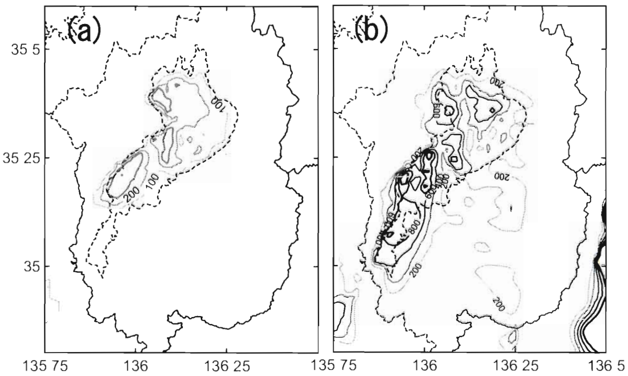


図 2　(a)Vs0. 43km/s 層上面深度　コンター間隔 100m
(b)Vs1. 8km/s 層上面深度　コンター間隔 200m

20 秒後以降のデータを 163.84 秒間抜き出し，ラディアル成分と上下動成分のフーリエスペクトルを求め，その比を算出した。フーリエスペクトル算出の際には，バンド幅 0.05Hz の Parzen Window[16]による平滑化を行っている。スペクトル比を取ることにより震源特性を取り除くことができ，H/V スペクトルのピーク周期は，深部 S 波速度構造モデルにより計算されるレイリー波の理論楕円率のピーク周期と概ね整合する [17]。

図 3 に H/V スペクトルと初期モデルにより計算されたレイリー波の理論楕円率を示す。理論楕円率は基本モードから 4 次モードまでを考慮して計算した [18]。琵琶湖東方の湖東地域の観測点 SIG005，SIG008，SIG009 では，H/V スペクトルのピーク周期は 1 から 2 秒程度，琵琶湖西岸に位置する SIG002，SIG006 では周期 3 から 4 秒程度であり，琵琶湖西岸の観測点でピーク周期が長い傾向を示した。

地下構造モデルの修正は，観測スペクトルのピーク周期と理論楕円率のピーク周期が対応するように，S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を調整することによって行った。基盤岩類の風化帯の厚さは修正せず，また，琵琶累層の S 波速度 0.39km/s 層と古琵琶湖層群の S 波速度 0.43km/s 層および S 波速度 0.62km/s 層の厚さの割合も初期モデルのままとした。図 3 に観測 H/V スペクトルと理論 H/V スペクトルの比較を示す。SIG005 では初期モデルの理論卓越周期が観測卓越周期とほぼ整合しているためモデルの修正は行っていない。

琵琶湖西岸断層沿いに位置する SIG002 では S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を 100m 程度深く，SIG006 では 200m 程度浅くしている。両観測点は琵琶湖西岸断層帯の近傍にあり，S 波速度 1.8km/s 層上面（基盤岩類上面）の傾斜が急である。東西方向の断層帯の位置をわずかに平行移動し，その断層帯の活動に起因する基盤岩類が急傾斜した位置を微調整することによりモデルを修正した。

図 4 には理論・観測 H/V スペクトルにより修正された

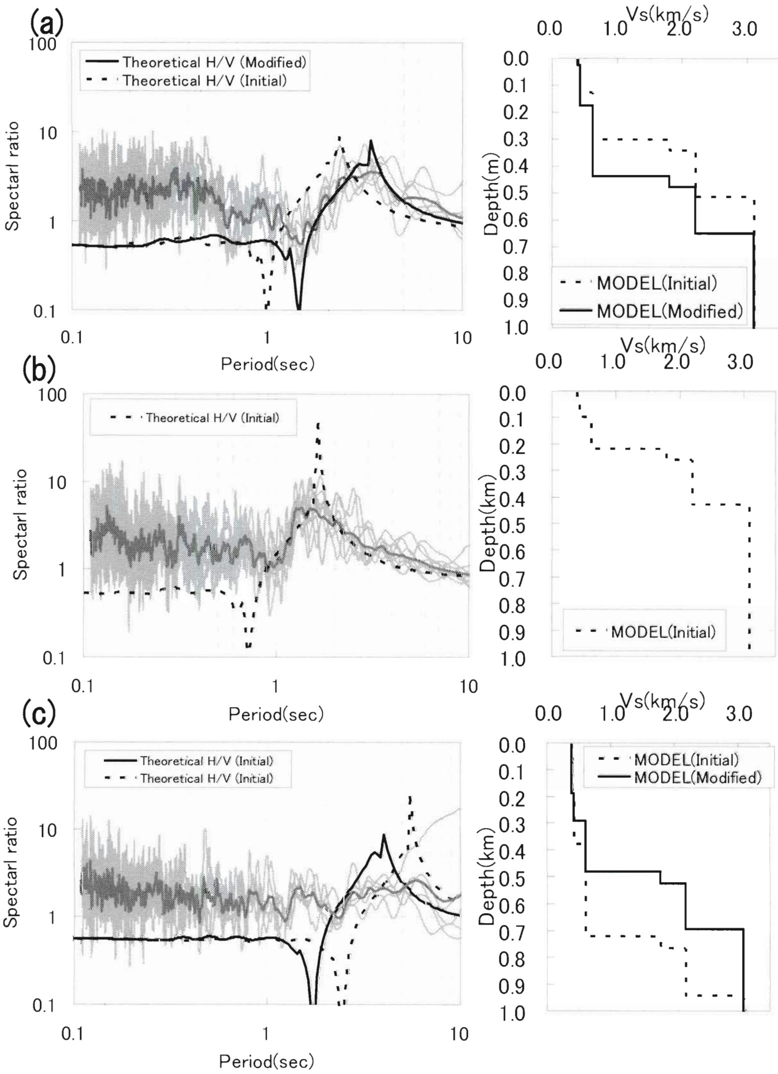


図3　H/V スペクトルによる修正結果

(a)SIG002　(b)SIG005　(c)SIG006

左図灰色線：観測 H/V スペクトル　初期モデルによる理論 H/V スペクトル（点線）と修正モデルによる理論 H/V スペクトル（実線）

右図：初期モデル（点線），修正モデル（実線）

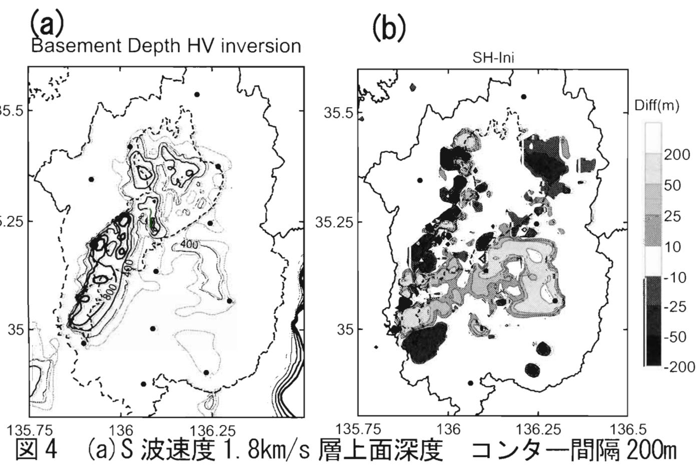


図4　(a)S 波速度 1.8km/s 層上面深度　コンター間隔 200m

(b)S 波速度 1.8km/s 層の初期モデルとの差

S 波速度 1.8km/s 層の上面深度コンターおよび S 波速度 1.8km/s 層の修正量を示す。修正後の上面深度から初期モデルの上面深度を引いたものであり，灰色が深く修正した地点，黒が浅く修正した地点を示す。

3.4 同時逆解析による S 波速度構造モデルの修正

地震記録を用いた同時逆解析手法[19]を適用した。解析を行った観測点は，琵琶湖周辺の SIG002，SIG003，SIG005，SIG006，SIG007, SIG010 の 6 観測点である。SIG005 においては，S 波・H/V スペクトル・宮腰ほか[13]による微動探査によるレイリー波の位相速度の同時逆解析を行った。その他の地点では，S 波・H/V スペクトルの同時逆解析を行った。

観測波形に施したバンドパスフィルターは，周期 1～6.7 秒のバンドパスフィルターである。S 波波形のみを用いた予備解析の結果, 堆積層の S 波速度は概ね 0.2～0.3km/s, 0.4km/s，0.6km/s と推定された。S 波速度 0.4km/s は, 琵琶湖累層および古琵琶湖層群上部の速度に対応する。S 波速度 0.6km/s は，古琵琶湖層群下部の速度に対応する。そこで，同時逆解析では，各層の S 波速度を上記の値で固定し，堆積層の層厚を探索することとした。S 波速度 1.8km/s 層より下部の速度構造に対する感度は低いと考えられるため, S 波速度 1.8km/s 層より下部の S 波速度も表 1 に示した値で固定し，それらの速度層の層厚も初期モデルと同じとした。S 波速度構造の逆解析には，遺伝的アルゴリズム[20]を用いた。

異なるデータの同時逆解析では，それぞれのデータに基づく誤差を無次元化して加算することを考える。

S 波の観測値と計算値の残差 E_{SH} を式(1)のように表す。

$$E_{SH} = \left(1/N^{SH}\right)\sum_{t=t_2}^{t_3}\left[\left(S^{o}(t) - S^{c}(t)\right)/A^{o}\right]^2 \qquad (1)$$

ここで，N はデータ数，$S^o(t)$，$S^c(t)$，A^o はそれぞれ時刻 t における地震波形のトランスバース成分の速度波形，計算速度波形，時刻 t_2 から t_3 における観測速度波形の最大値である。t_2 は S 波初動の終了時刻，t_3 は解析終了

046　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

時刻でS波初動の5秒後とした。

また，レイリー波の水平成分と上下成分のスペクトル比のピーク周期を求めて，

$$E_{HV}=\left[\left(T^{o}-T^{c}\right)/T^{o}\right]^{2} \tag{2}$$

により残差を求める。ここで，T^o，T^c それぞれ観測および計算H/Vスペクトルのピーク周期である。前述したように，基本モードから4次モードまでを考慮したレイリー波のH/Vスペクトルを求めた。

レイリー波の位相速度の残差 E_{PV} は以下のように求めた。

$$E_{PV}=\left(1/N^{PV}\right)\sum_{j=1}^{N^{PV}}\left[\left(C^{o}(f_j)-C^{c}(f_j)\right)/C^{o}(f_j)\right]^{2} \tag{3}$$

ここで，N^{PV} はデータ数，$C^o(f_j)$，$C^c(f_j)$はそれぞれ j 番目の周波数 f_j におけるレイリー波の観測位相速度と計算位相速度である。なお，ここでは，レイリー波の基本モードのみを仮定した。

上記の4つの物理量の残差を求めて，全体の残差 E を式(4)のように定義し，E を最小にするようにS波速度構造を推定した。

$$E=p_{SH}E_{SH}+p_{HV}E_{HV}+p_{PV}E_{PV} \tag{4}$$

ここで，p_{SH}，p_{HV}，p_{PV} はそれぞれ全体の残差に対する，S波，H/Vスペクトル，表面波の位相速度の残差の割合を表す係数であり，

$$p_{SH}+p_{HV}+p_{PV}=1 \tag{5}$$

である。例えば，S波とH/Vスペクトルの同時逆解析の場合は，p_{SH}，p_{HV} を0.5とし，p_{PV} は0とした。3種類のデータを用いる場合は，すべて0.333とした。

図5に同時逆解析結果を示す。図5-1はS波速度構造，図5-2はS波波形逆解析の結果，図5-3は観測H/Vスペクトルおよび観測位相速度との比較を示している。SIG002では，基盤深度およびS波速度0.62km/s層の上面深度はH/Vスペクトルに基づいて修正されたモデルに比べやや浅く推定された。SIG005では，基盤深度は変わらず，S波速度0.62km/s層の上面深度はHVモデルや初期モデルに比べ約60m深く推定された。SIG006では，基盤深度がHVモデルに比べ120m浅く推定され，表層に層厚約90mのS波速度0.23km/sである層が推定された。同時逆解析の結果では，SIG002およびSIG007ではS波速度0.6km/s層の厚さがS波速度0.6km/s層の層厚に比べ優位に厚いが，SIG005・SIG006・SIG010では逆に優位に薄い結果となった。このように，観測点によって堆積層内の速度層の構成比率が異なる結果が得られ，HVモデルでの堆積層内の速度層の比率が同一であるという仮定が成り立たない結果となった。図6には，基盤岩上面深度分布とHVモデルとの差を示す。SIG002, SIG003, SIG006などでは，基盤岩の上面深度が浅く修正され，SIG007周辺では逆に深く修正された。

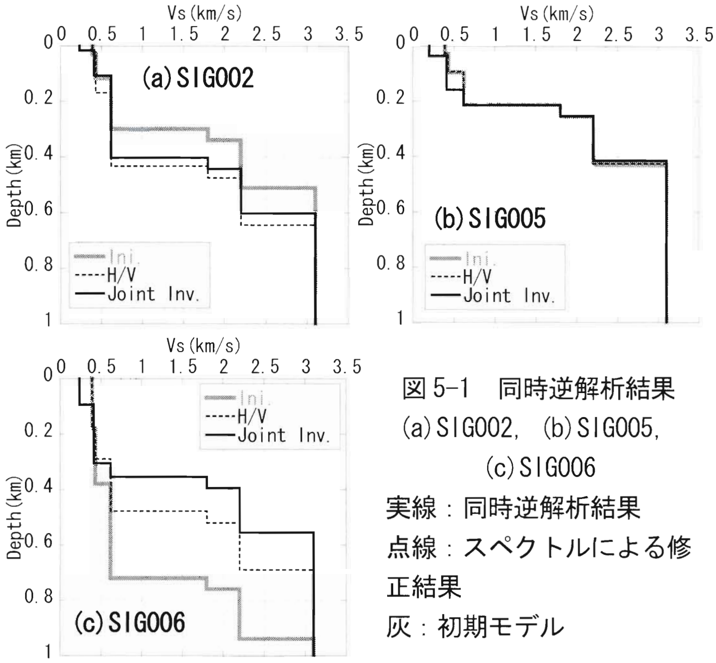


図5-1　同時逆解析結果
(a)SIG002, (b)SIG005, (c)SIG006
実線：同時逆解析結果
点線：スペクトルによる修正結果
灰：初期モデル

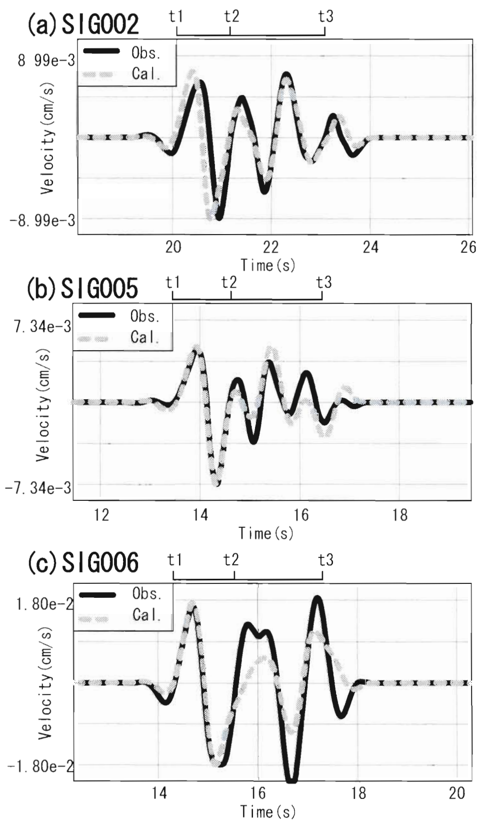


図5-2　同時逆解析結果
(a)SIG002, (b)SIG005, (c)SIG006
実線:観測データ　灰色線：計算結果

4．中規模地震の再現計算によるS波速度構造モデルの妥当性の検証

上記で作成した初期モデル，HVモデル，同時逆解析モデルを用いて中規模地震の再現計算を行い，モデルの

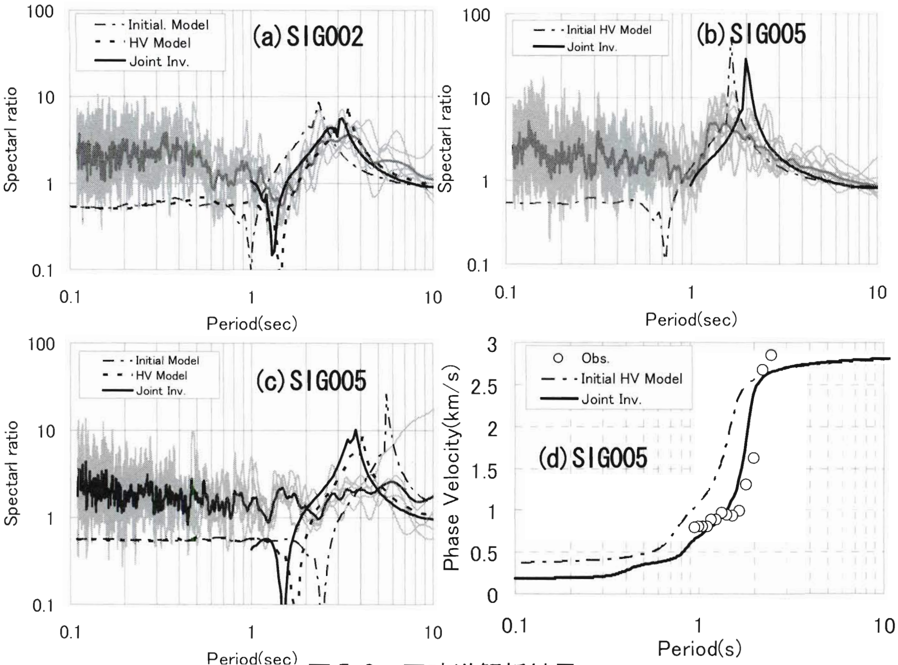


図 5-3　同時逆解析結果
観測 H/V スペクトルとの比較　(a) SIG002，(b) SIG005，(c) SIG006
実線：同時逆解析結果，点線：H/V スペクトルによる修正結果
一点鎖線：初期モデルによる結果
(d) 観測位相速度との比較　SIG005
実線：同時逆解析結果，一点鎖線：初期モデルによる結果

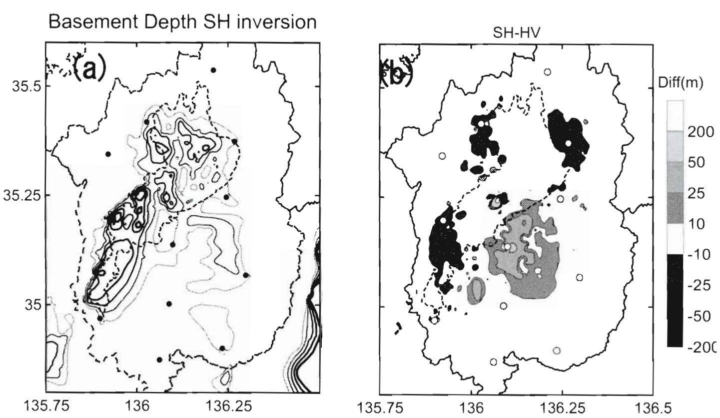


図 6　(a) S 波速度 1.8km/s 層上面深度　コンター間隔 200m
(b) S 波速度 1.8km/s 層の HV モデルとの差

妥当性を検証した。

計算を行った地震は，1998 年 4 月 22 日の岐阜県美濃中西部の地震である。愛知県[21]により行われた再現計算で用いられている震源メカニズムを参考にした。震源の深さは，気象庁によるデータを用いた。震源時間関数にはベル型の時間関数を用い，ライズタイムは，愛知県[21]を参考に 0.6 秒とした。

地殻およびマントルの速度構造は，Zhao et al.[22]によるコンラッド面およびモホ面の形状を設定した。速度値は，コンラッド面からモホ面までを P 波速度 6.7km/s・S 波速度 3.8km/s，モホ面以深を P 波速度 7.8km/s・S 波速度 4.4km/s とした。コンラッド面と地震基盤面の間については，地震基盤から深度 5km までを P 波速度 5.2km/s・S 波速度 3.1km/s，深度 5km からコンラッド面までを P 波速度 6.0km/s・S 波速度 3.4km/s とした。Q 値は，地震基盤以浅において 110，地震基盤から深度 5 ㎞までを 200，深度 5 ㎞からコンラッド面までを 300，コンラッド面以深を 500 としている。

計算の基本となる差分スキームは，速度―応力スタッガード・グリッド[23]であり，時間方向に 2 次，空間方向に 4 次の精度[24]で計算を行っている。速度―応力スタッガード・グリッドに対する震源の導入には，モーメント・テンソルを等価な体積力として表現する方法[25]を用いた。また，メモリバリアブルによる粘弾性条件[26]を導入し，基準周期は 4 秒とした。差分法の格子サイズは，水平方向は 150m，垂直方向は 150m から 600m まで速度構造に応じて変化させた。

観測波形は防災科学技術研究所の K-NET 観測点の加速度記録を積分し，周期 2.5 秒から 10 秒のバンドパスフィルターを施した。図 7 に観測速度波形と差分法による計算結果を示す。

SIG002 では，すべてのモデルによる計算結果で NS 成分が過小評価であるが，同時逆解析モデルの EW 成分および UD 成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合している。初期モデルに比べ HV モデルは S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を深くしているため，計算波形の振幅が大きくなった。さらに，同時逆解析モデルでは，表層の S 波速度を考慮しているためさらに振幅が大きくなり，観測波形の最大値と整合するようになった。

SIG005 においても同様に，同時逆解析モデルでも計算結果は，NS 成分が過小評価であるが，EW 成分および UD 成分の波形の最大振幅は観測データと良く整合し，波形の形状も良く対応している。HV モデルと初期モデルは変化が無いため両モデルで計算される波形に変化はほとんど無い。同時逆解析の結果では，S 波速度 1.8 ㎞/s 層の上面深度に変化は無いが，S 波速度 0.6 ㎞/s 層が初期モデルや HV モデルに比べ薄く推定されている。地盤の卓越周期がやや長周期側に移り，計算波形の振幅が大

048　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

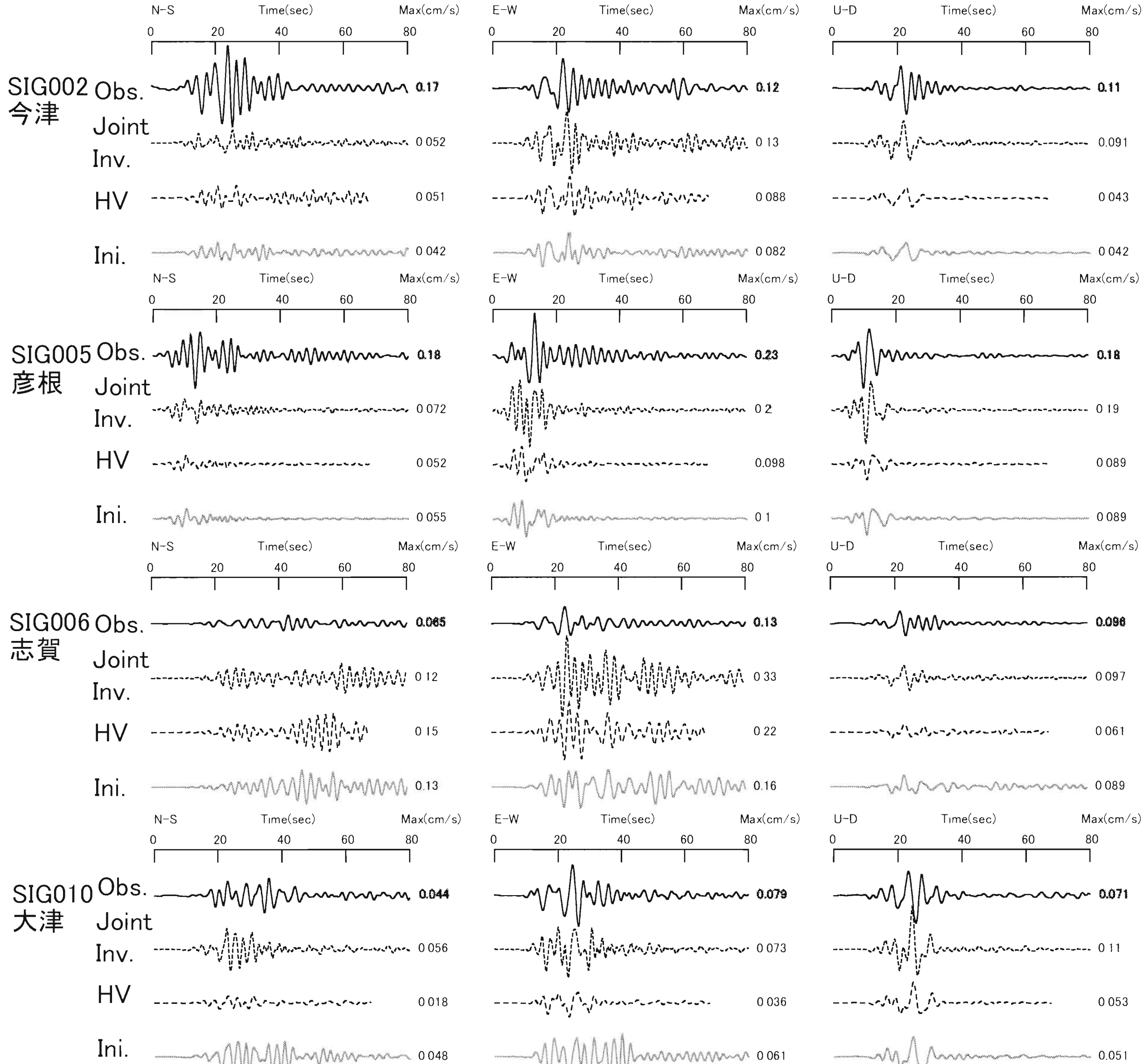


図７　観測速度波形と差分法による計算速度波形の比較

実線：観測波形，点線：同時逆解析結果，一点鎖線：HV モデル結果，灰色：初期モデル結果

きくなったものと考えられる。

SIG006 では，初期モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の深度が深く，HV モデルでは S 波速度 1.8km/s 層の上面深度を深くしたことにより，計算波形の長周期帯域の成分の振幅が小さくなっている。同時逆解析の結果では，さらに S 波速度 0.22km/s 層が厚く推定されたため，計算された波形の振幅がさらに大きくなった。

SIG010 では，同時逆解析モデルの S 波速度 1.8km/s 層の深度を浅くしたため計算される波形の振幅が小さくなった。S 波速度 1.8km/s 層の上面深度は HV モデルと同程度であったが，計算波形の振幅は HV モデルに比べ大きくなっている。これは，S 波速度 0.6km/s 層の上面深度を HV モデルに比べ深く推定したためである。初期モデルと同時逆解析モデルで計算された波形の最大振幅は同程度であるが，初期モデルに比べて地盤の卓越周期を適切に表現しているため，初期モデルと比べて観測波形との対応がよくなっていると考えられる。

5．まとめ

琵琶湖地域において，物理探査データを用いて地質構造モデルを作成した。その初期モデルに対し，HV スペクトルによるモデルの修正，同時逆解析によるモデルの修正を行なった。これら 3 つモデルを用いて，中規模地震の再現計算を行い，S 波速度構造モデルの妥当性を検証した。検証の結果，地震動シミュレーションのための S 波速度構造モデルを構築するには，S 波・H/V スペクトル・位相速度の同時逆解析が有効であることが確認された。今後，物理探査が少ない地域において，地震観測点の周辺で微動探査を実施することにより，広範囲の S 波速度構造モデルを効率的に推定することができると考えられる。

謝辞

防災科学技術研究所 K-NET の観測波形を使用しました。(財)地域地盤環境研究所宮腰　研博士には，微動アレイのデータをご提供いただきました。本研究の一部は，文部科学省科学研究費補助金（課題番号：19310115）およびグローバル COE（震災メガリスク軽減の都市地震工学国際拠点）の支援を受けて行われました。

参考文献

1) 東京電力株式会社: 柏崎刈羽原子力発電所における平成19 年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析に係る報告(第一報)概要，http://www.meti.go.jp/committee/materials/downloadfiles/g70802a07j.pdf, 2007.
2) 川辺秀憲・釜江克宏: 2007 年新潟県中越沖地震（Mj6.8）の震源のモデル化と 3 次元地震動シミュレーション, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-017，2008.
3) 畑山　健・座間信作・西　晴樹・山田　實・廣川幹浩: 2003 年十勝沖地震による周期数秒から十数秒の長周期地震動と石油タンクの被害, 地震, 第 2 輯, 57, 83-103, 2004.
4) Aoi, S., Honda R., Morikawa N., Sekiguchi H., Suzuki H., Hayakawa Y., Kunugi T., and Fujiwara H.: 3D finite-difference simulation of long-period ground motions for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake, J. Geophys. Res., 113, B07302, doi:10.1029/2007JB005452，2008.
5) 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・横倉隆信・岩淵　洋・北田奈緒子・Arben Pitarka: 断層による不連続構造を考慮した大阪堆積盆地の 3 次元地盤構造モデル，活断層・古地震研究報告，3，225-259，2003.
6) 山中浩明・山田伸之: 強震動評価のための関東平野の 3 次元 S 波速度構造モデルの構築，物理探査，59，549-560，2006.
7) Kinoshita, S., H. Fujiwara, T. Mikoshiba and T. Hoshino: Secondary Love waves observed by a strong-motion array in Tokyo lowlands, J. Phys. Earth, 40,99-116,1992.
8) 岡田　広・松島　健・森谷武男・笹谷　努: 広域深層地盤調査のための長周期微動探査法，物理探査，43，402-417，1990.
9) Horie, S, and S Tanaka: Multichannel seismic profiles, Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 11, 57-99,1983.
10) 筒井智樹・小林芳正・村井芳夫・芝　良昭・須田佳之・岩田和孝・松井一郎・藤原広行: 反射法地震探査による琵琶湖東岸，日野川河口の地下構造の推定，地震，第 2 輯，42，405-418，1989.
11) スリ・ウィディヤントロ・小林芳正:琵琶湖東南岸野洲川における地震プロファイル，物理探査学会第 86 回学術講演会論文集，232-234，1992.
12) 戸田　茂・川崎慎治・中川康一・香川敏幸・横田　裕・小林芳正・岡田篤正: 琵琶湖南湖周辺における反射法地震探査，活断層研究，15，23-36，1996.
13) 宮腰　研・香川敬生・鶴来雅人・赤澤隆士・趙　伯明・野口竜也・福本和正・藤原悌三: 微動探査法による彦根市の地下構造探査，物理探査学会第 99 回学術講演会論文集，164-167，1998.
14) 鈴木晴彦・山中浩明: 地震動の S 波部分を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定，物理探査，62，261-275，2009.
15) 伊藤　潔・村上寛史・堀江正治・佐々木嘉三・浅野周三・竹内俊明・原　徹夫: 発破地震動観測による琵琶湖底の地下構造，地震，第 2 輯，35，353-366.，1982
16) 大崎順彦: 新・地震動のスペクトル解析入門，鹿島出版会，東京，95-102，1994.
17) 鈴木晴彦: 地震記録を用いた深部地盤の S 波速度構造モデルの推定法に関する研究，東京工業大学学位論文，pp.216，2009.
18) Arai, H. and Tokimatsu, K.: S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectra, Bull. Seism. Soc. Am., 94, 53-63,2004.
19) 鈴木晴彦・山中浩明: 地震記録と微動探査データを用いた同時逆解析，物理探査（査読中），2009.
20) 山中浩明・石田　寛: 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析，日本建築学会構造系論文集，468，9-17，1995.
21) 愛知県: 平成 14 年度地震関係基礎調査交付金濃尾平野地下構造調査成果報告書，http://www.hp1039.jishin.go.jp/kozo/Aichi7Afrm.htm, 2003.
22) Zhao, D., A. Hasegawa and H. Kanamori: Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseicmic events, J. Geophys. Res., 99, 313-329,1994.
23) Virieux, J: P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, Geophysics, 51, 889-901,1986.
24) Levander, A. R.: Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, Geophysics, 53, 1425-1436,1988.
25) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106,1996.
26) Robertsson, J.O.A.,Blanch,J.O.,and Symes, W.W.: Viscoelastic finite-difference modeling, Geophysics, 59, 1444-1456,1994.

050　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

新宿付近で見られる長周期パルス波の成因と伝播

GENERATION AND PROPAGATION OF LONG PERIOD PULSE RECORDED AROUND SHINJUKU, TOKYO

早川俊彦[*1]、古村孝志[*2]

Toshihiko HAYAKAWA, Takashi FURUMURA

Long-period ground motion has been recognized through these studies that the propagation of long-period waves in sedimentary basins is related to the depth of the basement rocks and its topology. However, the dense seismic network in the Kanto basin has revealed the anomalous propagation of a large-amplitude pulse wave with period of 6-7 s in at Shinjuku area, a center of Tokyo, during the 2004 mid-Niigata earthquake. In this study, the long-period pulse is investigated by analyzing a large number of records acquired at 329 stations in the Kanto basin, including the SUPREME network, in addition to SK-net, and K-NET. Visualization of the wave energy distribution revealed that the pulse is excited near the center of Saitama, and propagates toward Tokyo Bay, passing by Shinjuku. The corridor for this pulse is 10 km wide, and extends for 50 km. The phase velocity of the pulse is estimated to be 1.5-2.2 km/s and group velocity of 0.5 km/s by using array analysis. Particle motion analysis indicates that the long-period pulse consists of Love waves.

The numerical simulation was performed for the 2004 mid-Niigata earthquake. At first, the 3D subsurface model employed was constructed for strong motion prediction (Tanaka et al., 2006). Although the simulated wave are in good agreement with observations at sites between the epicentral area and Saitama, the long-period pulse in the Shinjuku area is not reproduced by this structural model. To reproduce the local long-period wave, the structural model was refined by considering the development of an Airy phase was defined about a stationary point of the dispersion curve for the group velocity of surface waves. After a number of simulations using a variety of structure models, the effect of the Airy phase enhancing structure was found to be most important in reproducing the long-period pulse. Through refinement of the simulation, a channel-shaped structure was found to reproduce the properties of the long-period pulse well. Further simulations were performed using the subsurface model including the channel structure, and the amplitude and duration of the long-period pulse were reproduced well.

This long-period pulse was excited only during the 2007 off-Niigata and the 2004 mid-Niigata earthquake. The present results suggest that the development of the Airy phase is necessary for the emergence of the large long-period pulse in the channel structure, which does not occur when the horizontal incident angle is greater than 20°. The channel structure suggested by the present analysis is interpreted to correspond to Holocene sediments and the Narita layer, which is distributed as a small-scale soft shallow layer along the Arakawa River in central Saitama. Little attention has been paid in the past to the propagation of long-period motion in such small-scale heterogeneities

1．はじめに

震源が浅く(h<20km)、規模の大きい（M>6.5）地震が発生すると、遠方の堆積平野において、2-15 秒程度のやや長周期の表面波（長周期地震動）が強く発生する。2004年新潟県中越地震（Mj6.8）でも、震源から 200km 離れた関東平野で速度振幅 5cm/s 以上の揺れが５分間以上継続した。揺れの中心周期は平野中心部において 6-7s であった。これは、遠方で起こった大きな地震によって発生した表面波が堆積盆地内で発達する、という一般的な長周期地震動の特徴を示している。長周期地震動の伝播は、数～数十 km の大きな空間スケールの現象とされ、深部基盤の３次元形状と関連付けて考えられることが多かった(e.g. Miyake and Koketsu[1)])。

ところが、K-NET 新宿(TKY007)において、孤立的に非常に大きい揺れが発生し、周辺の平野内の観測点での 2 倍以上の速度応答が観測されていたことがわかった。速度波形（図１)を見ると、EW 成分に大振幅（5cm/s）で継続時間が短い（25s）パルス的な揺れが、記録開始 70 秒後から現れている（以下、この特徴を持つ波を「長周期パルス」と呼ぶ)。この長周期パルス部分を除いて計算した速度応答スペクトルを波形全体のスペクトルと比較すると、周期 6-7 秒での差は約 7 倍にもなる。これは、

*1 三菱スペース・ソフトウエア(株)　Mitsubishi Space Software Co.,ltd.

