第24回地盤震動シンポジウム(1996)

1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究(その2)

——大阪平野について考える——

1996.10.30

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

The 24th Symposium of Earthquake Ground Motion (1996)

Recent Earthquake Ground Motion Researches
Examined by the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake
Part II
——Strong Ground Motion in Osaka Basin——

October 1996

Tokyo

Sponsored by Architectural Institute of Japan

第24回地盤震動シンポジウム（1996）

「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究（その２）―大阪平野について考える―」

1．主旨説明　瀬尾　和大（東京工業大学）……… 1

2．大阪の地下構造と地盤震動特性

2.1 大阪盆地の地下構造と地震動　岩田　知孝（京都大学防災研究所）……… 5

2.2 微動からみた大阪平野の地盤震動特性
岩松　邦夫（大林組）・澤田　純男（京都大学）
大堀　道広（大林組）・入倉孝次郎（京都大学防災研究所）……… 21

3．1995年兵庫県南部地震による大阪盆地の地震動

3.1 兵庫県南部地震の震源域における強震動
纐纈　一起（東京大学地震研究所）
古村　孝志（北海道教育大学）……… 35

3.2 大阪平野における地震動の概要　片岡　俊一（清水建設）……… 45

3.3 構造物から見た地震動特性　小山　信（建設省建築研究所）……… 55

4．特別講演

大阪平野のあとゆれについて　鳥海　勲（福井大学名誉教授）……… 65

5．想定地震動と設計の現状

5.1 兵庫県南部地震のシミュレーション
香川　敬生（大阪土質試験所）……… 71

5.2 1946年南海地震のシミュレーション
釜江　克宏（京都大学原子炉実験所）……… 81

5.3 大阪およびその周辺地域の地震防災のための想定地震と強震動の予測
入倉孝次郎（京都大学防災研究所）……… 91

5.4 大阪市内北部の観測地震動と建物の応答
瀬川　輝夫（竹中工務店）……… 101

資料　第23回地盤震動シンポジウム記録……… 109

CONTENTS

The 24th Symposium of Earthquake Ground Motion

(1996)

Recent Earthquake Ground Motion Researches Examined by the 1995 Hyougo-ken Nanbu Earthquake. (PART II)

—Strong ground motion in Osaka basin.—

Preface

by Kazuoh Seo 1

2.1 Underground Structure and Ground Motions of Osaka Basin

by Tomotaka Iwata 5

2.2 Characteristics of Ground Vibration in the Osaka Plain Estimated from Obser Vation of Microtremors

by Kunio Wakamatsu, Sumio Sawada,
Michihiro Ohori and Kojiro Irikura 21

3.1 Strong Ground Motions in the Source Region of the Hyogo-ken Nanbu Earthquake

by Kazuki Koketsu and Takashi Furumura 35

3.2 Earthquake ground motion observed around Osaka basin during 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake

by Shun'ichi Kataoka 45

3.3 The characteristics of observed strong motion record, evaluation from structural aspect

by Shin Koyama.. 55

4 . Surface Waves in Osaka Plain

by Isao Toriumi 65

5.1 Simulation of Strong Ground Motions Caused by the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake

by Takao Kagawa 71

5.2 Simulation of Strong Ground Motion During the 1946 Nankai Earthquake

by Katsuhiro Kamae 81

5.3 Scinario Earthquakes and Strong Ground Motions for Earthquake Disaster Prevention in Osaka and the Adjacent Areas

by Kojiro Irikura 91

5.4 Strongmotion Observation and Building Response at North Region of Osaka City in the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake

by Teruo Segawa 101

1. 主 旨 説 明

第24回地盤震動シンポジウムの開催にあたって

主旨説明
Preface

瀬尾　和大
Kazuoh SEO

第24回地盤震動シンポジウムを開催するにあたって，まず最初に，これまでの経緯についてご説明した上で，今回のシンポジウムで意図しているところを述べてみたい.

■地盤震動小委員会の活動と新しい組織について

地盤震動小委員会の25年に亘る活動の経緯についてここで詳述する時間的余裕はないが，委員会の発足当初から云われ続けてきたことは『建物(上部構造)のことはひとまず脇に置いておいて，地震動と地盤特性との関係をあらゆる視点から見直してみよう』と云うことであった．すでにその当時から，震源域(震度VI)での地震動，震源特性・伝播特性・地盤特性の分離，地震基盤，S波の重複反射，やや長周期，表面波，地震動強さの評価尺度，設計用地震動，などは必要不可欠のキーワードとなっており，1968年の十勝沖地震によって提起された様々の問題が各方面の研究課題にインパクトを与えていた.

爾来今日まで，震源からサイトに至る地震波動形成のプロセスを縦糸とし，その間に発生した伊豆半島沖(1974)・大分県中部(1975)・伊豆大島近海(1978)・宮城県沖(1978)・インペリアルバレー(1979)・浦河沖(1982)・日本海中部(1983)・長野県西部(1984)・メキシコ(1985)・千葉県東方沖(1987)・アルメニア(1988)・ロマプリエタ(1989)・ルソン島(1990)・エルジンジャン(1992)・釧路沖(1993)・北海道南西沖(1993)・ノースリッジ(1994)・北海道東方沖(1994)・三陸はるか沖(1994)・そして兵庫県南部(1995)など折々の被害地震を横糸として，それらが織りなす地盤震動研究上の問題についての発掘・整理・分析・方向づけが間断なく続けられてきた．毎年開催される地盤震動シンポジウムで取り上げられたテーマがタイムリーかつホットなものであったとすれば，それは委員会メンバー諸兄がそのつど上記の作業に精力を注ぎ，シンポジウムにご参加くださった方々が話題提供と討論に熱意を示された賜であろうと考えられ，そのお蔭で『地盤震動研究』と云う研究分野が定着してきたのでは，との印象も受けている.

このような委員会活動は，相互の連携プレーによって支えられるところが甚だ大である．この地盤震動小委員会は，地震荷重小委員会・基礎構造系振動小委員会などと共に構造委員会・振動運営委員会の下部組織として位置づけられており，地震災害委員会傘下の耐震連絡小委員会・地震防災システム検討小委員会・強震観測運営委員会・強震データ小委員会(いずれも平成7年度当時，現在改組中)とも関連が深い．また，建築学会以外にも

東京工業大学教授 (総合理工・人間環境システム専攻)，Professor of Tokyo Institute of Technology (Interdisciplinary Graduate School of Sci. & Eng., Dept.of Built Environment)

地震学会(つい最近，強震動委員会が設置された)・土木学会・地盤工学会(旧土質工学会)などの関連学会との情報交換が円滑に行えることが望ましく，また，日本学術会議地震工学研究連絡委員会と(財)震災予防協会のもとで活発な活動を行っているESG研究委員会(Effects of Surface Geology on Seismic Motion)の活動内容とも密接な関係を有している．本委員会メンバーの編成に際しては発足当初からそのような点が考慮され，地震学・土木工学・地盤工学の各分野を専門とする他学会代表の委員も含まれている．

ところで，建築学会では今年度いっぱいをかけて10年単位の委員会改組を実行しつつあり，この地盤震動小委員会においても２期４年毎の委員会再編成の年に当たっている．すでに今年４月に北川良和前主査(現在，広島大・工)から瀬尾新主査へのバトンタッチが行われ，山田真幹事(早稲田大・理工学総合研究センター)・萩尾堅治新幹事(大成建設・技研)と共に新たな活動に入ったところである．メンバーの新旧交代については，前述の北川前主査のほかに入倉孝次郎(京大・防災研)・工藤一嘉(東大・地震研)・野田茂(鳥取大・工)・大川出(建設省・建築研)・座間信作(自治省・消防研)の各ベテラン委員が退かれ，代わって岩田知孝(京大・防災研)・纐纈一起(東大・地震研)・清野純史(山口大・工)・小山信(建設省・建築研)・荏本孝久(神奈川大・工)・山中浩明(東工大・総合理工)の各委員に新しくご参加願うことになったので，この機会にご紹介申し上げる次第である．

■兵庫県南部地震の発生と前回の地盤震動シンポジウムについて

兵庫県南部地震が発生し，しかもそれによって阪神淡路大震災と呼ばれるほどに甚大な被害が発生したことによって，建築学会や夫々の研究機関の一員として，あるいは研究者個々人として，我々が受けた衝撃は計り知れないものであった．建築学会では，直ちに近畿支部を中心とする地震災害学術調査が開始され，建設省の応急危険度判定作業への協力も行われた．その後，建築学会第一次提言『建築および都市の防災性向上へ向けての課題／阪神・淡路大震災に鑑みて』の提示(昨年７月)と共に，兵庫県南部地震特別研究委員会が３年計画として発足し，1)強震記録と設計用地震動との関係，2)耐震設計に要求される安全のレベル，3)既存不適格建物の改善方策，4)木造密集市街地の防災まちづくり方策，5)災害時の対応行動と避難に関する計画のあり方，6)復旧・復興計画のあり方，7)歴史・文化・景観の保全と再生のあり方，の７課題についての特定研究が実施されることとなった．上記の７課題のうち，課題1)はさらに，a)強震記録の収集と分析，b)地震のメカニズム，c)地盤と地震動，d)地盤災害，e)上部構造の被害，f)相互作用の影響，の６班に分かれて具体的な調査研究が進められているところである．この特定研究は，従来からの常設の研究委員会組織による縦割り的な調査研究ではなく，横割り的性格の短期決戦を目指した時限組織による調査研究のスタイルを取っており，地盤震動小委員会のメンバーは他の委員会と同様に個人ベースでこれに参画している．

一方，地盤震動小委員会では今回の兵庫県南部地震を，従前からの委員会活動を振り返り，今後の活動方針を見極めるための“試金石”として位置づけようとしている．前回(昨年10月)の第23回地盤震動シンポジウムが『1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究』と題して開催されたのはそのためであり，兵庫県南部地震で問題視された地盤震動研究上の課題を，現実の研究レベル(強震動予測のための道具だて)と照らし合わせることによって，今後とも予見可能な現象とそうでないものとの種分けが試みられている．

俗な言葉で表現すれば『兵庫県南部地震で提起された地盤震動研究上の常識と非常識』と云うことであった．詳しいことは前回の資料集と，前回シンポジウムの開催報告(建築雑誌1996年3月号pp.87-89，本資料集の巻末に再録)をご参照願うこととして，ここではごく簡単に前回のシンポジウムで議論されたことを思い起こしておきたい．

まず，大方の意見として，兵庫県南部地震の際の震源域での強震動が非常に大きなものであったことは認めながらも，継続時間・最大振幅の距離減衰・水平動に対する上下動の比率など様々な視点からみて，それらの地震動がこれまでの常識(既往の研究成果から解釈できる)を覆すほどのものではなく地震そのものも特異な地震ではなかった，との印象が共有された点を指摘しておきたい．しかし一方において，周囲の強震データから逆解析された震源の破壊過程は大変複雑であり，強震データの細部を説明するためには地下構造に関する情報が大いに不足していることも事実であった．また，今後の地震予測(いわゆる地震予知ではない)に必要な活断層データと地震規模・地震発生時期・震源過程などとの関係が明確でないこともあって，今回の知見をいかに具体的な設計実務に取り込んでいくかについての指針は未だ見えてこないとの印象であった．結局のところ，震源域での強震動とはどのようなものか，それに対する建物の理想的な応答性状とはどのようなものか，それに伴なう設計用地震動レベルとはどのようなものか，等についてのコンセンサス造りが必要であろうとの結論であったように思われる．

■今回の地盤震動シンポジウムについて

それから１年が経過した現時点において，兵庫県南部地震で提起された地盤震動研究上の課題について，新たな視点も加えて再度考えてみようと企画されたのが今回の地盤震動シンポジウムである．その前に少しだけ“兵庫県南部地震その後”を振り返ってみると，前回のシンポジウムでも指摘されていた地下深部の地盤構造についての情報不足は着実に解消されつつあると云える．反射法・屈折法探査や深層ボーリング，強震・弱震・微動の観測など各種の調査データの集積によって，神戸・阪神地域の地下構造は地震直後の状況と比べると飛躍的に判り易くなっているはずである．従って今一度，客観的な目で冷静に震源域近傍での強震動特性について論じることができれば，それは今後の耐震設計や地域の地震防災計画にとって極めて有用なものとなるに違いない．問題は恐らく，現象の説明(シミュレーション)が一段落したところで，それを今後の強震動予測(プレディクション)にいかに結びつけるかであろう．さらに一つの心配は“兵庫県南部地震で試されなかった地盤震動研究”が残されていはしないかと云う点であるが，今回のシンポジウムでは，この点も含めて“大阪平野にとって最強の地震動とは何か”にメインテーマを移しながら，引き続き“兵庫県南部地震その後”を考えてみたい．なお，ここで云う『大阪平野』とは大阪市を中心とする“いわゆる大阪平野”のことではなく，前回のシンポジウムでの議論がどうしても震災の中心である神戸・阪神地域に集中せざるを得なかったことから，さらに大阪の問題も含めて議論を行う必要上，六甲・生駒・和泉山系と淡路島によって囲まれた広大な盆地全体(図１参照)を意味しているものとご理解戴きたい．この四周の壁がいかに強固なものであるかについては昨年末に実施された人工地震の観測データ(図２参照)が如実に示しているところである．