*2 東京大学地震研究所　Earthquake Research Institute, University of Tokyo

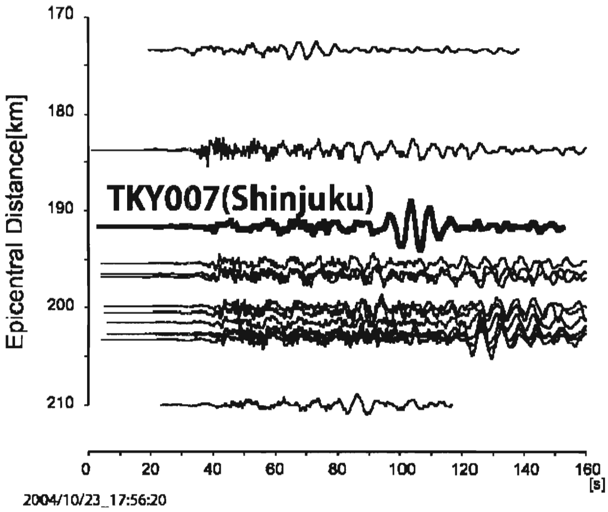


図１．2004 年新潟県中越地震での速度波形(EW 成分)のペーストアップ。

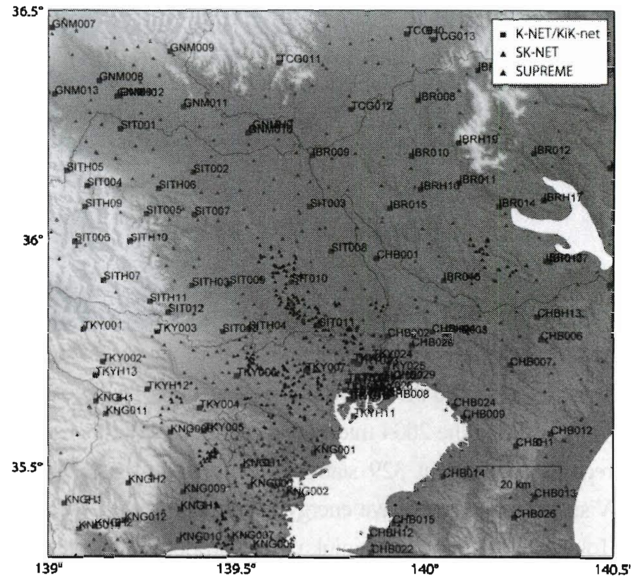


図２．解析に用いた観測点を示す。■は防災科研 K-NET/KiK-net の強震観測点。黒い▲は SK-net の観測点で自治体・消防庁の震度計が設置されている。青い▲は SUPREME の SI センサー設置点。

数十 km 程度の広い範囲で、数 10〜100 秒の長い継続時間を持つという長周期地震動に関する既往の知見とは全く異なった現象である。

2004 年新潟県中越地震の長周期地震動の研究例としては Furumura and Hayakawa[2] があり、彼らは粒子軌跡解析を用いて関東平野内で表面波(主に Rayleigh 波)が東京都心部近辺に集中することで大きな長周期地震動が発生したと結論づけた。しかしながら、この長周期パルスは他の K-NET 観測点では記録されていないため、K-NET 観測点の解析からだけから行った解析では、成因および伝播過程を推定することは困難である。彼らが波動場の時空間分布を補間するために行った３次元シミュレーションは、利根川中流域から表面波が発達しはじめ、埼玉県東部を南下する経路および関東山地から東京湾に向かう経路で伝播するという長周期地震動の大域的な特徴は再現できている。しかし、K-NET 新宿の長周期パルスについては再現できていない。新宿周辺に多数存在している60階建の超高層ビルの固有周期は6秒前後であることからも、長周期パルスの性質を明らかにすることは、地震波動論的にも、防災的観点からも非常に重要である。

そこで、本研究は 2004 年新潟県中越地震で観測された特異な長周期パルスの発生・伝播過程を解明し、通常の長周期地震動と長周期パルスの発生要因・伝播過程の違い、および発生条件を明らかにすることを課題・目的とする。一般に公開されている他にも強震動記録を大量に収集し、これまでにない高密度な観測網のデータを用い、長周期ハルスの発生域・伝播方向・速度・振動方向・スペクトルについて解析を行う。また、従来の知見に基づいた再現シミュレーションが長周期パルスを再現できない理由を検討し、シミュレーションに用いるモデルを改修することで長周期パルスを再現することを試みる。

表１．本研究で使用した観測網の諸機能の比較。

Network	Range (gal)	A/D (bit)	Time adjustment method
K-NET/KiK-net	2000	24	GPS
SK-net	2000	18-24	GPS or None
SUPREME	2000	20	None

２．長周期大振幅パルスの調査

2.1 用いた強震記録と被害データ

2004 年新潟県中越地震により発生した長周期パルスの伝播過程を詳細に調べるため、関東平野内の観測点の強震記録を収集した。利用した記録は、(a) 防災科研の強震観測網 K-NET, KiK-net (44 点)、(b) Seismic Kanto Project の震度計ネットワーク SK-net (143 点)、(c) 東京ガス(株)のガス緊急停止システム SUPREME の SI センサーと呼ばれる加速度計(142 点)の加速度記録である(図２)。各観測網の特徴を表１にまとめる。

SK-net は自治体(東京都・神奈川県・横浜市・埼玉県・千葉県・山梨県・群馬県・栃木県・茨城県)、および消防庁の震度計データを研究・防災目的に公開しているシステムである。これらの震度計は、計測震度の測定が目的であるため、計測震度の計算に影響しない時刻、極性および方位については大きくずれた観測記録が含まれてい

052 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

る。同様に、SUPREMEに関しても、SI値の計算に影響しない時刻・方位・極性の正確な情報は不明であった。このため、観測点毎に近傍のK-NET/KiK-netのデータを基準として実体波部分の波形の相関を用いる方法で、時刻・方位・極性を補正した。

2.2 長周期パルスの可視化

長周期パルスの生成および発達の様子を概略的に把握するため、周期５秒以上の水平２成分合成速度エンベロープを計算し、エネルギーの伝播過程を20秒毎に図３に示す。まず、実体波が到着した後、4cm/s 以上の大振幅の波が利根川中流域(1-A)で発生する。この波群は平野部に到達して大きく発達してから(2-B)伝播方向を変え、関東山地と平野の境界を南下する(3-C)。同時に埼玉県中央部で孤立的に波が発生しはじめる(3-D)。(3-C)の波群は南南東へ進み東京湾方面に抜けていく(4-E)。一方、発生した孤立的な波群(3-D)は非常に遅い(約 0.5km/s)速度で南へ進み(4-F)、東京都新宿付近を通過する間さらに発達して最大振幅が 5cm/s を超える(5-G)。孤立的な波は東京湾へ抜けていく(6-H)。

長周期パルスの空間分布を振動方向別に把握するため、周期 7s の速度応答分布図を示した(図４) 。大きな応答が２本の筋状の狭い領域に分布している。N350E 方向成分では、関東山地と関東山地の境界付近〜東京都と神奈川県の県境付近に大きな応答が分布するのに対し、N70E 成分では大宮付近から新宿、東京湾へかけて大きな応答が分布する。両方向とも、大きな応答の空間的スケールは、伝播する向きと見られる方向を基準として幅10km 程度、長さ 50km 程度である。

長周期パルスは同じ周期6-7sの他の位相と比べて２倍以上の振幅を持っていることから、この領域を長周期パルス発生・発達域と見て良いと考えられる。N70E 成分の7s応答で振幅が卓越する大宮付近は、先新第三紀基盤が比較的深くなっているとされている他（田中・他 [3)])、荒川低地と呼ばれる沖積層が厚く堆積する地域でもある(新堀・他 [4)])。前者と後者では深さが異なるが、両者とも地下構造もインピーダンス比の高い境界面により形作られた盆状構造であると考えられ、最も表面波を急激に発達させやすい構造の一つである。長周期パルスはどちらかの盆状構造によって発達した可能性が高い。

2.3 長周期パルスの伝播方向・速度

新宿付近における長周期パルスの位相速度・群速度の時間変化を、MUSIC解析を用いて求めた。ただし、2.2.2節の補正精度はアレイ解析に耐えないと判断し、時刻補正したデータを対象から外した。

周期7sの伝播速度・方向の時間変化を図５に示す。長

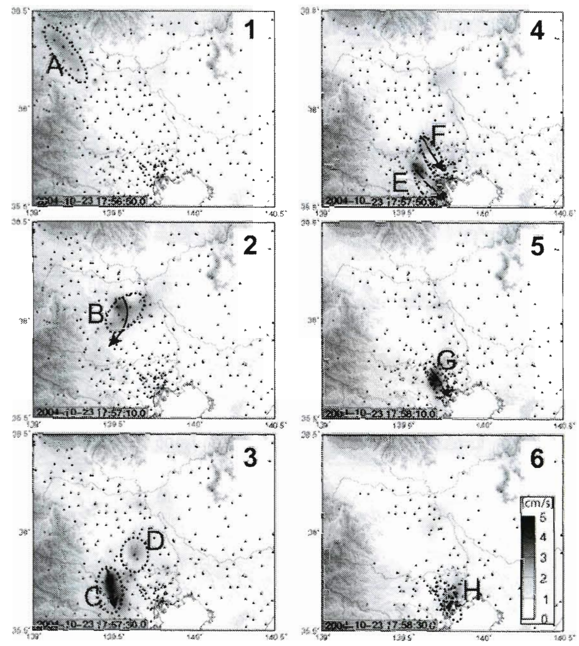


図３. 2004年新潟県中越地震の観測波形から計算した周期５秒以上の速度水平動合成エンベロープのスナップショット。

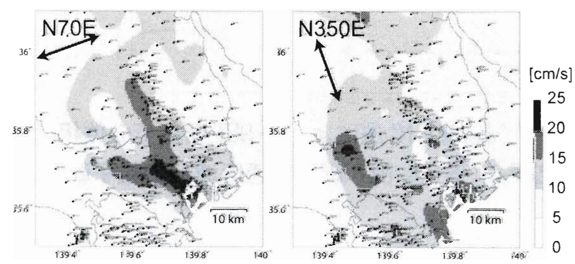


図４. 2004年新潟県中越地震の観測波形から計算した周期７秒の速度応答分布。左はN70E 方向、右はN350E 方向成分。

周期パルスが到達している 90-115s の時間帯では、位相速度は 2.2km/s から 1.5km/s に急速に低下しており、強い分散性を持つことがわかる。一方、伝播方向はN150E〜N140Eに緩やかに変化している。長周期パルスの中心周期 7s では、伝播方向は N120E〜N150E、位相速度は 1.5-2.2km/s であることがわかった。

群速度は、局所的に平面波的にエネルギーが伝播していると仮定し、周辺の観測点のエンベロープのピーク位置から見かけ群速度を求めたところ、群速度 は約 0.5km/s と求められた。

さらに K-NET 新宿での波形と、長周期パルスを３軸平面に投影した粒子軌跡を図５に示す。長周期パルスには、上下動成分はほとんど含まれず、SH 的な性格の波のみで構成されていることがわかる。

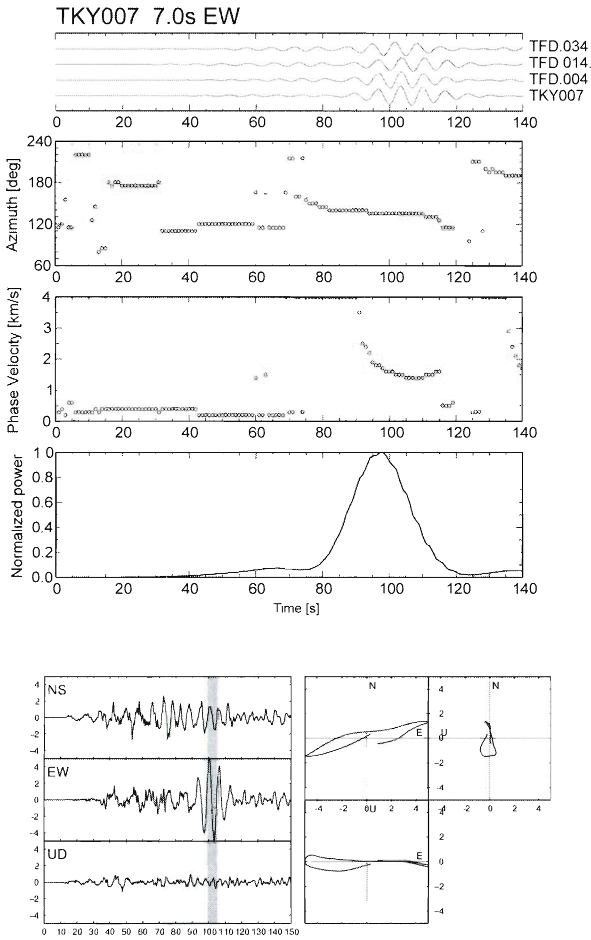


図５．（上）MUSIC 法による K-NET 新宿での位相速度解析結果。（下）K-NET 新宿の速度波形の粒子軌跡。

以上をまとめると、

(1) 長周期パルスは荒川流域～関東山地北東端部で発生する。

(2) 進行方向と振動方向は直交している。

(3)上下動成分はほとんど含まれない

このことから長周期パルスは Love 波であると判断できる。

３．３次元波動伝播シミュレーションによる長周期パルス発生モデルの構築

長周期パルスの発生・伝播メカニズムを理解するため、まず既往の知見に基づいて 2004 年新潟県中越地震の再現シミュレーションを行う。さらに、シミュレーションに用いる地下構造モデルを改修することにより、長周期パルスの再現を試みる。

3.1 計算手法

マルチグリッド差分法 (Furumura and Chen[5])を用いて 3 次元波動伝播シミュレーションを行う。空間微分の演算には水平方向16次、鉛直方向4次差分を用いた。また、鉛直方向と水平方向で計算精度が等しくなるように、鉛直方向の格子間隔を水平方向の半分とした。非弾性は線形粘弾性体モデルで導入し、その固有周波数 は 0.25Hz とした。シミュレーション領域の大きさは 360km×500km、深さ 160km で、深さ 10km 未満では 0.2×0.2×0.1km, 10km 以上では倍の大きさの格子で分割した。格子の数は計約 9 億個である。計算には海洋技術開発機構の地球シミュレータを使用し、24 ノード(102 プロセッサ)を用いて 5 時間を要した。

3.2 基本モデルを用いた地震波伝播解析

2004 年新潟県中越地震による関東平野の強震動シミュレーション事例の一つ、Furumura and Hayakawa[2]とほぼ同じ計算条件・パラメータに基づいてシミュレーションを行い、長周期地震動の再現性を確かめる。

3.2.1 シミュレーションのモデル

震源断層モデルは、Hikima and Koketsu[6]が近地強震波形のインバージョンにより推定した最終滑り量分布モデルを、差分格子の間隔にリサンプリングして与えた。最大滑り量は約 2m であり、破壊開始点の深さは 9km である。滑り速度時間関数は中村・宮武 [7]の近似式を用いた。近似式のパラメータは断層面全体で一律に、破壊伝播速度を 2.8km/s、応力降下量を 10MPa、剛性率を 60GPa, ライズタイムを 2.2s と仮定した。

地下構造モデルには、大都市圏大災害軽減化特別プロジェクトにより作成された「大大特モデル」(田中・他 [3]) を用いた。P 波速度、S 波速度、密度、基準周波数における Qp, Qs を表２に示す。大大特モデルでは 11 層の堆

表２．シミュレーションに用いた各層の媒質パラメータ。

Layer		Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [g/cm³]	Qp	Qs
Sedimentary layer	Layer1 (Shimousa)	1.8	0.5	1.9	65	43
	Layer2	2.0	0.6	2.0	78	52
	Layer3	2.1	0.7	2.05	90	60
	Layer4	2.2	0.8	2.1	103	69
	Layer5 (Kazusa)	2.45	0.9	2.15	116	78
	Layer6	2.6	1.0	2.2	129	86
	Layer7	2.7	1.3	2.2	168	112
	Layer8 (Miura)	2.8	1.5	2.25	194	129
	Layer9	3.2	1.7	2.3	220	146
	Layer10	3.45	2.0	2.35	258	172
	Layer11	4.2	2.4	2.45	310	207
Basement		5.05	2.9	2.6	375	250
Upper crust		5.8	3.3	2.7	700	350
Lower crust		6.5	3.7	2.7	800	400
Upper mantle		7.42	4.02	3.2	1000	500

054 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

積層が与えられているが、関東平野においてはLayer 1,5,8の3層のみ(それぞれ下総層相当群、上総層相当群、三浦層相当群)が存在している。モホ面の深さは領木[8]から深さコンターを読み取って数値化したモデルを使用し、コンラッド面の深さはモホ面の深さの0.42倍とした。地殻と上部マントルの速度構造はAki35モデル(Kennett *et al.*[9])を参考に決めた。

3.2.2. 計算結果

計算結果波形と観測波形のEW成分を図6に示す。各図内のコンターはVs=1500m/s層の下面深さを表す。SIT001, SIT.075.など特に基盤が深い利根川中流域で、7cm/s を超える表面波と見られる後続波群が周期、走時ともに良く再現されており、特に周期6-7秒程度の長周期地震動に関しては位相の特徴まで良く合致している。震源モデル、および震源から関東平野に至るまでの地下構造モデルは減衰の強さを含めてほぼ妥当であると考えられる。

しかし、埼玉県中央部 SIT.020.から東京都心部のTKY007, TFD.021にかけた地域で観測された周期7秒の長周期パルスに関しては、その計算波形の振幅が 1/3程度であり、ほとんど再現できていない。ただし、長周期パルスが到達する前までの実体波を含めた波群に関する一致は良い。シミュレーションは関東平野において全体的に観測波形を良く説明するが、東京都心部の長周期パルスは再現できていない。これは、長周期パルスを発生・伝播に寄与する不均質性が、地下構造の基本モデルに組み込まれていなかったことが原因と考えられる。

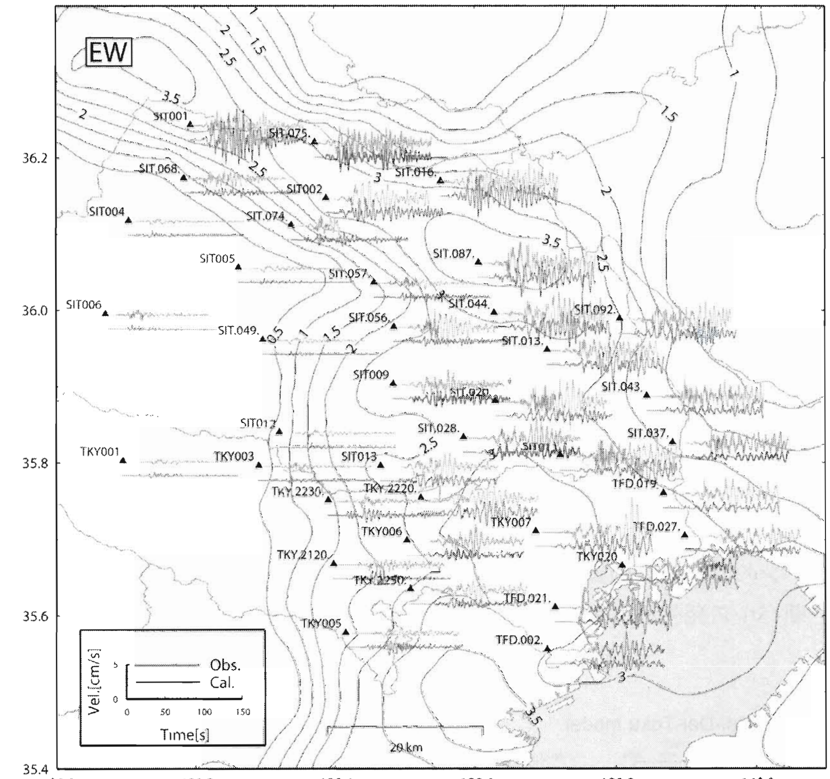


図6. 大大特モデルを用いた計算結果。速度波形のEW成分にfc=0.5Hzのローパスフィルタを適用後比較した。

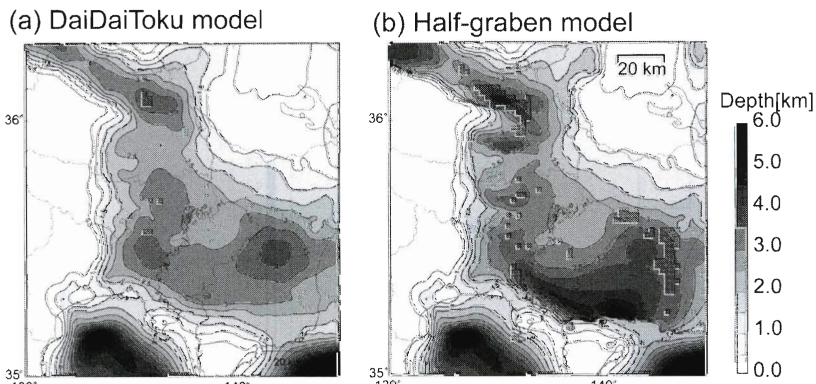


図7. (a)大大特モデルと(b)ハーフグラーベンモデルの基盤面深さ分布。

3.3. 地下構造モデルの修正

3.3.1. 先新第三紀基盤深さの検討

前節で用いた大大特モデルは、重力探査結果と基本モードRayleigh波の分散曲線を拘束条件に、滑らかな先新第三紀基盤の形状を求めることを主眼に作成されたモデルである。このため、数km程度の細かいスケールの特徴や、断層運動に起因するような急峻な形状はモデルに含まれていない。

高橋・他[10]は、反射法探査の結果と地質学的知見を統合して、新しい関東平野の地下構造モデルを提案した。彼らは、荒川西岸に沿う朝霞-鴻巣測線における反射法探査記録から、2つの急な北落ちの不連続面を認めた。これを日本海拡大時期(16-15Ma)のテクトニクスによる伸張応力場で発生した正断層と解釈し、埋没ハーフグラーベンと呼んでいる。特に北側の川越埋没ハーフグラーベンは幅5km長さ20km程度の領域が最大5000mの深さであり、大大特モデルにおける基盤深度より2000m程度深い。この面が先新第三紀基盤面であるならば、表面波の生成・伝播に大きな影響を与えている可能性がある。

前節で用いた大大特モデルにハーフグラーベン構造

を組み込んだモデル（以下、「ハーフグラーベンモデル」）を作成し、その他を同条件にした３次元波動伝播シミュレーションを行って長周期パルスの再現を試みた。高橋・他[10]の基盤面深さ分布と、大大特モデルの基盤面深さ分布のより深い値を取りハーフグラーベンモデル(図７b)を作成した。このモデルの基盤面深さは、川越利根川中流域で 1000m 程度、川越埋没ハーフグラーベンで 2000m 程度、朝霞埋没ハーフグラーベンで 1000m 程度、それぞれ深くなっている。

ハーフグラーベンモデルと大大特モデルでの K-NET 新宿(TKY007)における計算波形を図８(b), (c)に比較する。観測波形の EW 成分に現れている長周期パルスに与えるハーフグラーベンの影響は小さく、長周期パルスの振幅を大きくする効果が無いことがわかった。ハーフグラーベンの深さと長周期パルスの関連を確かめるため、長周期パルス発生域に重なる朝霞埋没ハーフグラーベンの最深点を、さらに、2000m 深くしたモデルでも TKY007 の長周期パルスの振幅が再現されない。

以上のことから、ハーフグラーベンのような幅 5km 長さ 20km 程度で最大 5000m の深さの構造をモデルに導入しても、東京都心部の長周期パルスの生成には寄与しないことがわかった。

3.3.2 Airy 相に着目した構造モデルの検討

表面波のエネルギーが時間的に集中するもう一つの地下構造モデルとして、期待する周期の Airy 相の励起効率を高くするモデルが考えられる。これまでに長周期パルスは安定した大振幅の位相であること、群速度が遅い(0.5km/s 程度)ことを述べた。これは Airy 相の特徴と一致するので、長周期パルスを再現するには Airy 相を生成する地下構造モデルが有効と考えられる。

関東平野の堆積層モデルの修正を行い長周期パルス

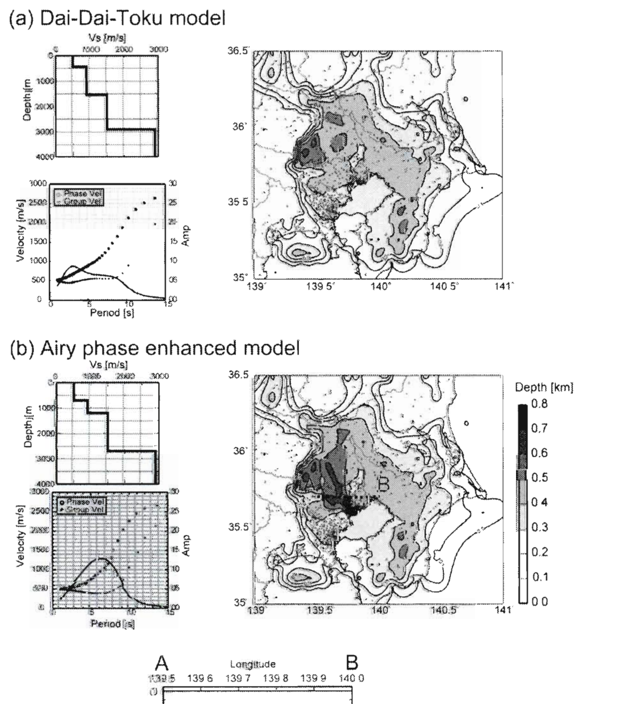


図８. (a) 大大特モデルの Vs=500m/s 層(下総層群)下面の深さ分布、および K-NET 新宿での一次元速度構造、対応する分散曲線。(b) 6-7 秒の Airy 相を発達させる一次元構造を大大特モデルに組み込んだ改良モデル(Airy 相強化モデル)。 (a) と同様に深さ分布、K-NET 新宿(TKY007)の速度構造、分散曲線を示す。また、赤い点線部の断面図も示す。点線が大大特モデル、実線が Airy 相強化モデル。

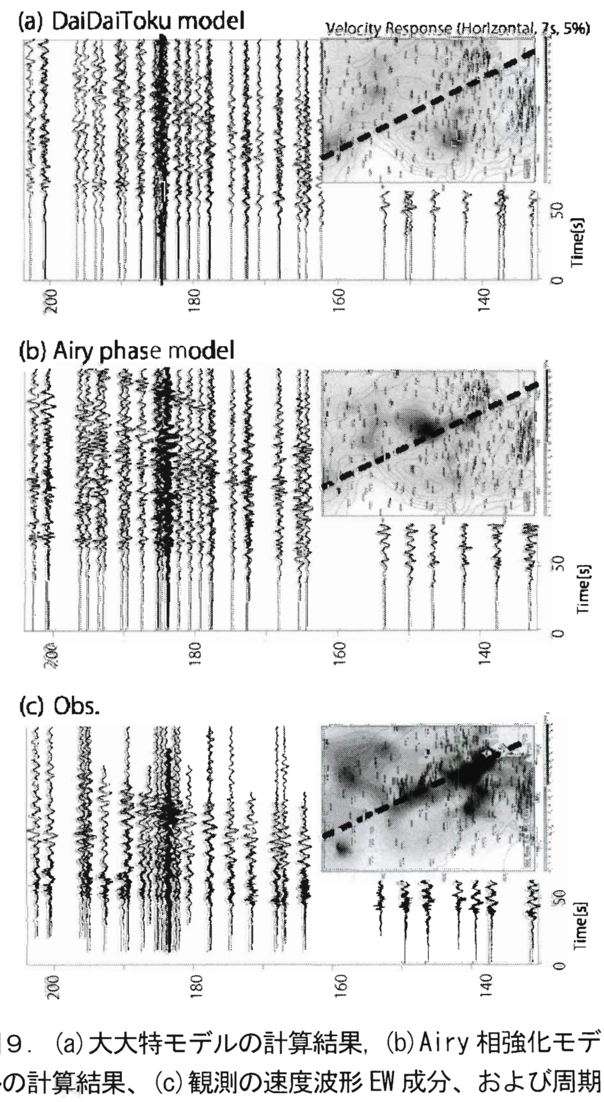


図９. (a) 大大特モデルの計算結果, (b) Airy 相強化モデルの計算結果、(c) 観測の速度波形 EW 成分、および周期７秒、減衰率 5%の速度応答分布。太線のトレースは K-NET 新宿 (TKY007) の波形である。

056 第37回地盤震動シンポジウム(2009)
新宿 (TKY007) の波形である。

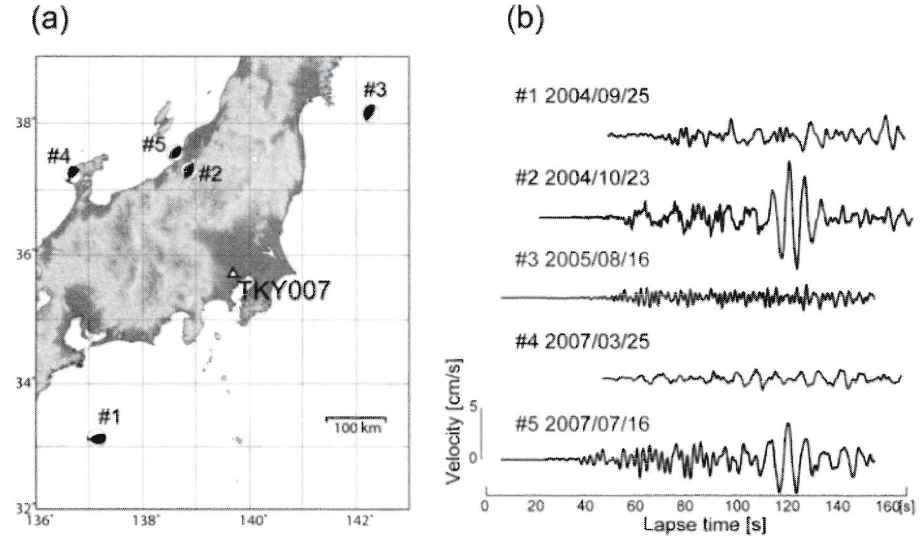


図 10. (a) 長周期パルスの調査を行った５つの地震の震央・メカニズム解、(b) ５つの地震における K-NET 新宿 (TKY007) での速度波形 EW 成分。

の再現を試みた。まず、2.3 節で求めた長周期パルスの周期と群速度に対応した一次元構造を求め、次に大大特モデル中の 2.2 節で検出した長周期パルス発生領域に埋め込むことにより地下構造モデルを修正した。

一次元構造と分散曲線の関係は複雑であるため、構造決定には Grid search を用いた。大大特モデルの物理パラメータ・層厚を基準に以下の条件で探索した。(1)S 波速度は基準値から±100m/s の範囲とした。これは周囲の領域との連続性を考慮したためである。(2)層厚は基準値から±1000m、100m 刻みで探索した。(3)基盤面深度は固定した。大大特モデルを用いた計算結果では Rayleigh 波の振動方向と近い NS 成分は観測波形を良く再現していたためである。(4)同じ停留点が求められた場合は、応答関数ピークがより鋭い構造を選択した。これはより Airy 相が大きくなることを期待するためである。

図８に大大特モデルと、Grid search で求めた一次元構造を組み込んだモデル（以下、Airy 相強化モデル）を示す。図左側の一次元速度構造とその分散曲線は K-NET 新宿の位置における層厚によるものである。大大特モデルでは下総層群は 430m と比較的薄く、上総層群と三浦層群はそれぞれ 1100m 程度、1400m 程度と同じ程度厚みがあるのに対し、Grid search により求めた Airy 相強化モデルでは、下総層群と三浦層群がより厚くなっている。一般的に、同程度の層厚の層が多数重なると、応答関数は多峰性を持ち、鋭いピークが出現しにくい。対象とする周期帯に影響する厚さを持つ層が少ない場合に、応答関数は鋭いピークを示す。このとき、長周期パルスが安定して長い距離を伝播することができる。

図９に、前節で改良した Airy 相強化モデルを用いた計算結果、大大特モデルを用いた計算結果、および比較のために観測データのそれぞれ速度 EW 成分を示す。観測波形(c)では震央距離 165km 付近から明確に長周期パルスが伝播していく様子がわかるが、大大特モデルの計算結果(a)ではパルスが現れない。一方、Airy 相強化モデルでは大振幅の孤立的長周期パルスを再現できていることが確認できる。ただし、長周期パルスの群速度は観測から求めた値よりも遅くなったため、弾性波速度パラメータおよび溝の形状についてはさらに検討の余地がある。

羽鳥によれば、荒川低地には地表から深さ 200m 程度まで沖積層が存在し、さらに深さ 700m 程度までは成田層群と呼ばれる弾性波速度の遅い媒質で満たされていると考えられている。この荒川低地は、最終氷期の海面低下期に台地を開析した谷が埋没してできたとされている（堀口[11]）。埼玉県中央部から東京都心部にかけた荒川流域で、地表近くに比較的厚い堆積物が数 100ｍの深さ、幅 10km 程度の溝状に分布するモデルは地質学的知見とは矛盾しない。

４. 長周期パルスの再現性・ 発生条件

遠くの大きな地震が発生すると、長周期パルスはいつも関東平野で観測されるのだろうか？これは防災の観点からは非常に重要な問題である。

4.1 関東平野における長周期パルスの記録

1996 年の K-NET 整備以降、関東平野から同程度の震央距離で発生した、以下の５個の地震について、長周期ハルスの有無を確かめた。

(1) 2004 年紀伊半島南東沖の地震 (M7.4, 深さ 43km)
(2) 2004 年新潟県中越地震 (M6.8, 深さ 13km)
(3) 2005 年宮城県南部の地震 (M7.2, 深さ 42km)

第37回地盤震動シンポジウム (2009) 057

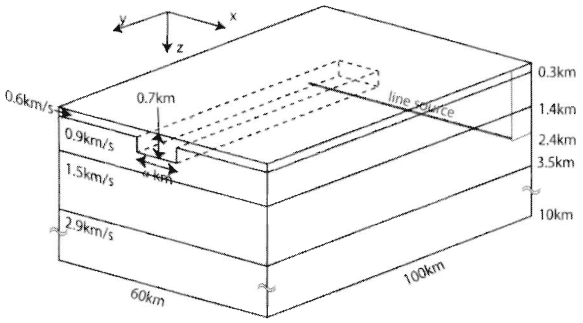


図 11. 溝状構造の数値実験に用いた地下構造モデル。

(4) 2007 年能登半島地震　　(M7.2, 深さ 7km)
(5) 2007 年新潟県中越沖地震 (M6.8, 深さ 17km)

K-NET 新宿における５つの地震の速度波形 EW 成分を図１０に示す。2004 年新潟県中越地震と同様の長周期パルスが観測されたのは 2007 年新潟県中越沖地震のみであり、他の３つの地震ではパルスは観測されていない。長周期パルスが観測された二つの地震は、東京からの震央距離が 36km 異なること以外、マグニチュード、深さ、メカニズムといった巨視的な性質が良く似ているが、滑り量分布や破壊速度など微視的な性質は異なっている (Aoi *et al.*[12])。このことは震源の微視的な性質が、長周期パルスの発生にはほとんど影響しないことを示している。

4.2 入射方向による再現性

2007 年能登半島地震は、(a) 浅い地殻内地震である点, (b) 東京への伝播経路が内陸である点で、新潟県で発生した二つの地震と似ており、大きく異なるのは関東平野への入射方向である。そこで、3 章で作成した地下構造モデルを用いて、３つの地震のパルス発生の有無を再現できるかどうかを確かめる。

4.2.1 溝構造と入射方向の関係の検討

2004 年新潟県中越地震の長周期パルスは 10km×50km 程度と細長い溝状の低速度構造により再現することができた。まず、溝構造と入射方向の関連を検討するため、一次元構造中に溝状の低速度媒質を乗せた簡単な３次元構造モデルを作成し地震波伝播シミュレーションを行った。

図１１に数値実験を行った３次元構造モデルを示す。関東平野の堆積層＋基盤モデルが４層であることから、水平方向 60×100km の４層の１次元構造を作成した。その第１層と第２層の境界面を 400m 深くすることで溝状の低速度媒質が乗った地下構造モデルを作成した。溝の幅は 10km として計算した。群速度の停留値は、溝部分で７秒、溝以外の部分では 1.5 秒である。平面波入射を近似する目的で、線震源モデルを第３層内部に設定し、

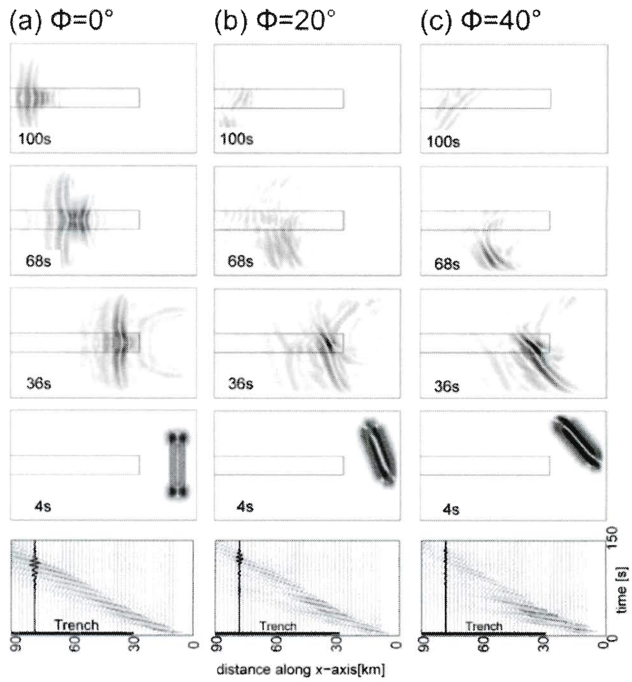


図 12. 溝構造における水平入射角と Airy 相の発達の関係。(a) ϕ=0°, (b) ϕ=20°, (c) ϕ=40° のときの波形とスナップショットを示す。