以下のプログラムでは，まず午前の２つのセッションにおいて“大阪平野の地下構造と

地盤震動特性”についての様々な視点からのイメージが提示された後に“兵庫県南部地震の際に大阪平野がどのような挙動をみせたか”についての最近の知見を交えた話題提供が行われる．午後のセッションではまず最初に，大阪平野と福井平野の地震動観測に精力を注がれ，平野内部に発生する“あとゆれ”の重要性に着目してこられた鳥海勲先生に特別講演をお願いしている．長年に亘りフィールドワークと防災教育に徹してこられた先生が兵庫県南部地震をどのように捉えておいでなのか，またとない拝聴の機会をご参加くださる方々と共に大変心待ちに致している次第である．午後の２番目のセッション“想定地震動と設計の現状”では，まず兵庫県南部地震と1946年南海地震を対象とした地震動シミュレーション結果の紹介が行われ，大阪において想定すべき地震動のイメージが立場を異にする地震学と設計実務の双方から提示される予定である．そして最後のセッションでは，ご提供戴いた数々の話題や問題提起を足掛かりとして，ご参加くださった方々と共に“総合討論”を行いたい．活発な討論を通じて，多大の貴い犠牲を生じた兵庫県南部地震から少しでも多くの知見を学びとり，今後の耐震設計や地震防災計画に活かすことのできる地盤震動研究を，と念じつつ本稿を終わりにしたい．

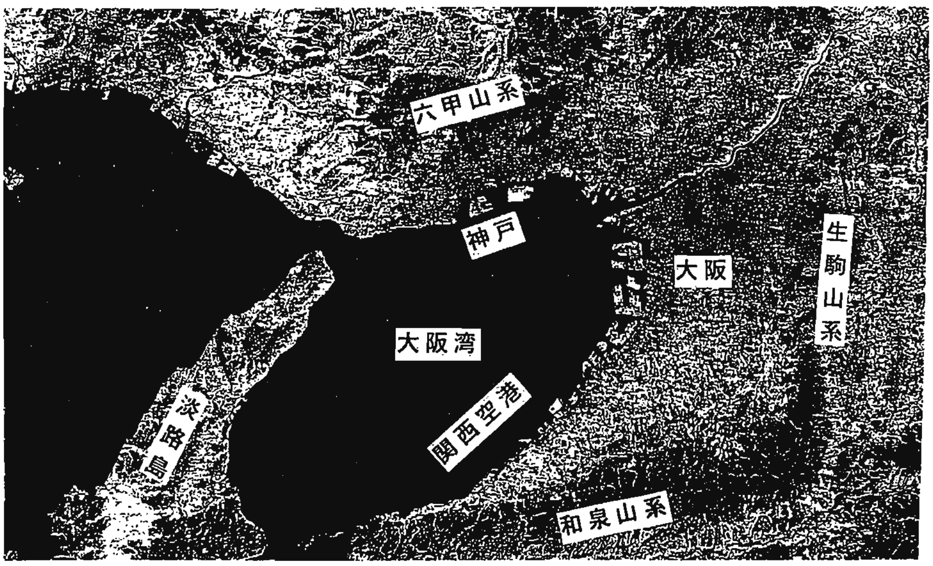


図１　ランドサット衛星画像で見た大阪平野(阪神コンサルタンツによる)

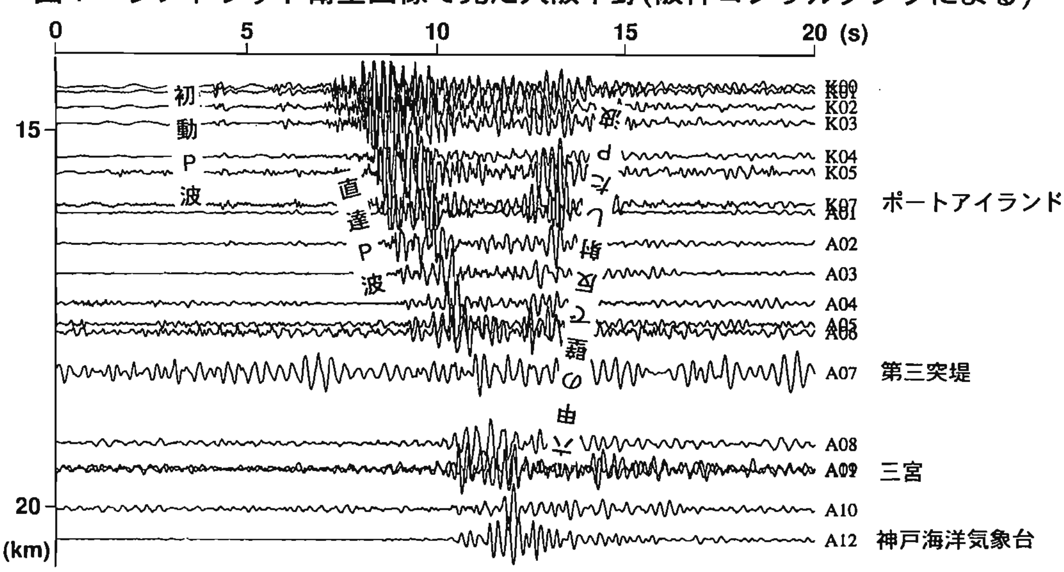


図２　大阪北港爆破の六甲山-ポートアイランド測線での観測記録(合同爆破観測による)

2．大阪の地下構造と地盤震動特性

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

大阪盆地の地下構造と地震動

Underground Structure and Ground Motions of Osaka Basin

岩田知孝
Tomotaka IWATA

From the 1995 Hyogoken-nanbu (Kobe) earthquake, which was a typical inland earthquake occurred just under huge-populated urban area, we learned that both of source and basin structure models, especially basin edge structure, are very important for predicting strong ground motions. After this large disaster, basin edge structure in Kobe area were explored by dense reflection survey lines. I will summarize the modeling of the Osaka basin structure and through the estimation of strong ground motions of the Kobe earthquake by source and basin-edge structure models, several problems on modeling underground structures for strong motion prediction.

1.はじめに

兵庫県南部地震による神戸市域を中心とした激甚地震動災害は,人口密集地域直下での断層運動と,岩盤(Vs～3km/s)とそれより低速度の堆積層構造による地震動の増幅及び盆地端部による地震波の干渉現象による増幅効果(盆地端部効果)によるものであることが明らかとなってきた[岩田(1995),Pitarka et al. (1996),川瀬・林(1996) など].兵庫県南部地震において神戸の震度Ⅶ域で得られた地動記録は速度波形で見た場合に周期1～3秒が卓越するパルス的な波であり,これは震源のアスペリティサイズ,位置,すべり方向及び破壊伝播様式により,神戸市域には最悪の方向になったこと[纐纈(1996a,b) など]と,その周期帯域が神戸・阪神間の盆地端部効果による地震動の増幅によって震災帯が生成されたと言える.これは,堆積層による増幅効果を従来の工学的地震基盤(Vs～400m/s)より上部の表層地盤による1次元波動論に基づく増幅率で評価するだけでは不十分であり,幅広い周波数帯域の強震動予測に関して2次元,3次元的な盆地構造モデルの構築の必要性が痛感された.

震災後,神戸・阪神間においては,端部形状を推定するのにもっとも有力な手段と考えられる反射法探査や屈折法探査,ボーリング調査が諸機関において精力的に行われ,3次元的な神戸・阪神間の大阪盆地端部の堆積層構造はあきらかになりつつある.本稿においては,今回のシンポジウムの目的である,直下地震や遠方の巨大地震時において,堆積盆地における特に長周期地震動の生成,伝播問題を論じる際に必要となる地下構造モデル化や地震動観測について,大阪盆地を例にとってレビューを行う.そこには大阪盆地の一端部である神戸・阪神間で阪神・淡路大震災後数多く進められてきた調査結果を示し,それに基づく兵庫県南部地震時の震源域における強震動評価の結果とモデル化の問題点を議論する.

京都大学防災研究所助手
Research Associate, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University,
Gokasho, Uji, Kyoto, 611, Japan.,
TEL/FAX0774-33-5866, mail: iwata@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

2.大阪堆積盆地の地下構造モデルと地震動研究ーレビュー

*大阪堆積盆地の地下構*造モデル

大阪堆積盆地は4方をほぼ山地に囲まれており,山地と盆地の境界には断層系が発達している.例えば北縁の六甲山地や北摂山地では六甲断層系や有馬高槻構造線が,東縁の生駒山地との境には生駒断層が存在する.また,大阪市の中心部に位置する上町台地西側には千里丘陵の化念寺断層から連続するほぼ南北走向の上町断層があり,大阪湾内には大阪湾断層が発見されている.

地震学的な見地からみた大阪堆積盆地構造探査の状況は年代を追って,堀家 (1990) ,纐纈 (1994) ,岩崎 (1995) 等にまとめられている.ここでは香川・他 (1993) によって提案された大阪堆積盆地構造モデル(香川モデル)に至るまでのいくつかの地下構造探査,特に(伏在)断層構造に分解能のある反射法探査の結果と,香川モデル以降,阪神・淡路大震災後に進められた探査結果について記すこととする.

大阪地盤研究は,ボーリング資料を中心として,新編大阪地盤図[土質工学会関西支部・関西地質調査業協会(1987)]にまとめられている.Fig. 1には大阪堆積盆地の表層地質図を示す.この中には,深層ボーリング資料に基づいた堆積層構造の推定(Ikebe et al.,1970)がなされており,特に沖積層,洪積層,上部大阪層群の地質層序や土質特性がまとめられている.また,神戸地域の表層地質についてはボーリング資料を中心にまとめられている[神戸市(1980)].

地震動予測に必要な地震波伝播速度構造,密度構造については,広域情報として,1988年の北港発破実験の解析[香川・他 (1990) ,鳥海・他 (1990)],重力異常[中川・他 (1990),Nakagawa et al.(1992)],地域的な探査として,反射法探査[吉川・他 (1987) ,岩崎・他 (1994)],長周期微動アレイ観測によるS波速度構造探査[青木・他 (1992)]等の方法による推定がなされてきた.吉川・他 (1987) では中之島測線(堂島川沿い)において,反射法探査を実施し,上町断層を逆断層として確認した.Fig. 2 には中之島測線と反射断面図を示す.岩崎・他(1994) は大阪湾を東西及び北東ー南西方向に横切るエアガン震源による反射法探査を行い,大阪湾下の基盤岩は北西方向に緩やかに傾斜しており,大阪湾中央部が沈降しながら厚い堆積層を形成してきたこと,最深部で基盤岩深度が約2.5km であること,大阪湾西部で1km 程度の段差(西上がり)を持つ活断層(大阪湾断層)が見つけられたこと,等の探査結果を示した.Fig. 3 は岩崎・他 (1994) の反射法断面を示す.香川・他 (1993) はボーリング調査等による地質情報とこれら速度・密度構造結果をコンパイルし,なめらかな補間関数により堆積層内を3層に分割した大阪堆積盆地の地下構造モデルを示した.Fig. 4 には香川・他(1993) によって提案されている大阪盆地の基盤岩深度図を,Table 1 には堆積層内3層と基盤の物性パラメータを示している.香川・他 (1993) が指摘するように平滑化されたモデルであって,地震動応答を求めるには周波数帯域を考慮した地震記録との整合性を議論する必要がある.また,はじめに述べたように,神戸・阪神間における震災帯は切り立った盆地端部による地震動の干渉効果に因ると考えられるが,盆地全体の構造を表現しようとした香川モデルには,盆地端部の断層系を含んだ形状や上町断層,大阪湾断層の食い違いを陽に含んではいない.これは,香川らの問題ではなく,この時点において,盆地端部構造,断層構造を知るための精度よい探査(反射法探査)がほとんどなされてなかったためである.反射法探査は精度よい地下構造を与えるが,探査測線を長くとることは経済的な問題や人口密集地域における探査の困難さがある.

阪神・淡路大震災後,神戸・阪神間においては伏在活断層調査のために,数多くの反射法探査が

実施された.この結果,我々地震動研究者にとって,詳細な盆地構造を得ることができた.Fig. 5 には,兵庫県,地質調査所,文部省等によって行われた神戸市域の反射法探査,ボーリング調査点を示す[関西地震観測研究協議会(1995,私信),遠藤・他 (1996a,b) ,藤田(1996),岩田・他(1996) ,小林・他(1996)].Fig. 5 にあるような高密度の反射法探査測線が行われた例は筆者は知らない.Fig.6 にはそのうちの三宮トアロード測線の測線位置と深度断面を示す[岩田・他(1996)].Fig.7 には藤田(1996) によって得られている測線図と,模式化された断面図を示している.神戸・阪神間の盆地端部の基盤は,山地と平地境界の六甲断層系でほぼ垂直におち込んでおり,また,堆積層下において,大きな基盤落差をもっている(階段構造)が確認されている測線もある.そのあと基盤は大局的には大阪湾に向かって傾斜をもっており,海岸域では堆積層厚は1.5km～2km となっている.各断面においては活断層運動による撓曲や基盤面において破砕が進んでいると見られる領域もあった.これらの結果は密に行われた重力探査の結果とも一致する[村田・他(1996),牧野・他(1996)].また,1995年12月に文部省の断層解剖計画による爆破地震実験が行われ,屈折法探査による神戸・阪神間の基盤構造調査が行われた[岩田・他(1996) ,神戸・阪神間基盤構造研究グループ(1996a,b)].この屈折法情報から得られた基盤構造深度は,反射法探査と整合している.これらの調査結果や共同強震観測記録[共同強震観測グループ(1995)]に現れた堆積層基盤境界でのSP変換波の解析[Iwata et al.(1996)]に基づいて,神戸・阪神間の盆地端部構造についての詳細な情報を得ることができ,この地域の盆地構造モデル化を進めることができた[例えばIwata (1996) ,Pitarka et al. (1996b)].このモデル化とそれに基づく兵庫県南部地震時の強震動評価の現状の問題点については,最終章に譲る.

一方,堀家を中心とする大阪工大グループは,微動アレイ観測を中心に,強震動予測精度を向上するために,大阪堆積盆地構造の解明を精力的に進めている.広域調査としての重力探査と点情報の集まりであるボーリング情報,及び小領域情報の微動アレイ探査を繋ぐために,高分解能の反射法探査を生駒山地との境界や河内盆地[堀家・他 (1995, 1996a)],北摂山地との境界[堀家・他 (1996b)]で行った.生駒山地端部の3測線においては,重力データも考慮して盆地境界モデルを構築し,大阪堆積盆地と生駒山地の境界が,各測線によって異なっている(逆断層型及び低角傾斜型)ことを示した.また,河内盆地内にも基盤に落差のある部分があることを指摘した.一方北摂山地との境界においては,有馬高槻構造線と小野原断層の傾斜方向,傾斜角や大阪層群の層厚分布を求めた.

また,大阪堆積盆地直下に存在する上町断層の走向,形状等を調査する反射法探査も吉川・他(1987) 以降,そして阪神・淡路大震災以降いくつか行われている.淀川長柄橋付近の反射法探査[山本・他 (1992)],大和川[戸田・他 (1992) ,杉山・寒川(1996) ,大阪市(1996)],堺市内[杉山・他 (1996)],新なにわ筋～府道大阪八尾線[大阪市(1996)]等である.これらによれば,上町断層は,淀川長柄橋付近では基盤深度は東側で約600m,西側で約1400mで食い違いは約800m(西落ち)で走向はほぼ南北であるが,堂島川付近では東側約900m 西側約1400m で基盤段差が約500m と小さくなる.新なにわ筋測線で北落ち約500mの段差(汐見橋撓曲に対応)が発見され,上町断層は中央区あたりから枝分かれして,そのまま南北走向で大和川を横切って堺市方面の撓曲構造,更に坂本断層へ連続する方向のものと,汐見橋撓曲として,北東～南西走向(北西落ち)の活構造につながるものが存在することが推定された.

このように,高分解能の反射法探査測線が数多く

行われることにより,重力探査,ボーリング調査,表層地質情報などより推定されてきた基盤深度や速度構造との対応から,盆地構造モデルの信頼性と精度が向上することが期待され,また(伏在)断層の走向や傾斜角,活動度が精度よく定められる(反射法探査がそれらを解明する強力な手法である)と,それらのパラメータに基づくシナリオ地震の精度はめざましく向上すると考えられる.大阪堆積盆地に関しては,高分解能の反射法探査測線がいくつか進められたため,複雑な構造が見えてきた上町断層の全体形状の把握,住宅も密集している大阪北部(宝塚～伊丹～豊中～茨木～高槻)の盆地端部形状推定が必要と考えられる.また,大阪盆地南端,東南端部の金剛山地,和泉山地との境界にも活断層は指摘されており(日本の活断層),直下地震としての可能性及び盆地端部形状の地震動への影響,特に大阪堆積盆地の南側震源としての南海地震,中央構造線系の活断層の活動によるシナリオ地震を考察する際に重要と考えられ,詳細な探査が必要と考えられる.

*大阪堆積盆地における地震*動研究

大阪堆積盆地においては,鳥海 (1980) が70年代より加速度計を用いた独自の地震観測網を設置し[災害科学研究所,(1984, 1990)],その地震記録にS波主要動より約20秒後に顕著な波群を観測し,「あとゆれ」と命名した.彼らは,それらの顕著な波群の,S波に対する到着時間の差から,大阪盆地東端の生駒山地との境界から伝播してくる波動であることを示した.Kagawa et al. (1992) は鳥海ネットによる近地地震記録と盆地構造との関係を議論し,大阪盆地に対する震源の方位によって,地震動の継続時間が変わることと,2次元地下構造モデルに基づく数値シミュレーションによってその評価を試みた.我々の研究室においては,鳥海の先駆的な観測研究を進めるために,波動論に基づく大阪堆積盆地における地震動伝播特性把握のために,平野内及び周縁部に広帯域速度型地震計を設置して「あとゆれ」を観測した[松波・他 (1989)].更に,この知見をもとに,上町台地上に小スパンアレイ及び大阪平野東部(河内盆地)に東西のリニアアレイを設置して,深発地震記録の解析を行い「あとゆれ」波群の生成・伝播過程を明らかにした[Hatayama et al. (1995)].今回の本題のひとつの,堆積盆地構造内を伝播する長周期地震動の解析例として,Hatayama et al. の結果を詳しく説明する.彼らは先ず上町台地(管区気象台付近)上に設置された小スパンアレイ記録を用いて「あとゆれ」波群(解析に用いた深発地震においては周期3～5秒が卓越)の位相速度及び到来方向を推定し,その波群はほぼ東から伝播し,その振動方向は南北方向に卓越,また,分散性を示していることから総合して,基本モードのラブ波が卓越していることを示した.更に河内盆地～大阪湾岸への東西リニアアレイ記録の,S波主要動部から「あとゆれ」波群にかけての波動伝播の様子を数値シミュレーションで表現することを試みた.彼らは2次元面外(SH)波動場を境界要素法で取り扱った.岩盤上記録とみなしているISK観測点の記録(の振幅1/2にしたもの)を平面入射波として,各観測点でのS波の到着走時や,「あとゆれ」波群生成伝播様式を説明する.この際,盆地モデルは香川モデルを簡略化したものを用いて,走時が説明されるように層厚を調整した.Fig. 8 に彼らのリニアアレイ配置図と,ベストフィットモデル及びその時の波形を示す.彼らのシミュレーションを通して,河内盆地の速度構造モデル,エッジ効果,上町台地東側の駆け上がり部分の影響などが議論されており,S波部分の振幅及び到着時刻については十分説明されているが,上町台地上においての「あとゆれ」波群は,到着時刻は説明されたものの,振幅は過小評価となっている.これらを分離して考えれば,深発地震のシミュレーションという極一般的に考えれば「基盤入力波が単純な場合」において,観測点直下の影響(1次元モデル)は正しく評価されたが,盆地生成表面波の伝

播に関係した2次元,3次元的な盆地構造モデルの評価においては,定性的な議論はともかく,定量的な波動場の評価が困難であることを示している.兵庫県南部地震のような直下地震の場合には(複雑な地下構造モデルと切り離された「入力地震動」という概念は存在しえないのだけれど),定量的な波動場の評価をするには,地盤構造モデルに更に精度が要求されると考えられる.

この章の終わりに,大阪地域における地震動観測の現状を報告する.兵庫県南部地震の震源域及び大阪盆地での記録をいち早く公開した関西地震観測研究協議会の発足にあたっての経緯の一部は,その時点での強震観測網と合わせて岩田(1995) で紹介した.関震協の観測点設置の第1義の目的は(観測点が発足時10点という制限もあるが),大阪堆積盆地における広域の地震動の把握であった.Fig. 9 には,1994年7月のサハリンでの深発地震の関震協での記録(速度記録,東西成分)を示す.震源継続時間が8秒程度の地震であったため,大阪盆地全体の長周期に対する震動性状をよく表現している例と思われる.路頭岩盤(に近い)の千早(CHY)観測点や,山地近傍の神戸本山(MOT),豊中(TYN)などはS波パルスが卓越し,後続波群がほとんどないが,その他の観測点においては周期5~10秒の地震動が2分以上も継続していることがわかる.堆積構造モデルの波動論的評価においては,このような基盤入射波が単純な深発地震や,遠地の表面波が卓越した地震波の解析を行い[例えば香川(1995),岩田・畑山(1995)],Hatayama et al. (1995)によって行われた方法を3次元モデルに拡張して議論を行っておく必要がある.この研究は直接的に,南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動が大阪堆積盆地を襲った際の盆地の応答の研究に繋がると考えられる.

また震災後,科学技術庁防災科学技術研究所強震ネット(knet,25kmメッシュ)ボアホール地震計,気象庁や自治省と都道府県による震度計設置が進み,また関震協においても10点の増設を進めているように,強震計の設置が進んでいる.密でかつ高精度の強震観測網を用いることによって,地震発生時の緊急対応のための利用と同時に,強震ではない地震記録から直接にその地点での地震動の特徴を抽出することによって,観測点付近のサイト特性を評価し,シナリオ地震研究の基礎資料とすることができる.例えば,サイト特性を周波数領域の振幅特性として分離する[Iwata and Irikura (1988) 等],位相特性の分離[澤田・他(1996)],群遅延時間の概念により波群の特徴をつかむ[Satoh et al. (1996),田居・他(1995) 等]などが,観測記録から直接的に強震動評価を行う手法に用いることができる.また,時刻精度のある強震データベースを用いて,地盤構造モデルの検証や構造の逆推定等が期待されよう[例えば,青井・他(1993) ,Aoi et al.(1995) 等].

3.盆地端部構造の地震動への影響ー兵庫県南部地震時の震源域での強震動評価ー

これまでに求められてきた地盤構造モデルに基づいて,盆地端部の急激な基盤構造の落差による地震動の干渉効果が,神戸市域の震災帯生成に大きく関与していることは,このような地盤構造が明らかになって定量的に評価することができた[例えば川瀬・林 (1996) ,Pitarka et al. (1996a)].ここではPitarka et al.(1996b) に従って,神戸・阪神間で得られた地下構造モデルと震源モデル[Sekiguchi et al. (1996a,b)]を組み合わせた,震源域における強震動シミュレーション結果を示し,数値シミュレーションによる震源・地下構造モデルの妥当性と現時点での問題点を議論する.Fig. 10 には得られた淡路北部,神戸,阪神間の基盤構造モデルと震源モデル,求められた最大速度値の分布を示し,Fig. 11 には震度7域と本震観測記録観測点,及び本シミュレーションで得られた波形と観測波形の比較を行っている.本シミュレーションのモデルパラメータは Table 2

に示されている.S波速度は,香川モデルを参考にしている.Fig. 10 では,神戸市域において,強震動帯が現れていることがよくわかる.その帯は,盆地境界から1km 弱離れた堆積層内に約1km の幅で存在し,震度7域とその空間分布が似通っているといえる.Fig. 11 に示しているように,シミュレーションされた波形は観測波形のパルスをよく表現していると考えられるが,図に見られるように,シミュレーションの最大速度値は観測のそれの約半分程度である.この過小評価は,(1)堆積層構造を1層に単純化したため,(2)震源インバージョンにおいて,1~10秒の変位波形を用いたことによる速度(短周期側)の過小評価,等が考えられる.Pitarka et al. (1996b) では堆積層構造1層モデルと,多層モデルとの鉛直S波入射に対する応答を比較し,1~3秒の周期帯域で2倍程度の増幅効果があることを示している.

このように,密な測線によって詳細な堆積盆地構造が得られても,現在のワークステーションパワーにおいては,領域の大きさがボトルネックでこの程度のモデル化(本研究の場合は200m メッシュで,かつ堆積層1層なので,それ以下の分解能で構造を与える必要はない) が限界であった.しかしながら1秒までの周期帯域の議論ができ,示唆に富む波動現象をモデル化できていると言えよう.今後の強震動予測の方向のひとつとして,「震源モデルと地下構造モデルに基づいてシミュレーションする」を強力に推し進めていくのならば,我々が直面している計算機パワーの問題は解決されるであろうから,震源モデルと地盤構造モデルの必要性がさらに高まって来るのは自明である.広域情報から得られている盆地構造モデルではすぐ不十分と(ものたりなく)なり,特に複雑な構造を示している盆地端部を,分解能の高い反射法で密に攻め,モデル化を進める必要があろう.

謝辞

資料を提供して下さった方々に感謝いたします.いくつかの図は Arben Pitarka 氏,関口春子氏のお手を煩わせました.記して感謝いたします.

参考文献

青井真・岩田知孝・小林芳正・入倉孝次郎,1993,Waveform inversion による盆地構造の境界面形状の推定,地震2,46,95-108.