滑りを均一に与えた。滑り速度時間関数の rise-time は 7 秒とした。

溝へ入射角を回転させてシミュレーションを行った結果を図１２に示す。水平入射角が 0° の場合 (図１２a)、溝の中を Airy 相が振幅を保ったまま伝播する。水平入射角が 20° の場合 (図１２b)、Airy 相を含む表面波は溝の側面で広角反射しながら、振幅を減らしながらも溝内を伝播する。水平入射角が 40° になると (図１２c)、溝の側面に対する水平入射角が大きくなるため、溝の縁での反射が小さくなりエネルギーが溝の外に逃げていく。詳しく調べると、水平入射角が 20° を超えるとパルスの振幅は急激に小さくなることがわかった。

以上のことから、幅が 10km 程度の溝に対し、入射角が 0°〜20° 程度で SH 的な長周期の波が入射したとき、Airy 相が卓越・安定して伝播することがわかった。

4.2.2 長周期パルス発生の有無の再現

3 章で作成した Airy 相強化地下構造モデルを用いて、2007 年新潟中越沖地震、2007 年能登半島地震のシミュレーションを行う。伝播経路以外の要素の影響を取り除くため、地震 2004 年新潟県中越地震と同じ震源モデル・震源深さを用い、また、表面波の幾何減衰を補正するため、計算波形の振幅を震央距離の比の 1/2 乗で除して比較する。2004 年新潟県中越地震と 2007 年新潟県中越沖地震

058 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

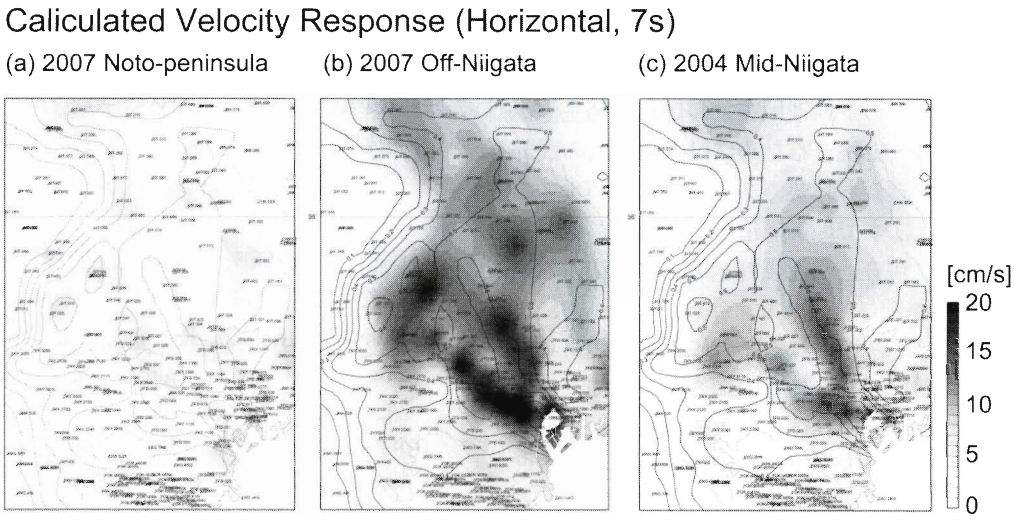


図 13. 震央の位置を変えて水平入射角を変化させたときの計算結果。水平二成分の速度応答（周期 7s, 減衰 5%）。(a)2007 能登半島地震、(b)2007 新潟県中越沖地震、(c)2004 年新潟県中越地震の震央位置に断層を設定した。

の入射方向が溝の方向となす角度は、それぞれ 5°,8° である。一方、2007 年能登半島地震の入射方向と溝のなす角は約 40° である。

図１３に計算結果による周期７秒の速度応答分布を示す。2004 年新潟県中越地震（図１３c）と 2007 年新潟県中越沖地震（図１３b）のシミュレーションでは溝構造に大きな速度応答が分布しており、長周期パルスが生成されていることがわかる。一方、2007 年能登半島地震（図１３a）では溝構造に沿った特徴的な速度応答分布は存在せず、長周期パルスは生成されない。この結果は、4.2.1 節で単純化した溝構造モデルでの実験で導かれた、溝に対して 20° 以上の水平角で入射する場合は Airy 相がほとんど発達しない、という結果と良く対応している。

溝構造モデルは 2004 年新潟県中越地震の長周期パルスを再現する他、長周期パルスの発達の水平入射角依存性を説明できることがわかった。このことは、浅く大きな地震が起こった場合の長周期パルスの生成条件が、震源の規模および位置によって予測できる可能性を示唆している。

５．まとめ

本研究では 2004 年新潟県中越地震 (Mj6.8) で観測された長周期パルスの発生・伝播過程・発生条件を明らかにすることを目的に、関東平野内に設置された 800 カ所以上の強震計（K-NET）、震度計(SK-net)、加速度計(SUPREME)を統合的に用いた高密度アレイ解析により、長周期地震動の発生要因と伝播過程を詳しく調査した。

長周期パルスは卓越周期が 6-7 秒の狭い帯域の波群であり、幅 10km、長さ 50km の埼玉県中央部から東京湾にかけて南北に延びる領域で発生・伝播したことを明らかにした。またアレイ解析・粒子軌跡解析により、長周期パルスの位相速度は 1.5〜2.2km/s、伝播方向は N120E〜N150E、また群速度は 0.5km/s と推定し、伝播方向にほぼ垂直であることから、分散性の強い Love 波であると結論づけた。

関東平野の地下構造と長周期パルスの発生・伝播の関係を理解するため、３次元波動伝播計算による 2004 年新潟県中越地震による長周期地震動の再現シミュレーションを進めた。既往の大大特モデルを用いた計算では、震源から埼玉県付近までの観測波形はよく再現できることが確認できたものの、長周期パルス自体は再現できなかった。そこで長周期パルス波を局所的に生成する地下構造モデルを数値シミュレーションにより評価・検討したところ、表面波群速度の停留によるエネルギー集中効果(Airy 相)の効果が重要であることを示し、最終的に波長程度の幅(〜10km)、深さ 1km 未満の浅い「溝状構造」を加えた数値シミュレーションにより、長周期パルス波を良く再現することに成功した。従来、長周期地震動の伝播には先新第三紀基盤程度以深の数千メートル規模の深部地下構造が支配的であると考えられてきたが、本研究で議論した新宿付近で局所的に強く発生する長周期パルスのように、河川流域の浅部軟弱層のような数百 m スケールの不均質性の影響を強く受けるものもあることがわかった。

長周期パルスはどの地震でも常に発生するわけではない。関東平野での 1996 年以降の地震記録を調査したところ、長周期パルスは、2004 年新潟県中越地震の他、2007 年新潟県中越沖地震でのみ発生していたことがわかった。

これは、溝状構造内で長周期パルスのAiry相が発達するためには水平入射角がおよそ 20°以内であることが必要であることに起因すると考えられる。

関東平野で発生する長周期地震動の性質と発生・伝播過程を詳しく理解・再現するためには、堆積層の浅部不均質構造の詳細な調査も必要である。長周期パルスの波長程度 10km 程度にまで地下構造モデルの分解能を高める必要があろう。現在、首都圏中感度観測網 MeSO-net が 5km の間隔で整備されており、今後、同観測網による高品質な地震記録が蓄積されることにより、関東平野全体において長周期地震動の詳しい調査が可能になり、詳細な地下構造モデルを組み込んだ大規模数値シミュレーションにより、将来の大地震の長周期地震動の高精度な予測が可能になることが期待される。

謝辞

本研究では、首都圏強震動総合ネットワーク(SK-net)を通じ、埼玉県、千葉県、東京消防庁、東京都、独立行政法人防災科学技術研究所、横浜市（50 音順)の強震計・震度計の波形データを利用しました。また、東京ガス株式会社の SUPREME の SI センサー加速度記録を特別に利用させていただきました。波動伝播シミュレーションには独立行政法人海洋研究開発機構の地球シミュレータを利用しました。理論分散曲線の計算には工学院大学の久田嘉章教授のプログラムを利用しました。上記のデータ・システム・プログラムを作成・運用・管理する全ての方々に厚くお礼申し上げます。

参考文献

1) Miyake, H., and K. Koketsu, Long-period ground motions from a large offshore earthquake: the case of the 2004 off the Kii peninsula earthquake, Japan, Earth Planets Space, Vol.57, pp.203-207, 2005

2) Furumura, T., and T. Hayakawa, Anomalous propagation of long-period ground motions recorded in Tokyo during the 23 October 2004 Mw 6.6 Niigata-ken Chuetsu, Japan, Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.97, pp.863-880, 2007

3) 田中康久・三宅弘恵・纐纈一起・古村孝志・早川俊彦・馬場俊孝・鈴木晴彦, 増田　徹,首都圏下の速度構造の大大特統合モデル(2)：海溝型地震のためのモデル拡張とチューニング, 日本地球惑星科学連合 2006 年大会予稿集, S116-P014, 2006

4) 新堀友行・羽鳥謙三・成瀬　洋,関東平野の地下地質　第 2 報, 関東平野中央部の洪積層, 資源研彙報, Vol.73, pp.30-36, 1970

5) Furumura, T., and L. Chen, Large scale parallel simulation and visualization of 3D seismic wavefield using the Earth Simulator, Comput. Mode. Eng. Sci., No.6, pp.143-168, 2004

6) Hikima, K., and K. Koketsu, Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: a series of events in a complex fault system, Geophys. Res. Lett., Vol.32, doi:10.1029/2005GL023588, 2005

7) 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, Vol.53, pp.1-9, 2000.

8) 領木邦浩, 西南日本の三次元深部構造と広域重力異常, 地震 2, Vol.52, pp.51-63, 1999

9) Kennett, B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland, Constraints on the velocity structure in the Earth from travel times, Geophys. J. Int., Vol.122, pp.108-124, 1995

10) 高橋雅紀・林　広樹・笠原敬司・井川　猛・川中　卓・須田茂幸,関東平野下に伏在する中新世ハーフグラーベン群 –地表からみた地下地質構造の新たな視点–, 防災科研研報, Vol.67, pp.13-27,. 2005

11) 堀口萬吉, 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動, 関東平野の地震と地殻変動, ラティス, pp.119-127. 1974

12) Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi, Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, Earth Planets Space, Vol.60, pp.1131-1135, 2008.

三次元地下構造モデルを用いた強震動シミュレーションにおける表層地盤の取り扱い

MODELING OF SHALLOW SURFACE LAYERS OF 3D BASIN MODEL IN NUMERICAL SIMULATION OF EARTHQUAKE GROUND MOTION

山中浩明*
Hiroaki YAMANAKA

Shallow surface layers over the engineering bedrock with an S-wave velocity of about 400 m/s are usually excluded in 3D basin models used in numerical simulations of earthquake ground motion, because of limitations of computational resources. The effects of shallow soil layers are, therefore, estimated by multiplying 1D amplification factors of vertical S-waves in the shallow soils to synthetic motion on the top of the 3D basin models having no shallow soils in the hybrid approaches. In this paper, I first reviewed previous simulations of ground motion propagation in 3D basin models with finite difference methods, and pointed out present their performances and limitations. The difficulties for detailed modeling of near-surface part of the basin models are explained showing the differences between discretized models with different grid spacing. Then, I investigated the effects of the shallow soils over the engineering bedrock from comparing synthetic motion calculated for basin models with and without shallow soils layers. The shallow soils affect ground motion so much at periods less than 1 second at the irregular parts of the shallow basin of the low velocity soils, because of generation of surface waves. These results indicated the importance of the shallow soils layers over the engineering bedrock of a 3D basin model for reliable estimation of strong ground motion at periods of 1 second.

1．はじめに

長周期地震動の評価では、差分法などの領域型計算に基づく理論的手法がよく用いられるようになっている。これは、堆積平野の３次元地下構造調査研究や強震観測データに基づく地盤震動研究の成果の蓄積だけでなく、近年の計算機資源の低価格化や高性能化も大きな推進力になっている。最近では、堆積平野での地震動のシミュレーションでは、より大きな領域をよりＳ波速度の小さい地層も含めてモデル化し、より短周期の地震動まで評価するようになっている。しかし，一般的に使用可能な計算資源を用いて、大規模平野の３次元モデルでの周期１秒以下の短周期地震動を評価することは現状でも容易ではない。そのために、地盤のモデル化でも計算精度が確保される限界の周期帯域や格子点間隔が用いられている。さらに、広帯域の地震動を評価するために、工学的基盤より深い地盤の３次元モデルによって長周期成分のみを評価し、深部地盤の１次元モデルで周期１～２秒以下の短周期成分を統計的に計算し、両者を足し合わせた後に、表層地盤の１次元増幅効果を考慮して地表の地震動を計算するハイブリッド法が使用されている（例えば、日本建築学会、2009）。しかし、この方法では表層地盤での鉛直方向以外に伝播する地震波の影響は無視されており、上記のような扱いがどの程度妥当あるかについての検討は行われていない。とくに、両者の接続周期付近で、どの程度の適切なモデル化が行われているかは不明な点が残されている。一方で、この周期１～２秒の帯域の地震動は、免震建物の耐震設計で重要となることや構造物の被害との関連が深いこと（境ほか、2001）などによって耐震工学的にも重要性が高いものである。

ここでは、既往の３次元地下構造モデルを用いた理論的手法による地震動シミュレーションにおける地表付近の地盤構造のモデル化、とくに表層地盤のモデル化がやや短周期帯域の地震動へ及ぼす影響について検討した。なお、表層地盤の影響として、地盤物性の非線形性によるものがあるが、ここでの検討では言及しないこととする。

2．差分法による長周期地震動の既往の研究

差分近似による運動方程式もしくは波動方程式の解法は、地震学において古くから使われている（例えば、Kelly et al., 1976）。この方法の多くでは、支配方程式の時間と空間についての微分をｎ次の精度で差分近似して、代数式として陽的（explicit）に解くことになる。1980年後半までは、差分法による地震波動シミュレーションの

*東京工業大学総合理工学研究科　Tokyo Institute of Technology

研究は、２次元不整形地盤構造モデルでの長周期地震動を対象にするものであった（例えば、Vidale, 1988; Yamanaka et al., 1989)。1990 年代になり、3 次元差分法による強震動シミュレーションが行われるようになった。先駆的研究として、例えば、Frankel and Vidale (1992)は、正方格子を用いた差分法アルゴリズムによりサンタ・クララバレーの 3 次元構造を考慮した長周期のシミュレーションを行った。3 次元モデルでは断層震源の導入は容易であり、断層面に対応する格子点にダブルカップル力を加えればよいので、現在では小地震から巨大地震による強震動の評価に使われている。わが国でも、1990 年代後半になって 1995 年兵庫県南部地震の強震動の再現をはじめとして適用例が増加した（例えば、Pitarka et al., 1998)。さらに、2000 年以降では、日米だけでなく、他地域を対象にして多くの 3 次元差分法による長周期地震動のシミュレーションが行われている。

図 1 は、2009 年中ごろまでに論文として発表された 3 次元差分法（擬似スペクトル法も含む）による強震動シミュレーション約 70 例における解析領域の体積の推移を示している。計算に用いるモデル領域の大きさが年々大きくなっている。個々の計算アルゴリズムが異なるので、単純に対象領域の体積だけで計算規模を評価することはできないが、並列計算機の能力の向上および低価格化によって大規模な堆積平野での３次元波動伝播計算が比較的容易になってきたことがわかる。とくに、2000 年以降に、解析領域が 2×10^6km^3（関東平野の深さ約 100km までの領域に対応）を超えるシミュレーション例が増えている。さらに、地球シミュレーターなどの大規模並列計算サーバーを用いて、複数の平野を含んだ大きな領域での長周期地震動シミュレーションも行われている（Furumura et al., 2008)。日本の陸域面積は約 38 万 km^2 で、排他的経済水域も含めると 500 万 km^2 程度であるので、解析領域体積が 10^8 km^3 というのは、日本の陸および周辺海域の深さ 100km の範囲の体積のオーダーである。解析周期帯域を限れば、日本全土の地下構造モデルで長周期地震動を計算できるところまで来ている。

図２には、図１の例での解析領域と計算対象となる周期の下限の関係も示されている。両者の関係には、大まかにトレードオフの関係があるので、比較的よくまとまっている。関東平野などの大規模平野で周期約 1 秒の成分まで考慮した計算が２例あるが、周期 1 秒以下まで考慮した例はない。これらのシミュレーションで考慮する周期帯域、格子点間隔、モデルの最小 S 波速度の間には、安定した計算のための条件があり、３者には一定の関係がある。図３には、モデル最小Ｓ波速度と格子点間隔の関係を示している。工学的基盤のＳ波速度よりも小さいＳ波速度を有したモデルでの地震動シミュレーションは少なく、小さい領域での計算に限られている。大規模な計算領域を 100m 以下の格子点間隔で詳細にモデル化した例はない。

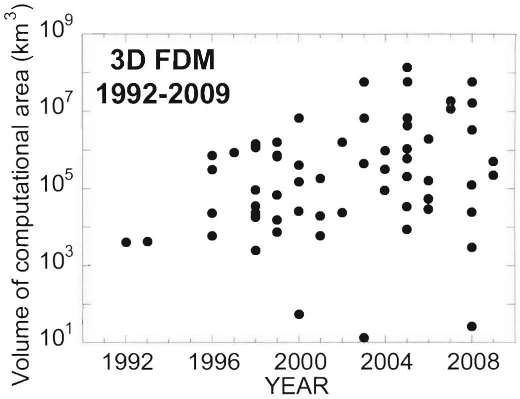


図１：差分法（擬似スペクトル法も含む）による地震動シミュレーションでの計算領域の体積の推移

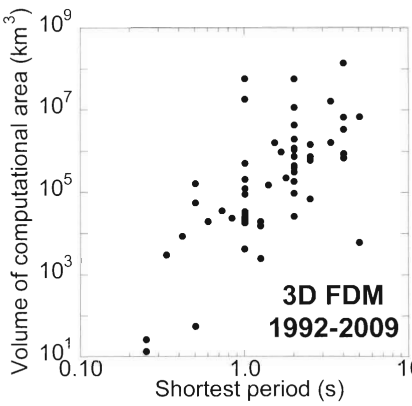


図２：図１のシミュレーション例での計算領域体積と解析対象周期の下限値の関係

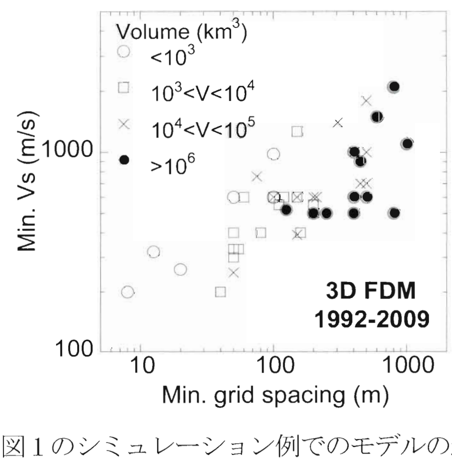


図３：図１のシミュレーション例でのモデルの最小Ｓ波速度と最小格子点間隔の関係

062　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

3．地表部分のモデル化の問題点

差分法による大規模平野での波動場の計算では、計算用の格子点モデルに離散化する際にはいくつかの仮定が行われ、オリジナルの地下構造を厳密にモデル化できるわけではない。関東平野のような大規模な平野での工学的基盤上での地震動シミュレーションでは、現在のところ計算機能力などの理由で 100～400mの離散化間隔の差分格子でモデル化されている。その際には、できるだけ大きな領域をモデル化するために、表層部分については荒い格子点間隔でモデル化が行われていることが多い。例えば、400m の格子点間隔でモデル化した場合には、アルゴリズムにも依存するが、表層部分は0mから400mおきに格子点が設けられるので、物理的な地層境界面は物性の異なる格子点の中間位置となる。図４a に示した例は、表層地盤と深部地盤①と②の３つの地層がある地表付近の地下構造である。２つの深部地盤の境界面は、斜めになっているので、正方な差分格子にモデル化すると、点線のように階段状になる。図の①と②は、各格子点がどの深部地盤の物性値で定義されるかを示している。従って、実際の厚さが 200m よりも薄いと、無視されるか（図４a のⅠ）、過大に評価されるか（図４a のⅡ）、どちらかとなる。また、厚さが 200m以上 400m未満だと小さめにモデル化されることになる（図４a のⅢ）。図５は、離散化間隔が 40m と 400m の場合に得られる２次元差分格子モデルを示している（山田・山中, 2000）。図６には、図５の２つのモデルの表層部分の拡大した図が示されている。この例からも離散化によって実際の地盤モデルが異なって差分格子でモデル化されていることがわかる。とくに、図６のモデルの右側部分では、400m の格子間隔では、S 波速度 400m/s の地層の存在しない部分が生じてしまう。こうした平野の地表部分のモデル化は、短い周期の表面波の伝播への影響が大きいと考えられる。これらの２つの２次元モデルでの地震動シミュレーションの結果が図６の右に示されている。計算では、鉛直ＳＨ波の入射による距離 100km の地点での波動を求めた。離散化間隔 400mの場合にはモデルが単純すぎて、盆地短端での表面波の反射が明瞭になり、後続位相が途切れずに、より長い時間にわたり続いている。深部地盤でも浅い部分についてのモデル化の考え方によって、かなり現実とは異なってしまうことがあり、注意は必要である。

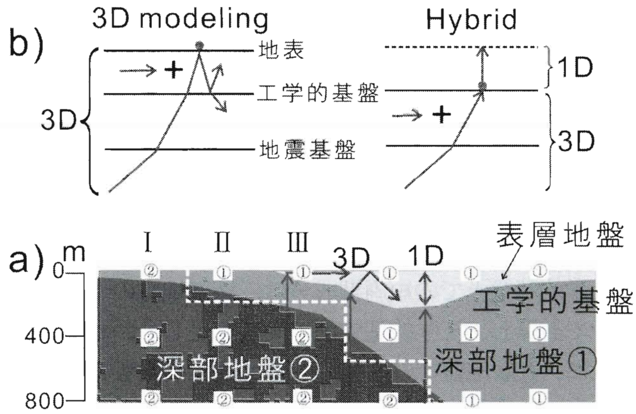


図４：差分格子近似による地表部分のモデル化。a)は地表部分の差分格子化の影響，b）はハイブリッド法と 3 次元計算での表層地盤の取扱いの差を示す。

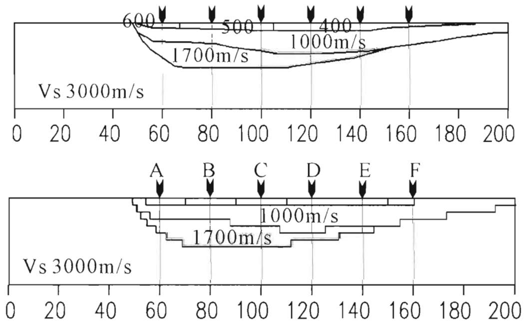


図５：差分格子のサイズによる地盤のモデル化の差異。上は格子間隔が 40mで，下は同 400mの場合。

上で示した例は、工学的基盤上での長周期地震動のシミュレーションに用いられているモデルでの地表部分のモデル化の際に生じることである。しかし、工学的基盤の S 波速度である 400m/s 程度よりも小さい S 波速度を有する表層地盤が存在する場合には、差分法などの領域

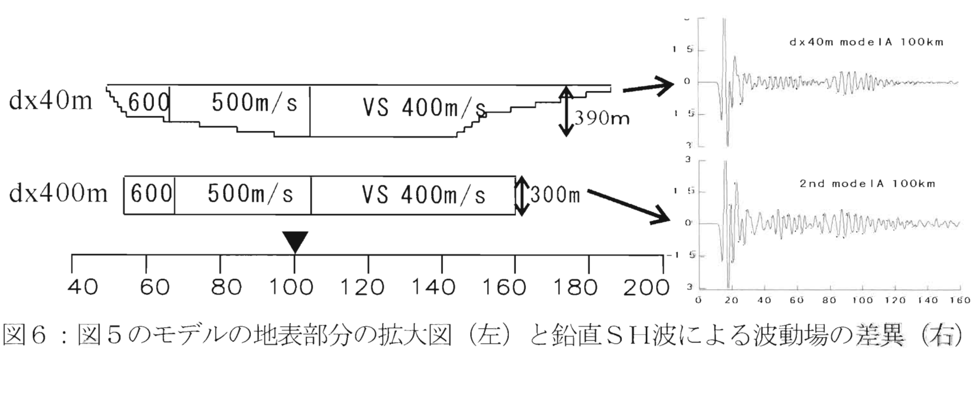


図６：図５のモデルの地表部分の拡大図（左）と鉛直ＳＨ波による波動場の差異（右）

型計算方法で、地殻・マントルから表層地盤までをモデル化することは難しい。そのために、その存在が無視されている（図４a）。しかし、表層地盤が厚い場合には、地盤の卓越周期が周期１秒以上となることも考えられ、長周期地震動の評価で対象となる周期範囲に表層地盤も影響を及ぼす可能性が高い。表層地盤も含めて３次元盆地モデルでの波動場を計算すると，１ 次元効果だけでなく，深部および表層の地盤での表面波も含まれる（図４ｂの右）。一方、ハイブリッド法では、表層地盤の影響をある程度考慮して、広い周期帯域の地震動が行われている。図４ｂ の左のように、工学的基盤よりも深部の地盤を３次元的にモデル化して、長周期成分のみを評価し、工学的基盤上での短周期成分は、深部地盤の１次元モデルで計算し、工学的基盤面で両者を足し合わせる。その後に、表層地盤でのＳ波の１次元増幅の影響を考慮して地表の地震動を計算している（日本建築学会、2008）。こうした表層地盤の効果が１次元増幅だけでどの程度評価されているかについては十分に明らかではない。

一方、観測事実として、関東平野西部では周期１秒の短周期表面波成分が顕著に観測されることが報告されている（例えば、Phillips et al., 1993）。さらに、沖積層や埋め立て地盤が厚い東京湾北部の東京低地で観測された地震動特性の検討によれば（Iida et al., 2005）、周期１秒では、表面波がＳ波よりも卓越する可能性があることが指摘されている。これらの結果は、短周期地震動であっても、平野を水平方向に伝播する表面波の影響が無視できない場合があることを示しており、ハイブリッド法による表層地盤の影響の評価が十分でない可能性があることを示している。

４．表層地盤を考慮した３次元盆地での地震動シミュレーション

4.1 モデルと計算方法

表層地盤が長周期地震動にどのような影響を及ぼしているかを検討するために、表層地盤を考慮した３次元堆積盆地モデルでの地震動シミュレーションを行った（山中・明田、2009）。図７のように、仮想的な盆地モデルを考え、Ｓ波速度 200m/s を有する表層地盤（Layer 1）の有無の違いがある２つのモデルに対して検討した。図７は表層地盤のあるモデル（Model 1）を示しており、各層の物性値は表１に示すように設定した。Layer 1 が表層地盤であり、小規模な沖積盆地を形成している。このモデルでは表層地盤の最大厚さを 100m としているが、東京低地では沖積層の厚さは最大で 70m 以上となっており（遠藤ほか、1984）、非現実的な値ではない。Layer 2 は、工学的基盤となっている。Model 2 は、Model 1 での Layer 1 を Layer 2 の物性値で置き換えたものである。

Layer 2～4 は深部地盤であり、関東平野のＳ波速度構造（山中・山田、2006）を参考にして、物性値を与えた。Layer 5 は、地震基盤に対応する。地震基盤より浅い Layer 1～Layer 4 では各層とも円形の盆地状の構造になっている。底面の半径は上面の半径の 0.8 倍とした。Layer 1 は、厚さ 60m で上面半径 8km の盆地と厚さ 100m で上面半径 16km の盆地の複合型とした。地殻・マントルに対応する Layer 6 と Layer 7 は平行成層であるとした。計算範囲は、東西 50km×南北 50km×深さ 45km の範囲とした。図７の上図は各層の断面図を示している。震源は、図７の星印を震央とした深さ 20km の位置にダブルカップル力を与える点震源とした。地震モーメントは、1.26×10^{18}Nm であり、走向、傾斜、滑り角は、それぞれ 190°、45°、60° とした。震源時間関数にはライズタイムが 1.0 秒の平滑化ランプ関数を用いている。

波動場の計算は、応力と速度で記述した弾性体の運動方程式であり、スタッガード格子群で差分モデル化した。詳細は、山田・山中（2003）と同様である。差分法による離散化では、長方形格子を用いて、水平方向と 0.5km までの深度では、格子間隔を 25m とし、深さ 0.5km から 3km までの領域では格子間隔を 100m とし、それ以降の深さ 45km までては 300m とした。総格子点数は、2000×2000×180 である。表層部での格子間隔と最小Ｓ波速度より、周期約 0.63 秒の成分までは精度が確保されていると考えられる。

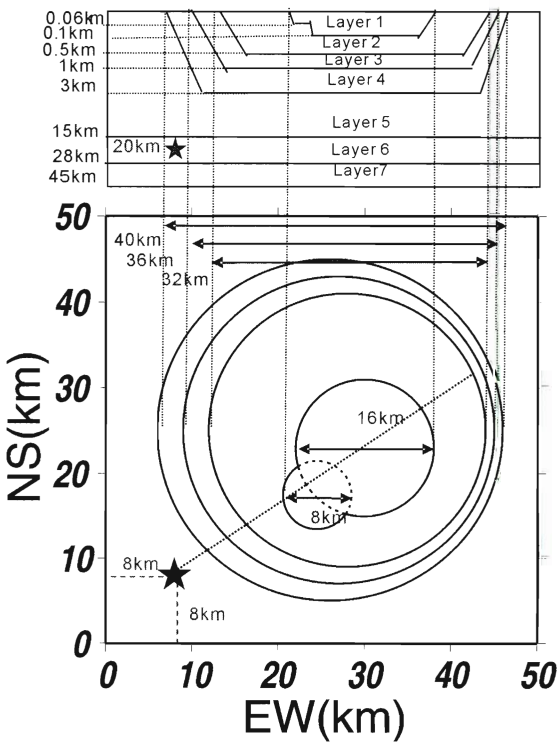


図７：３次元シミュレーションの地下構造モデル

064 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

計算には東工大の計算システム TSUBAME を用いた。これは、10612 個の CPU（主に Optern Dual Core 2.4GHz）を有する大規模並列計算機であり、演算性能はピーク性能で 85TFLOPS である。このうち本計算では 900 個の CPU を用いることができた。結果として、総メモリー数は、約 3.6TB であった。計算モデル領域を x 、y 方向に５分割、z 方向に 36 分割して、それぞれの分割領域での波動場の計算を各 CPU に割り当てた。笠松・山中 (2006) と同様に、各 CPU 間では、分割した各領域境界となる面での応力と速度を時間ステップ毎に MPI を用いて通信した。

表１：図７の地下構造モデルの速度と密度

Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ(g/cm^3)
1	1.6	0.2	1.8
2	1.8	0.5	1.9
3	2.4	1.0	2.1
4	3.2	1.5	2.3
5	5.5	3.0	2.5
6	6.7	3.8	2.9
7	8.0	4.2	3.3

4.2 計算結果

図８は、図７の震央から伸びる点線上での 1.8km 間隔の地表の地点で計算された３成分の速度波形を示している。表層地盤の存在しない領域（震央距離 16.2km 以内）では両モデルでは、計算波形に違いが見られなかったが、Model1 の沖積平野内の観測点では各成分とも表層地盤の存在によって生じる重複反射や表面波により、Model2 での振幅に比べて増大された後続波形が生じ、継続時間が長くなっていることが確認できる。また、水平成分に比べて上下成分では両者の差異が小さいが、表面波が増長する傾向は同じである。Model1 と Model2 で最大値速度の値を比較すると、Model1 は各成分ともに Model2 の２倍以上大きいことがわかる。

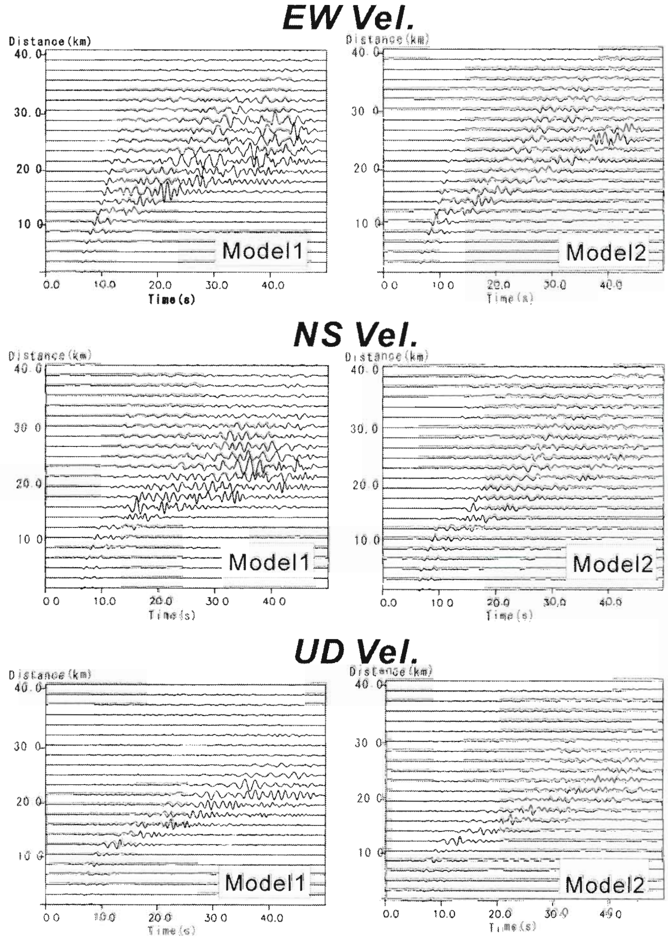


図８：図７のモデルの点線上で計算された速度波形。左は表層地盤の考慮したモデル（Model 1）で、右は表層地盤のないモデル（Model 2）。

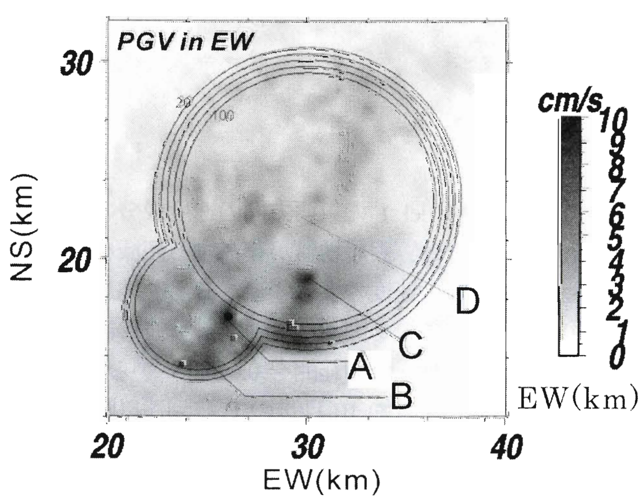


図９：図７の Model 1 で計算された東西方向の速度波形の最大速度分布。

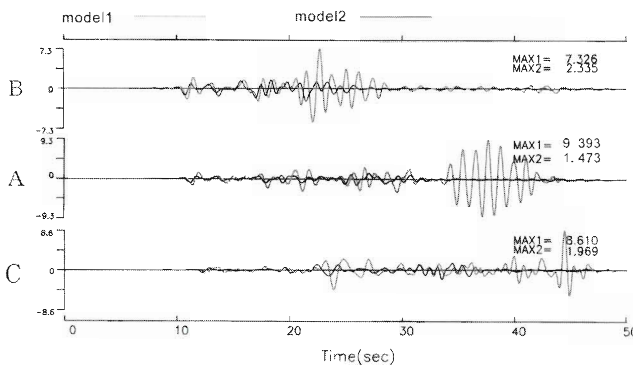


図10:図9のA、B、C地点でのModel 1(細線)とModel2(実線)の東西方向の速度波形の比較。

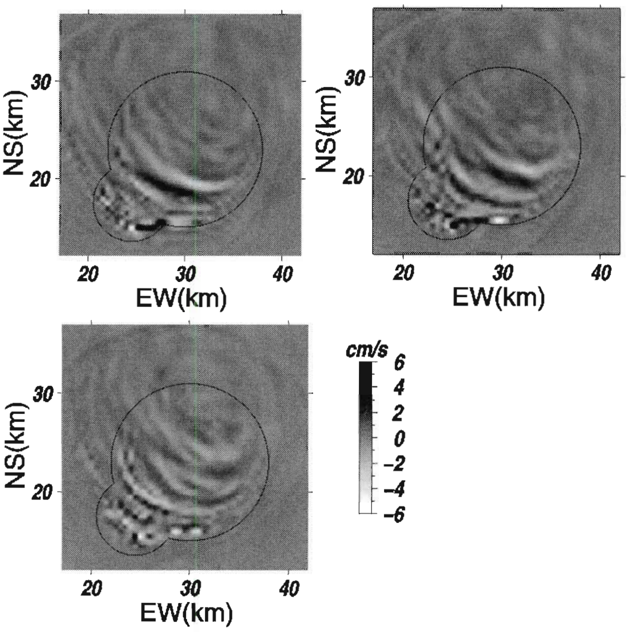


図11:Model 1の東西方向の速度のスナップショット。左上は24.5秒,右上は26.0秒, 左下は28.5秒後を示す。

図9は、Model 1の東西方向の速度成分の最大値分布である。図では、表層地盤が存在する領域を拡大している。また、最大速度の大きいA、B、C地点における東西成分の波形比較を図10に示す。計算波形にはフィルターをかけており、周期範囲を0.625秒から10秒までとした。各地点とも約10秒後のP波到達以降の数秒間の位相は2つのモデルでほぼ一致する。位相が完全に一致しないのは、表層地盤の存在により走時が遅れるためである。しかし、Model1でA地点において34秒以降で、周期約1秒の振幅の大きな後続位相がみられる。類似した後続位相は、B、C点でも認められる。しかし、後続位相の波形の様子は異なり、実体波に比べて空間変動が大きいことが示唆される。この後続位相は、図11の東西成分の24.5〜28.5秒のスナップショットでわかるように表層地盤を形成する盆地の隅から大きな振幅で発生しているものである。また、接線方向に近い東西方向成分の振動が大きい。AB間の距離が約2.7kmであり、その間を伝播するために13秒を要しているので、伝播速度は2〜300m/sと推定される。このモデルでのラブ波の理論位相速度は240m/sであり、速度の値は概ね類似していると考えられる。以上のことから、この波はラブ波であると考えられる。