Aoi, S., T. Iwata, K. Irikura, and F. J. Sanchez-Sesma, 1995, Waveform inversion for determining the boundary shape of a basin structure, B.S.S.A., 85, 1445-1455.

遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・卜部厚志・阿蘇弘生・是石康則・江尻寿延,1996a,兵庫県芦屋市における芦屋川測線の反射法弾性波探査,地質調査所月報,47,79-94.

遠藤秀典・渡辺史郎・牧野雅彦・横田　裕・野田利一・香川敏幸,1996b,兵庫県神戸市における脇浜第2測線の反射法弾性波探査,地質調査所月報,47,95-108.

土質工学会関西支部・関西地質調査業協会編著,1987,新編大阪地盤図,コロナ社.

藤田和夫,1996,阪神地域活断層調査について,大阪湾の深部構造を考える,断層研究資料センター第9回セミナー資料,1-11.

Hatayama, K., K. Matsunami, T. Iwata, and K. Irikura, 1995, Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, J. Phys. Earth, 43, 131-155.

堀家正則・竹内吉弘・鳥海　勲・藤田　崇・横田　裕・野田利一,1995,生駒山地と大阪平野境界部における地下構造,地震第2輯,48,37-49.

堀家正則・竹内吉弘・今井智士・藤田　崇・横田　裕・野田利一・井川　猛,1996,大阪平野東部における地下構造探査,地震第2輯,49,193-204.

堀家正則・竹内吉弘・藤田　崇・古和田明・井川　猛・川中卓,1996,北摂山地と大阪平野境界部の反射法探査,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,C21.

Ikebe, N., J. Iwatsu, and J. Takenaka, 1970, Quaternary geology of Osaka with special reference to land subsidence, J. Geosciences, Osaka City Univ., 13, 39-98.

岩崎好規・香川敬生・澤田純男・松山紀香・大志万和也,1994,エアガン反射法地震探査による大阪湾の基盤構造,地震第2輯,46,395-403.

岩崎好規,1995,物理探査による大阪盆地構造,物理探査,48,451-462.

岩田知孝,1995,1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究－地震動と地盤構造－,第23回地盤震動シンポジウム,29-38.

Iwata, T., 1996; Exploration of Underground Structure at Large Disaster Area of Kobe city, Proc. of STS,

11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
Iwata, T. and K. Irikura, 1988, Source parameters of the 1983 Japan-Sea earthquake sequence, J. Phys. Earth, 36, 155-184.
岩田知孝・畑山　健,1995,滋賀県強震観測記録を用いた上部地殻S波速度構造の推定,地球惑星科学関連学1995年合同学会予稿集,J21-16.
Iwata, T., K. Hatayama, H. Kawase and K. Irikura, 1996, Site amplification of ground motions during aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake in severely damaged zone - Array observation of ground motions at Higashinada Ward, Kobe city, Japan -, J. Phys. Earth, in printing.
岩田知孝・入倉孝次郎・土岐憲三・笹谷　努・工藤一嘉・瀬尾和大・横井俊明,1996,神戸市及びその周辺部の地下構造探査,平成7年度文部省科学研究費(総合研究A「平成7年兵庫県南部地震の被害調査に基づいた実証的分析による被害の検証」研究成果報告書(代表・藤原悌三,07300005),2-21～2-49.
香川敬生・澤田純男・岩崎好規・江見　晋,1990,発破実験より推定される大阪堆積盆地構造,地震第2輯,43,527-537.
香川敬生,1995,長周期表面波を用いた大阪地域における基盤岩S波速度の推定,地球惑星科学関連学1995年合同学会予稿集,J21-15.
香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘　淳,1993,大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化,第22回地震工学研究発表会講演概要集,199-202.
川瀬　博・林　康裕,1996,兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション,日本建築学会構造系論文集,480,67-76.
川瀬　博,1996,神戸市の盆地端部構造と震災帯の関係ーエッジ効果仮説の補強ー,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,C08.
小林啓美・衣笠善博・長谷川明生・井川　猛・大西正純・溝畑茂治,神戸市東灘区における反射法探査,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,A38.
神戸・阪神間基盤構造研究グループ,1996,神戸・阪神間における基盤構造調査(1),地球惑星科学関連学1996年合同学会予稿集,A21-P37.
神戸・阪神間基盤構造研究グループ,1996,神戸・阪神間における基盤構造調査(2),日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,C23.
纐纈一起,1996a,カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震,科学,66,93-97.
神戸市,1980,神戸の地盤.
纐纈一起,1996b,震源過程の全体像,阪神・淡路大震災調査報告書「第1編地震・地震動」第4章本震の震源過程,日本地震学会・日本建築学会・土木学会・地盤工学会・日本機械学会.
共同強震観測グループ,1995,兵庫県南部地震震源域における共同強震観測,平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書(代表・藤原悌三,06306022),124-154.
牧野雅彦・村田泰章・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・卜部厚志,1996,神戸市・芦屋市・西宮市における精密重力探査(2)－基盤構造－,地質調査所月報,47,133-164.
松波孝治・入倉孝次郎・岩田知孝・藤原広行・松井一郎,1989,大阪平野及びその周辺地域における広周波数帯域・広動帯域地震波観測,京都大学防災研究所年報,32B-1, 53-60.
村田泰章・牧野雅彦・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・卜部厚志,1996,神戸市・芦屋市・西宮市における精密重力探査(1)－重力異常と伏在断層－,地質調査所月報,47,109-132.
中川康一・武藤直美・領邦浩・横田　裕,1990,重力から見た大阪平野の東西断面,平成2年度日本応用地質学会関西支部研究発表会概要集,35-38.
大阪市,1996,上町断層に関する成果報告書,大阪府大阪市.
Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa, 1996a, Basin Structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-Ken Nanbu earthquake, J. Phys. Earth., in printing.
Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and H. Sekiguchi, 1996b, Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogoken-nanbu, Japan, earthquake, submitted to B.S.S.A.
災害科学研究所,1984,大阪平野の地震動特性.
災害科学研究所,1990,大阪平野の地震動特性ーフェーズⅡ.
Satoh, T., T. Sato, T. Uetake, and Y. Sugawara, 1996, A study on envelope characteristics of strong motions in a period range of 1 to 15 seconds by using group delay time, Proc. of 11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico, in printing.
澤田純男・盛川　仁・土岐憲三・横山圭樹,1996,群遅延時間の分散のスペクトルによる位相のモデル化(その3)伝播経路特性とサイト特性の分離,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,A53.
Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba, 1996a, Determination of the location of faulting beneath Kobe during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake from near-source particle motion, Geophys. Res. Lett., 23, 387-390.
Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba, 1996b, Minute Locationing of Fault Planes and Source Process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu(Kobe), Japan, Earthquake from the Waveform Inversion of Strong Ground Motion, J. Phys.

Earth, in printing.
杉山雄一・寒川　旭,1996,大阪平野に伏在する上町断層の反射法地震波探査,平成7年度活断層研究調査概要報告書,工業技術院地質調査所,57-62.
杉山雄一・横田　裕・林　和幸・吉澤正夫,1996,反射法弾性波探査による大阪・上町断層の南方延長の追跡と上町断層系の評価,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,P07.
田居　優・入倉孝次郎・尾崎昌彦,1995,経験的群速度によるサイト特性の評価,地球惑星科学関連学1995年合同学会予稿集,J22-14.
戸田　茂・中川康一・三田村宗樹・西田智彦・山本栄作・寺田祐司・宇田英雄・横田　裕,1992,大阪平野中央部における反射法地震波探査Ⅱ－大和川(遠里小野～矢田),物理探査学会82回学術講演会論文集,189-192.
鳥海　勲,1980,大阪平野の地震動特性ーあとゆれの伝達経路についてー,日本建築学会学術講演梗概集(近畿),487-488.
鳥海　勲・竹内吉弘・大場新太郎・堀家正則・井上　豊・馬場研介,1990,大阪平野の地下構造－北港発破実験(1988)による－,地震第2輯,43,373-378.
山本栄作・中川康一・三田村宗樹・戸田　茂・西田智彦・寺田祐司・宇田英雄・横田　裕,1992,大阪平野中央部における反射法地震波探査Ⅰ－淀川(十三～柴島),物理探査学会82回学術講演会論文集,185-188.
横田　裕・林　和幸・吉澤正夫,1996,反射法弾性波探査による大阪・上町断層の南方延長の追跡と上町断層系の評価,日本地震学会講演予稿集1996年秋季大会,P07.
吉川宗治・町田義之・寺本光雄・横田　裕・長尾英孝・梶原正章,1987,大阪市内における反射法地震波探査,物理探査学会77回学術講演会論文集,114-117.

	P波速度（km/s）	S波速度（km/s）	密度（tf/m3）
A層	1.60	0.35	1.7
B層	1.80	0.55	1.8
C層	2.50	1.00	2.1
D層（基盤）	5.40	3.20	2.7

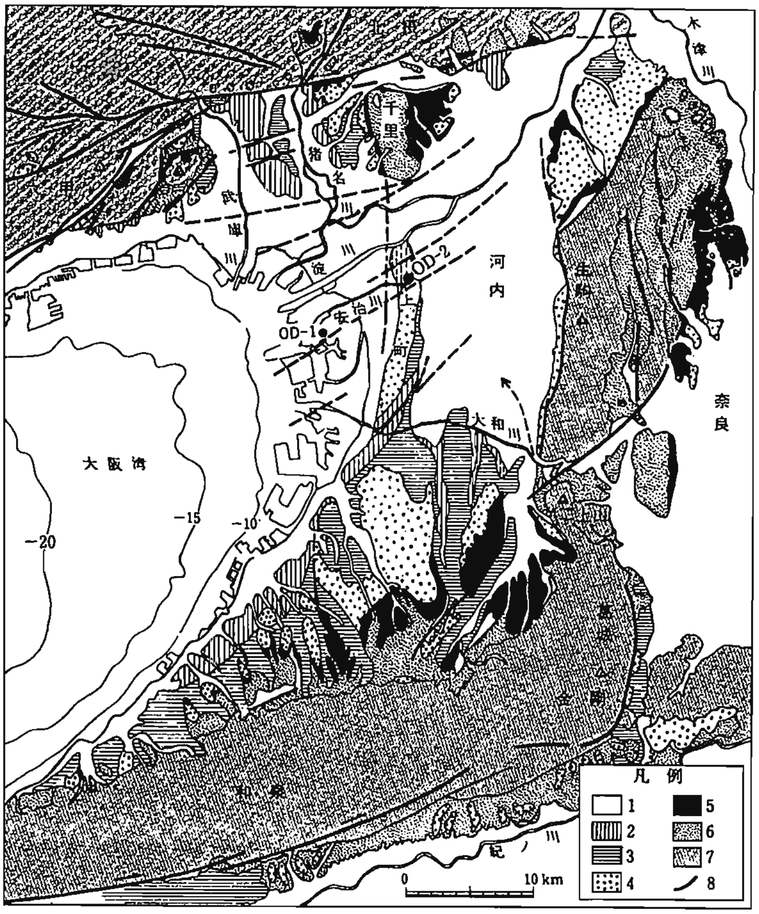
Table 1 Parameters of underground structure [Kagawa et al. (1993)].

MODEL SIZE
Length x Width x Depth:
58.0km x 13.6km x 23.0km
Grid size : 0.2 km
Grid points: 290 x 68 x 115
Max. Frequency of
the synthetic velocity : 1.0 Hz

VELOCITY STRUCTURE

	Vp	Vs(km/s)	Qp=Qs	depth(km)
Sedimentary basin	1.6	0.8	80	
First rock layer	5.5	3.2	300	4.0
Second Rock layer	6.0	3.46	400	17.8
Halfspace	6.7	3.87	500	

Table 2 Parameters for simulation [Pitarka et al. (1996b)].



1：沖積層　2：低位段丘層　3：中位段丘層　4：上部亜層群
5：中部亜層群　6：下部亜層群　7：基盤岩類　8：断　層

Fig. 1 Surface geological map of Osaka basin [Soc. of Soil Eng. (1987)].

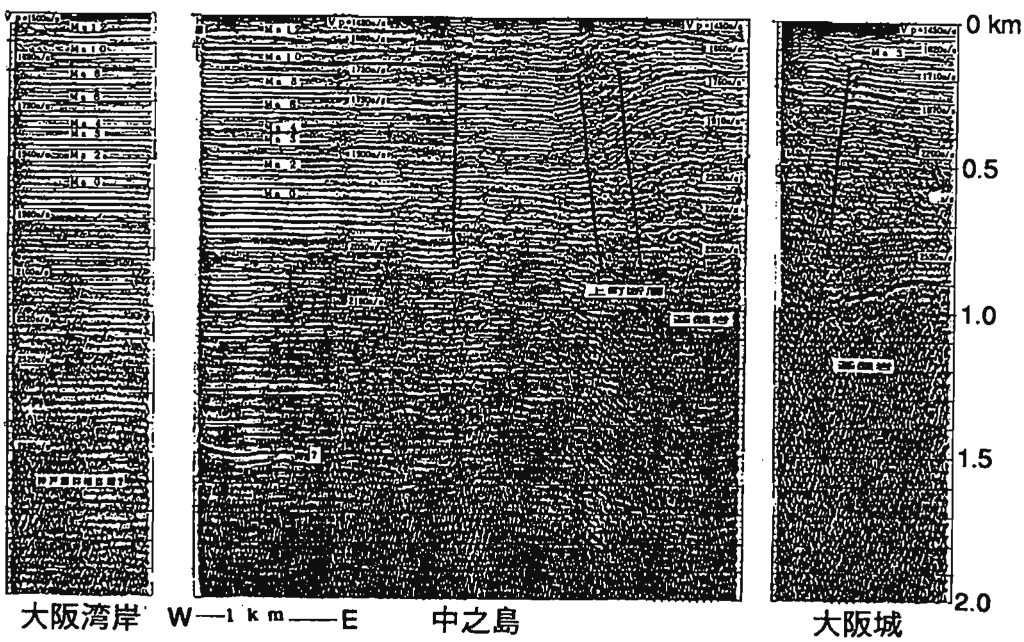


Fig. 2 Reflection depth profile along Nakanoshima line, central part of Osaka city [Yoshikawa et al.(1987)].

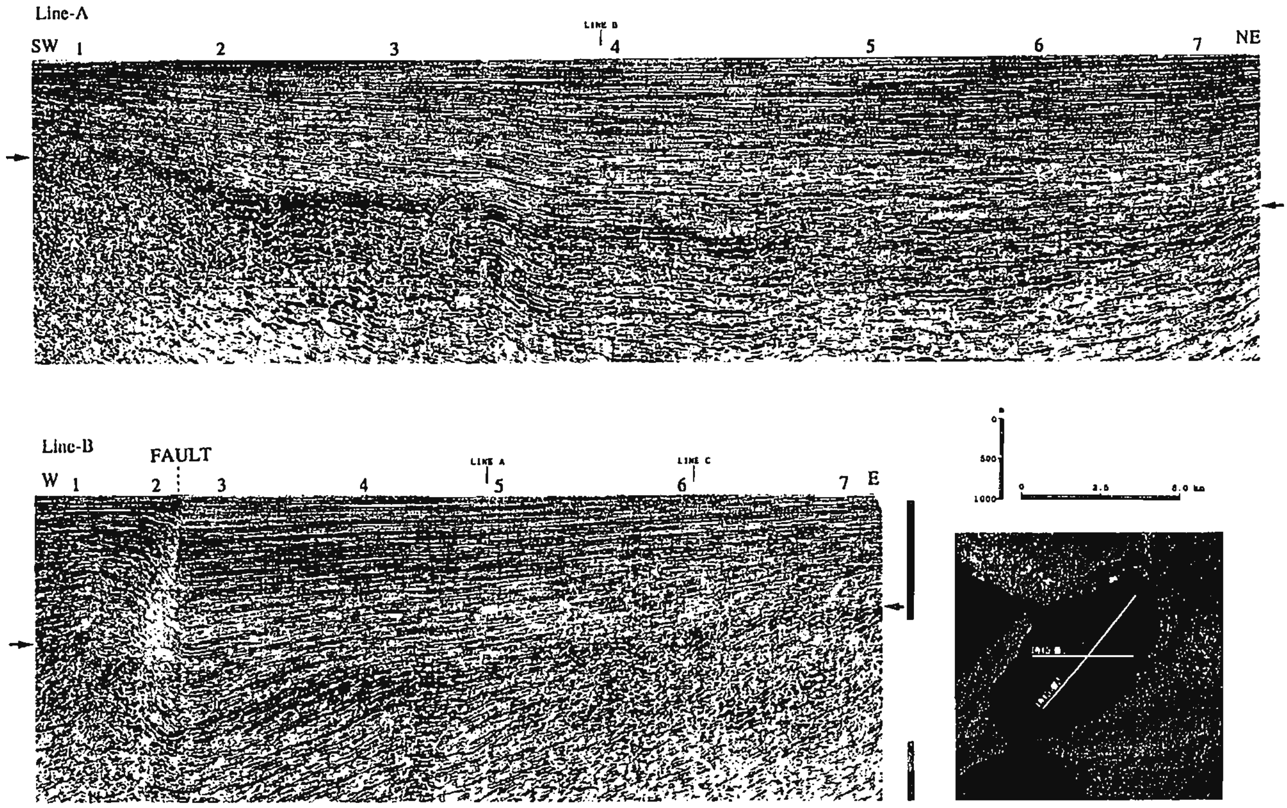


Fig. 3 Reflection depth profile along Osaka bay [Iwasaki et al. (1994)].

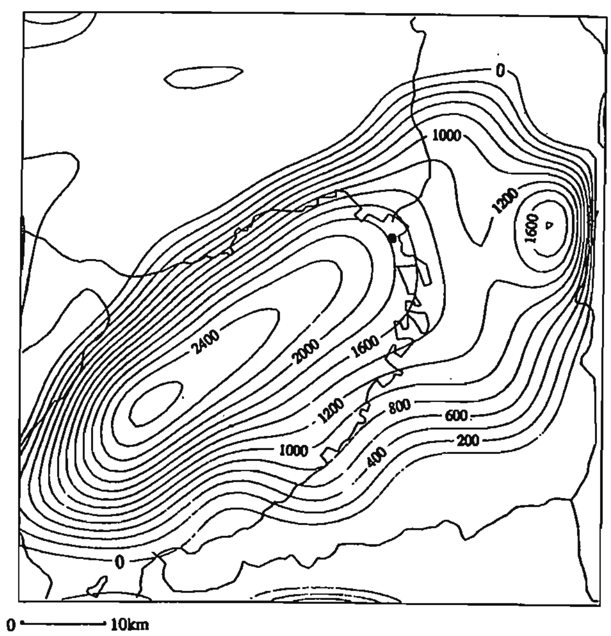


Fig. 4 Basement depth model under Osaka basin [Kagawa et al. (1993)].

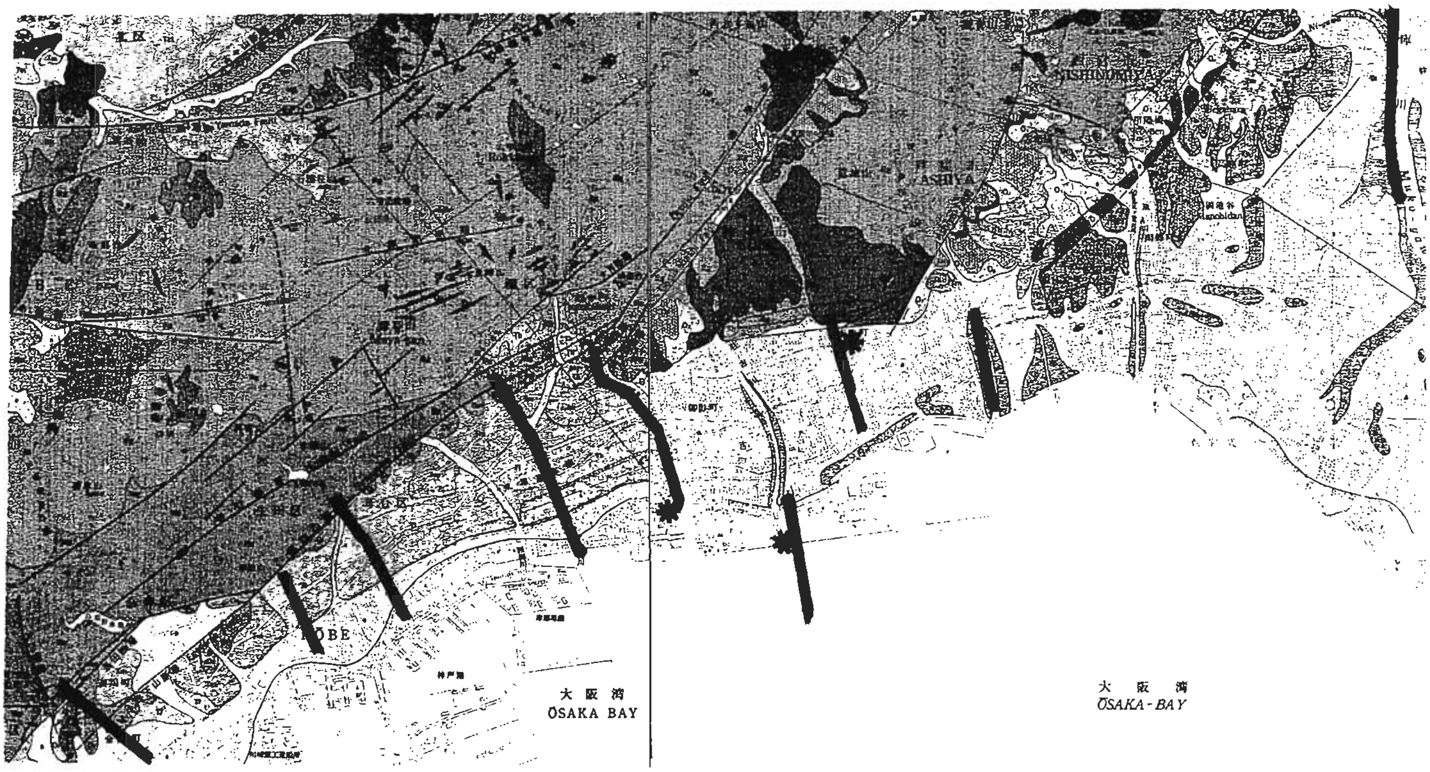
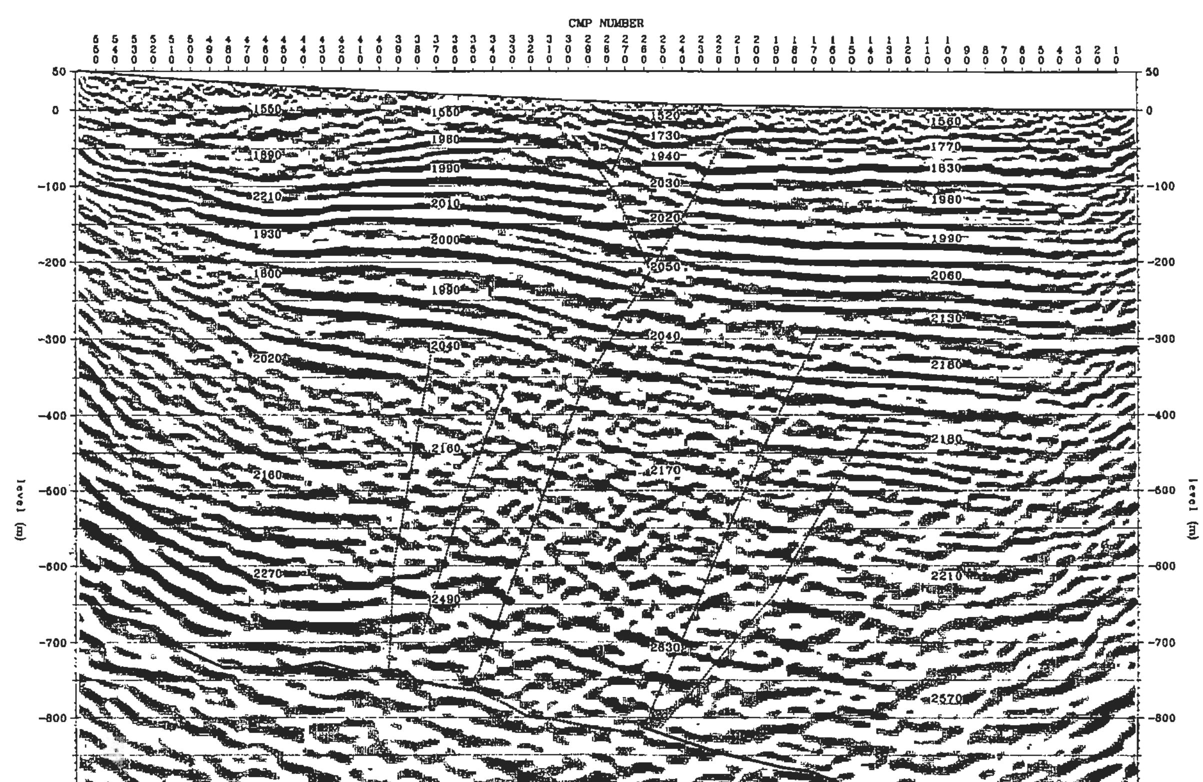


Fig. 5 Reflection survey lines and borehole surveys in Kobe area.