4.3 1次元増幅との比較

Model 1とModel 2のA〜D地点(位置は図9を参照)での東西方向の速度波形のフーリエスペクトルの比較を図12に示す。図には、Model 2の工学的基盤上のスペクトルの1/2に、各地点の直下の表層地盤の1次元モデルのS波の増幅率(図13)を掛けたスペクトル(以下、ハイブリッド法)も示されている。これは、上述のハイブリッド法での表層地盤の影響の評価で行われている一般的な考え方に基づくものである。A点のModel 1でのスペクトルとハイブリッド法による評価結果とを比較すると、周期1.2秒以上の帯域ではピークと振幅ともにほぼ一致しているのがわかる。すなわち、表層地盤の影響は1.2秒以上の長周期帯域では1次元増幅効果で評価できることになる。しかし、周期1.2秒以下の短周期帯域においては、Model 1の振幅は、ハイブリッド法による結果の数倍となっている。この周期は、図13でわかるように表層地盤の卓越周期のピーク周期であり、ラブ波もこの周期で卓越しており、両者に顕著な差異が生じていると考えられる。この傾向はC点でも同様である。一方、B地点では、多少ピーク周期は異なるが、Model 1とハイブリッド法の結果は類似している。盆地端部近傍であり、表面波の励起が十分でないことによると考えられる。さらに、盆地の中央のD地点では、両者の差はほとんどなく、ハイブリッド法による評価が妥当であると考えられる。

上記にような傾向は,上下成分でも認められた。上下成分に対してハイブリッド法的な処理が必ずしも行われているわけではないが,表層地盤の有無の影響は,上下動の周期1秒程度の成分にも顕著な差異になる。

5. おわりに

大規模な堆積平野を伝播する長周期地震動の差分法に基づくシミュレーションで用いられる3次元地下構造モデルの地表部分のモデル化における問題点について述べた。地表付近の地層境界面のモデル化は、差分格子間隔に応じて生じる離散化誤差が含まれており、後続する表面波の伝播に影響が現れる可能性がある。また、こう

066 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

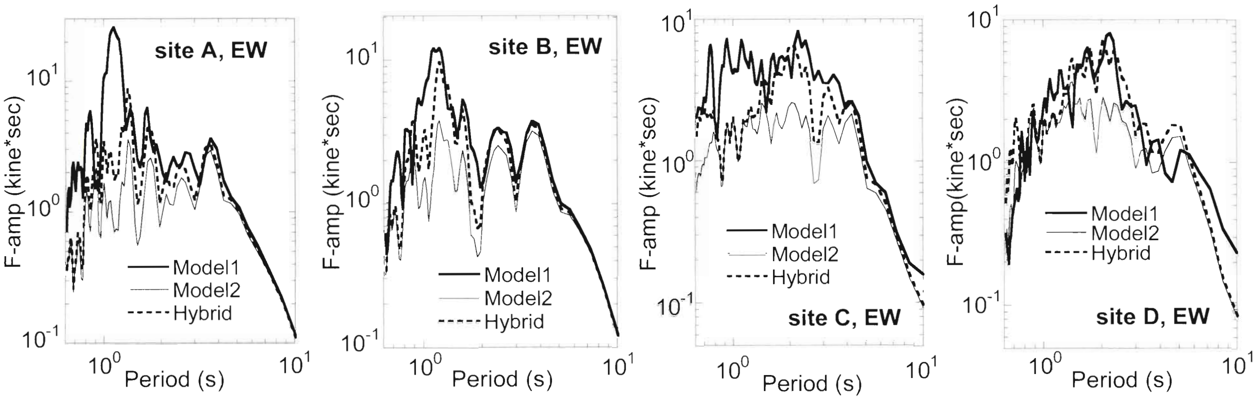


図 12：図６の A，B，C，D 地点での Model 1（太線）と Model 2（細線）の東西方向の速度のフーリエスペクトルの比較。点線は，Model 2 の工学的基盤面でのスペクトルに直下の表層地盤での S 波の 1 次元増幅の効果を考慮して計算した結果（Hybrid）を示す。

した長周期地震動のシミュレーションの多くで無視されている表層地盤の存在が計算結果に及ぼす影響を検討した。大規模並列計算機を用いて表層地盤を含む堆積盆地モデルでのシミュレーションを行った結果、通常のハイブリッド法で行われている表層地盤の１次元増幅効果のみを考慮した結果に比べて、周期約１秒以下の成分の振幅が大きめになる地点があることがわかった。これは、1 次元地盤増幅では評価できない表層地盤での表面波の励起によるものである。表層地盤の不整形性の著しい地域での地震動評価においては、周期１～2 秒の成分でも表層地盤の影響により、ハイブリッド法での表層地盤の効果が過小評価になる可能性があり、注意をすべきであると考えられる。とくに、表層地盤が厚い地域での免震建物などの耐震設計に重要な周期帯域の入力地震動の評価には、深部地盤と表層地盤の影響の適切な評価も重要になると考えられる。

大規模な堆積平野の地下構造の 3 次元性の影響を考慮した強震動の評価はすでに技術的には難しいレベルではなくなり、自治体の被害想定、免震建物や超高層建物の耐震設計等における入力強震動策定の実務でも使われている。最近の地震調査推進本部による地下構造調査などによっても、こうした試みを支援するデータが着実に蓄積されつつある。しかし、表層地盤と深部地盤は異なる形でモデル化され、スムーズに連結していない場合もある。最近の計算機能力の向上を考えると、近い将来には両者は一体化されてモデル化される機会も増え，地下構造のモデル化でも，両者を区別しない検討を行う必要が出てくると考えられる。そのためにも，表層地盤の空間的広がりの把握は，今後検討すべき課題のひとつになると考えられる。

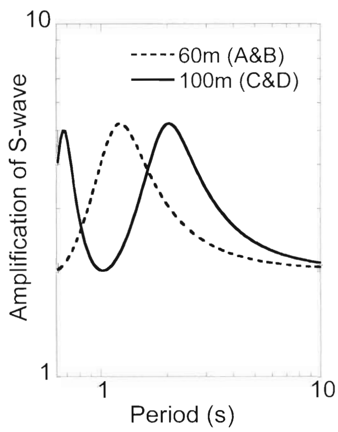


図 13：Model 1 の A，B，C，D 地点の直下の表層地盤に対する S 波の 1 次元増幅特性。

謝辞

本論で用いた資料の一部は、福岡教育大学・山田伸之氏と元東工大大学院生・明田翔氏との共同研究の成果によるものである。本論で引用した多くの地震動シミュレーションについての文献リストは、紙面の都合上割愛した。記して感謝する。

参考文献

遠藤邦彦，高野　司，関本勝久：関東平野の軟弱地盤、月刊地球，6-11，672-676，1984.

Frankel, A, and J. Vidale: A three-dimensional simulation of seismic waves in the Santa Clara Valley, California, from a Loma Prieta aftershock, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 2045 – 2074, 1992.

Furumura T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba: Development of long-period ground motion from the Nakkai Trough Japan Earthquakes: Observations and computer simulatrion of the 1944 Tonankai (Mw 8.1) and the 2004 SE Off-Kii peninsula (Mw 7.4) earthqaukes, Pure Appl. Geophy., 165, 585-607, 2008.
Iida, M., H. Yamanaka, and N. Yamada: Wave field estimation by borehole recordings in the reclaimed zone of Tokyo Bay, Bull. Seism. Soc. Am., 95, 1101-1119, 2005.
笠松健太郎，山中浩明：中小地震の地震動シミュレーションによる 2004 年新潟県中越地震震源域の深部地盤構造モデルの構築，物理探査，59，475-484, 2006.
Kelly, K. R., R. W. Ward, S. Treitel, and R. M. Alford: Synthetic seismograms a finite-difference approach, Geophysics, 41, 2-27, 1976.
日本建築学会：最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法，第６章，72-74, 2008.
Phillips, W.S., S. Kinoshita, and H. Fujiwara : Basin-induced Love waves observed using the strong-moiton array at Fuchu, Japan, Bull. Seism. Soc. Am., 83, 64-84, 1993.
Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi: Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake, , Bull. Seism. Soc. Am., 88, 428 – 440, 1998.
境　有紀, 津野靖士, 纐纈一起, 神野達夫：地震動の破壊力から見た改正基準法による設計用入力地震動, 第29回地盤震動シンポジウム　改正基準法の地震動規定を考える, 111-122, 2001.
Vidale, J., D.V. Helmberger, and R. Clayton : Finite-difference seismograms for SH waves, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1765 – 1782, 1985.
山田伸之，山中浩明：差分法による大規模平野での地震動シミュレーションにおける表層のモデル化，2000 年度秋季大会日本地震学会講演予稿集，A75,2000.
山田伸之，山中浩明：関東平野における地下構造モデルの比較のための中規模地震の地震動シミュレーション, 地震, 56，111-123, 2003.
Yamanaka, H., K. Seo, T. Samano : Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, Bull. Seism. Soc. Am., 79, 631-644, 1989.
山中浩明，山田伸之：強震動評価のための関東平野の３次元Ｓ波速度構造モデルの構築, 物理探査, 59, 549-560, 2006.
山中浩明、明田　翔：大規模な堆積平野の地震動シミュレーションにおける表層地盤の影響、物理探査学会第 120 回学術講演会論文集，133-136, 2009.

068　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

地下構造モデルの差が関東平野の長周期地震動計算に及ぼす影響

EFFECT OF DIFFERENCE OF THE 3D VELOCITY MODELS
ON LONG-PERIOD GROUND MOTION PREDICTION IN THE KANTO PLAIN

早川崇*1、吉村智昭*2、永野正行*3
Takashi HAYAKAWA Chiaki YOSHIMURA, Masayuki NAGANO

In this study we investigated the disagreement of predicted long period ground motion using two 3D velocity models and searched for the cause of this disagreement in the 3D models. We analyzed wave propagation in the two models using point source and found out the cause of the difference; however, we were not able to reduce the gap due to insufficient data at this point. The disagreement of the predicted long period ground motion was large in the period range of 3-4 seconds, which may greatly affect the judgment of earthquake resistance of structures. For now, several 3D models are proposed, which shall be compared and the differences of predicted long period ground motions shall be grasped from the point of view of structural response.

1．はじめに

2005 年十勝沖地震を契機として，巨大地震の長周期地震動による地震被害が社会的に関心を集めている．建築学会, 土木学会, 地震学会は共同で特別委員会を設置し，構造物の耐震安全性を検討するため，巨大地震による長周期地震動の予測波を収集した [1]．複数の機関から東海地震，東南海地震，南海地震の予測波を収集したが，同一の地震で同一の観測点であっても予測波は提供機関によって異なるものであった．

現在，東海地震，東南海地震，南海地震の長周期地震動予測には，三次元差分法等の数値解析手法が多く用いられている．同巨大地震の観測波が非常に限られている現在，理論的な手法で算定された予測波は非常に重要な長周期地震動の資料である．しかしながら予測波のばらつきは，その原因を理解することが困難な実務者には用いづらい状況をもたらしている．予測波のばらつきの原因となる，予測計算用の断層モデルや地下構造モデルの特性や相違のメカニズムを明らかにすることが，予測波の普及や適切な使用には重要である．

本報告では長周期地震動の予測に用いられている２つの三次元地下構造モデルを用い，予測波の差に強く影響する地下構造モデルの特性と，予測波に与える影響を定量的に評価した．対象とした地震は東海・東南海地震で，地域は関東平野とした．

2．地下構造モデルの概要と長周期地震動計算

比較した三次元地下構造モデルは，吉村・山本による三次元地下構造モデル [2]（以下，Ｔモデルと記す）と，土方・他 [3]による三次元地下構造モデル（以下，Ｓモデルと記す）である．両モデルとも東海地震，東南海地震の震源域で発生した中小地震のシミュレーションにより，関東平野における強震動予測用モデルとしての妥当性が報告されている．Ｔモデルは建築学会の高機能社会ＷＧで用いられた東海地震・東南海地震の予測波の計算に，Ｓモデルは巨大地震特別対応委員会の二次提供波で東海地震の予測波の計算に用いられている．

予測波の差に影響する地下構造モデルの特性の検討には，波動伝播の追跡が容易で，計算波と地下構造特性との関連が把握しやすい点震源による計算波で実施した．東海・東南海地震の予測波の経時特性やスペクトル特性の支配的な傾向を表現できるよう，浅くて関東平野の長周期地震動に最も影響すると考えられる東海・東南海連動地震のアスペリティを選び，同アスペリティから面的に放射される地震波を点震源に集約した．

東海・東南海連動地震の予測波の差異は点震源の計算波から予測波を推定して，ＴモデルとＳモデルによる予測波の差異を検討した．

対象とした周期はＳモデルの有効周期から 3 秒以上とした．

2.1　Ｔモデルの概要

Ｔモデルは，大局的には大陸の地殻構造と沈み込む海洋のプレート構造を反映し，大阪平野，濃尾平野，関東平野の各平野の盆地構造は既存の三次元地下構造モデルを適用したモデルである．関東平野は微動探査結果に基づく三次元地下構造モデル [4]を基本としている．Ｔモデルの妥当性は 2004 年の紀伊半島沖の地震の観測記録のシミュレーションで確認されている [5]．図 2.1 にモデル化

*1 清水建設技術研究所　Institute of Technology, SHIMIZU Corp.
*2 大成建設技術センター　Technology Center, Taisei Corp.
*3 東京理科大学理工学部建築学科　Tokyo University of Science

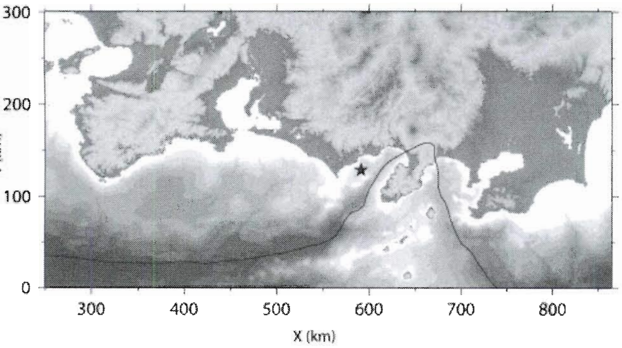


図 2.1　Tモデルのモデル化範囲と点震源

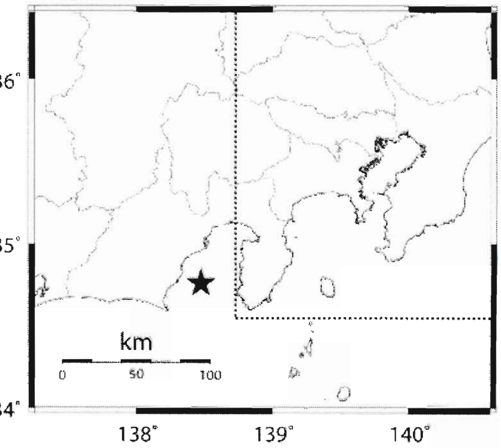


図 2.3　Sモデルのモデル化範囲と点震源

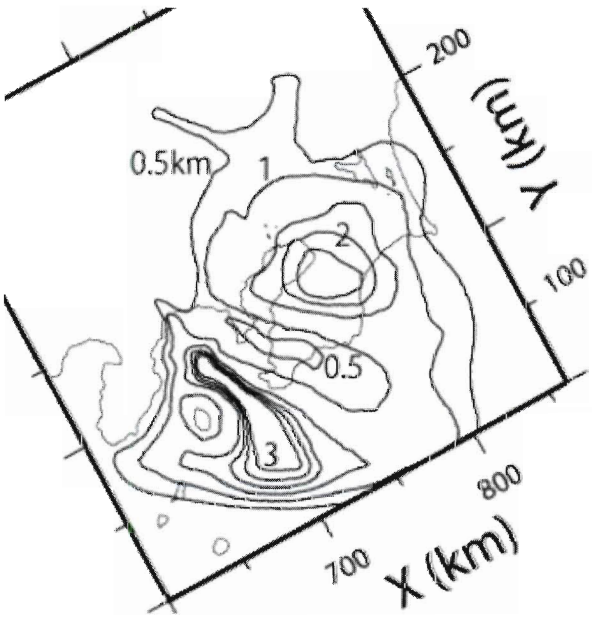


図 2.2　Tモデルの地震基盤の上面深度

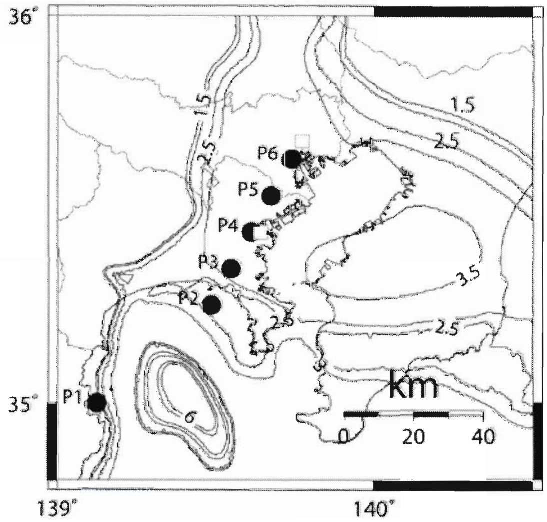


図 2.4　Sモデルの地震基盤の上面深度と計算波の相違の要因の検討に用いた地点

範囲を示す．地震基盤の上面（S波速度が 3.2km/s 以上となる深さ）の深度分布を図 2.2 に示す．

2.2　Sモデルの概要

SモデルはSato et al.による関東地方の三次元地下構造モデル [6]に，東海地震の震源域が含まれるように震源域の一次元構造 [7]を付加して西および南に領域を拡大したモデルである．図2.3 に Sato et al.による三次元地下構造の範囲を点線で示す．Sato et. al のモデルは地質構造を基本とした地層に物理探査等に基づく弾性波速度を付与して，小田原で発生した小地震の観測記録のシミュレーションでチューニングしたモデルである．Sモデルの妥当性は 1997 年の愛知県東部の地震の観測記録のシミュレーションで確認されている [3]．図 2.3 にモデル化範囲を示す．図 2.4 に地震基盤の上面に相当するS波速度 2.4km/s 以上となる深度分布を示す．

2.3　点震源モデル

図 2.5 に中央防災会議の東海地震・東南海連動地震の断層モデル（中央防災会議 [8]）に基づき Yoshimura et al.(2008)が作図．中央防災会議より配布された震源のデジタル値を使用）を示す．東海地震・東南海地震の長周期地震動の主要な伝播経路と同様で，浅くて関東平野の長周期地震動が効率よく生成される 10－**2** のアスペリティを選び，同アスペリティから放射される地震波を点震源に集約した．図 2.1 及び図 2.3 中に点震源を☆で示す．点震源の震源時間関数およびメカニズムは吉村・山本 [2]によるアスペリティ 10－2 の震源時間関数およびメカニズムを用いた．表 2.1 に点震源のパラメータを，図 2.6，図 2.7 に震源時間関数と震源スペクトルを示す．

070　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

表 2.1　点震源モデルのパラメータ

北緯	34.775°
東経	138.426°
深さ	13.2(km)
走行	195°
傾斜	26°
すべり角	87°
地震モーメント （モーメントマグニチュード）	4.63×10¹⁹ Nm (Mw=7.0)

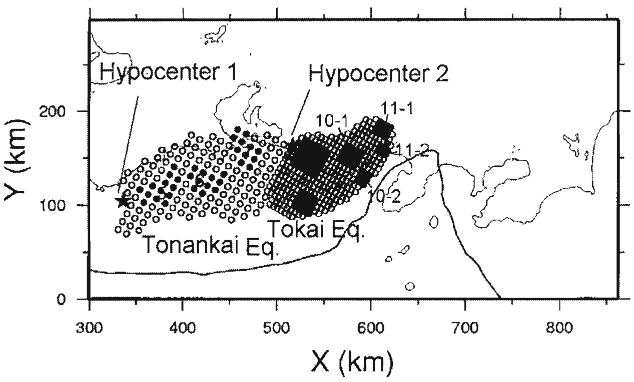


図 2.5 中防(2003)による東海・東南海地震の断層モデル

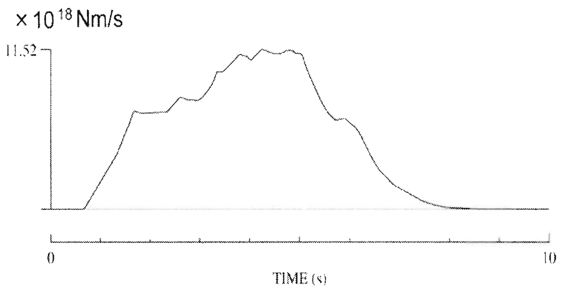


図 2.6 点震源モデルの震源時間関数

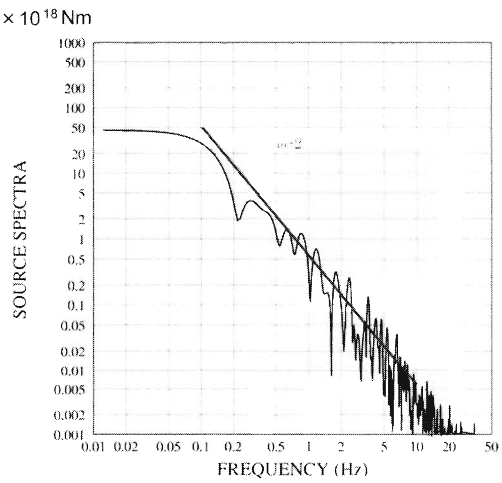


図 2.7 点震源モデルの震源スペクトル

３． 点震源による地震動計算結果の違いと要因分析

３．１　東京，横浜の計算波の伝播経路と検討地点

最初にスナップショットを描いて東京と横浜を通過する計算波の主要な伝播経路を明らかにした．図 3.1 にＳモデルによる発震後 50 秒と 65 秒の計算波のスナップショットを示す．横浜や東京に伝わって地震は，東の丹沢山地から伝わってくる波と南の相模湾を経由して伝わってくる波がある．発震 65 秒後では相模湾から伝播した地震波が横浜から東京と北東へ伝播している波が見られる．相模湾を横断する伝播経路として伊東と東京を結ぶ直線を考える．地震波の伝播特性は伊東と東京を結ぶ直線下の三次元構造に強く支配されていると考えられる．

Ｔモデルでも相模湾の盆地構造，三浦半島下の地震基盤の隆起，関東平野西縁の地震基盤の露頭は，同様にモデル化されており，伝播性状は同様と考えられる．

伊東と東京を結ぶ直線を地下構造の特性が異なる区間に分けて，区間の終端と平野内部の地点で計算波を比較して，各区間の地下構造の影響を検討した．区間とその検討点を表 3.1 に示す．図 2.4 に検討地点を示す．

表 3.1　震源と都心部を結ぶ直線上の 6 地点

構造特性	地点	備考
地殻	P1	伊東
相模湾	P2	鎌倉の沖
地震基盤隆起	P3	戸塚
平野端部	P4	横浜
平野内部	P5,P6	川崎，東京

伝播方向に振幅を有する波群（P 波，SV 波，Rayleigh 波）と直交方向に振幅を有する波群（SH 波，Love 波）では，地下構造が及ぼす影響は異なる．そこで測線の直交方向である N61W の成分（TR 成分と記す）と測線方向の N29E 成分（RA 成分と記す）に分けて検討を実施した．

３．２　計算波の相違の定量的評価と要因分析

(1)　6 地点における速度波形と応答スペクトルの比較

図 3.2 にＰ１における TR 成分と RA 成分の速度波形をモデル間で比較して示す．Ｐ１では地震波の到達時刻がＴモデルの方がＳモデルより約 7 秒早く到達している．Ｔモデルでは高速度の海洋のマントルが伊豆半島で浅くなっており，地震波が海洋マントルを通過したことが原因と考えられる．図 3.3 にＰ２～Ｐ６の速度波形を示す．Ｐ２の最初のＳ波の到達時刻が一致するように，Ｔモデ

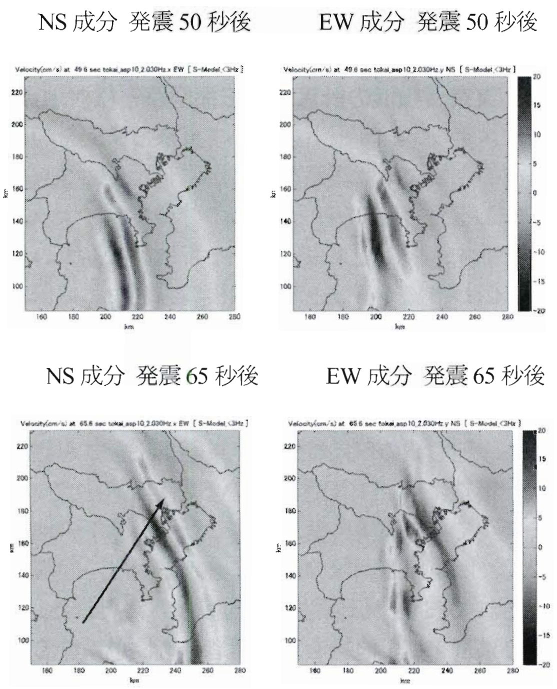
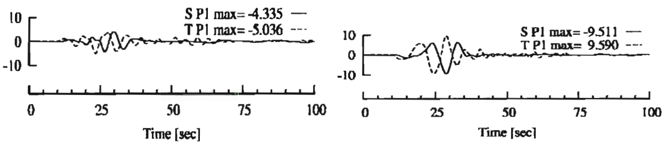
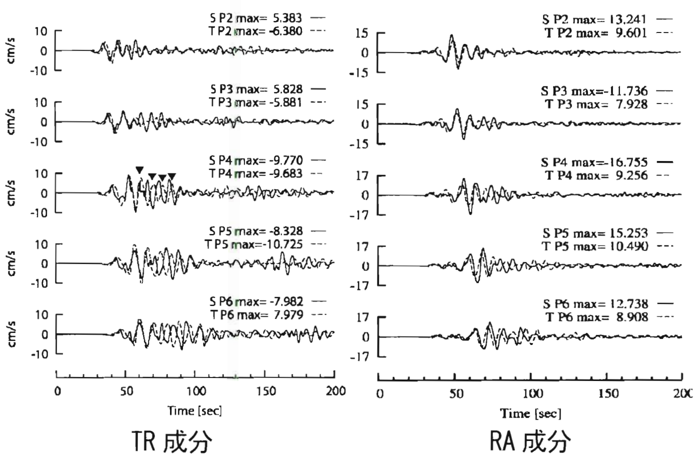


図 3.1 Sモデルのスナップショットと伝播経路



TR 成分　　RA 成分

図 3.2 P1 の速度波形



TR 成分　　RA 成分

図 3.3 P2, P3, P4, P5, P6 の速度波形の比較

ルの計算波を7秒遅らせてプロットしている．Tモデルでは関東平野端部のＰ４で顕著に 60～90 秒の波群が発達している（図 3.3 中▼）．

図 3.4 にＰ１，Ｐ２，Ｐ４，Ｐ６における速度応答スペクトルを示す．これらの地点で 7～12 秒の成分が卓越している．震源スペクトル（図 2.7）のコーナー周期であること，関東平野の堆積層のＳ波や表面波の増幅率のピ

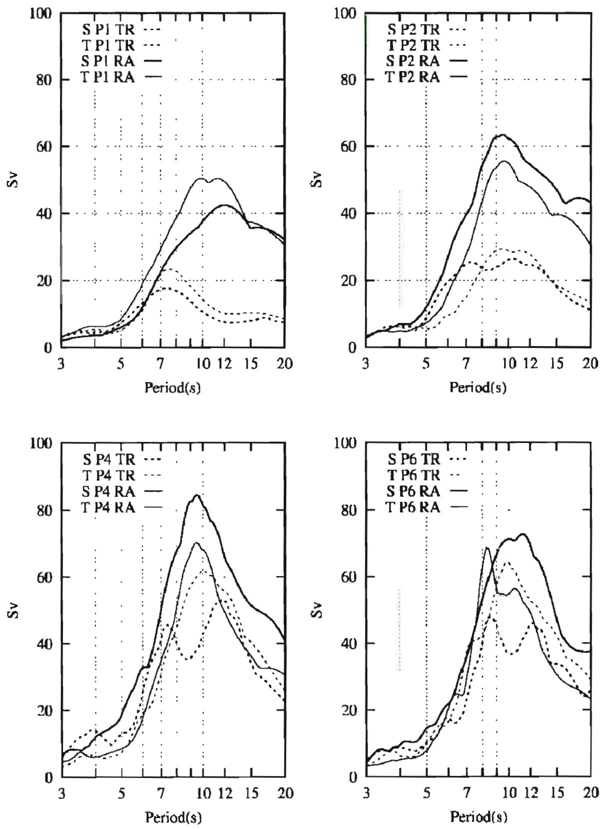


図 3.4 P1, P2, P4, P6 の速度応答スペクトル

ーク周期であることが原因と考えられる．

(2) 平均速度応答スペクトル比の検討

地点毎に速度応答スペクトルの比（S モデル／T モデル）の周期７～１２秒間平均（平均応答スペクトル比と呼ぶ）を算定し，計算波の相違の変化を伝播経路に沿って調べた．両モデルとも，周期 10 秒程度の表面波が卓越する中小地震記録でモデル検証を行っており，検証が十分なされた周期帯での比較検討を行うことを意図した．

図 3.5 はＴＲ成分の平均応答スペクトル比である．Ｐ４，Ｐ５，Ｐ６の応答スペクトル比は安定しておりＳモデルはＴモデルの 0.8 倍程度である．図 3.6 はＰ４近傍で三次元構造から抜き出した一次元構造と，そのＳ波増幅率である．図 3.7 はＰ６近傍の同様な図である．一次元構造を抽出した地点を図 2.4 に□で示す．なおこれらの地点は 4 章の横浜と東京駅である．2 地点ともＳ波増幅率は両モデルでほぼ同じであり，応答スペクトル比が安定していることと対応している．

Ｐ３とＰ４の間で平均応答スペクトル比は 0.2 程度大きく変化している．Ｐ３では平均応答スペクトル比がほぼ１なので，平野内の相違の直接的な原因はこの区間で発生したといえる．応答スペクトル比が変化した原因は，

072 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

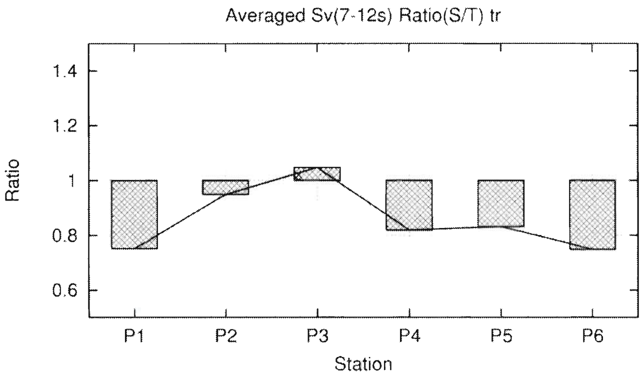


図 3.5　TR 成分の平均応答スペクトル比
（Sモデル／Tモデル）

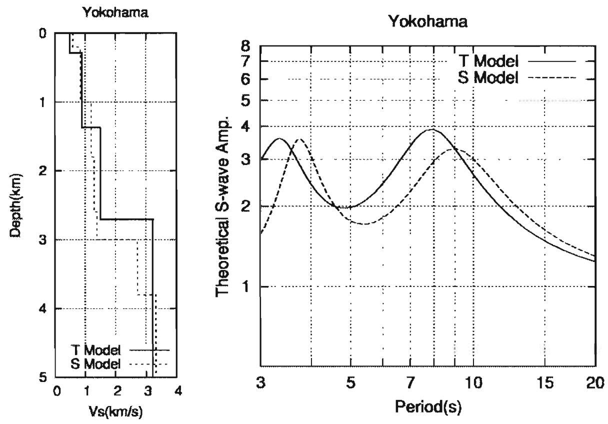


図 3.6　P4 近傍の 1 次元地下構造と S 波増幅率

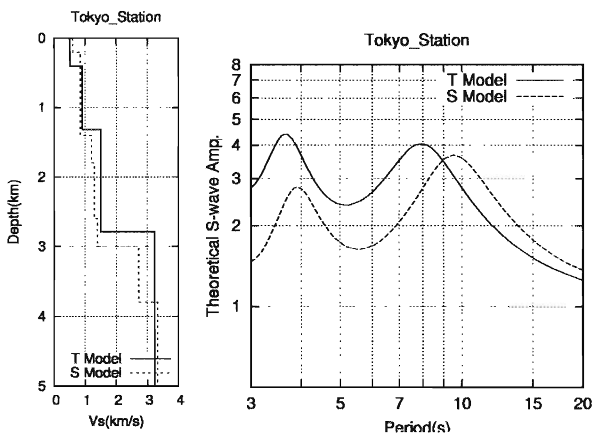


図 3.7　P6 近傍の 1 次元地下構造と S 波増幅率

この区間で顕著に増大する図 3.3 中▼で示したTモデルの波群である．Ｐ４から測線上で東京方向に約 5ｋm離れた地点の波形とＰ４との波形のピークの時間差を求め，２地点間の直線距離で除して▼のピークの伝播速度を算定した．また隣接するピークとの時間間隔からピークを含む半周期分の波の周期を求めた．図 3.8 はＰ４の一次元構造（図 3.6 のＴモデル）のＬｏｖｅ波の位相速度の理論分散曲線と▼のピークの伝播速度の比較である．ピークの伝播速度は理論位相速度によく対応しており，Ｌｏｖｅ波と考えられる．Ｔモデルのこの区間における増幅は，盆地端部で浅い地震基盤が深くなる構造によるＬｏｖｅ波群の増幅であると考えられる．

さらに震源に向かって平均応答スペクトル比を検討する．Ｐ２からＰ１にかけての応答スペクトル比の変化が

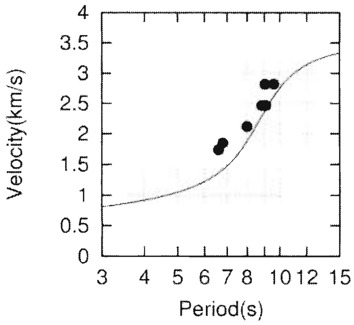


図 3.8　P4 の後続動の伝播速度と Love 波の位相速度の理論分散曲線（T モデル）との比較

0.2 程度と大きい．またＰ１では，Ｓモデル／Ｔモデルの平均応答スペクトル比が 0.8 程度となっている．前者は相模湾の盆地モデル，後者は地殻モデルの違いが原因である．地殻モデルの主な差は，Ｔモデルでは高速な海洋のマントルが浅いことである．

以上平野内の TR 成分の計算波の相違は，直接的には盆地端部における地震基盤の傾斜の差が原因で 20%ほどの相違が発生した．また地殻モデルや相模湾の盆地構造モデルも原因となってそれぞれの箇所で 20%程度の相違が発生した．