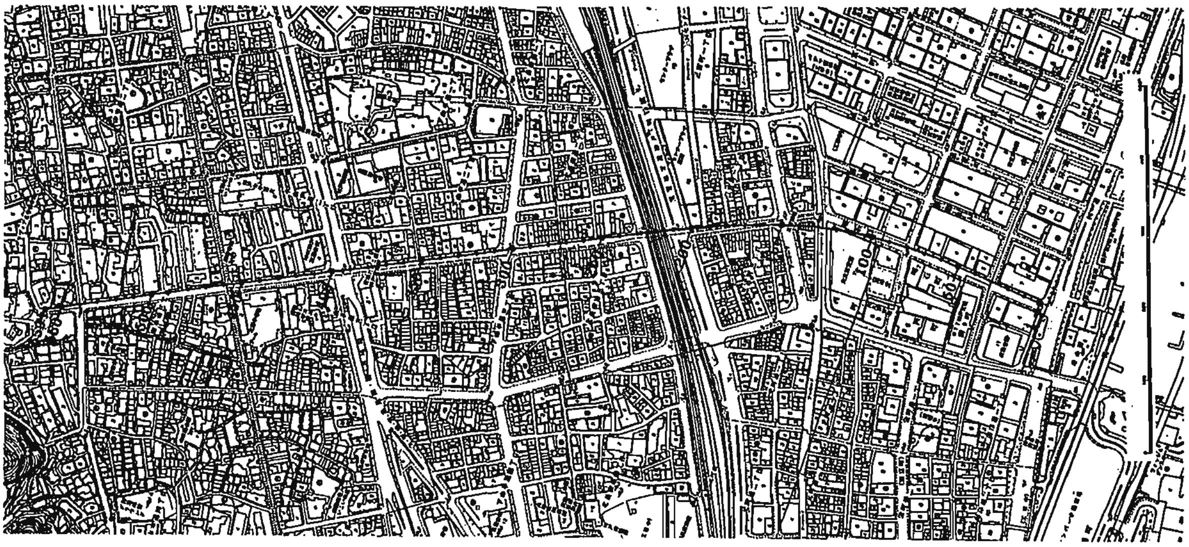
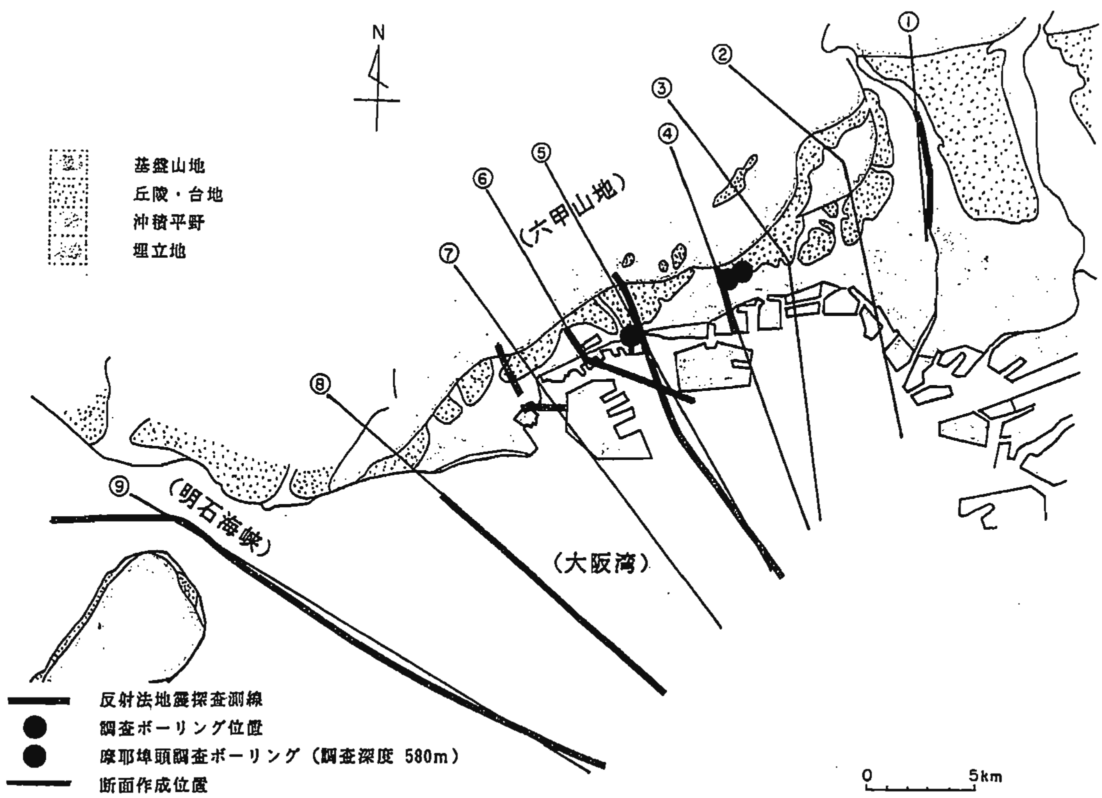


Fig.6 Depth profiles and survey line of Sannomiya-Motomachi [Iwata et al. (1996)].



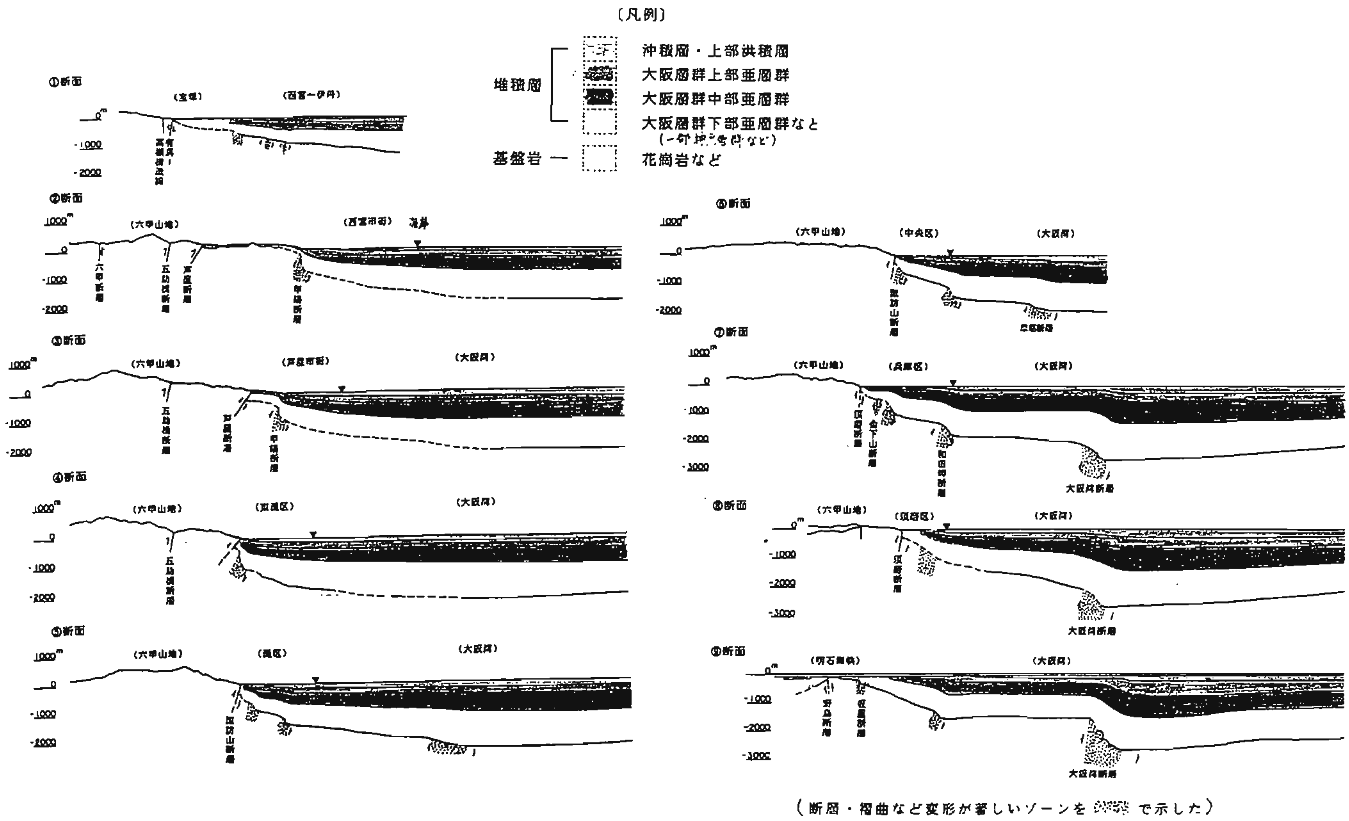


Fig.7 Schematic depth profiles and survey lines by Hyogo Prefecture [Hujita et al. (1996)].

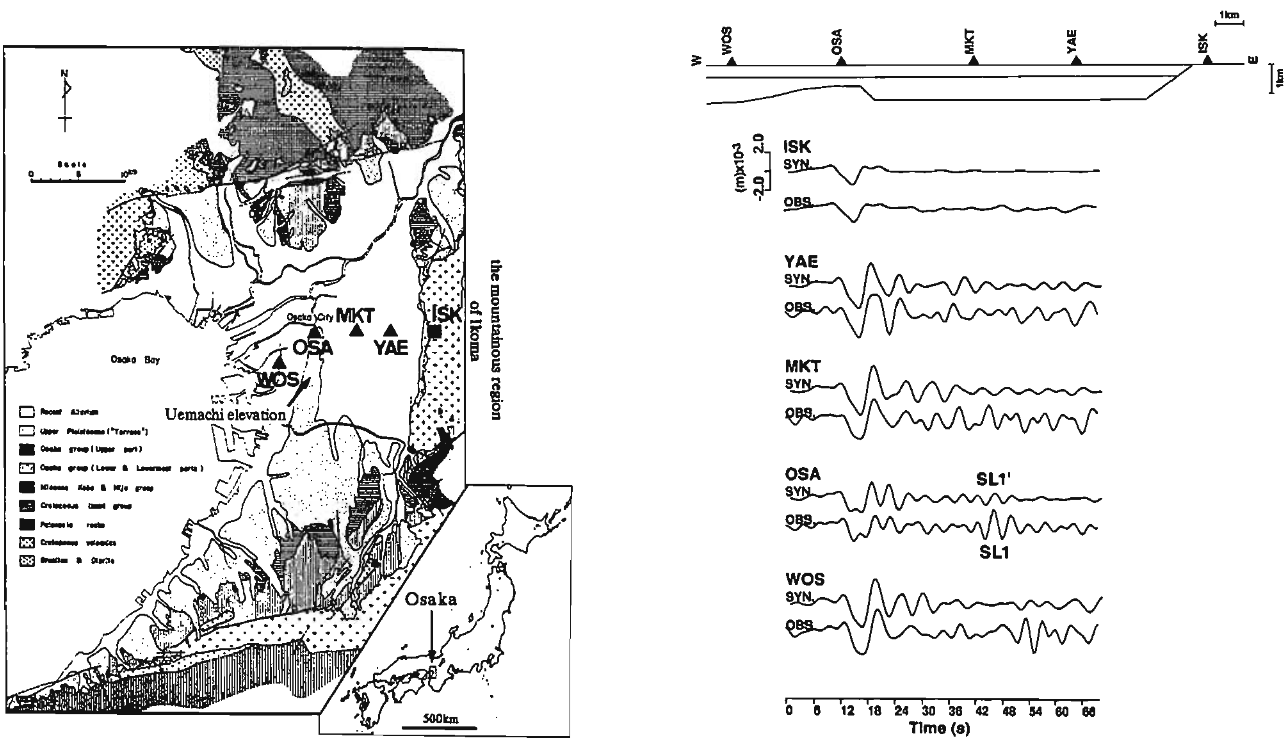


Fig. 8 Observation station configuration of linear EW array in Eastern part of Osaka basin, simulated and observed seismograms from a deep earthquake, and assumed basin model [Hatayama et al. (1995)].