RA 成分の平均応答スペクトル比を図 3.9 に示す．RA 成分の平野内の相違は TR 成分とは逆にＳモデルはＴモデルの 0.8 倍程度である．Ｐ３～Ｐ６の間では相違はほぼ一定である．　Ｐ１～Ｐ２区間では 0.8 から 1.2 へと大きく平均応答スペクトル比が変化し，ほぼここでの相違が平野内の相違を決定している．

平野内の RA 成分の計算波の相違は，相模湾の盆地モ

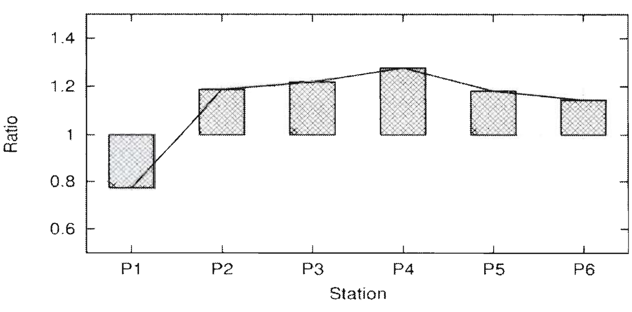


図 3.9　RA 成分の平均応答スペクトル比
（Sモデル／Tモデル）

デルの差が原因で，平均応答スペクトル比で 20%程度の相違が発生した．

計算波に強く影響した盆地端部の地震基盤の形状や相模湾の盆地構造の複雑な地下構造の調査には反射法地震探査法が有効である．しかし，現時点では反射法探査データ等は限られており，現時点で計算波の相違を小さくすることは困難であると考えられる．

(3) 地点直下の一次元地下構造の影響

図 3.10 の左図はＰ４における TR 成分の速度応答スペクトルの比を，同地点のＳ波増幅率（図 3.6）および Love 波の基本モードのメディアムレスポンスの比と比較した図である．Ｓ波増幅率，Love 波のメディアムレスポンスには周期 10 秒付近にピークがあるが，計算波の比には認められない．

図 3.10 の右図はＰ４の RA 成分の速度応答スペクトルの比を，同地点の Rayleigh 波の基本モードのメディアムレスポンスの比と比較した図である． Rayleigh 波のメディアムレスポンスの比は周期５秒で谷となるが，応答スペクトル比には認められない．

ＴＲ成分，ＲＡ成分とも，計算波の相違は地点直下の一次元構造の相違では十分に説明できないことがわかる．

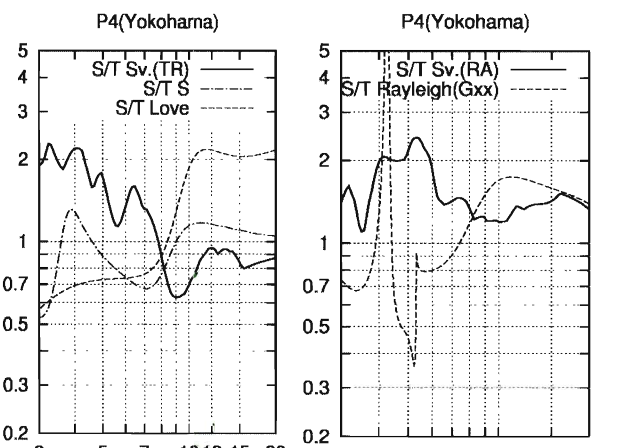


図 3.10　Ｐ４の速度応答スペクトルの比と
Ｓ波増幅率．表面波の基本モードのメディアムレスポンスの比との比較

(4) 関東平野の最大速度の比

関東平野全域の最大速度の比（S モデル／T モデル）を図 3.11 に示す．平野全域では計算波の進行方向は一様ではないため，一般的に用いられる EW 成分と NS 成分で示した．各図には堆積層が厚い領域で，最大速度の比が小さいまたは大きい領域を□で示した. EW 成分と NS 成分ともに盆地構造の最深部付近に差異が大きな領域がある．最大速度で４～５倍の違いが生じている．最深部では複数の方向から表面波が集合する．様々な場所の構造モデルの差の影響が蓄積した結果と考えられる．

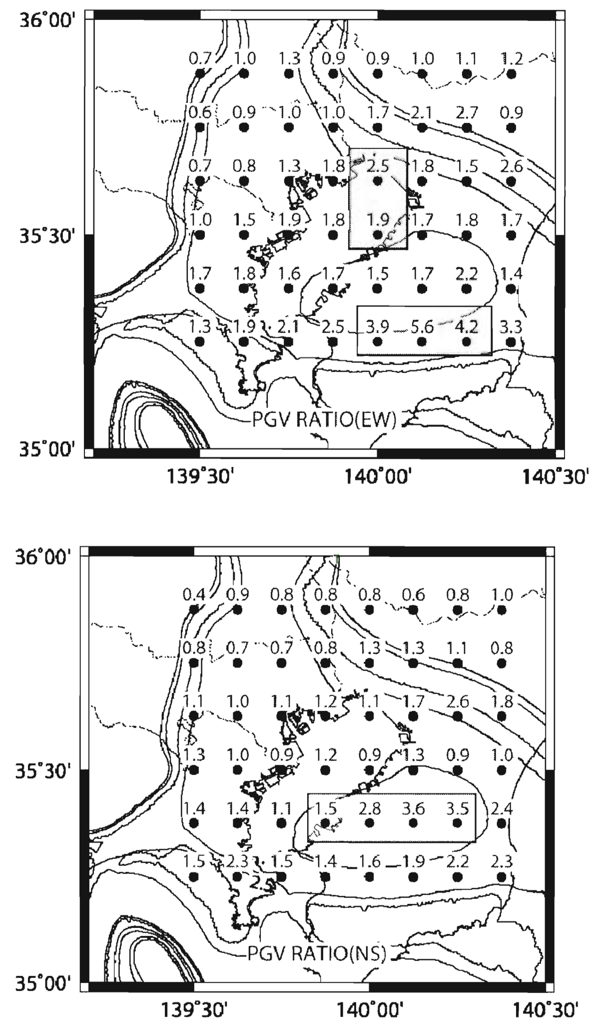


図 3. 11　最大速度の比

074 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

4．首都圏中心部5地点における地震動特性の差異と建物応答への影響

東海地震，東南海地震により首都圏で発生が予測される長周期で長継続の地震動は，超高層建物や免震建物等の長周期構造物の応答挙動に影響を与える．本章では，2章，3章で2つの地下構造モデルに対し計算された長周期地震動を用いて，首都圏中心部5地点における地震動特性の差異，建物の応答特性に与える影響とともに調べた．検討対象は，図4.1に示す横浜，川崎，新宿，東京駅，千葉の5地点である．

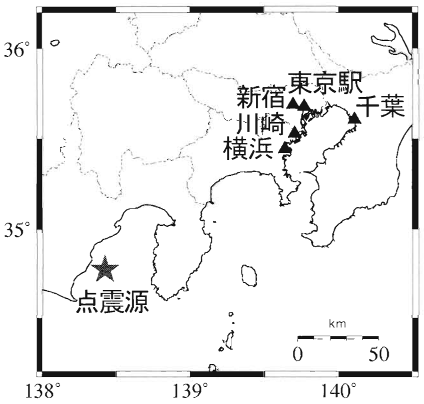


図4.1　検討対象とする首都圏中心部5地点

4.1　点震源時の地震動特性の差異

3章で設定した東海地震の最も浅いアスペリティを模擬した点震源に対し，5地点で計算されたSモデル，Tモデルを比較する．両者は解析手法，メッシュ・グリッドモデリングは異なるものの，基本的には地下構造モデルの違いが結果の差として現れるものと考えられる．

速度波形とエネルギースペクトル V_E を図4.2，図4.3に示す．また速度の粒子軌跡を図4.4で比較した．Sモデルは300秒，Tモデルは600秒まで計算されており，エネルギースペクトルはそれぞれの継続時間で計算している．5%の擬似速度応答スペクトルについても検討しているが，いずれもエネルギースペクトルの0.6〜0.7倍した振幅レベルであり，大小関係に関する全体の傾向は変わらない．

(a)　共通点

Sモデル，Tモデルともに横浜，川崎，新宿，東京駅での主要部の継続時間は，50秒程度となっており，千葉でこれら4地点よりも長くなっている点は共通である．NS方向の最大速度は概ね同レベルとなっている．点震源に最も近い横浜での地震動はSモデル，Tモデルで類似しており，特にNS方向では速度波形の振幅や位相特性，V_E がほぼ一致する．いくつかの地点，方向で違いは見られるものの，V_E は概ね同レベルとなっており，V_E のピーク周期が8〜10秒である点も共通である．

(b)　相違点

Sモデル，Tモデルで最も違いが見られるのが，震源から最も離れた位置にある千葉での地震動である．Tモデルは他の地点での地震動レベルや継続時間を長くした形状となっているが，SモデルにはNS方向で150秒前後に，EW方向で200秒前後に，二重下線部で示す主要動とは異なる波群の顕著な後続位相が見られる．いずれも後続部分で最大速度もしくはそれに近い値を示しており，また速度粒子軌跡も相当異なる．千葉のEW方向では V_E に倍半分の違いが見られる．

震源に近い横浜，川崎，新宿，東京駅では，比較的振幅や位相特性も似ているが，細かい点では違いも見られる．Sモデルでは上下動に顕著な後続位相が見られ，これはTモデルには見られない．V_E に関し，横浜，川崎，新宿，東京駅では，Sモデルについては2方向での違いは小さいが，TモデルについてはNS方向がEW方向よりも1.4〜2倍程度大きい．この傾向は粒子軌跡にも見られ，Tモデルは全体的に縦長の楕円形となっているが，Sモデルは東西方向にも大きな軌跡を描く．

倍半分程度のレベル差が現れる地点もあるが，全般的には振幅や継続時間が同様な傾向を示している地点も多く，地下構造モデリングの違いの影響は比較的小さいものと考えられる．

4.2　東海・東南海地震時の地震動特性の差異と建物応答への影響

東海・東南海地震時の地震動を比較する．Tモデルについては，図2.5に示したアスペリティモデルに破壊伝播時間と滑り量の揺らぎを考慮した計算結果(以降，「面震源」と表記）が提供されている[2]．一方，Sモデルでは同じ震源による東海・東南海地震時の波形計算は行われていない．そこで，ここでは簡単に点震源時の地震動からスペクトル比を介して東海・東南海地震時のSモデルを推定するアプローチを採った．

後で示すTモデルの東海・東南海地震時の5地点における地震動について，V_E の面震源／点震源の比を方向毎に重ねて図4.5に示す．地点による V_E 比の違いは小さく，特に5秒より長周期側では各方向でほぼ一致する．ここで，地下構造モデルによらず点震源時と面震源時の各地点，各方向における V_E 比が一定となると仮定し，点震源時のSモデルに対し，V_E 比をフーリエ振幅スペクトル比として補正し，東海・東南海地震時の地震動とした．このとき位相は面震源時のTモデルを利用し，NS，EWの各方向でこの補正を行った．計算の流れを図4.6に示す．同図には一例として新宿NS方向の結果を示す．

東海・東南海地震時の5地点におけるTモデルと，点

震源の結果から推定したSモデルの速度波形と擬似速度応答スペクトル(h=5%)を図4.7，図4.8に示す．継続時間は600秒まで示した．

Tモデルについて見てみると，振幅の大きい揺れが30～50秒間発生する．その後も揺れが長時間続いているが，その振幅は小さい．全体的にNS方向が卓越する傾向が見られ，応答スペクトルでは千葉を除き周期8秒で130～160cm/sと地点によらず安定している．千葉は点震源時と同様，他の地点よりも大きいレベルとなっている．周期3～4秒では，点震源時に比べスペクトル振幅が比較的顕著である．やや短周期帯成分の嵩上げに，断層面内の震源パラメータの揺らぎが導入されているが，これは点震源でもその効果が含まれており，面震源の破壊伝播効果により3～4秒成分が大きくなった可能性もある．SモデルはTモデルから推定しているため，当然ながら点震源時の大小関係がそのまま反映される．

上記地震動に対する建物応答を，1質点の非線形応答解析で調べた．これらは工学的基盤相当で評価された地震動であるが，表層地盤による長周期成分の増幅の影響は小さいものとして無視した．建物はS造を想定し，弾性周期T_0は2s～10sを100分割とし，減衰は2%の初期剛性比例型とした．降伏せん断力係数は$Cy=0.45/T_0$とした．降伏剛性は初期剛性K_0の1/100とし，ノーマルバイリニア型の復元力特性とした．水平2方向の地震波を利用し，NS方向から180°方向を15°分割した計12方向で波形を作成し，その中で各周期での最大値を算定した．時間積分はNewmark-β法（β=1/4）を利用し，時間刻みは1/200秒を基本とした．

5地点の地震波に対する最大塑性率μ，累積塑性変形倍率ηを図4.9，図4.10に示す．塑性率μは最大で2程度である．また震源から最も離れた位置にある千葉を除けば，最大塑性率はSモデル，Tモデルで概ね同等である．累積塑性変形倍率については，Sモデルの周期3～4秒で大きくなっているが，これは点震源時におけるSモデル，Tモデルの2次モードでの増幅の違いが反映されている．このような比較的短周期領域で点震源時の違いが面震源時にそのまま現れるかどうかは現時点では明らかではないが，首都圏ではこの帯域の固有周期を有する構造物が多く存在するため，地下構造モデルの違いが周期3～4秒の建物応答評価に与える影響を良く吟味する必要がある．

参考のため，南海地震で大阪・此花(OSKH02)で想定された地震動の速度波形と最大塑性率μ，累積塑性変形倍率η[10]を図4.11に示す．計算結果や地点による差異も大きいので，一般的なことは論じられないが，この結果を見る限りでは東海・東南海地震時の首都圏における建物応答は，大阪・此花に比べ小さめの傾向にある．

4.3 他の予測地震波との比較

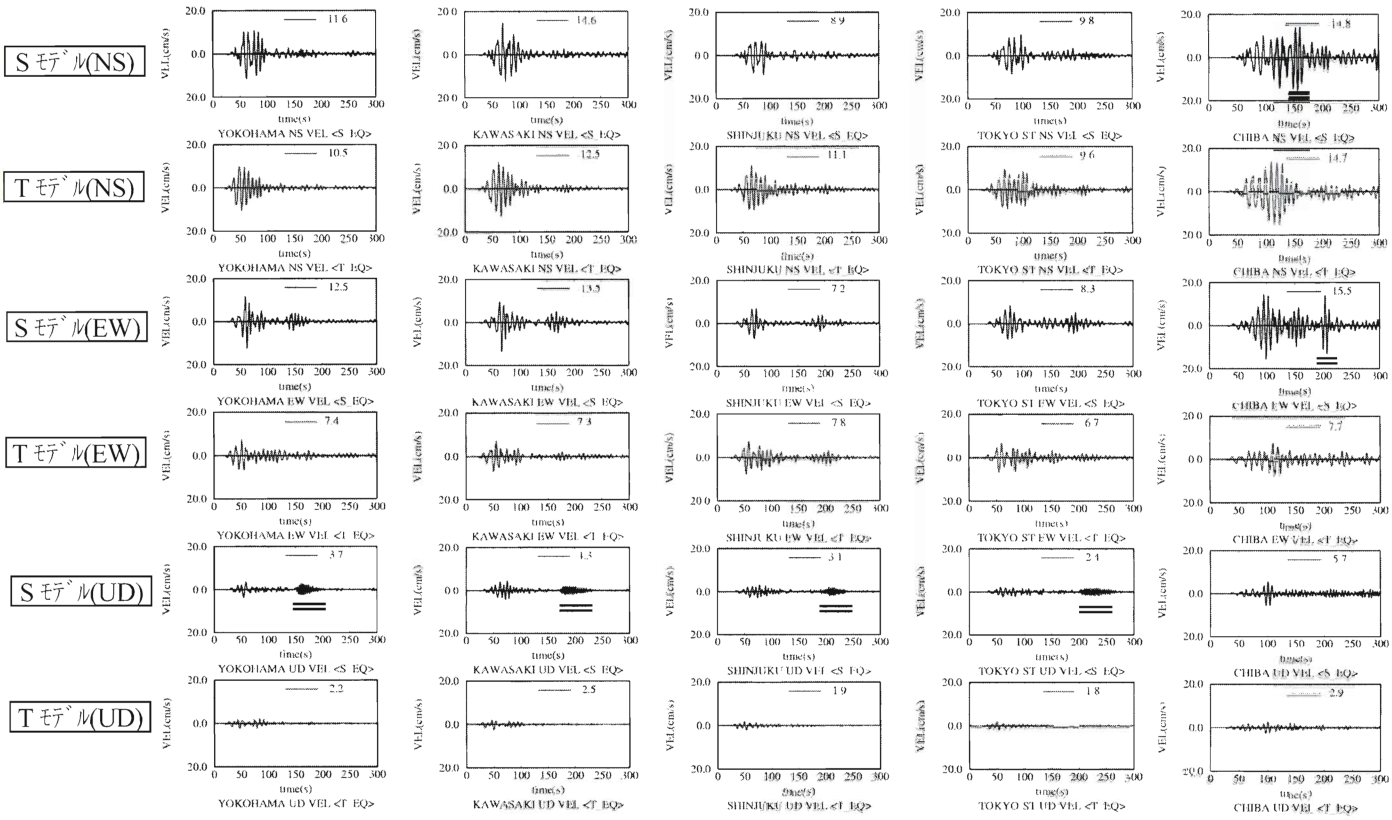
既往文献，資料の3次元計算で得られた東海地震による首都圏における地震動と比較する．いずれも東南海地震の影響が入っていないが，ここではその影響は小さいものと仮定して比較した．

「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」における共通波のうち，首都圏における東海地震時[3)]の応答速度波形とスペクトル[1)]を図4.12に示す．地下構造モデルはSモデルと同じである．また4秒より短周期領域は経験的グリーン関数法をベースに作成されている．震源モデルはTモデルとは異なる．1次の卓越周期である10秒前後のスペクトルでは，新宿の東海・東南海地震のSモデルと概ね同等の振幅レベルとなっている．一方横浜のNS方向では，Sモデル，Tモデルともに周期8秒で150cm/sレベルとなっているのに対し，ここでは約半分の80cm/sレベルとなっている．

地震調査研究推進本部(2009)の「長周期地震動予測地図」2009年試作版[11)]にある東海地震時の応答速度波形とスペクトルを図4.13に示す．Sモデル、Tモデルと地下構造モデル，震源モデルともに異なる．新宿での応答スペクトルは最大約200cm/s，千葉で約100cm/sとなっており，S，Tモデルと逆の傾向である．またNS方向のピーク周期が10秒以上となっており，10秒以下にピークが現れるS，Tモデルと異なる．

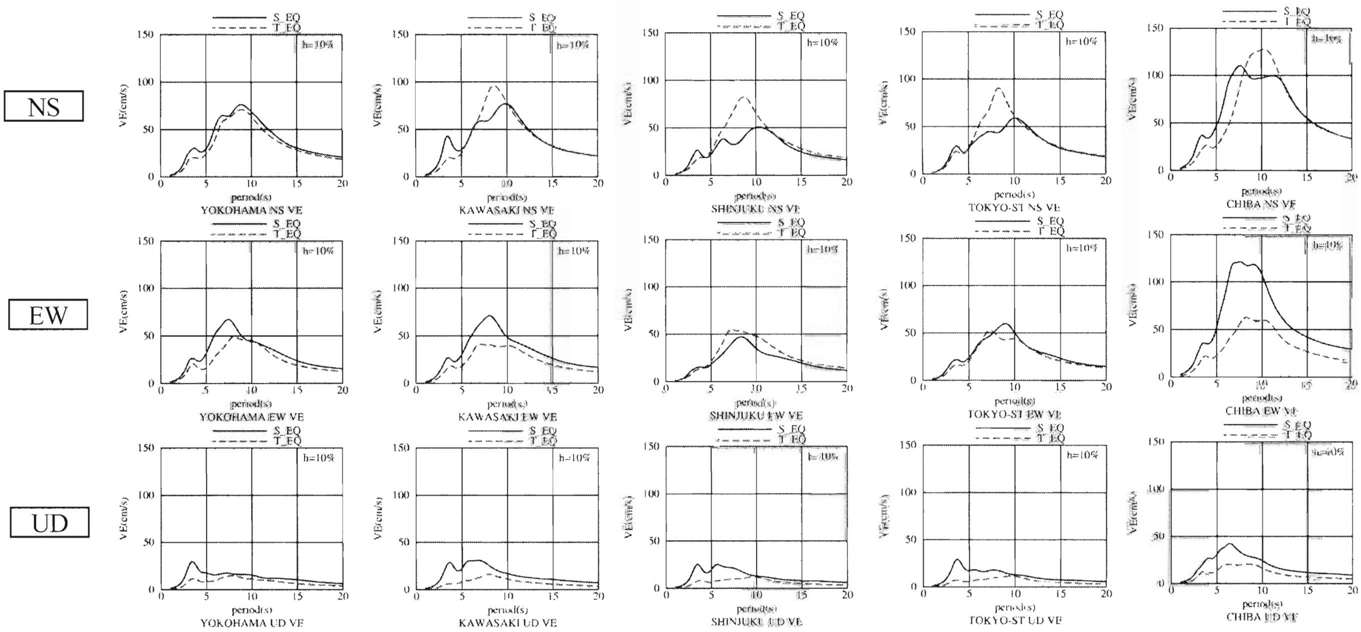
地震動評価には震源モデリングの影響が大きいとされる[12)]ため直接的な比較は難しいが，卓越周期の違いや地点により大小の傾向が逆転する結果には，地下構造モデルの違いが現れた可能性も否めない．地下構造モデルの違いが，建物応答までを含めた形で地震動評価に与える影響を調べ，どのような変動幅に収まるかを見極めることは今後とも不可欠と考えられる．

076　第37回地盤震動シンポジウム(2009)



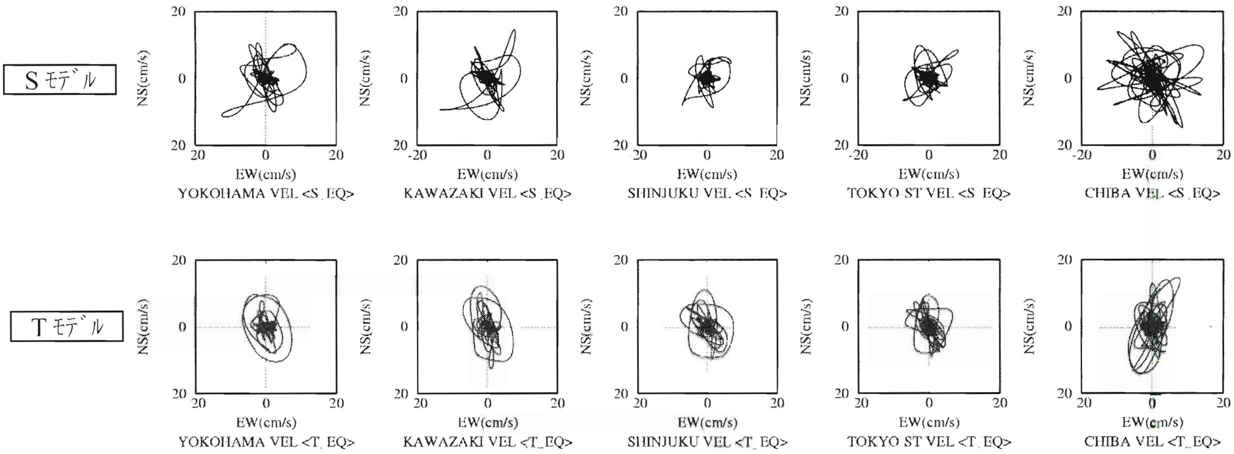
(a)　横浜　(b)　川崎　(c)　新宿　(d)　東京駅　(e)　千葉

図 4.2　5 地点における点震源時の S モデル、T モデルの速度波形



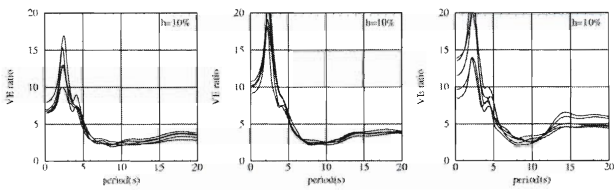
(a)　横浜　(b)　川崎　(c)　新宿　(d)　東京駅　(e)　千葉

図 4.3　5 地点における点震源時の S モデル、T モデルのエネルギースペクトル



(a) 横浜 (b) 川崎 (c) 新宿 (d) 東京駅 (e) 千葉

図 4.4 5 地点における点震源時の S モデル、T モデルの速度粒子軌跡



(a) NS 方向 (b) EW 方向 (c) UD 方向

図 4.5 5 地点における T モデルの面震源／点震源のエネルギースペクトル比

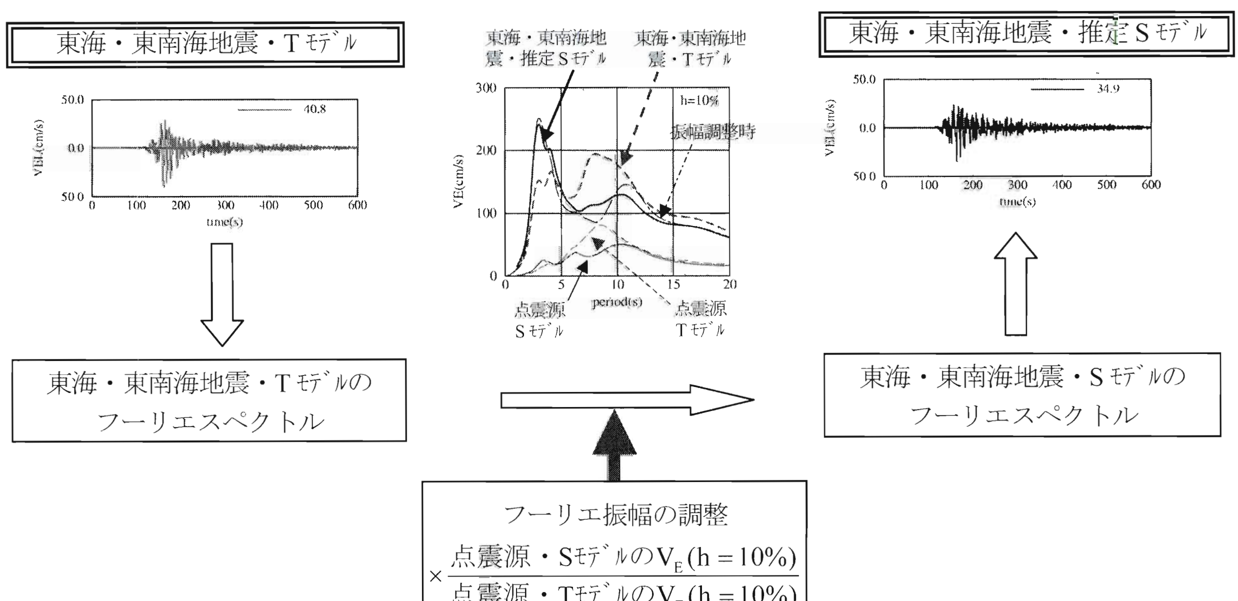
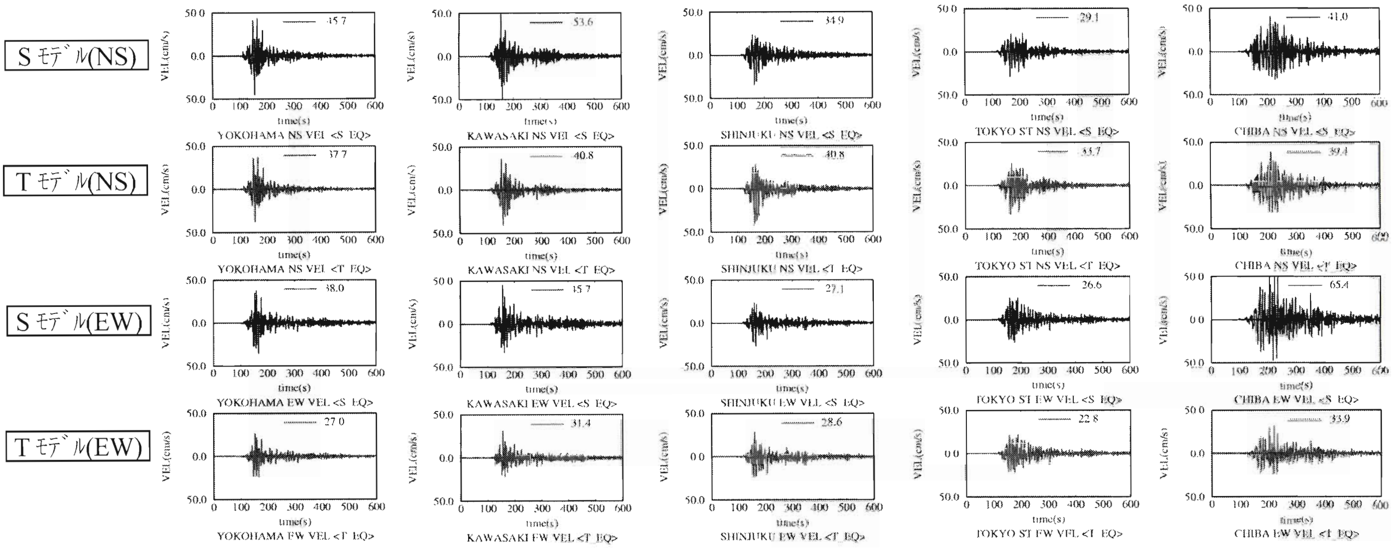


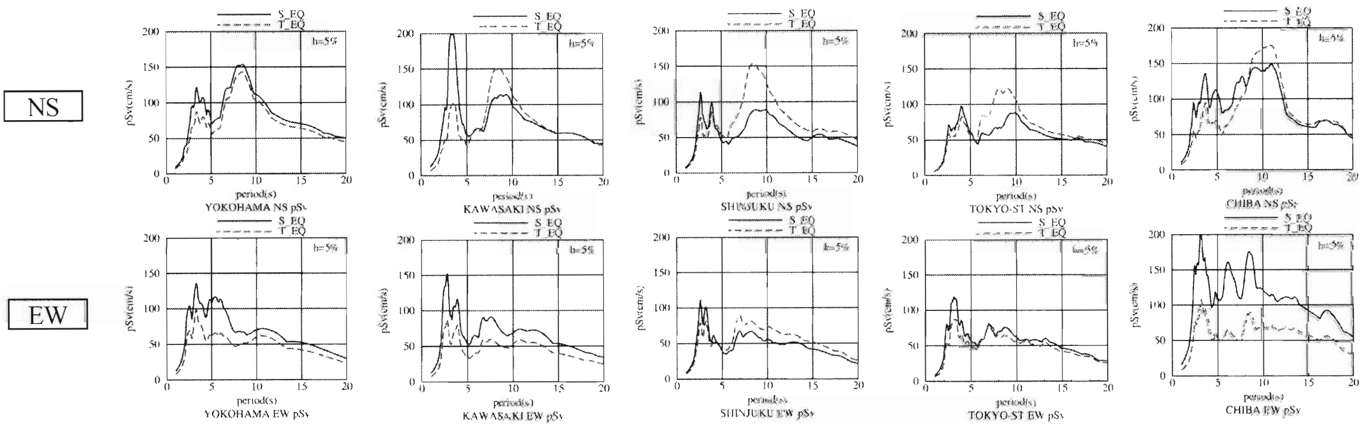
図 4.6 東海・東南海地震時における S モデルの推定方法（例・新宿 NS 方向）

078 第37回地盤震動シンポジウム(2009)



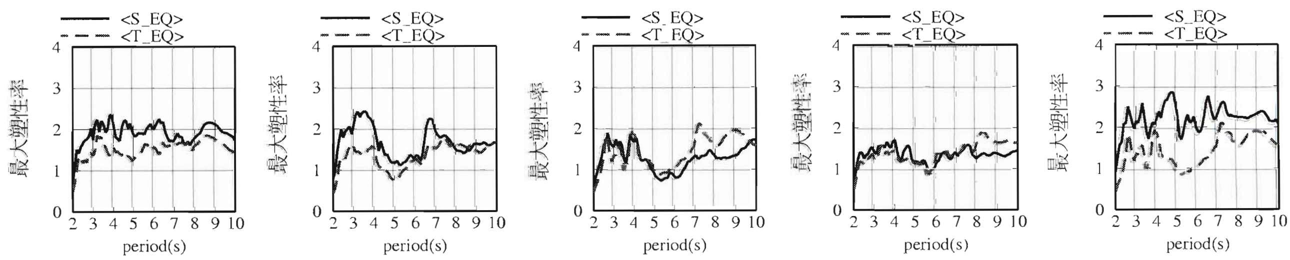
(a) 横浜　(b) 川崎　(c) 新宿　(d) 東京駅　(e) 千葉

図 4.7　5 地点における東海・東南海地震時の S モデル、T モデルの速度波形



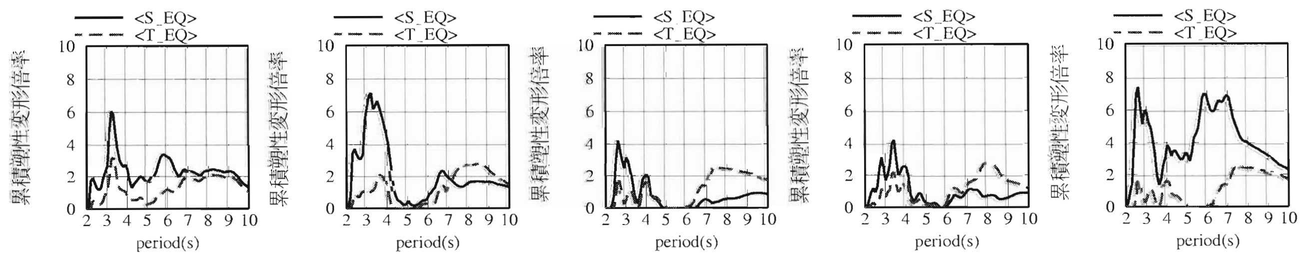
(a) 横浜　(b) 川崎　(c) 新宿　(d) 東京駅　(e) 千葉

図 4.8　5 地点における東海・東南海地震時の S モデル、T モデルの擬似速度応答スペクトル(h=5%)



(a) 横浜　(b) 川崎　(c) 新宿　(d) 東京駅　(e) 千葉

図 4.9　5 地点における東海・東南海地震時の弾塑性 1 質点系の最大塑性率



(a) 横浜　(b) 川崎　(c) 新宿　(d) 東京駅　(e) 千葉

図 4.10　5 地点における東海・東南海地震時の弾塑性 1 質点系の累積塑性変形倍率

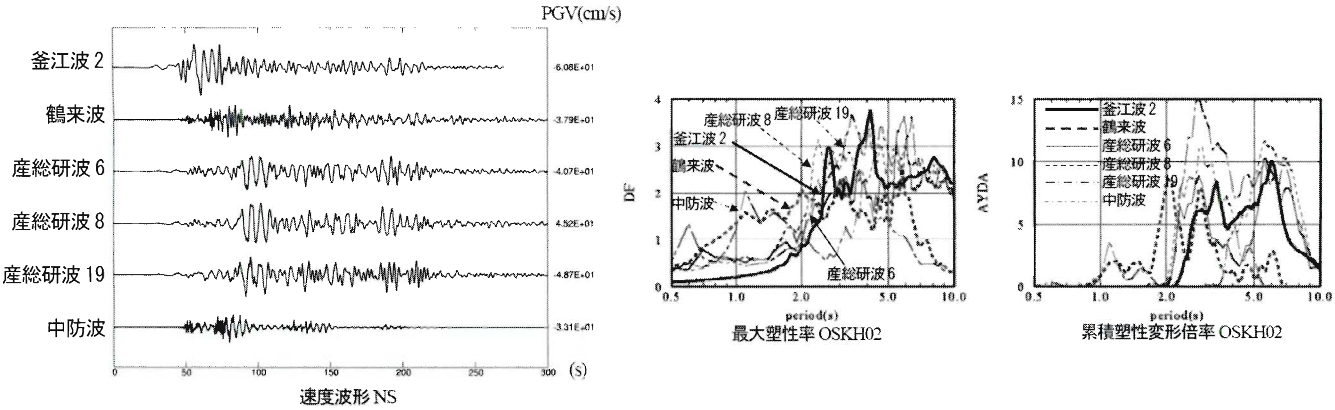


図 4.11　南海地震の大阪・此花(OSKH02)における予測地震動の速度波形と建物非線形応答 10)