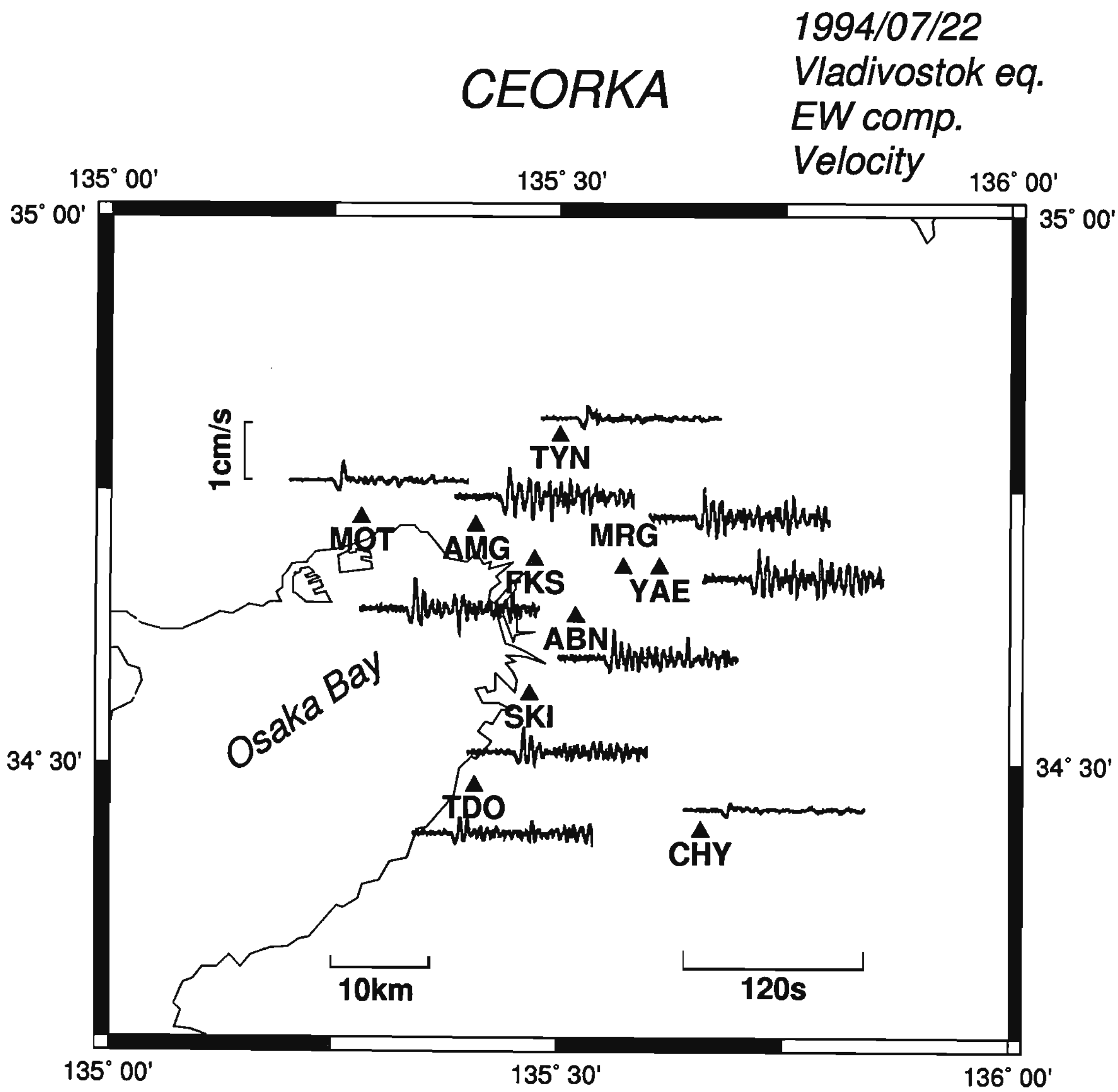


Fig. 9 Observed velocity seismograms of EW component by CEORKA from 1994/7/22 (JST) near Vladivostok deep earthquake.

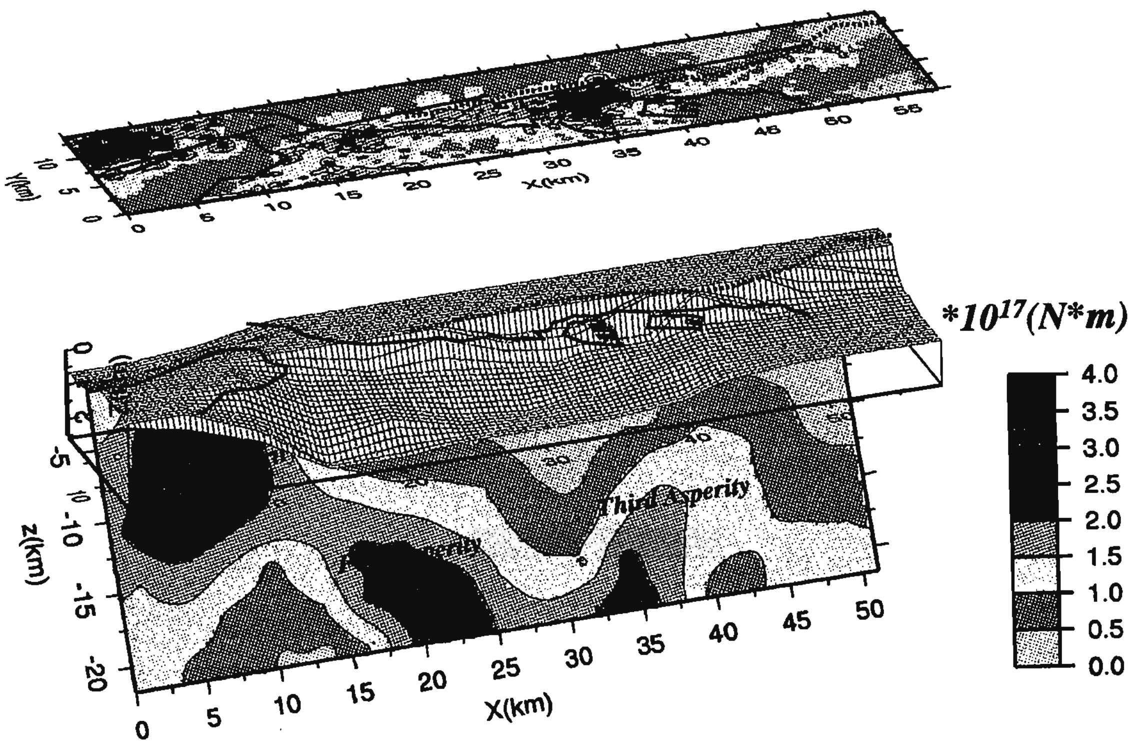
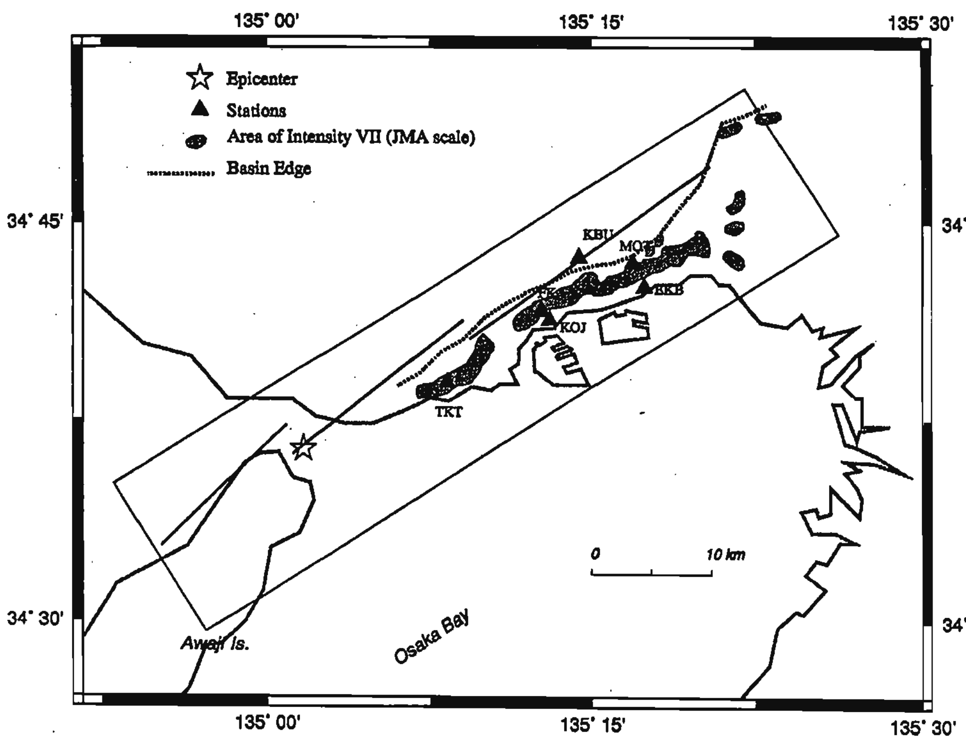


Fig. 10 Given basement structure model, source model, and simulated maximum velocity distribution in Kobe area.



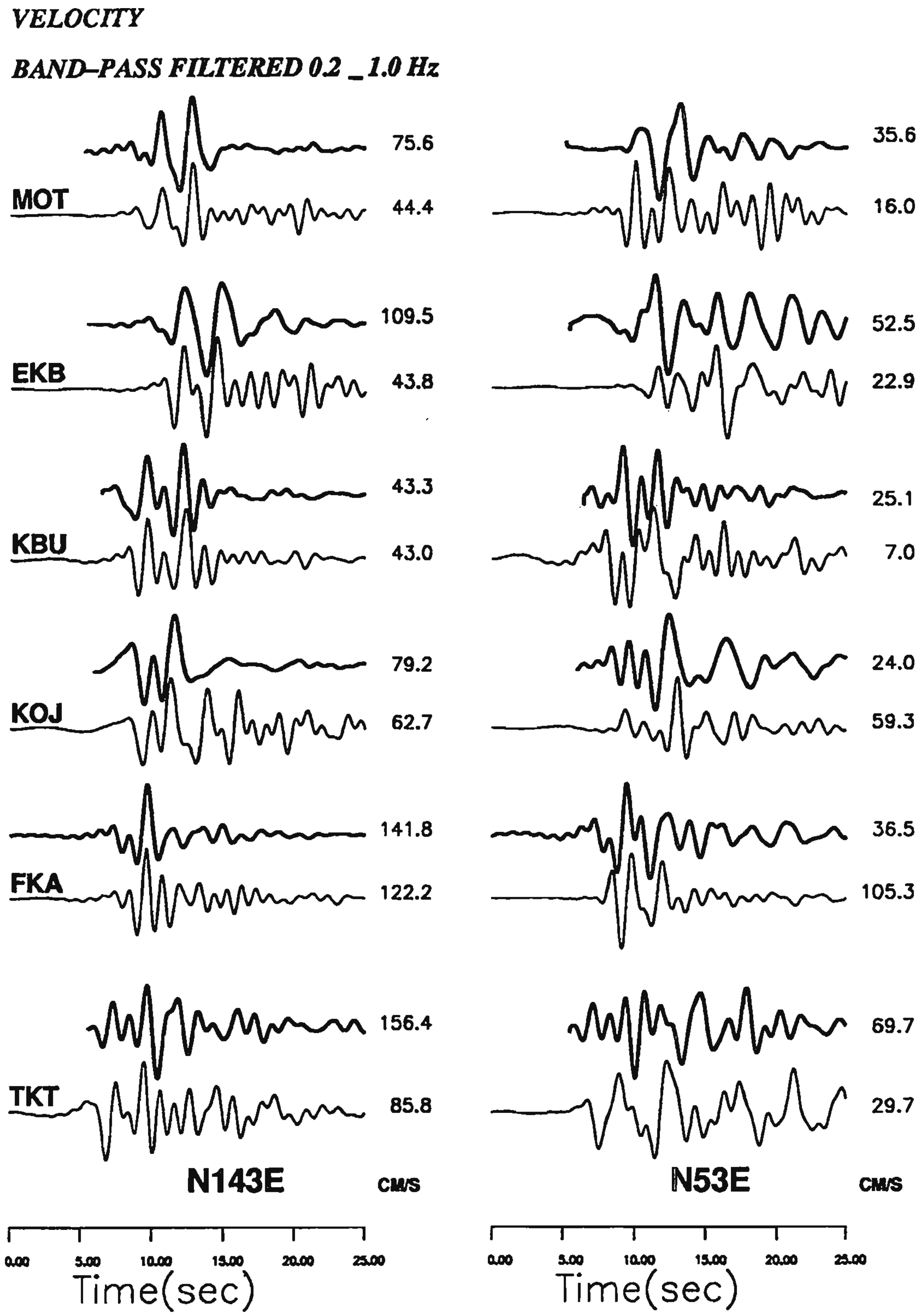


Fig. 11 Map of area of seismic intensity 7 area (Koketsu, 1996) and mainshock record stations. Observed records (Thick line) and simulations (Thin line) are pased up. Numbers of right hand side indicate maximum velocity of the trace.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1996.10.30

微動からみた大阪平野の地盤震動特性

CHARACTERISTCS OF GROUND VIBRATION IN THE OSAKA PLAIN ESTIMATED FROM OBSERVATION OF MICROTREMORS

若松邦夫*1　澤田純男*2
大堀道広*1　入倉孝次郎*3
Kunio WAKAMATSU　*Sumio SAWADA*
Michihiro OHORI　*Kojiro IRIKURA*

Microtemors observation cover a wide area in the Osaka Plains was carried out by the committee of Osaka Prefecture and Osaka City to obtain the fundamental materials for the prediction of earethquake strong ground motion. It was recognized that the shape of spectral ratio between vertical and horizontal components of microtremors(H/V spectrum) shows a good correspondance to the surface geological features and the peaks of H/V spectrum reflects the dynamic characterisitics of surface ground and deep underground structure. The H/V spectrum was in harmony with the amplification characteristics of ground estimated from the earthquake observation records and the zoning map in Osaka Plains for the characteristics of ground vibration during earthquake was proposed. Furthermore, under some soil conditions, it was showed that it is possible to predict the earthquake spectrum of other sites using the H/V spectrum of microtremors.