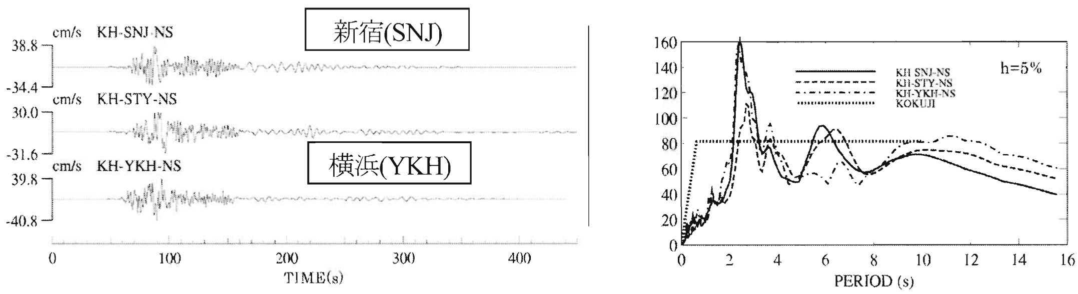
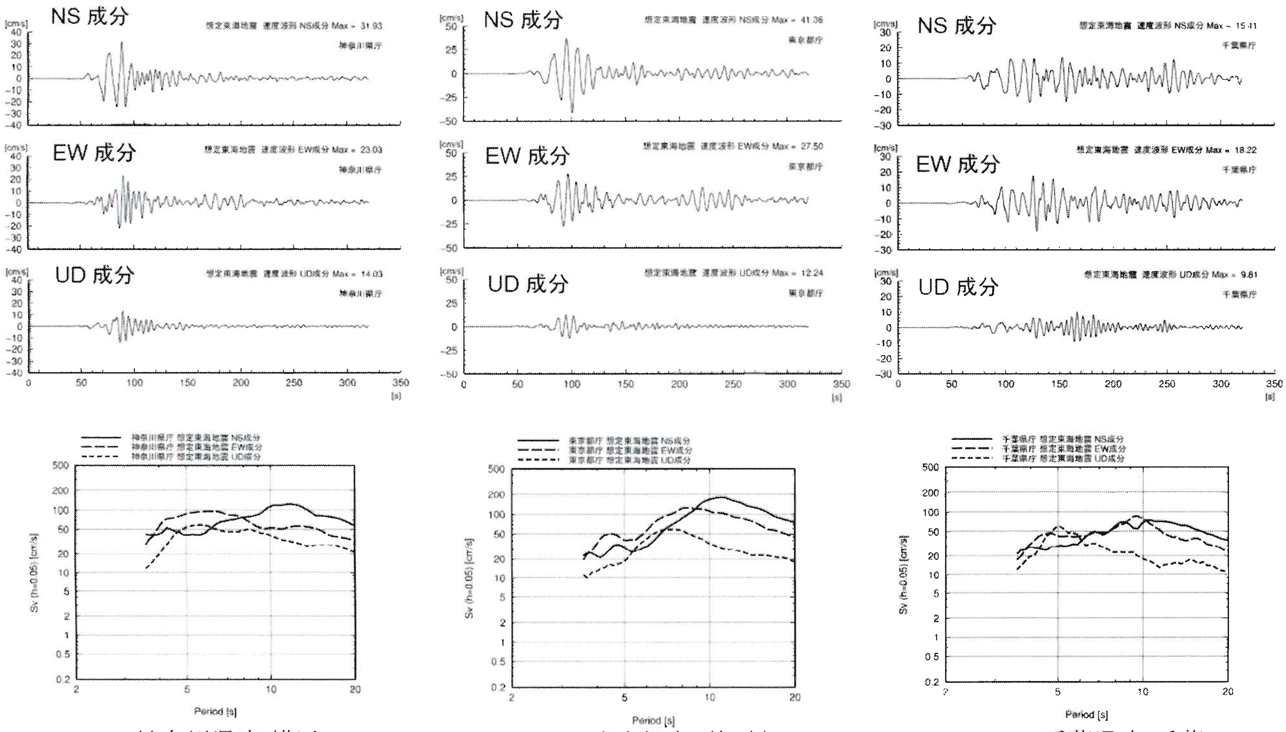


図 4.12　「東海地震等巨大災害への対応特別調査委員会」における共通波のうち、首都圏における予測地震動（東海地震） 1)



(a)　神奈川県庁(横浜)　(b)　東京都庁（新宿）　(c)　千葉県庁(千葉)

図 4.13　「長周期地震動予測地図」2009 年試作版(2009) 11)による首都圏での予測地震動（東海地震）

080　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

5　まとめ

東海･東南海地震時に都心付近で想定される長周期地震動を対象とし，関東平野を包含する２つの三次元地下構造モデルと、同一の震源モデルに対して算出された予測波の相違とその成因を調べ，両者の違いが建物応答に与える影響を検討した．得られた知見を以下にまとめる．

①東海地震のアスペリティを模擬した点震源を用いた解析において，震源と都心部を結ぶ直線上の平野内の６地点では，周期7～12秒の速度応答スペクトルの平均的な差異は最大で20%前後であった．既往の長周期地震動評価では，地盤モデルも震源モデルも異なるため，同一地震・同一地点でも波形が大きく異なっているケースがある．今回計算したケースでは，関東平野の地盤モデルが大局的には類似しており，また，震源は共通としたので，既往の大きな違いと比べ，20%の違いは小さいといえる．波形を詳しく見ると，伝播経路（地殻モデルと相模トラフ）のモデル化の違いにより初動到達時刻の違いが見られたが，これを補正すると波形の初動部分はよく一致していた．後半で波形が異なっており，地震基盤の形状や相模湾のモデル化の違いに起因すると考えられた．地震記録や地下構造データは限られており，現時点でこの相違を小さくすることは困難であると考えられる．

②関東平野の盆地構造の最深部（房総半島中部）付近では，２つのモデルで最大速度が４～５倍の違いが生じた．最深部では上記の影響等による差異が蓄積し現れたものと考えられる．

③首都圏中心部５地点で点震源による予測地震動を２つのモデルで算定した結果，千葉以外では振幅や継続時間は概ね同等となっており，地下構造の違いの影響は比較的小さかった．東海・東南海地震時の予測地震動や建物応答の差異も同様であったが，堆積地盤の２次モードに相当する周期 3～4 秒の建物応答評価については地下構造モデルの差異が顕在化する可能性を指摘した．

関東平野に限らず今後とも地下構造モデルが改良され続けられると考えられる．震源モデリングが地震動評価に与える影響が極めて大きいとされる中で，せめて地下構造モデルの変化が，建物応答までを含めた形で地震動評価に与える影響を調べ，どのような変動幅に収まるかを見極めることは不可欠である．異なる地盤モデルで統一した震源モデルによる地震動の違いに関する調査が少ない状況下で，このような相互比較を積み上げることが当面は必要と考えられる．

参考文献

1) 永野正行・吉村智昭：II．地震動，4.1　第一次，第二次提供波，pp.14-21，長周期地震動と建築物の耐震性，日本建築学会，2007.12

2) 吉村智昭・山本優：震源モデルに起因するばらつきを考慮した予測長周期地震動の高精度化、長周期地震動対策に関する公開研究集会、2009年3月9日、日本建築学会構造委員会高機能社会耐震工学ワーキンググループ、pp.1-67, 2009

3) 土方勝一郎，植竹富一，金谷淳二，真下　貢，早川　崇，渡辺基史，佐藤俊明：想定東海地震の東京湾岸における長周期地震動予測, 日本建築学会:構造系論文集, NO.617, P.55，2007年7月

4) 山中浩明・山田伸之：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、第55巻、第1号、pp.53-56、2002

5) 山本優・吉村智昭・七井慎一・久田嘉章：関東・濃尾・大阪平野を考慮した南海トラフ沿い巨大地震の長周期地震動シミュレーション　（その１）2004年紀伊半島南東沖地震のシミュレーション、日本建築学会大会学術講演梗概集、B-2、pp.91-92、2009

6) Toshiaki Sato, Robert W. G. and P. G. Somerville(1999). Three Dimensional Finite-Difference Simulations of long-Period Strong Motions in the Tokyo Metropolitan Area during the 1990 Odawara Earthquake(Mj5.1) and the Greate 1923 Kanto Eartquake(Ms8.2) in Japan. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 89, No. 3, pp. 579-607

7) Gene A. Ichinose, Hong Kie Thio, P. G. Somerville, Sato, T. and Ishii, T. (2003), Rupture process of the 1994 Tonankai earthquake(Ms 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms,J. Geophys. Res., 108(B10),2497,2003

8) 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３、東南海、南海地震の強震動と津波の高さ（案）図表集、平成15年12月16日、p.19、2003

9) Yoshimura, C., Y. Yamamoto and Y. Hisada : Long-period ground motion simulation of 2004 off the Kii Peninsula earthquakes and prediction of future M8 class earthquakes along Nankai Trough subduction zone, south of Japan island, 14 th World Conference on Earthquake Engineering,　Beijing, China, CD-ROM, Paper ID:S10-048, October 12-17, 2008

10) 永野正行：地震動予測結果のばらつきと建物応答への影響，日本建築学会・増大する地震動レベルと建物の終局耐震性の課題と展望・シンポジウム資料，pp.29-43，2008.12

11) 地震調査研究推進本部 地震調査委員会：「長周期地震動予測地図」2009 年試作版，平成 21 年 9 月 17 日，http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm

12) 岩田知孝，岩城麻子，関口春子，吉見雅行：地域特性を反映した長周期地震動，長周期地震動対策に関する公開研究集会，日本建築学会構造委員会高機能社会耐震工学ワーキンググループ，1－52, 2008.

震源モデル及び地下構造モデルの差が大阪平野の予測長周期地震動に及ぼす影響

EFFECTS OF SOURCE MODEL AND UNDERGROUND VELOCITY STRUCTURE MODEL ON EVALUATION OF LONG-PERIOD GROUND MOTIONS IN THE OSAKA SEDIMENTARY BASIN DURING HYPOTHETICAL NANKAI SUBDUCTION EARTHQUAKES

岩田知孝[*1]、岩城麻子[*2]
Tomotaka IWATA, Asako IWAKI

We compare predicted long-period ground motions for the hypothetical Nankai earthquake in Osaka sedimentary basin. Perdictionists assume their source models and their underground velocity structure model including the source area and the Osaka sedinentary basin. Consequently, the resultant long period ground motion characteristics are more or less different each other. Comparisons of those predicted ground motions express the source model variation mainly give the variation of predicted ground motions. This is also reasonable because each predictionist usually validate the basin and crustal velocity structure model by waveform modelings of the observed records.

1．はじめに

2003年9月26日の十勝沖地震により苫小牧においてタンク貯蔵所が地震被害を受けたことにより、巨大地震時の長周期地震動がクローズアップされた。同年11月に日本建築学会と土木学会において「巨大地震対応共同研究連絡会」が設置され、海溝型巨大地震に対する備えは十分であるのか、また不十分であればいかに対応すべきかを緊急に共同調査することとなった。

構造物の評価を行うためには、地震学やその周辺の研究成果に基づく予測地震動がまず必要であることから、連絡会には地震動部会（入倉孝次郎主査）が設置され、長周期地震動や巨大地震に関する理工学の関係研究者がメンバーとなった。ここではプレート境界で起きる巨大地震を想定地震とした予測強震動を全体の活動に反映させるために、2003年十勝沖地震の検証や最新のプレート境界巨大地震の特性や伝播経路に基づくいわゆる想定地震時の予測強震動についてその地震動の位置づけや計算手法、適用周期範囲等を整理し、構造物の応答研究・評価に波形を用いる際に必要な情報を要約した概説文を作成し、予測強震動（提供波）を建築及び土木の構造物部会に提供する活動を行ってきた。これらの活動をもとに、本連絡会は2006年11月に「海溝型巨大地震による長周期地震動と土木・建築構造物の耐震性向上に関する共同提言」をまとめた。

提供波は表１に示されるように、想定震源としては東海地震、（東海）東南海、南海地震を震源とした場合の、都市圏、震源域周辺の予測地震動であった。なお表にはないが2006年度には第3次提供波として、想定宮城沖地震の仙台平野（源栄・他）と2003年十勝沖地震の石狩平野周辺域の評価地震動（青井・他）が提供された。

表1：第1次提供波と第2次提供波のリスト

提供者	対象地震	対象地点
第1次提供波		
佐藤俊明(清水建設)	関東地震	東京本郷・大手町と横浜MM21地区
久田嘉章(工学院大学)	東海地震	静岡県駿東郡長泉町
釜江克宏(京都大学)	南海地震	西大阪と大阪管区気象台
愛知県建築住宅センター	東南海地震	名古屋市中区三の丸
第2次提供波		
関口・他（産総研）	東南海、南海地震	大阪平野
土方・他（東京電力、他）	東南海、東海地震	関東平野
釜江・川辺（京都大学）	東南海、南海地震	大阪平野
鶴来・香川（地盤研）	東南海、南海地震	大阪平野
野津（港湾空港研）	東海地震	静岡（強震観測点等）
鈴木・岩田（京都大学）	東南海地震	濃尾平野（強震観測点）
土方・他（東京電力、他）	東海地震	関東平野
愛知県設計用入力地震動研究協議会	新東海地震（東海・東南海）	濃尾平野
構造物部会との連携で行われたもの		
野津(港湾空港研)	東南海、南海地震	ダムサイト、名古屋港等

これまで地域ごとに予測された様々な提供波のなかには、同じ想定地震で想定地点が同じ場合の波形が複数提案されているが、これらの提供波の卓越周期やその震動レベルが違うことが指摘されている。この中で複数の提供波が存在する、想定南海地震に対する大阪平野での提供波に関して、複数の作成者が震源モデル、震源域から大阪堆積盆地構造に至る地殻やプレートを含む地震波速度構造モデル、及び堆積盆地の速度構造モデルを組み合わせて計算が行われている。従って想定地点においての地震動の違いはそれらのモデルの違いに起因している

*1 京都大学防災研究所　Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University
*2 京都大学大学院理学研究科　Graduate School of Science, Kyoto University

*2 京都大学大学院理学研究科　Graduate School of Science, Kyoto University
082　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

と考えられるが、これらの違いについて、予測地震動波形を想定サイト以外の地点のものも比較して、震源モデル、地下構造モデルの影響を検討する。

ここでは、南海地震を想定震源とし、大阪堆積盆地における地震動を提供した、関口・他（産総研、以下AIST波)、釜江・川辺（釜江・川辺波)、鶴来・他（地盤研、以下鶴来波）を対象としている。また、本検討においては、震源モデル、地下構造モデルの影響を見積もるために、新たな計算（岩城・岩田波）を行い、比較に用いた。各チームの計算においては、長周期地震動のみならず、広帯域の地震動計算を提供している場合もあるが、本項目の狙いである、長周期地震動特性の違いについて分析を行うため、周期３秒（周波数0.33Hz）以上の周期帯域を調べる。なお、本報告は日本建築学会長周期地震動対策に関する公開研究集会において報告されたもの[1)]をとりまとめている。

2．大阪堆積盆地における地震動予測のモデルの比較

AIST波、釜江・川辺波、鶴来波の計算条件を表2にまとめた。ここには、AIST波の提供波に加えて、AISTの追加提供波、及び岩城・岩田による計算波（提供波ではない）の条件も示している。AIST波、鶴来波、及び岩城・岩田波の震源モデルは内閣府が南海地震の被害想定を行うために提案されているモデルを基準に作られているのに対して、釜江・川辺波は文部科学省地震調査研究推進本部地震調査委員会の震源モデルをもとに作成されている。また、同じ震源モデルを参照していても、採用している地殻構造モデル（プイレート境界上面の深度）によっては震源断層の設定位置が異なる。プレート境界深度に関する知見は、最近の地震学的な調査等によって更新されているからである。例えば岩城・岩田波は、AIST波に使われている震源モデルに準拠しているが、地殻構造モデルにおける断層面形状が異なるので、Iwata et al.(2008)[2)]で与えられているプレート境界上面に置き直している。プレート境界上面形状が違うため、すべり方向のベクトルは絶対値が同じで地表面投影がAIST波のそれと同じになるように設定した。岩城・岩田波で用いられているプレート境界面はAIST波のそれより平均して数km程度浅い。

地殻構造モデルは、どのモデルも大阪領域の堆積地盤の他は、地震学的な手法による地殻やプレート境界形状のモデルを参照している。陸部分においては地震基盤が地表まで存在するモデルとなっている。実際の地表付近の地震波速度構造は、岩盤とはいえ風化等によって地震基盤の速度(Vs=3.2km/s)が保たれているとは考えられないが、風化等に起因する低速度層がどの程度の厚さであるのか、どの程度に与えるのが適切かといったことについてはほとんど情報がないのが現状であるため、観測波形の再現によってモデルの妥当性の確認をすること程度であると言える。また、Yamada and Iwata (2005)[3)]などで示されているように、プレート境界地震を対象とした場合には、プレートの沈み込みに伴うsedimentary wedge（狭い意味の沈み込み付加帯）の存在が確認されており、2004年紀伊半島沖地震に関しては近畿圏、中京、関東圏への地震動伝播を考えた時には大きな影響があった。Iwata et al.(2008)[2)]のモデルでは、このsedimentary wedgeに関して、沈み込み帯における人工地震探査情報を収集して、そこのＳ波速度をモデルシミュレーションによって推定して

表２　モデルの比較

		震源モデル	地殻構造モデル	地殻構造最小S波速度	堆積盆地構造モデル	最小S波速度
AIST波	AIST1	内閣府モデル 広帯域に対応するため、マルチスケール不均質、破壊伝播速度の不均質を与える	Furumura(2002)の地殻モデル Sedimentary wedgeの低速度層なし 陸地は地震基盤(3.2km/s)が地表に露出	3.2km/s(陸地)	産総研モデル(堀川他、2003)	0.5km/s
AIST波(追加)	AIST2	内閣府モデル 広帯域に対応するため、マルチスケール不均質、破壊伝播速度の不均質を与える	Furumura(2002)の地殻モデル Sedimentary wedgeの低速度層なし 陸地は地震基盤(3.2km/s)が地表に露出	3.2km/s(陸地)	産総研モデル(堀川他、2003)	0.5km/s
釜江・川辺波	K&K	地震調査委員会モデル	Sedimentary wedgeを設定 陸地は地震基盤(3.2km/s)が地表に露出	3.2km/s(陸地)	堀川他(2003)のモデルの境界形状を利用 速度構造は3層均質速度構造モデルに変更	0.4km/s
鶴来波	Tsurugi	内閣府モデル	Sedimentary wedgeを設定 陸地は地震基盤(3.2km/s)が地表に露出	3.2km/s(陸地)	香川モデル(Kagawa et al.2004;3層、スプライン)	0.39km/s
岩城・岩田波	I&I	関口波と同じ プレート面深度に貼り直し	Iwata et al.(2008)大大特モデル Sedimentary wedgeの低速度層考慮 陸地地殻構造ほぼ全面にVs2.7km/sの低速度層を設定	2.7km/s(陸地) 1.0km/s(Sedimentary Wedge)	Iwata et al.(2008) Kagawa et al.(2004)に新たな情報をくわえたもの	0.35km/s

低速度のパラメータを設定した。

次に、大阪堆積盆地構造モデルについて見てみる。大阪堆積盆地構造モデルは、堀川・他(2003)[4]と Kagawa et al.(2004)[5]が参照されている。Iwata et al.(2008)[2]は Kagawa et al.(2004)[4]の盆地構造モデルに、大大特プロジェクトによって加えられた探査情報を付加して更新されたモデルである。Kagawa et al.(2004)[5]のモデルは、探査情報のある地点をコントロールポイントと位置づけ、それらをスプライン関数でつなぐことによってコントロールポイント外の場所の構造情報が構築されている。堆積層内の速度構造は均質な３層構造によって作られており、堆積層間の境界面形状は、盆地の基盤に比例する形になっている。各層における速度は、アレイ微動探査等の情報から平均的なものが与えられている。このモデル化はモデルパラメータ数が圧倒的に少なく、様々な計算プログラムに載せやすい反面、水平方向の速度変化や、盆地端部境界面などで、実際には活断層等で基盤深度が急変している地域の表現力に乏しい点がある。

一方、堀川・他(2003)[4]で提案された大阪堆積盆地構造モデルは､有限差分法のグリッドに物性値を置いている。物性値はグリッド毎に違い、層構造モデルではない。堆積層構造の中では、深くなるほど地震波速度が漸増することや、盆地基盤及び盆地端部の急変もモデルに組み込んである。このため、地質・地体構造的な特徴をよく反映できている反面、データ量は膨大であり、有限差分法によって与えられているモデルと同じグリッド間隔で計算する場合にはよいが、周期範囲を短周期へ広げたシミュレーションを行うことや逆により長周期だけのモデリングを行うために、与えられたモデルと異なるグリッドを使用する場合は物性値に対して、何らかの内・外挿操作が必要となってくる。釜江・川辺波では、盆地形状などを正確にいれるために、堀川・他(2003)[4]のモデルを用いているが、堆積層速度構造自体は、Kagawa et al.(2004)[4]のパラメータを用いてそれぞれ均質な速度値を持つ３層の速度構造をあてはめている。

大阪の堆積盆地構造モデル[2), 4), 5)]は、それぞれ地震記録のシミュレーションを通してその妥当性を検証している。観測点によっては再現性の悪いところはあるものの、観測記録の再現性はＳ波及びその後続動の特徴を再現できていると言える。Iwaki and Iwata(2009)[6]は、2004 年紀伊半島沖地震の余震記録を､Iwata et al.(2008)[2]の構造モデルを用いて再現を試み、大阪堆積盆地内の広帯域強震観測点での観測応答スペクトルや卓越周期との比較を行った。Iwata et al.(2008)[2]のモデルは、大阪湾岸地域の再現性はよいものの、大阪盆地北東部のそれはあまりよくないことを指摘している。卓越周期がはっきり応答スペクトルに現れている点では、卓越周期の再現性は±20%以内であることも示した。図 1 には、大阪堆積盆地構造モデル[1), 3), 4)]の地震基盤コンターを示した。

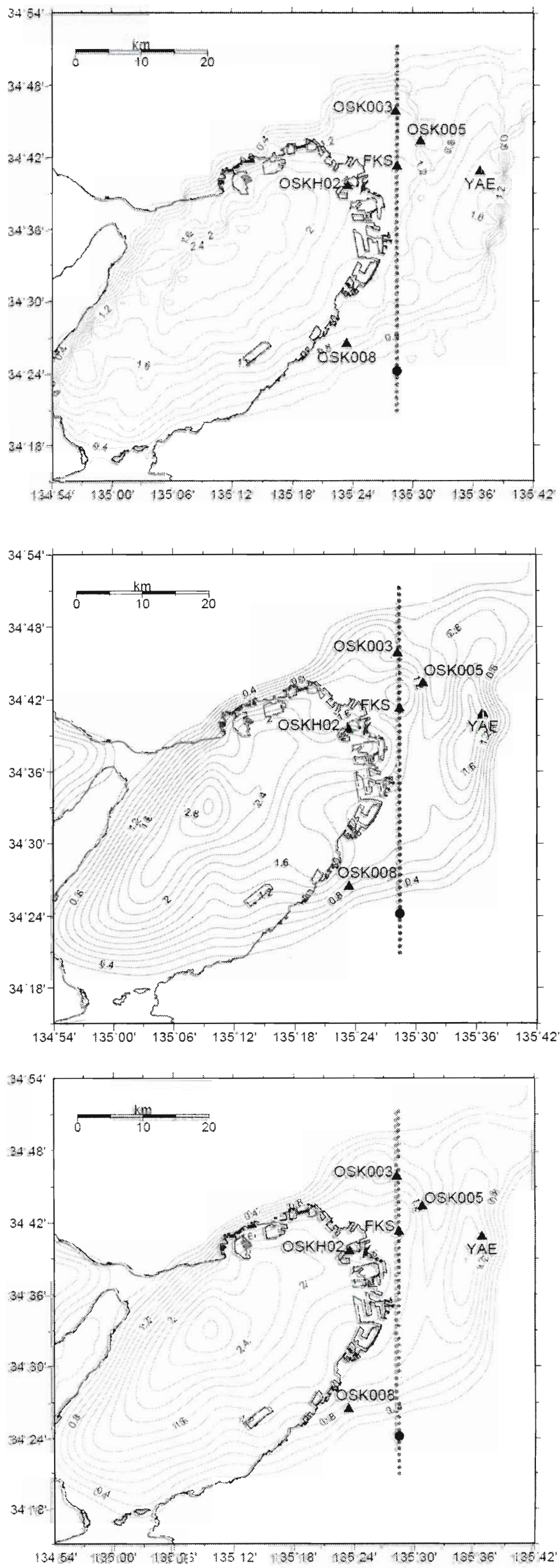


図 1: (上)堀川・他(2003)[4)]、(中)Kagawa et al.(2004)[5)]、(下)Iwata et al.(2008)[2)]の大阪堆積盆地の地震基盤コンター

084 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

図2には提供波の違いを示すものとして、福島観測点でのこれまでの提供波と岩城・岩田波の比較を、波形及び疑似速度応答スペクトルで示している。

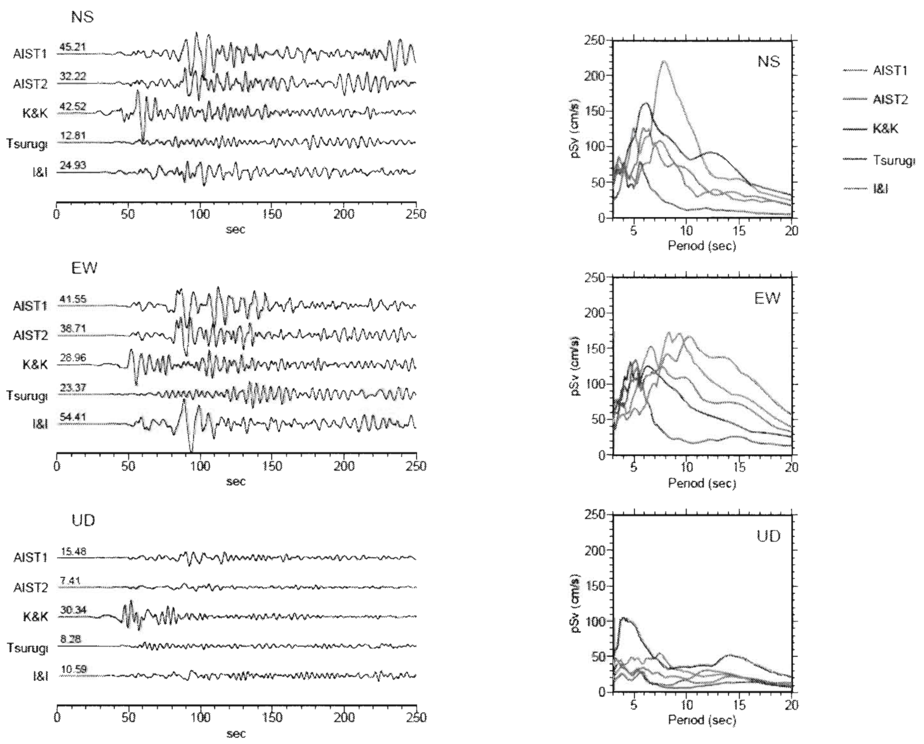


図2:福島観測点における計算波形及び疑似似速度応答スペクトルの比較

3．提供波の比較（盆地内）

地震動部会で提供した予測波（提供波）のサイトは、強震観測点等であったが、今回の提供波の特性の成因を調べるためには、系統的な地震動の計算結果を比較する必要がある。大阪堆積盆地構造は３次元形状をしているので、本来ならば面的な情報を比較すべきではあるが、計算波形量が膨大になるので、ここでは想定南海地震を対象としていることから、大阪盆地の中央部の湾岸地域付近を南北に縦断し、盆地外の観測点も含めて1km毎の計算波形を、各チームから提出していただいた。以下それを南北測線の波形と呼ぶ。盆地深度情報のある図1に南北測線の位置を書き入れている。図3には、表2の5チームの、南北測線の波形の南北成分を表している。各波形は速度波形で、振幅は互いに比較できる。南北測線の南と北は、盆地外の地点があるために、そこでの震動が小さいことがわかるが、盆地内の観測点では震動が大きく増幅され、また継続時間が延びていることが容易にわかる。観測点密度をあげた図面を作成することで、盆地端部境界面より生じた盆地生成表面波が盆地の中の方に伝播していっている様子や、盆地端部で反射して盆地内部を伝播している様子がみられる。

AIST1、AIST2 波と岩城・岩田波は、その震源モデルが非常に似ているため(岩城・岩田波は AIST 波の震源モデルの場所（深度）を変更したのみ)、波動伝播の様子もよく似ている。大阪盆地内の速度パラメータが小さいAIST1波は標準的な速度構造を与えているAIST2波に比して、卓越周期が長周期化していることがわかる。AIST2 波と岩城・岩田波は、震源モデルがほぼ同じで堆積盆地構造モデルが前者は堀川・他(2003)[4]、後者がIwata et al.(2008)[2]であるが、主たる地震動の伝播特性は似ているように見える。

震源モデルの異なる釜江・川辺波は盆地内を南北に伝播する地震動が同様に見られるが、その振幅はSの初動部分が AIST 波などに比べて大きい。鶴来波は震源モデルが内閣府のものを参照しているが、産総研とはモデルの作成方法がやや異なっている。断層面が貼られている位置、サブ断層の大きさ、またモーメント時間関数の設定がAIST波とは異なっていると考えられる。そのため、盆地内で伝播する地震動には、周期3秒付近の波が強調されているように見え、盆地内部の伝播特性が、他の予測波のものに比較してやや異なっている。以上の比較から盆地構造モデルが異なるAIST2波と岩城・岩田波が似通っていることから、予測波の違いを引き起こしているのは主として震源モデルの違いであることが予想されることとなった。これを踏まえて、盆地外の岩盤での地震動の違いを次の節で分析する。

4．提供波の比較（盆地外）

前節において提供波の差の主たる原因が震源モデルの与え方によると考えられることから、大阪堆積盆地内に入力する地震動という観点で、大阪盆地南部の地震基盤層（地表）での計算波形を比較した。図4には、図1の●で示した岩盤サイトの計算波形を、成分毎に比較した

ものと疑似速度応答スペクトルを示した。

AIST1、AIST2 波と岩城・岩田波のそれらは類似している。これらの差は地殻構造で与えたプレート境界面の位置の違いに起因するものであり、その影響はこの地点では小さいということができる。岩城・岩田波の方が、プレート境界が浅く設定してあるため、地震動は大きくなっている。

鶴来波は、これらに比して震動レベルが大きくない。前述したように、震源モデルは内閣府の震源モデルを参照にしているものの、断層面の位置や、モーメント時間関数について、AIST モデルと違う点が、主として 3〜5 秒の地震動が相対的に強調された地震動の原因となっている。

釜江・川辺波ではこの岩盤サイトにおいて、上下動の強い地震動が生成されていることがわかる。この震源モデルは、アスペリティが深いところにあり、そこからのディレクティビティ波にスラストタイプの動きによるラディエーション特性が効いて、上下動に大きな震動が現れているのだと考えられる。ちなみに AIST モデル及び釜江・川辺モデルにおいて大阪平野に一番寄与が大きい部分は紀伊水道の下にあるアスペリティの破壊による。これは、潮岬沖から破壊が開始して、北西方向、断層面で言えば浅い方から深い方向へ伝わった 1946 年の昭和南海地震のシナリオを踏襲している。ここに置かれているアスペリティのディレクティビティ波が伝わるために、震動レベル及び震源からの震動の卓越周期が強調されて

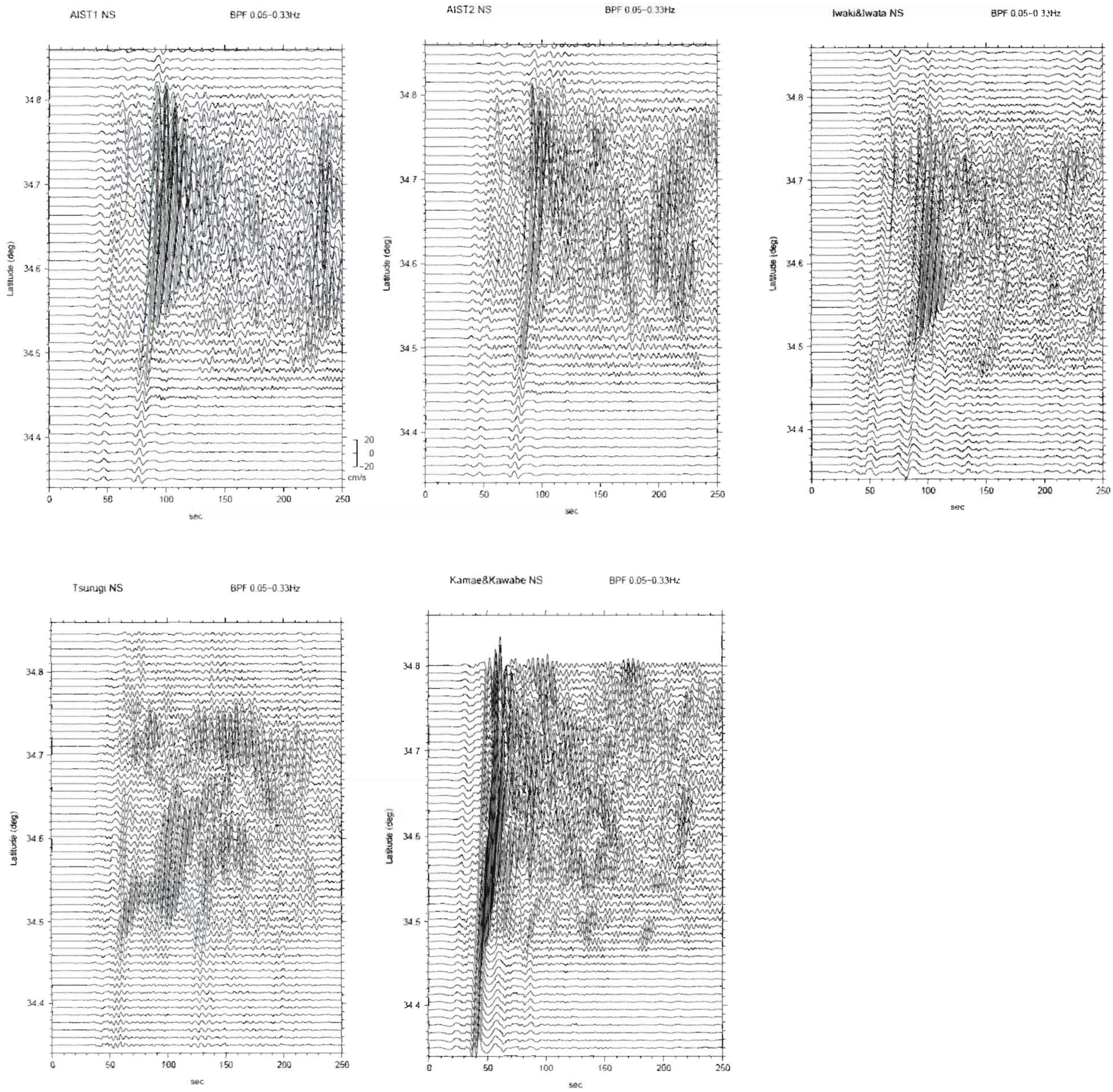


図 3：各予測波の大阪盆地南北測線における南北動速度の比較

086 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

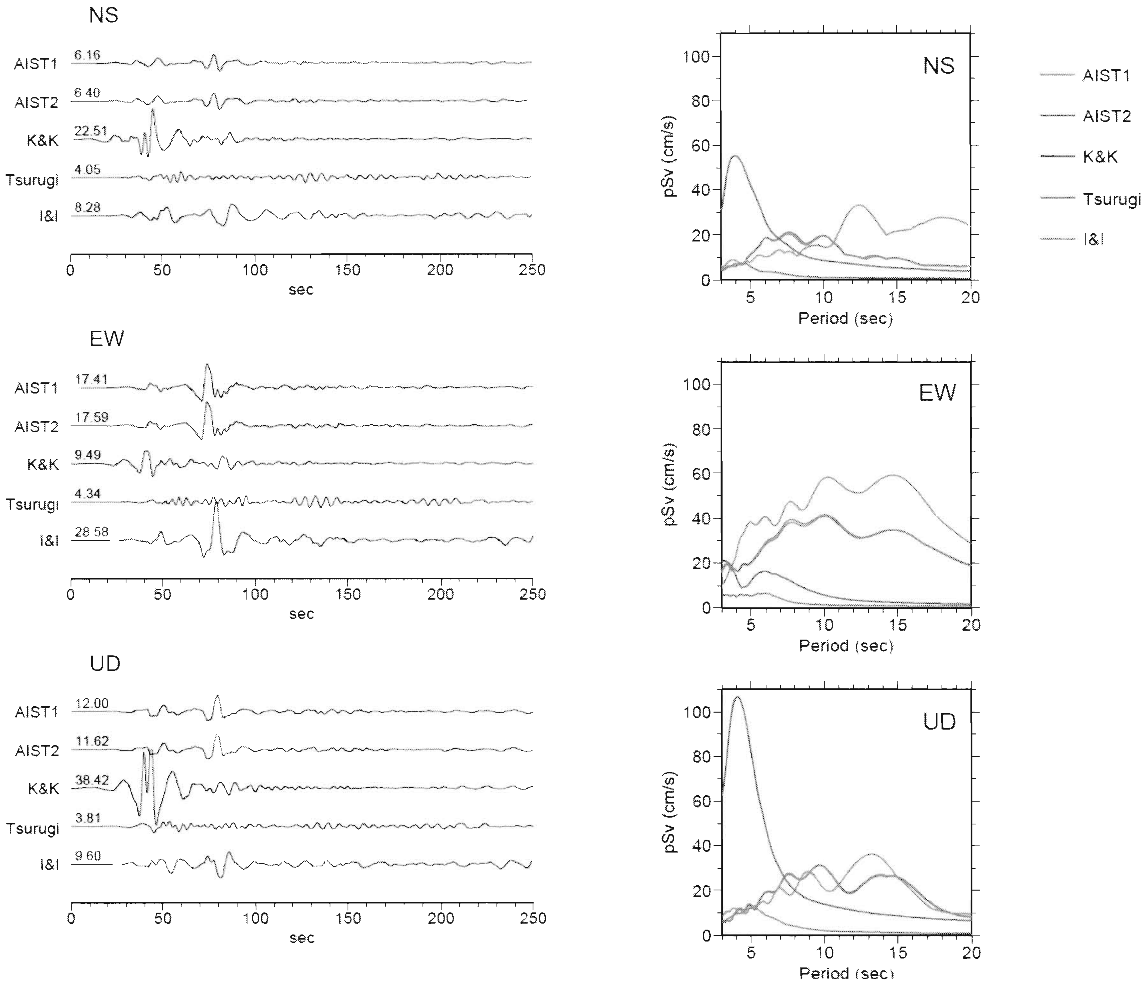


図４：大阪盆地南の岩盤地点における予測波（速度波形）と疑似速度応答スペクトルの比較

いる。釜江・川辺波は破壊速度を他のモデルに比してやや大きい値にしており、ディレクティビティ効果がさらに強く効いていると考えられる。

５．まとめ

「巨大地震対応共同研究連絡会」の地震動部会で収集された南海地震を想定震源とし、阪神地域即ち大阪堆積盆地における地震動を提供した、関口・他（産総研、以下AIST波）、釜江・川辺（釜江・川辺波）、鶴来・他（地盤研、以下鶴来波）の提供波の違いについて、大阪盆地を南北に縦断する測線での波形の比較と、大阪盆地外の地震基盤相当における地震記録の比較を行って議論した、周期３秒（周波数0.33Hz）以上の周期帯域においての比較において以下のようなことがわかった。

プレート境界深度は、地震活動から決められていた従来の深度より、大大特の構造探査によって得られた深度が浅いことからそれを使用したモデルを検討すべきである。

地殻モデルは各チームの差異はほとんどないと考えられる。岩盤浅部の情報は少ないため、観測記録等の再現によってモデルの検証を行う必要がある。

堆積盆地構造モデルは、主としてKagawa et al.(2004)[5]と堀川・他(2003)[4]が基本となっているが、それらに大差はないことがわかった。両モデルの比較はIwaki and Iwata (2008)[7]においてなされている。そこでは観測記録の卓越周期の再現性について、指標を提案して比較しているが、片一方のモデルが常に観測記録をよりよく説明しているといった結果は得られなかった。

堆積盆地構造モデルについては、おのおのの論文によって観測地震動の再現に取り組み、多少の差異はあるものの卓越周期やその震動レベルをかなりの確度で再現できるような地下構造モデルであることを示している。このことにより、地下構造モデルの確度については現時点でも長周期に関してはある程度は確保されているとともに、今後も実記録のモデリングによって説明能力がよいモデルに改良していくことが可能と考えられる。

震源モデルに関しては任意性が残され、またその震源モデルの特徴によって計算地震動の震動レベルや卓越周

期がコントロールされていることがわかった。地震調査委員会のモデルは、1946 年昭和南海地震のすべりの特徴から提案されたものであり、また内閣府のモデルは、それ以前の歴史的な地震の被害分布の特徴も含めて再現する断層モデルとして作成されている。どちらのモデルも近地の長周期地震動という観点から与えられたものではないため、そのようなタイプの断層破壊過程が起きるかどうかという観点からは、想定モデルのひとつということでしかないであろう。盆地に入力される地震動の卓越周期は、アスペリティの破壊過程や断層破壊特性によって支配されるので、これらに対する新たな地震学的な知見を得るために研究は重要であることは論をまたないであろう。それに加えて震源特性のバラツキによって想定地震動がどのような様相を示しているのかを持つかということを精査していくことが、地域特性を考慮した地震動予測の重要なキーポイントとなると考えられる。

参考文献

1)岩田知孝，岩城麻子，関口春子，吉見雅行：地域特性を反映した長周期地震動，長周期地震動対策に関する公開研究集会，日本建築学会構造委員会高機能社会耐震工学ワーキンググループ，1－52, 2008.

2)Iwata, T., T. Kagawa, A. Petukhin, and Y. Onishi. Basin and crustal velocity structure models for the simulation of strong ground motions in the Kinki area, Japan, J. Seismology, DOI 10.1007/s10950-007-9086-7, 2008.

3)Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, *Earth Planets Space*, **57**, 197-202, 2005.

4)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.

5)Kagawa, T., B. Zhao, K. Miyakoshi, and K. Irikura. Modeling of 3D basin structures for seismic wave simulations based on available information on the target area: case study of the Osaka basin. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94:1353–136, 2004.

6)Iwaki, A. and T. Iwata. Effects of the 3D basin structure on long-period ground motion characteristics in the Osaka basin, *submitted to Geophys. J. Int.,* 2009.

7)Iwaki, A. and T. Iwata. Validation of 3D basin structure models for long-period ground motion simulation in the Osaka basin, western Japan, *J. Seismology*, DOI 10.1007/s10950-008-9088-0, 2008.

088　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

大阪平野の長周期地震動と超高層ビルの応答

LONG-PERIOD GROUND MOTION PREDICTION AND HIGH-RISE BUILDINGS RESPONSE IN THE OSAKA BASIN FOR FUTURE NANKAI EARTHQUAKE

中川佳久*1、川辺秀憲*2、釜江克宏*2
Yoshihisa NAKAGAWA、 *Hidenori KAWABE*、 *Katsuhiro Kamae*

High-rise buildings in mega-cities such as Osaka and Nagoya have a high probability of damage due to strong long-period ground motions from a great subduction earthquake. In this study, we predict the long-period ground motions of future Nankai earthquakes using the 3D finite difference method with a variable spacing staggerd-grid and frequency-dependent attenuation factor. Next, we examine the damage potential of steel and reinforced concrete high-rise buildings for predicted long-period ground motions.. Here, a one mass model is adopted due to the need for a great deal of earthquake response analysis. We have confirmed analytical results regarding high-rise buildings that the displacement and earthquake input energy of high-rise buildings subjected to long-period ground motion can be approximately estimated by this simple model. Conducting response prediction maps, we point out that the dynamic response of high-rise buildings exceeds the present seismic design criteria in wide areas inside the Osaka basin.

1．はじめに

東南海・南海地震が発生した場合、大型堆積盆地に立地する大阪や名古屋では巨大地震特有の長周期地震動に襲われる可能性が高く、大都市に集中する超高層ビルや免震構造物などの長周期構造物は、過去の地震で経験していない長周期地震動による地震災害に直面していると言える。このような状況を踏まえ、大阪、名古屋、東京などが立地する堆積盆地において、海溝型巨大地震時の地震動予測が行われ、その予測地震動を用いて長周期構造物の安全性の検討が精力的に行われてきた [1)]。検討結果によると、予測される長周期地震動が震源・伝播経路・サイトの各特性によって特徴的な卓越周期と長い継続時間を有し、構造物の固有周期が地震動の卓越周期帯にある場合、塑性域にいたる変形を多数回経験する可能性が高いことが指摘されている [2)]。このような結果は、大型堆積盆地上において深部地盤構造の影響が考慮された周期特性や振幅特性の異なる予測地震動に対して、場所ごとに構造物にどの程度の被害が生じる可能性があるかを把握しておくことの重要性を示唆している。本研究では、大阪平野における長周期構造物の被害予測や被害軽減化対策に必要な基礎資料を得るため、南海地震を対象とした長周期地震動予測を行い、大阪平野の各地域で超高層建物にどの程度の揺れや損傷が生じる可能性があるかを検討する。予測地震動に対する超高層建物の変位や入力エネルギーの応答は簡易モデルで評価し、巨視的な把握を目的として応答結果の概略を地図上に表現する。

2．長周期地震動の予測手法と予測結果

2.1 計算手法および計算条件

地震動の計算は、スタッガードグリッドを用いた空間4次・時間2次の精度の3次元有限差分法（Graves、1996）[3)]に、不等間隔の Staggered Grid（Pitarka、1999）[4)] を設定して行う。差分法解析領域の周囲には40グリッドの吸収領域（Cerjan et al.、1985）[5)]を設け、その外側に Clayton and Engquist (1977)[6)]による吸収境界条件を適用して差分法解析領域内から解析領域外に進行する波が再び領域内に戻らないように吸収境界を設定する。差分法への減衰の適用は Graves[3)] の手法を用い、reference frequency は1Hz とする。ここで設定した Qs 値は次式に示す周波数依存がある。

$$Qs(f)=Qs_0\times(f/f_0) \quad (1)$$

ここで、f は周波数(Hz)、f_0は reference frequency(Hz)、Qs_0は reference frequency における Qs 値、Qs(f)は周波数 f での Qs 値である。

本計算では大阪平野のみ堆積盆地構造を設定した地下構造モデルを用いる。解析対象領域、堆積盆地構造設定領域及び設定した震源位置を図1に示す。また、表1に解析に使用したパラメータを示す。

2.2 地下構造モデル

地震動計算に用いた地下構造モデルについて、大阪平野（図1に1点鎖線で示した領域）の地下構造についてのみ、堆積層を堀川・他（2004）[7)]をもとにモデル化を

*1 安井建築設計事務所　Yasui Atchitects & Engineers Inc
*2 京都大学原子炉実験所　Research Reactor Institute, Kyoto University

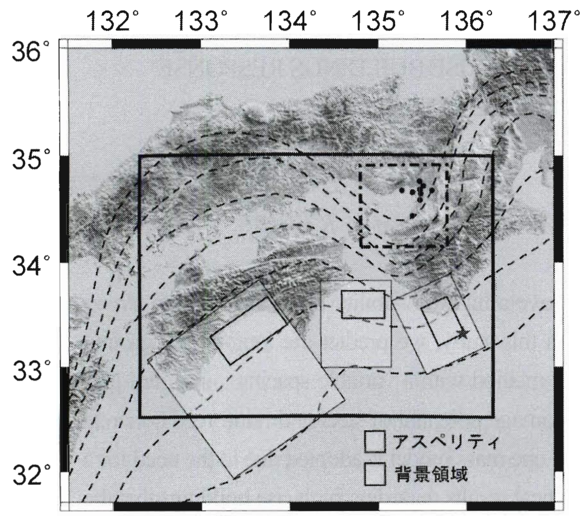


図1 解析対象領域、震源位置、堆積盆地構造設定領域、破線はフィリピン海プレート上面の等深線を表す。

表1 計算条件

グリッド数 (nx, ny, nz)	781, 993, 165
グリッド間隔(km) ・堆積盆地（大阪平野）内 ・堆積盆地外	 0.2km（x,y 軸方向）, 0.1km（z 軸方向） 0.6km
時間ステップ数	27000
時間間隔	0.01s
吸収領域のグリッド数	40

表2 地下構造モデルの物性値

Layer Number	Layer 1	Layer 2	Layer 3	Layer 4	Layer 5	Layer 6	Layer 7	Layer 8	Layer 9
Vs (km/s)	0.4	0.55	1.0	3.2	3.87	4.33	2.5	3.9	4.5
Vp (km/s)	1.6	1.8	2.5	5.4	6.6	7.2	4.8	6.8	7.8
ρ (g/cm^3)	1.7	1.8	2.1	2.7	2.8	3.0	2.6	2.9	3.1
Qs (1Hz)	200	275	500	1600	1935	2000	2000	2000	2000

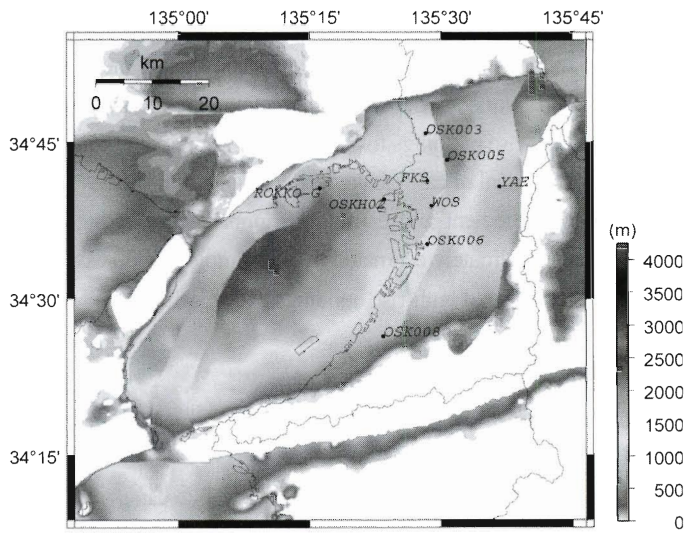


図2 堆積盆地構造設定領域の基盤岩上面深度

行った。大阪平野外の領域は地表に基盤岩が露頭していると仮定した。フィリピン海プレート上面の形状は Hori et. al. (2004)[8] をもとに、速度構造は Nakanishi et. al. (2002)[9] をもとに作成した。本計算では Qs の値は S 波速度に比例すると仮定し式(2)のように表す。

$$Qs(1) = \alpha \times Vs \qquad (2)$$

ここで、Qs(1)は 1Hz における S 波の減衰（Qs 値）、Vs は S 波速度（m/s）、α(s/m)は S 波速度にかける係数を表す。Qs(1)の設定は既往の研究[10] から、αの値を 1/2 とする。ただし、Qs(1)の値の上限は 2000 とする。設定した地下構造の物性値を表2に示す。堆積盆地構造設定領域の堆積層は、堀川・他の地下構造モデル[7] を3層構造（表2の Layer1～Layer3）に置き換えて使用した。堆積盆地構造設定領域の基盤岩上面深度を図2に示す。

2.3 震源モデル

震源モデルは地震調査推進本部・強震動評価部会による震源モデルを参考に作成した。図1にある３つのアスペリティ及びアスペリティ以外の領域（背景領域）の震源パラメータは、強震動評価部会による震源モデル（ケース２）の値を使用した。震源の位置（深さ）は、フィリピン海プレート上面と同じ位置になるように設定した。背景領域については、解析対象領域内のみ考慮した。すべり速度時間関数は中村・宮武(2000)[11]の近似式を用いた。

2.4 予測結果

計算結果の有効周波数はグリッドの間隔と速度構造から 0.4Hz 以下（周期 2.5 秒以上）である。

予測地震動の最大速度分布を図３に示す。NS 方向では一部の地域で 100cm/s を超えている。なお、NS 方向の最大速度が EW 方向に比べて大きいため、以下では NS 方向の検討結果を示す。図４に NS 方向のエネルギースペクトル V_E（減衰 10%）について周期３秒、４秒、５秒、６秒における分布を示す。V_E の大きさについては、200cm/s の入力に対して既存超高層建物の設計目標（層の塑性率２以下、層間変形角 1/100 以下）を満足し、300cm/s 程度の場合でも骨組が余裕ある耐力と充分な塑性変形能力を有する場合は耐震安全性を確保できるとされている[2]。予測地震動で 300cm/s をこえる地点は、周期３秒でみられないが、周期４秒で神戸地域が、５秒、６秒では大阪平野全体の多くの地点でみられる。

090 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

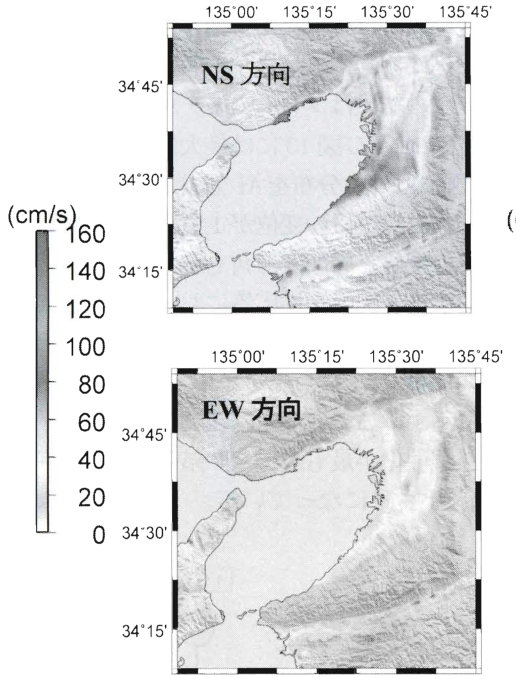


図3　予測地震動の最大速度分布

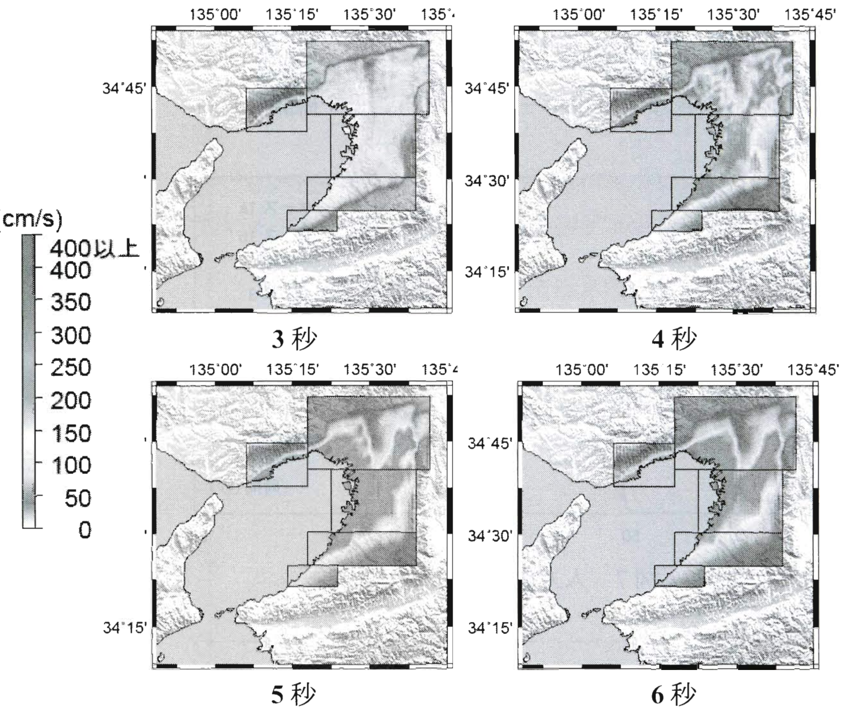


図4　エネルギースペクトル V_E (NS 方向)

3．10 質点モデルによる応答予測

建物周期3秒、4秒、5秒のS造建物を10質点モデルで表現し、予測地震動に対する応答解析を行った。建物の振動特性として、剛性分布を最上層と最下層で1：2.5の比とし、耐力分布をAi分布、質量を等分布、減衰定数を 2%とした。履歴特性は Normal Bi-Linear 型（K2/K1=0.01)、降伏ベースシアー係数Cuは1次固有周期から決まる式(3)によった。C1は許容応力度設計用せん断力係数で、過去の設計物件を統計処理して建物の1次固有周期T1の関数として得られている式[12]を採用した。C1の倍率βはやや大き目と考えられる2.0とした。

$$Cu=\beta C1 \tag{3}$$

ここで、S造：C1=0.3/T1

入力波は予測地震動の中からそれぞれの建物周期において応答値が上位にある波を選択した。周期3秒のモデルでは長周期地震動の検討にしばしば用いられる東海・東南海地震予測波三の丸EW波[13] も加えた。4ケースの解析に用いた入力波の概要を表3に示す。V_E が非常に大きい三の丸波（3秒で 548cm/s）に比べ、予測地震動の V_E は300cm/sを少し下回る程度である。

表3　10質点モデルの解析ケースと入力地震波

解析ケース	質点モデル周期 (s)	入力地震波				
		名称	対象地震	最大加速度 (cm/s²)	最大速度 (cm/s)	Ve (cm/s)
1a	3.0	A10309N	南海	91	98	280
1b		三の丸EW	東海・東南海	186	51	526
2	4.0	A40909N	南海	94	82	270
3	5.0	A30910N	南海	76	96	292

周期3秒、4秒、5秒の建物の応答結果について、層間変形角、累積塑性変形倍率及び入力エネルギーの時刻歴を図5～図7に示す。図5及び図6は建物高さを式(4)で求め[12]、全高さを10分割した各区間の値を示している。図7の入力エネルギーは三の丸波の最大値で基準化している。

$$T1=0.026H \tag{4}$$

変形角はいずれの周期の建物も中低層部分で 1/100 をかなり超えている。一方、予測地震動の V_E が三の丸波に比べると小さいため、入力エネルギー及び累積塑性変形倍率は三の丸波の4割程度にとどまっている。V_E の大きさに比べて予測地震動による建物の変形が大きい要因の1つに、長周期パルスの影響が考えられる。図8にケー

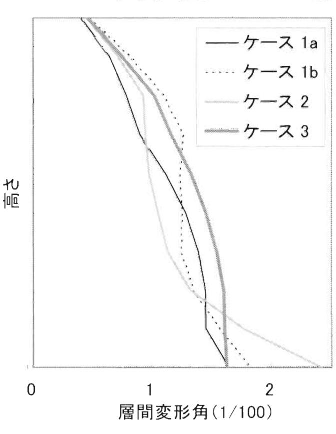


図5　変形角

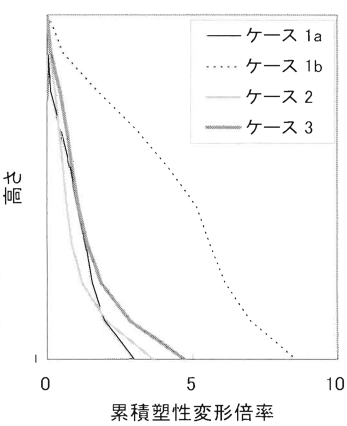


図6　累積塑性変形倍率

ス3の予測地震動の速度時刻歴を示すが、50秒付近に比較的大きな長周期パルスがみられ、図7においてその時間帯に大きなエネルギー入力があることを確認できる。

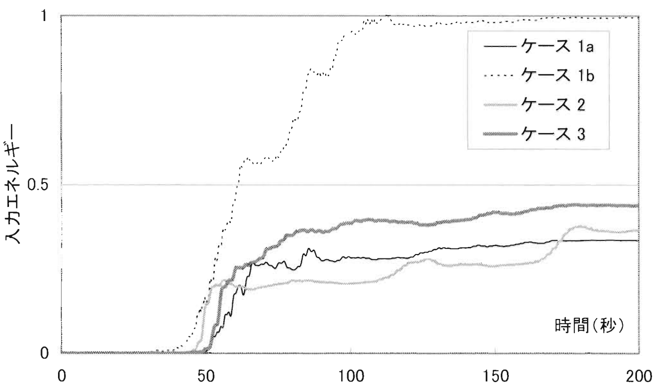


図7　入力エネルギーの時刻歴

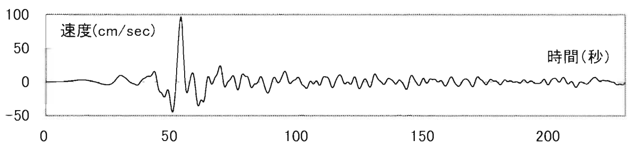


図8 予測地震動（A30910N）の速度時刻歴

4．1質点モデルによる応答予測方法

層間変形角や累積塑性変形倍率の応答分布は建物の耐力分布に依存するため、前節の多質点モデルは応答結果の一例を示したに過ぎない。個々の建物の安全性は、その地点の予測地震動に対して当該建物の振動特性を反映したモデルで検討することになる。一方、地震応答解析を非常に多くの地点（1911箇所）で実施する必要がある今回の場合、解析モデルは単純なものが望ましい。超高層建物の場合は一般に高次モードの影響を無視できないが、長周期成分が卓越する長周期地震動の場合は1次モードが卓越することが報告されており[14]、周期2.5秒以上を対象とする今回の予測地震動では2次モードが卓越する可能性は殆どない。本研究では、超高層建物を1次固有周期・降伏ベースシアー係数・減衰定数の3つのパラメータからなる1質点モデルで表現し、各地点の応答を評価する。以下に、S造とRC造のモデル建物について1質点モデルによる評価事例を示す

4.1 1質点モデルによるS造超高層建物の応答予測

図9に示すS造20階建てモデル建物[15]の短辺方向（1次固有周期2.75秒）についてフレームモデルと1質点モデルの比較解析を行った。1質点モデルの振動特性は、減衰定数を2%、履歴特性をBi-linear型、有効質量を0.78とし、地震波は前節のケース1a で用いたものを採用した。弾塑性解析による結果として、図10および図11に代表点位置の変位および各部材に蓄積される総歪エネルギー（以下、損傷に寄与するエネルギー）の時刻歴を示す。1質点モデルの結果はフレームモデルの結果とよく対応している。図12及び図13には最大変位と最大層間変形角を示す。図には外力分布をAi分布として静的増分解析を実施し、代表点位置の変位が1質点モデルの最大変位となる時点の変位と層間変形角も示している。静的増分解析を併用すると、弾塑性応答においても1質点モデルの結果から高さ方向の変位分布を推定できる。なお、建物代表点の変形角（=1質点モデル最大変位/建物代表点高さ）も図に示す。この変形角は建物全体の平均的な値であるため、塑性化が最も進んだ6階の層間変形角に対しは40%ほど小さ目になっている。

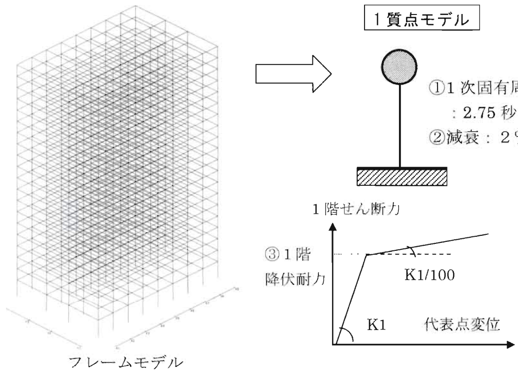
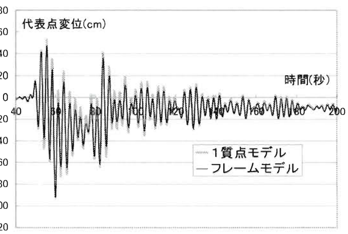


図9　S造モデル建物と等価1質点モデル



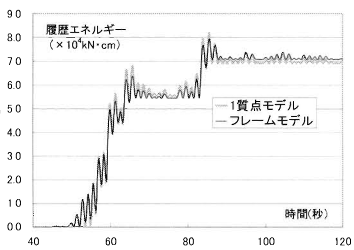
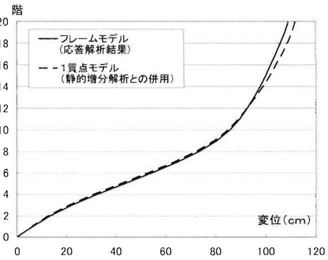


図10代表点変位時刻歴　図11 歪エネルギーの時刻歴



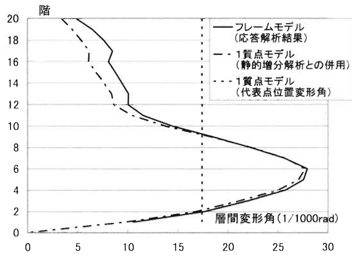


図12 最大変位　図13　最大層間変形角

4.2 1質点モデルによるRC造超高層建物の応答予測

図14に示すRC造44階建のモデル建物の短辺方向についてフレームモデルと等価1質点モデルによる結果を比較して示す。モデル建物の階高は1階4.3m、基準階

3.36m、建物高さ 149mで、短辺方向の1次固有周期は3.48秒である。予測地震動から選択した検討用地震波の速度応答スペクトルを図 15 に示す。地震波の最大加速度は $51.2cm/s^2$、最大速度は 73cm/s である。減衰は3%の瞬間剛性比例減衰とし、履歴特性は D-Tri 型武田モデルを採用した。等価1質点モデルの骨格曲線は標準的な純ラーメンモデルを想定して図 14 に示す形状とし、降伏耐力のシアー係数を 0.096、1質点モデルの有効質量比を 0.71 とした。図16に代表点変位の時刻歴を示す。1質点モデルの結果はフレームモデルの結果をほぼ近似する。図17及び図18に最大変位と最大層間変形角の建物高さ方向の分布を示す。図中の1質点モデル①は、静的増分解析の外力分布を Ai 分布、1質点モデル②はフレームモデルの弾性最大応答せん断力分布としてS造と同様の方法で求めている。②の方が近似度はよいが、①②ともフレームモデルの最も大きい23階の最大層間変形角を5%程度の差異で近似している。図 18 に 1 質点モデルから得られる建物の代表点変形角も破線で示した。層間変形角の分布が上層階を除いてほぼ一様なため、フレームモデルの最大層間変形角とほぼ同じ値となっている。

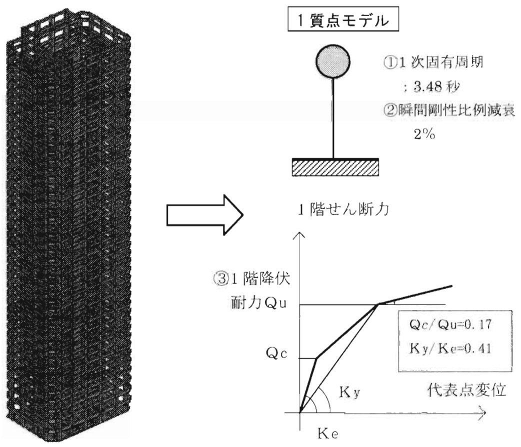


図14　RC造モデル建物と等価1質点モデル

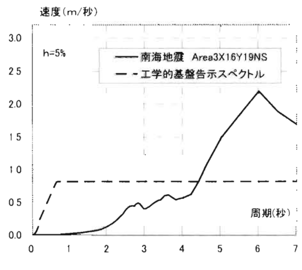


図15 解析用地震波の速度応答スペクトル

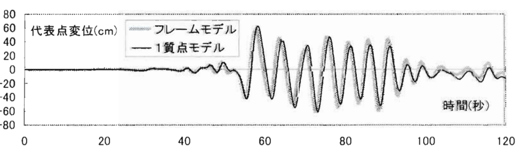


図16　代表点変位時刻歴の比較

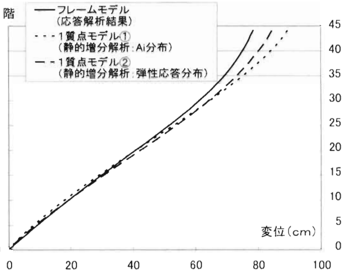


図17 最大変位

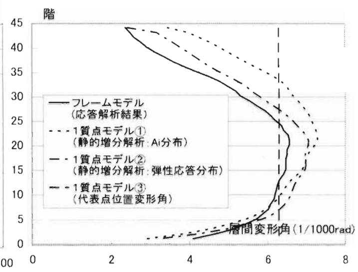


図18 最大層間変形角

5. 大阪平野における超高層建物の応答予測

5.1 1質点モデルによる超高層建物の応答指標

前節の検討結果にもとづき、超高層建物の応答指標として1質点モデルから得られる①～③の情報を採用する。

①建物代表点位置の最大変位 $\overline{D}max$

②建物代表点位置の最大変形角 $\overline{R}max$

③損傷に寄与する入力エネルギーE_Dの速度換算値 V_D

①の代表点変位は建物に大きな塑性変形が生じても 1 質点モデルで予測できる。代表点変位がわかれば、静的増分解析より各階のおよその変形分布も推定できる。

②の Dmax から求める建物代表点位置の変形角は、高さ方向の層間変形角の平均的な値であり、全層で最大となる層間変形角のほぼ下限に相当する。

③の損傷に寄与する入力エネルギーE_Dも1質点モデルから精度よく推定できる。V_Dは告示によるエネルギー[16]の V_D（$=\sqrt{2E_D/M}$）に相当し、第 2 種地盤の設計用 V_D は 165cm/s である。V_Dがわかれば、Cu を用いて高さ方向の累積塑性変形倍率の平均的な値を推定できる。

5.2 超高層建物の応答予測結果

大阪平野を 1km メッシュに分割した各地点の予測地震動に対して、S造は固有周期が3秒～6秒、RC造は2秒～5秒の1秒間おき8種類の1質点モデルを作成し、超高層建物の応答を予測した。1 質点モデルの減衰と復元力特性は4.1～4.2節と同じとし、有効質量比を0.78、降伏ベースシアー係数Cuは式(3)のβを2.0とした。なお、RC造のC1と建物高さHは次式によっている[12]。

$$C1=0.18/T1 \qquad H=T1/0.019 \qquad (5)$$

図 19～図 21 には各地点 NS 方向の予測地震動に対するS造超高層建物の応答結果を、図22～図24にRC造超高層建物の応答結果を地図上に示す。これらの図から次の点が指摘できる。

①代表点変形角 $\overline{R}max$ の指標は、建物で最大となる層間変形角の控えめな値であるにもかかわらず、超高層建物の層間変形角の設計基準値 1/100 を上回る地域が多く存在する。変位が大きい要因の１つとして、予測地震動に比較的大きな長周期パルスが含まれているこ

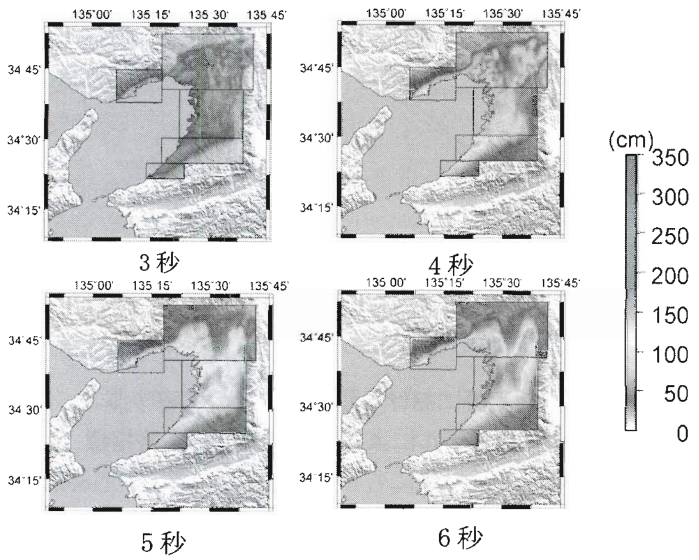


図 19 代表点位置の建物変位 $\overline{D}$max (S 造、NS 方向)

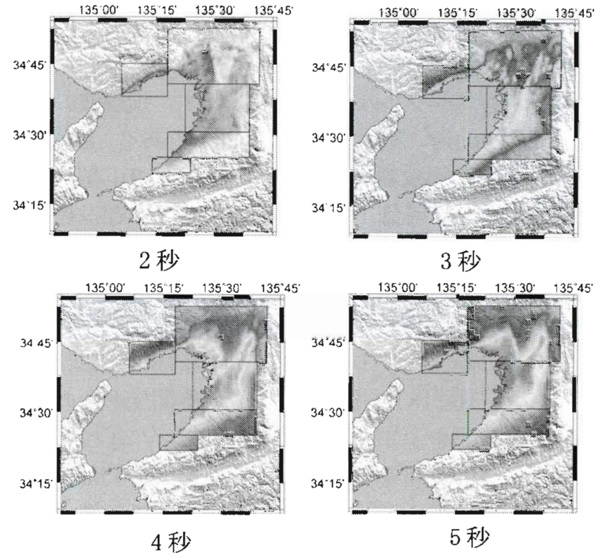


図 22 代表点位置の建物変位 $\overline{D}$max (RC 造、NS 方向)

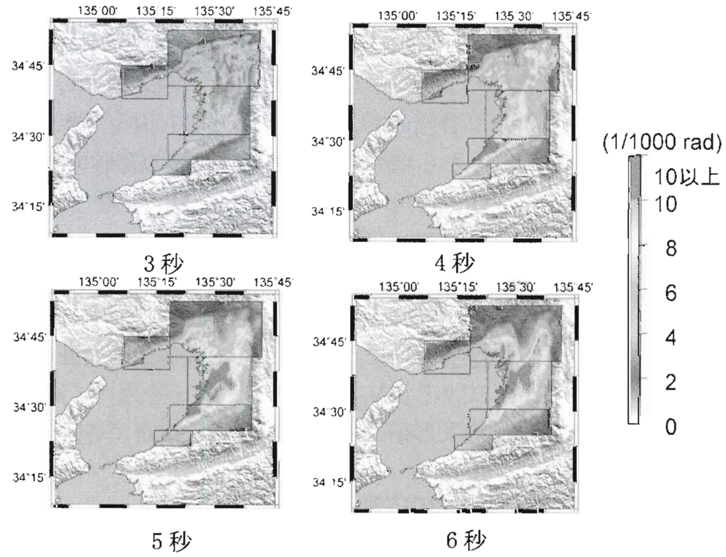


図 20 代表点位置の変形角 $\overline{R}$max (S 造、NS 方向)

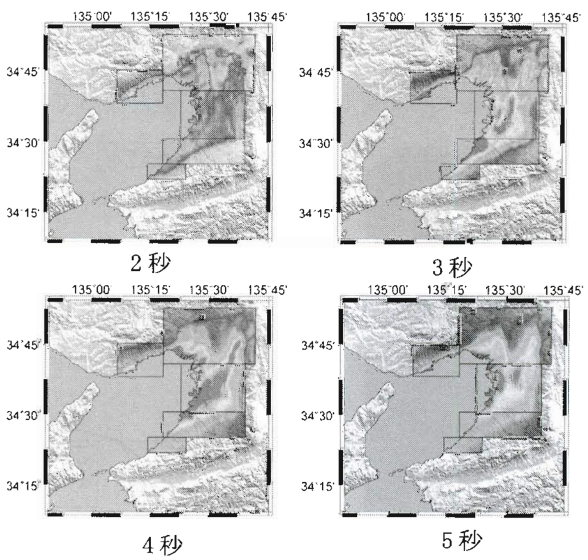


図 23 代表点位置の変形角 $\overline{R}$max (RC 造、NS 方向)

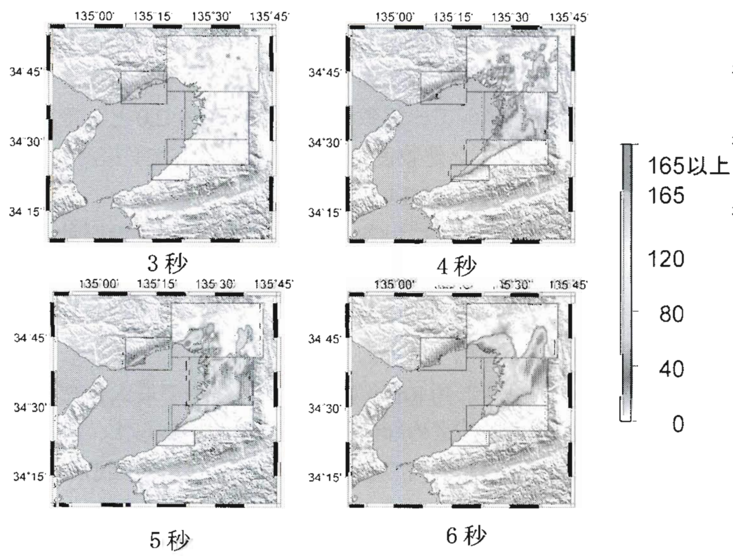


図 21 損傷に寄与するエネルギーV_D (S 造、NS 方向)

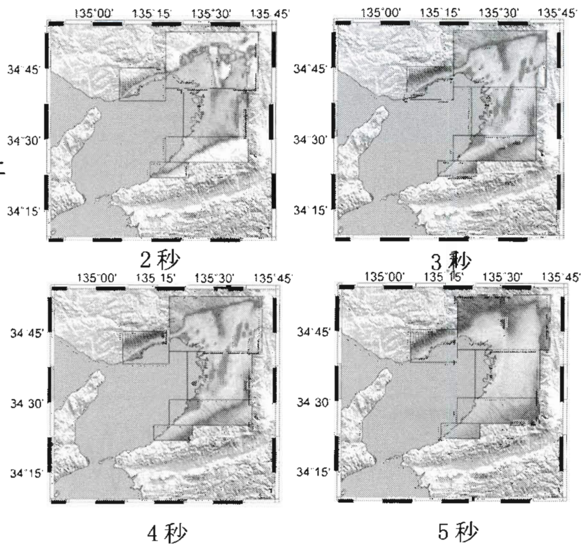


図 24 損傷に寄与するエネルギーV_D (RC 造、NS 方向)

094 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

とが考えられる。

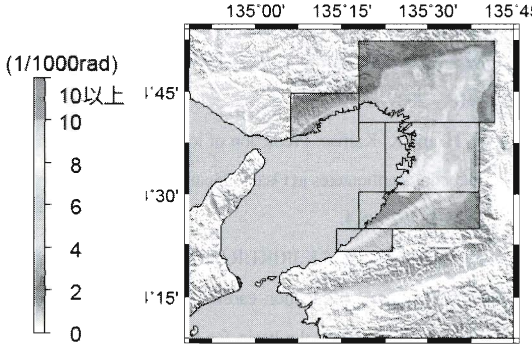
②累積塑性変形の指標である V_D について、第 2 種地盤用設計基準値 165cm/s を上回る地点がかなり見られるが、その範囲は最大変位に比べると相対的に小さい。

②S 造の場合、固有周期 3 秒の建物が神戸沿岸部で、4 秒の建物が神戸沿岸部と大阪南部で、5 秒・6 秒の建物が大阪南部を除くほぼ全域で大きな変形が生じている。

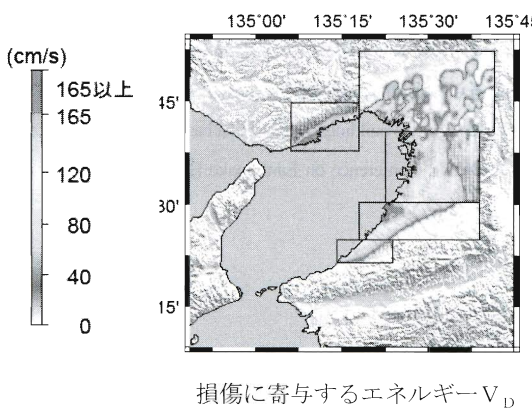
③RC 造の場合、2 秒の固有周期の建物が神戸沿岸部で、3 秒の建物が神戸沿岸部と大阪平野中部～南部で、4 秒・5 秒の建物は大阪南部を除くほぼ全域で大きな変形が生じている。RC 造ではひびわれが生じて周期が延びるため、固有周期を初期剛性で評価する場合 S 造より 1 秒程度短くなる点に注意が必要である。また、RC 造の V_D はひび割れが生じて早期にエネルギー吸収するため、S 造に比べて大きい。

5.3 建物の振動特性のばらつきの評価

実際の建物はここで設定した減衰や耐力からかなりばらつく。1 例として、周期 4 秒の S 造建物の 2%減衰を 1%にした場合の $\overline{R}$max と V_D を図 25 に示す。減衰を小さくすると、弾性範囲の建物は当然ながら変位が増大するが、塑性域にはいる建物は変位増大率が小さく、かわりに V_D（累積塑性変形量）が大きくなる。



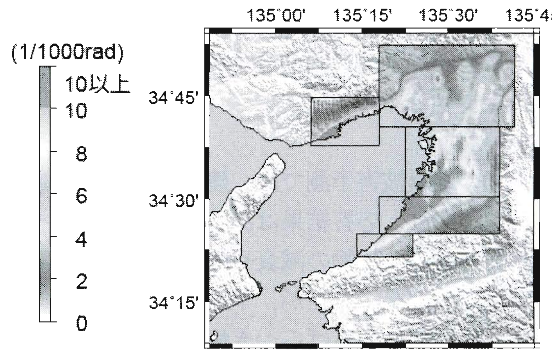
代表点位置変形角 $\overline{R}$max



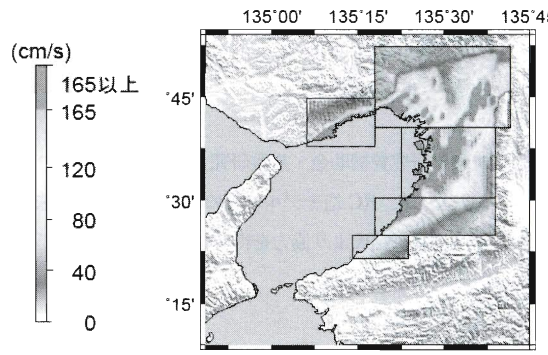
損傷に寄与するエネルギー V_D

図 25 減衰定数を 1%とした場合（S 造 周期 4 秒）

また、周期 3 秒の RC 造で建物の耐力を 25%低くした場合（β=1.5）の結果を図 26 に示す。耐力を低くした場合、変位は増える地点と減る地点があるが、塑性率や累積塑性変形倍率はすべてで増大する。なお、建物の耐力を 25%低くした場合の塑性率や累積塑性変形倍率は、地震動の振幅を 25%大きくした場合と同じ結果であり、地震動の振幅の不確定性を考慮したことにもなる。簡便なモデルで検討しているため、建物や地震動の不確定性についても容易に検討できる。



代表点位置変形角 $\overline{R}$max



損傷に寄与するエネルギー V_D

図 26 耐力を 25%低く評価した場合（RC 造 周期 3 秒）

6. まとめ

想定南海地震（M8.4）時の大阪平野における長周期地震動の予測を行い、超高層建物の応答について検討した結果を以下に要約する。

1) 南海地震を対象とした長周期地震動の予測結果から、地震動の最大速度や卓越周期が地下構造の影響によって盆地内で複雑に変化するものの、大阪平野の広い範囲において長周期パルスを含む強い長周期地震動に襲われる可能性がある。

2) 超高層モデル建物を用いて予測長周期地震動に対するフレームモデルと 1 質点モデルの比較解析を行い、1 次モードが卓越することにより、建物の代表点変位や部材に蓄積される歪エネルギー（損傷に寄与する入力エネルギー V_D）を 1 質点モデルで推定できることを示した。

3) 上記検討に基づき、1質点モデルを用いてS造（周期3秒～6秒）及びRC造（2秒～5秒）超高層建物の各地点における応答予測を行い、建物の周期帯によっては大阪平野の広い領域で設計基準を上回る層間変形角やエネルギー入力が生じる可能性を示した。

4)長周期地震動に対する長周期構造物の応答予測を広域に行う場合、1 質点モデルによる手法は簡便に応答の概略を把握できる有用な手法である。建物の固有周期と降伏ベースシアー係数がわかれば、応答予測マップから当該建物の層間変形角や累積塑性変形倍率の平均的な値を知ることができ、静的増分解析から高さ方向の変形分布を推定できる。

建物の地震被害予測では、建物と予測地震動双方に不確定性があり、応答結果はある程度の幅をもって判断する必要がある。建物の減衰や耐力のばらつきについて検討結果の一部を示したが、予測地震動についても異なるシナリオ地震によるばらつき幅も検討する必要がある。また、2.5秒以上の長周期地震動を対象としたが、広帯域予測地震動を対象とし、超高層建物の高次モードも考慮に入れた検討も今後の課題である。

謝辞

本研究は科学研究費補助金・基盤研究（B）（課題番号：17310108）により実施しました。RC造モデル建物の解析については(株)NTTファシリティーズ千葉大輔氏より協力を得ました。ここに記して感謝の意を表します。

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：巨大地震時に予測される長周期地震動とその耐震問題, 2005. 9

2)日本建築学会・土木学会：海溝型巨大地震による長周期地震動と土木・建築構造物の耐震性向上に関する共同提言, 2006. 11

3) Graves, R.W.: Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1091-1106, 1996.

4) Pitarka, A.: 3D finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68. 1999.

5) Cerjan, C., D. Kosllof, R. Kosllof and M. Reshef: A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, Geophysics, Vol.50, pp.171-176, 1985.

6) Clayton, R. and B. Engquist: Absorbing boundary condition for acoustic and elastic wave equations. Bull. Seism. Soc. Am., Vol.67, pp.1529-1540, 1977.

7) 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.

8) Hori, T., N. Katob, K. Hiraharac, T. Babaa, Y. Kanedaa: A numerical simulation of earthquake cycles along the Nankai Trough in southwest Japan: lateral variation in frictional property due to the slab geometry controls the nucleation position, Earth and Plan. Sci. Lett., 228, 215-226, 2004.

9) Nakanishi, A., et. al.: Deep crustal structure of the eastern Nankai trough and Zenisu ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, Mar. Geology, 187, 47-62, 2002.8)

10) 川辺秀憲, 釜江克宏: 長周期地震動評価のためのQs値の周期依存性に関する検討 日本地震学会2004年度秋季大会, 2004.

11) 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, 第53巻, 1号, pp.1-9, 2000.

12) 木村麗, 市村将太, 福島東陽, 寺元隆幸：高層建築物の力学特性の調査, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp.865～866, 2000.9

13)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準地震動の作成, 日本地震工学会大会梗概集, pp394-395, 2004

14) 中川佳久：断層近傍地震動および長周期地震動に対する建物の応答特性, 日本建築学会近畿支部構造力学コロキウム, pp. 39-54, 2006. 3

15)関谷他：制震設計例に用いた4層,10層,20層JSSIテーマストラクチャーの詳細, パッシブ制震構造シンポジウム, pp.263-278, 2004.11

16)国土交通省国土技術製作総合研究所他：エネルギーの釣合いに基づく耐震計算法の技術基準解説及び計算例とその解説, 日本建築センター, 2005.10

17)川辺秀憲, 釜江克宏, 入倉孝次郎：巨大地震時における長周期構造物の被害予測 （その1）想定南海地震時の長周期地震動予測, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp. 415-416, 2007. 8

18)中川佳久, 入倉孝次郎, 釜江克宏, 川辺秀憲：巨大地震時における長周期構造物の被害予測 （その2）想定南海地震に対する大阪平野S造超高層建物の地震危険度マップ, 日本建築学会大会梗概集, B-2, pp. 417-418, 2007. 8

19) Kawabe, H. and K. Kamae: Prediction of long-period ground motions from huge subduction earthquakes in Osaka, Japan, Journal of Seismology, Vol. 12, No. 2, p173-184, 2008.4.

20)Kawabe, H, K. Kamae, and K.IRIKURA: Damage prediction of long-period structures during great subduction earthquakes Part1: Long period ground motion prediction in the Osaka basin for future Nankai Earthquakes, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. S10-030, Beijing, Chain, 2008.

21)Nakagawa, Y, K. Kamae, H.KAWABE and K.IRIKURA: Damage prediction of long-period structures during subduction earthquakes Part2: Prediction of damage to high-rise buildings in the Osaka basin in future Nankai earthquakes, the 14th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No. S10-032, Beijing, Chain, 2008.

096 第37回地盤震動シンポジウム(2009)

5. 資　料

学会報告

第36回地盤震動シンポジウム(2008)報告

野畑有秀*

1. はじめに

第36回地盤震動シンポジウム「度重なる被害地震から設計用入力地震動を考える－新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その2)－」が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の主催により、2008年12月9日10:00-17:00に建築会館ホールにて開催され、およそ180名の参加者があった。

司会は、午前の部を神野達夫(広島大学)と高井伸雄(北海道大学)が、午後の部を岩田知孝(京都大学)と飛田潤(名古屋大学)が、総合討論を前田寿朗(早稲田大学)と吉村智昭(大成建設)がそれぞれ担当した。主旨説明の後、午前中に「最近の被害地震の地震動の解釈」と題して話題提供が5題、午後、特別講演の後、「新・入力地震動作成手法の概要と適用例」と題して5題の話題提供があり、その後、「設計用入力地震動に求められるもの」と題して総合討論を行い、最後にまとめが行われた。

2. 主旨説明：加藤研一（地盤震動小委員会主査／鹿島建設）

地盤震動小委員会では、地震とサイトを特定したシナリオ型強震動予測手法に関する刊行物を2008年度中に出版する予定である。本シンポジウムは「新・入力地震動作成手法の使い方と検証(その2)」と題して昨年に引続きシナリオ型強震動予測を設計にとりこむ重要性とその課題について議論する場として企画し、あわせて2008年も岩手・宮城内陸地震、岩手県沿岸北部の地震など被害地震が頻発しており、こうした地震の地震・地震動の解釈を通じ、現状で評価可能なこと、課題として残ることの整理も重要と考え、本シンポジウムの主題として取上げたことが報告された。なお、刊行物に関しては、当初「ガイドライン」と題して出版する計画であったため、パブリックコメントを募集したことが説明され、その意見の中には好意的なものもあったが、厳しい意見もあったことが述べられた。本日の総合討論では是非そのような意見を活発に交換しあう場としたいことが述べられた。最後に地盤震動小委員会のマニュフェストの紹介とともに今後の活動方針を示し主旨説明の挨拶とした。

3. 最近の被害地震の地震動の解釈

3．1 岩手・宮城内陸地震の活断層に関する知見（越谷　信／岩手大学）

2008年6月の岩手・宮城内陸地震においては奥州市衣川区餅転から一関市厳美町落合に至る地域で西傾斜逆断層の地表地震断層が出現した。本地震断層の出現した地点は遠地実体波の解析により得られた断層面上のすべりの大きな領域と調和的であるが、地表に現れた変位はおおむね40cm以下で、同解析で求められた数mオーダーのすべり量と比べて著しく小さいことが述べられた。本地震の震源域の北部に位置する出店断層は第三紀中期に東西方向の引張応力場で正断層を形成した後、逆断層として再活動した断層であり、本地震の地震断層も同様な形成状態であると考えられ複雑な地層構造を示している。このような地域における活断層の評価には、変動地形学と地震学の総合的研究が重要であるとの指摘が行われた。久田（工学院大）から、M7.2の浅い地震において地表面断層の痕跡が小さいのはこのような地形では一般的なのかどうかの質問があり、この地域での特殊性だとは考えられるが、この傾向が一般的なのかどうかは今後の課題であると述べられた。

3．2 岩手・宮城内陸地震の地震動に関する知見（青井　真／防災科学技術研究所）

2008年6月の岩手・宮城内陸地震は、震度観測網の少ない地域で発生した地震にもかかわらず、幾つかの観測点で震度6強が観測された。震源近傍の観測点を除けば全体的に平均的な地震動強さであったことが距離減衰式との対応から確認された。震源インバージョンで得られた震源過程では、破壊開始点から南方に向けて破壊し、破壊開始点から南8～9km付近で最大滑りが生じていることが示された。強震記録で特徴的なものは、一関西の地表の上下動であり3866galが観測されている。本記録において下向きは1g程度であり明らかに上向きに非対称で大きくなっている。また振幅のみならず周期的にも非対称になっていることが示された。このような記録は過去にも観測されており、その解釈として極表層部の地盤が粒状体的に振舞うトランポリン効果で説明が可能となることが説明された。また、地中の記録と地表の記録をもとに表層地盤の増幅を比較すると弱震時では水平上下とも同じような増幅となっているが、強震時には、水平は地盤の非線形効果で増幅は抑えられ、上下動に関しては非線形効果は大きくなく結果として水平動に比べ上下動が大きくなったという解釈が示された。

*株式会社　大林組　技術研究所

*株式会社　大林組　技術研究所

第37回地盤震動シンポジウム(2009) 097

３．３　中越沖地震の震源モデルに関する知見（堀川晴央／産業技術総合研究所）

2007 年新潟県中越沖地震における震源モデルに関しては未だ統一的見解が得られておらず、現在までの知見に関してのレビューが報告された。最初に当該地域の地下構造の複雑さに触れ、地震の概要について説明がなされた。余震分布は大きく見ると、北東側と南西側で分けられ、南西側は南東傾斜の傾向が、北東側は北西傾斜の傾向が見られる。次に断層面内の滑り分布をもとめた6の例を紹介した。いずれの震源モデルにおいてもすべりの大きなところは 3-4 個ほど存在するが、その位置に関しては各々異なっており、定性的な傾向は一致しているが、定量的な傾向は一致しているとはいえない。これらの結果は、インバージョン等に用いた観測記録が複雑な地下構造にフィルターされているため、震源像が明瞭には得られ難いこと、余震分布も含め観測点の配置が偏っていること等に起因していることが説明され、今後地盤の影響等を的確に評価し、より明瞭な震源モデルを得る必要があることが報告された。

３．４　中越沖地震の地震動シミュレーション（釜江克宏／京都大学）

新潟県中越沖地震について経験的グリーン関数法と３次元地下構造モデルに基づいた差分法を用いてシミュレーションした結果について報告された。用いた震源モデルはアスペリティを特性化した震源モデルで、余震分布に基づく地震調査研究推進本部の南東傾斜の断層面をもとにフォワードモデリングで評価している。経験的グリーン関数法の結果は概ね良い対応は示すものの一部でアスペリティ３の寄与が上手く説明できていない。そこで当該地域の褶曲構造をモデリングした３次元地下構造モデルを用いてシミュレーションを行った。その結果、振幅は合わないが観測波形にある 3 つのパルスの再現ができることを示し、今後より精度の高い地盤モデルをもとにシミュレーションすることの必要性を指摘した。岩田（京大）は、パルスを説明するには震源・伝播・地盤のいずれを調査すればよいのかのコメントをもとめ、振幅としては、深さ 2km から上の堆積層で増幅が大きくなっており、そこから上の堆積層の影響が大であるとは考えられるが、細かな検討していないため研究課題として残る旨の回答があった。

３．５　最近の被害地震で発生した地震動の性質と被害の対応（境　有紀／筑波大学）

2008 年に発生した岩手宮城県内陸地震、岩手県沿岸北部地震の二つの地震における震度６弱以上となった強震観測点・震度観測点の半径 200m 以内の建物被害の状況を調査した結果を周辺写真とともに報告された。岩手宮城内陸地震では 17 地点、岩手沿岸北部地震では 10 観測点を調査した。建物棟数が 100 件以上と統計的に有意な観測点もあったが、全体的に震度の割には大きな被害は見られなかったことが述べられた。その要因については、地震動の成分として、短周期が卓越し被害に影響を及ぼす周期帯の地震動強さが小さかったことが考察された。さらに、強震記録が公開されない震度観測点において、地表最大加速度 PGA と計測震度から、応答スペクトルを推定する方法を提案し、検討結果を報告した。その結果、周期 1-2 秒の領域の推定は精度良くもとまることを示した。この関係をもとに、今回の地震で震度６強を観測した栗原市や奥州市のスペクトルを推定したところ被害と層間のよい周期 1-2 秒の地震動強さが小さく、大きな被害がでなかったことの説明と対応がつくことが示された。

４．　特別講演「やや長周期地震動と超高層ビル」：太田外気晴（足利工業大学総合研究センター）

2003 年十勝沖地震を契機にクローズアップされたやや長周期地震動に関して過去 40 余年に亘る研究の足跡を、近年の研究を交え紹介し、超高層ビル黎明期から現在までの設計用入力地震動と構造物の耐震性に関わる話題についての講演が行われた。最初に「柔剛論争」の議論から、構造物の設計に供する強震記録の日本で最初の数値化についての話題から始まり、強震記録に関しては、関東地震における復元記録に関しても言及し、K-NET、KiK-net が整備された現在でも過去の大地震の記録の有効性が指摘された。さらには、日本における主要な平野におけるやや長周期地震動について述べるとともに、海溝型地震の予測事例について紹介がなされた。これらの事例等を踏まえて、平野におけるやや長周期地震動の距離減衰特性を示した。最後に建物応答の話題に移り、ベースシア係数の下限値についての指摘が行われた。高層建築物構造設計指針では、やや長周期地震動が明らかでない時代から、ベースシア係数に下限値を設けており、現在の知見からみると下限値を設けたことが良かった点、今後その下限値をどのように見直していくかの意見が述べられた。約 1 時間の講演ののち、加藤より、「過去の歴史を振り返って、地震・地盤震動研究の進んだこと、また今後評価すべき課題は何か？」との問いかけあり、

098　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

地盤震動小委員会は建築学会のなかで地震・地震動研究の分野を牽引してきた過去があること、今後もそのような活動を続けて地盤震動研究が発展することを期待している旨の回答が行われた。

５． 新・入力地震動作成手法の概要と適用例

５．１ 地盤震動研究を活かした設計用入力地震動作成法（川瀬 博／京都大学）

地盤震動小委員会がとりまとめ3月初旬に発行予定である刊行物「最新の地盤震動研究を活かした強震波形の作成法」の作成方針についての概要の報告が行われた。最初に、設計震度に対する梅村博士の文献を引用し、適切な地震動波形がないことより決定したということであって、近年の強震記録の蓄積･強震動予測法が発展した現在では、より積極的に強震波形を利用することを否定しているものではないことを紹介した。また、超高層ビル等の動的設計においては、関東地震の東京をイメージし、入力地震動レベルの相場観(入力で50cm/s、減衰5%応答で100m/s)が長年形成されてきたが、兵庫県南部地震以降の観測記録結果よりその相場観がくずれかけているのが現状であることを指摘した。さらに、今回刊行する強震波形の作成法では基本的に①震源特定・サイト特定の予測－特定性原則、②客観的事実に即した情報に基づき忠実に地震動予測－現実性原則、③予測に対して設計者判断で設計クライテリアを設定すること－分離性原則の3原則を前提としていることを紹介し、本刊行物が、シナリオ型の予測手法を使う場合の予測手法の選択及びそのパラメーターの設定法に標準的なものを示すガイドラインを示したものであることを強調した。最後に田治見先生が 1983 年にレビューした設計用地震動の評価手法の手順を紹介し、本刊行物でようやくそのスタートラインに立つことができたと述べた。

５．２ 新潟県中越沖地震に関する適用例（野津 厚／港湾空港技術研究所）

2007年新潟県中越沖地震を例として、刊行物の予測手法に則し内陸地殻内地震への適用の紹介が行われた。最初に、観測記録を再現できるようにチューニングした震源モデルによる評価を紹介した後、刊行物の評価手法に即した評価で予測した事例が示された。ここで用いる予測手法は経験的なサイト特性を用いた統計的グリーン関数法である。震源近傍での観測点での記録に基づくサイト増幅特性の評価を行い、柏崎と寺泊ではそのサイト増幅特性に大きな違いがあることを示した。チューニングは観測されたパルス周期とその発現時刻に基づきアスペリティサイズと位置が決定された。このようにチューニングされた震源モデルから評価されたシミュレーション波形は観測波形と良い一致を示すことが示された。一方、チューニングしない「作成法」に基づく予測波でもサイト増幅特性の適切な評価により、ほぼ再現できることが示された。松島（清水建設）は、発生した地震に関して地震モーメント M_0 はその値を用いるが「作成法」で M_0 の推定はどのようにしているのかの問いにレシピに準拠し断層面積から推定すると答えた。また司（構造計画）からは、応力降下量に関する質問と本評価法と推本レシピとの関係についての質問が、保井（戸田建設）からは滑り速度関数についての質問があった。

５．３ 宮城県沖地震に関する適用例（大野 晋／東北大学）

海溝型地震への適用例として 1978 年宮城県沖地震の強震動シミュレーションの結果について報告された。地盤モデルとしては、幾つかの機関で調査公表されたモデルをもとに再構成された3次元地盤モデルをチューニングしたものを観測点直下の1次元成層地盤として用いている。震源モデルに関しては地震調査研究推進本部が用いた震源モデルそのものと、既往の研究成果をもとに強震記録を説明できるようにより小さなアスペリティを設定したモデルの2ケースとした。その結果、地震調査推進本部の震源モデルでは、観測波に見られる初動のパルスが再現できないことが示された。これらのことから、本地震においては、震源の特殊性を考慮する必要があることを指摘した。加藤からは、このような特殊性は海構型プレート境界地震の特徴なのか？地域の特殊性なのかの質問があり、1978年宮城県沖地震ではその傾向があったということを確認しているのみで、一般的な結論は難しく、今後、より多くの地震を検討し評価する必要があることが回答された。また釜江から用いた震源モデルについて再確認の質問があった。

５．４ 十勝沖地震についての震源モデルの検討（渡辺基史／清水建設）

特性化震源モデルを用いた強震動評価においてはマグニチュード8クラスの海溝型地震に対しては、必ずしも適切な予測結果が得られない。その点を考慮して、周期数秒～10秒の予測精度の向上、即ち強震動予測レシピの高度化を目指し、単純化（特性化）することの問題点を明確にするため、種々のパラメーターが強震動にどのように与える

か検討した。その結果、2003年十勝沖地震においては、破壊伝播の複雑さが支配的な要因であることが示された。破壊伝播の複雑さをモデル化する手続きとして、破壊伝播速度と断層面のすべり量とは良く対応していることから、アスペリティの位置や破壊開始点からの距離に応じて破壊開始時間を遅らせるという特性化モデル改良案を作成し、それを取り込んで予測を行った結果、改善効果が認められたことが報告された。今後、他の地震でも同じ傾向があるのかどうか、さらには破壊伝播の複雑さを適切に表現するパラメーターの分析を行いレシピの向上を図りたい旨の報告があった。三宅（東大）からは、周期数秒の落ち込みは観測点によって見られない地点がある。その点に関してのコメントを求めた。強震波形を最も特徴づける要因（例えば指向性パルス）が場所によって異なる点にあるものと考えられるとの回答があった。久田からは、指向性パルスに関するコメントがあった。

５．５　上町断層について想定される地震動（大西良広／地域地盤環境研究所）

大阪府は 2007 年に自然災害総合防災対策の検討が行われ、地震被害想定の結果が公表されている。その中で上町断層から発生する地震は、大阪直下に位置しているためその影響が大きいことが示された。一方、上町断層から発生する地震に関しては、大阪府の他に中央防災会議、産業技術総合研究所が各々独自に評価を行っている。ここでは、大阪府の評価結果を中心に、中央防災会議と産業技術総合研究所とどのようにパラメーターが異なるのかを交えて報告がなされた。三機関とも震源モデルの設定に関して各々異なっており、さらには評価手法も異なる方法を用いているため、結果として差異が生じているが示された。また、破壊シナリオによって地震動強さの分布が異なることを示した。また、大阪府の検討では、平成 8 年の検討と同様にゾーン毎の「想定標準地震動」を評価している。周期 2 秒以上はばらつきが大きいため、周期 0.2～2 秒での応答スペクトルで平均＋1σにもっとも近い地震動を選んでそのゾーンの代表地震波としている旨報告された。松島は、機関により断層幅の設定に差が生じる理由を確認し、地震発生層の設定による差が主な原因であることが回答された。また、釜江は 2 秒以上がばらつく理由を確認し、震源の設定のばらつきによるものが大きい旨の回答があった。

６．　総合討論「設計用入力地震動に求められるもの」

最初に司会の方から「最近の被害地震の地震動の解釈」と出して話題提供のあった午前の５題について概要を要約し、会場よりあらためて確認事項や質問事項があるかどうかを求めた。久田は、中越沖地震の発表において強震動レシピでよく説明できるとのことだが、北西傾斜でも南東傾斜のどちらでも説明できる件に関して震源なのか地盤なのかを含め再度説明をもとめた。釜江は、当初波からみて指向性パルスが卓越した北西傾斜としたが、余震分布より南東傾斜となったため、レシピの枠組みの中ではあるが、短周期レベルを大きめに設定して観測波のパルスを説明した旨の回答があった。ただし振幅に関しては地下構造による影響が強い旨の回答を行った。石井（清水建設）は、北西傾斜では指向性の影響が強いが、南東傾斜でもラディエーションの影響の有無等より注意深く検討する必要があるのではないかと意見した。加藤は、ポイントソースで考えれば南東傾斜でも北西傾斜でもラディエーションは変わらず、指向性効果で振幅が異なることをコメントした。次に、地表面断層と地震断層の話題に移り、釜江から岩手宮城内陸地震も前もって地震断層は判別できるのか？また、わからないのであれば特定できない地震としてどこまでを予測できるのか？等の質問があり、越谷は、本地震について事前の予測が可能かどうかは、ノーマークであったので分からないが、地形の痕跡がない山地は難しいこと、また地質断層と地震断層が整合していないこともあり、今後、地質ではわからなくても反射・屈折法探査の結果や重力異常などの物理探査や、さらには火山を含めた温度分布等を総合して判断していく必要あるだろうことを意見として述べた。

次に司会の方から、午後の話題「新・入力地震動作成手法の概要と適用例」と題して話題提供のあった午前の５題について概要を要約すると同時に、パブリックコメントにおける意見、「今後、設計者が積極的に入力地震動を作成する良い規範になるのでは」「設計用入力地震動と予測地震動は異なり、建物の特性・重要度を鑑みて設計入力地震動を作成すべき」「一つの考え方で入力地震動を作成すると、そこが建物にとっての弱点になる」等を紹介し、設計用入力地震動に関わる意見を求めた。最初に、宮崎（ダイナミックスデザイン）から設計では時間的な問題等の制限があるために、すぐにこのような手法に基づく予測地震動を取り込むのは難しいが、将来的にはぜひとも取り組んでいくべき方向であり、現時点でその芽をつぶすのはよくないとのコメントがあった。次にパブリ

100　第37回地盤震動シンポジウム(2009)

ックコメントを出した一人として丹羽(鹿島建設)は、設計用行為の中のひとつとして設計用入力地震動は位置付けられるものであり、現行案では設計の枠組みとしての視点が欠けていると思う。地震動予測で終わるのであれば、地震学会や日本地震工学会から出版することで、土木を含めた各種構造物を考えるときにも使えるものができる。また地震動予測と地震動評価とは異なり、予測結果だけに留まらないことに注意が必要である。さらに予測は外してもよいが、設計での外力の大きさは外すことはできないと意見を述べた。それに対して、川瀬は、土木学会においては2000年にレコメンデーションが出ており、設計にあたっては活断層を考慮することが義務付けられてきているのに対し、建築の方は1995年以降の土木の設計の考え方の変更についていっていない。その点に関しては、新耐震で設計された建物の被害が少なかったために、どうして構造物が壊れるかにきちんと対応してこなかった点に原因があることを指摘した。一方、動的解析に使用する入力地震動に関しては、学会出版の荷重指針においても、動的解析を推奨しているが、入力動作成に関しての解説は建築学会にないことを指摘した。本刊行物は、これに対応する意味で、記載事項に従って作成していけば、ある程度適切かつ標準的に強震動波形の作成が可能になることを意図したものである。また予測だけでは無責任だという指摘に関しては、現行の設計が既往波を使用していることを考えれば、現時点での適切な震源、適切なサイト特性を考慮した結果の予測波を用いることは多少外れたとしても社会に対して十分な責任をとっているものと考えられるのではないかと答えた。さらに、今後地震動予測結果が設計に役立つかどうかは、受け止める側の力量により決まること述べ、地震動予測しただけで設計ができるとはしていないことを説明した。

また、野津は、土木では活断層から発生する予測地震動を推奨している点、港湾構造物の設計用入力地震動では震源・伝播特性・サイト特性を考慮して評価すべきであるという指針が出版されていることを紹介した。また、話題提供で紹介したようにサイト特性は数 10 倍も違うことがあるため、その差を考慮しないで設計することは問題であることを改めて指摘した。告示のただし書きにもサイト波についての記述がある以上、建築学会も予測地震動で評価するという方向にいくのではないかと補足した。丹羽は、決して否定的な意見をいったわけではなく前向きに作成すべき立場であること述べ、そのためには、設計用の枠組みの視点をより重視した方が良い刊行物になるとの意見を述べた。北川(山口福祉文化大)は、現在の研究レベルの 50%のことを記述すれば実務でも使える。キャリブレーションやシミュレーションという言葉が入るようでは、実務適用は難しい。また予測は経済性を考えなくてもよいが、設計では経済性を考える必要があるため単純でないことを指摘した。また太田は、建築学会だけでなくより学際的な活動が重要なこと、また経済性の観点も含めることが重要なことを述べた。

加藤は、大阪の上町断層の研究会では設計者も含めて入力地震動についての検討を行っているようだが、このような大きなレベルの地震動に対して設計者はどのように思っているかを質問した。一般の設計に関しては、やや長周囲帯の地震動レベルがあがることに抵抗があることや実務と研究レベルでは温度差があることが述べられた。

7. まとめ(山中浩明/地盤震動小委員会幹事/東京工業大学)

午前・午後の話題提供、特別講演の概要を説明した後、刊行物に関する意見として次のようにまとめた。今回の刊行物は、シナリオ型強震動予測を行うに際してのパラメーターを含め標準的な方法についての記述がなされている。シンポジウムの内容を聞いていると、まだまだ地震動を予測する際には各種のチューニングが重要であることを認識せざるを得ない。そのようなチューニングを行っていくことで地域性・地震の特殊性を考慮することができより良い評価手法になっていくものと思われる。ただし、そのためには一歩一歩の積重ねが重要である。今回の地盤震動小委員会の刊行物は、そのスタートラインとなるものであると信じていることを述べた。最後に、講演者・参加者への感謝と今後の委員会の活動への支援をもとめて閉会の挨拶とした。

第37回地盤震動シンポジウム(2009) 101