1. はじめに

大阪地域における地震動予測の基礎的資料を得ることを目的に、大阪平野全域を対象とした微動観測が大阪府および大阪市の地震防災対策の一環として実施された。本論は、微動観測にみれらる種々の特性を表層地質，地盤構造，地震観測結果等と比較検討し、微動と地盤環境との関係を明らかにすると共に、最終的な目標である地震動予測につながる大阪地域の面的な地盤振動特性を微動特性の観点からまとめたものである。

2. 観測およびデータ処理の概要

2.1. 観測点

観測点配置は、岩露頭位置を極力少なくし、堆積層上が密になるような基本方針の基に計画された。具体的には、表層地質図を参考に第三紀層および四紀堆積層を国土数値情報（建設省国土地理院）の「基準地域メッシュ（第3次メッシュ）」と同様に約1km×1kmのエリアに分割し、各エリアの中心付近に1観測点を設けるように計画した。メッシュ分割された全観測点をFig. 1に示す。観測点の総計は1094点である。また、地震時増幅特性との比較を行うため、大阪地方で実施されているいくつかの地震観測点についても観測を行った。

2.2. 観測システムおよび観測条件

観測に使用したセンサーは、サーボ型の速度計であり、システムの総合的な感度特性としては大よそ0.05～5秒までフラットな特性を有している。観測成分は速度とし、観測は車に登載した記録計および増幅器による水平2成分および上下成分の単点移動観測とした。観測時間は原則として7分間とし、交通等の雑振動の影響が少ない場合は昼間に測定した。結果的には、全体の約6割の測点が夜間の測定となった。

2.3. データ処理

各観測点の記録から20.48秒を基本単位とする数値データをノイズの少ない（二乗平均値の小さい）順に10組選定し、各観測点の解析用データを作成した。データの周波数解析はフーリエ解析を基本とした。水平成分については位相を考慮した2次元フーリエスペクトルとし、水平および上下のそれぞれ10組のスペクトルに対する相乗平均を取った後、最終的に上下成分に対する水平成分のスペクトル比（以後、H／VスペクトルスペクトルH／V）を計算した。各観測点における地盤のピーク周期、ピーク値およびスペクトル形状はH／Vスペクトルを基に評価した。

3. H／Vスペクトルのピークの意味およびH／Vのスペクトル形状に基づくゾーニング

3.1. 表層地質および地盤断面とH／Vスペクトルの関係

1000地点を超える微動のH／Vにみれらるピークの意

*1大林組　OBAYASHI CORPORATION.
*2京都大学　Kyoto University.
*3京都大学防災研究所　Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

味を把握するため、概略の地下構造が分かっている２断面に着目し、そこでの表層地質および地下構造とＨ／Ｖのスペクトル形状やピークの変化等について比較検討する。その前に先ず、大阪地域の表層地質を概観する。Fig. 2は新編大阪地盤図[1]を基に作成した各観測地点の表層地質を示している。大阪地盤図の表層地質は地質年代毎に細かく分類されているが、ここでは大きく沖積層，洪積段丘層および大阪層群以前の３種類の地質・地層にまとめて分類した。大阪平野周辺は基盤岩でほぼ囲まれているが、同図に見られるように平野部の地盤状況は概略、上町台地東西に広がる中部と淀川周辺の北東部および南西臨海部に発達した沖積層，南北部と東部生駒山地境界および中部上町台地に露頭した大阪層群，およびそれらの間に分布する洪積段丘層により構成されている。この様な情報を念頭に置き、以下二つの断面について微動のＨ／Ｖスペクトルについて検討する。

第一の断面は、大阪東部の生駒から大阪湾に抜ける東西断面であり、生駒断層および上町台地に直交する断面[1]である（断面位置はFig. 4参照）。結果をFig. 3に示した。同図から、この断面においてはＨ／Ｖに１乃至２秒程度を境に大きく二つのピークが認められる。一つは同図①で示した１秒程度以下のピークであり、もう一つは②で示した長周期側のピークである。①のピークは、沖積層で明瞭にみられるのに対し、洪積層あるいは大阪層群が露頭するような地域においてはほとんど認められない。これらのピークは土質柱状図および平均的なＳ波速度から判断して主として軟弱な沖積層の特性を反映したものと思われる。②のピークに関しては、生駒断層東側のほぼ岩が露頭する地点においては認められないが、断層を越えると５秒以上に急激に長周期化し、大阪城付近（上町断層付近）で４秒程度にピークが現れさらに西方へ行くと再び長周期側へ移行するような変遷を示す。このピークは大よそ基盤岩の深度分布に対応しており、厚い堆積層の影響を反映したピークと考えられる。また、大阪湾の埋立地のスペクトルも特徴的である。ここでは沖積層の厚さは恐らくかなり厚いと思われるが沖積層によるピークが全く認められない。この理由に関しては、次章で述べる。

つぎに、南部の山地に近い洪積段丘層および大阪層群を表層地質にもつ南北断面について比較する。この断面は発破実験[2]により大よその基盤構造が分かっている地域であり、断層による急激な基盤の変化は認められず山地より大阪湾に向かってなだらかに深さを増す地域である。Ｈ／Ｖスペクトルを発破実験から得られた構造と共に、Fig. 4に示した。同図から、岩露頭位置近傍では短周期域に存在する大きなピークが平野中央に向かうに従い系統的に長周期化する明瞭な変化が認められる。このように、山地境界付近の地域においては洪積層や大阪層群が露頭する場所といえども比較的短周期側に基盤との強いコントラストを反映したピークが生じる。

以上のように、大阪における微動のＨ／Ｖスペクトルに見られるピークは表層地質や地下構造の影響をある程度表していることが推察される。

3.2. Ｈ／Ｖのスペクトル形状に基づくゾーニング

前節で代表的なＨ／Ｖの特徴を示したが、ここでは観測された全てのＨ／Ｖスペクトルに対して、特に短周期領域におけるスペクトルの形状に着目してグルーピングを行った。基盤からの特性を反映していると思われるピークが２秒より短周期側に認められる測点に関しては、それらを一つのグループとしてまとめた。グルーピングの結果、それぞれ共通する特徴を有する以下に示す５種類のタイプにまとめられた。

①タイプⅠ（岩露頭型）　：全周期領域にわたりフラット

②タイプⅡ（山地境界型）：短周期側［２秒以下］に基盤からの特性を反映した明瞭なピークが認められる

③タイプⅢ（洪積層型）　：短周期側に明瞭なピークが認められず、ピーク値も比較的小さい

④タイプⅣ（沖積層型）　：短周期側に明瞭なピークが認められ、ピーク値が比較的大きい

⑤タイプⅤ（埋立型）　　：短周期側にほとんどピークが認められず、ピーク値が極端に小さい

各タイプの面的な分布と代表的な微動のＨ／ＶスペクトルをFig. 5に示した。同図より、このゾーニングは大よそFig. 2に示した表層地質区分と調和的であり、微動のＨ／Ｖが地盤の動特性を反映しているであろうことが伺える。以後このゾーニングを基本ゾーニングと呼ぶ。

4．短周期微動のＨ／Ｖ特性に関する解釈

本章では周期約２秒以下の短周期領域における微動のＨ／Ｖ特性に関して地盤構造との関連から解釈を行う。

4.1. ピーク値およびピーク周期の分布

先ず、大阪平野全体をみた場合のピーク値とピーク周期の分布について述べる。

Ｈ／Ｖの最大ピーク値（HA2）の分布をFig. 6に示す。同図は、ほぼフラットな特性を示すタイプⅠの岩露頭型を示す地域（図中空白部）を除く全ての地域について描いたものであり、ピーク値を２未満、２以上３未満および３以上の３段階に分けて示したものである。同図にみられるピーク値の分布をFig. 2の表層地質区分およびFig. 5の基本ゾーニングと比較してみると以下に記すいくつかの特徴が指摘できる。①全体的には表層地質をある程度反映しており、沖積層でピーク値が大きく、山地境界を除く洪積段丘層あるいは大阪層群上で小さい傾向にある。②沖積層については上町台地の東西でピーク値が明瞭に異なり東側は３を越えるような地域が集中している

のに対し、西側のピーク値は２～３程度と小さい。③洪積層以前については地質年代による差は必ずしも明確ではない。④臨海部の埋立地においてはピーク値は小さい。⑤山地境界付近では基盤からの増幅と考えられる比較的大きなピーク値を有するサイトが多数認められる。等であり、地盤構造との関連が見て取れる。

つぎに、ピーク周期について示す。ピークが比較的明瞭に識別できるタイプⅣ・沖積層型のHA2≧2の地域（主に大阪中部）を対象に、その分布をFig.7に示した。同図から、ピーク周期については沖積層のピーク値にみられた傾向と異なり、上町台地の東西においても際立った変化は認められず、洪積層に近い地域を除いて0.6秒程度以上のピーク周期を示す地域の多いことが分かる。また、上町台地東部においては中央部でピーク周期が長く、南北部で短くなる傾向がみられ、表層の厚さに関係している可能性がある。

4.2.基本ゾーニングの各Ｈ／Ｖ特性に対する解釈

ここでは前章で示した５タイプのグルーピングに従って、各Ｈ／Ｖスペクトルの特徴的な形状や分布特性を地盤構造の観点から検討すると共に、Ｓ波増幅特性等との比較を通してＨ／Ｖの適用限界について述べる。

ａ）タイプⅣ［沖積層型］について

このグループの大きな特徴として、上町台地東西でその動特性の異なることが示された。両地域のピーク周期と沖積層厚の関係を比較してFig.8に示した。同図にみられるように、ピーク周期は両地域で大きく変わらないものの層厚に関しては東（内陸）側より西（海）側で明らかに厚い傾向がある。概略の値であるが、最小二乗法により求まる両地域の平均的なＳ波速度は東側で約105m/sec、西側で約135m/secであり、沖積層の厚い分西側でＳ波速度の大きいことが分かる。つぎに、平均Ｓ波速度（4H/T）とピーク値の関係を示したのがFig.9である。同図から、平均Ｓ波速度とピーク値の正の相関は東側でやや認められるものの西側ではほとんど認められない。しかしながら全体的にはピーク値は、低速度の東側大きく西側で小さくなる傾向は認められる。沖積層厚が微動観測位置のジャストポイントではないためこれ以上の詳細な検討は出来ないが、上町台地東西の動特性の違いは沖積層のＳ波速度の違いによるところが大きいと考えられる。このことは大阪平野の生成過程をみるとある程度理解できる。Fig.10は大阪平野の古地理発達史[3]である。文献[1]によると、大阪平野は同図に見られるように縄文海進の頃広い海域であったが、その後しだいに上町台地北部先端に発達した砂州により海がせき止められ東側は湖となり、西側が海水性の粘土層に覆われたのとは逆に東側は淡水性の粘土層が堆積し東大阪の沖積低地が形造られたと記されている。湖の状態においては低地や水辺に多量の植物が繁茂し、それらが十分な淘汰・分解を受けないまま堆積物中に包埋され、腐食物を多く含む粘土層（非海成層）が形成されたと記されている。実際東西の沖積粘土層のＮ値[1]を比較すると、東側はほとんどんＮ値が０であるのに対して西側はある程度のＮ値を示している。また、地盤の剛性（Ｓ波速度）と関連の深い一軸圧縮強度の東西比較[1]をFig.11に示した。同図より、西側に比べ東側の強度は低くＳ波速度の小さいことが推測される。

沖積層におけるＨ／Ｖのもう一つの特徴として、南部臨海部（泉南地域）のピーク値が比較的小さいことが挙げられる。泉南地域の代表的な地層断面[4]をFig.12に示した。同図にみられるように、この地域の沖積層は極めて薄くほとんど洪積層が露頭しているような状態であり、大阪中部の厚い沖積層地域とはその動特性も大きく異なるであろうことが分かる。

ｂ）タイプⅢ［洪積層型］について

このグループは、短周期領域に明瞭なピークが認められず表層地質区分で主に洪積層あるいは大阪層群に分類される地域である。また、ピーク値と地質年代との関係が必ずしも対応しない場合も多く、共通する基盤からの特性を反映していないものと考えられる。洪積以前の地盤の層構造は一般に、深さ方向にＳ波速度が漸増し表層に明確な境界が存在しない場合が多い。この様な層構造の代表例として、Fig.13に示すCase-aおよびb1, b2の３種類の構造を設定し、レーリー波基本モードおよび１次モードのＨ／Ｖ振幅比について検討した。すなわち、Case-aは洪積段丘層を模擬して表層の速度がやや遅い場合、Case-bは地質年代の古い大阪層群を想定して表層の速度がやや速い場合であり、b2はb1より表層付近の速度を若干遅くしたものである。結果を同じくFig.13に示した。基盤速度は異なるが、インピーダンス比はほぼ等しいので当然のこととも言えるが、Case-aとb1のレーリー波のＨ／Ｖ振幅比はほぼ同等のピーク値を示しているのが認められる。速度が深さ方向に漸増し、沖積層のように共通する基盤からの議論が難しい洪積地盤においては、表層付近の速度（言い換えれば一般的に地質年代）を地盤増幅率評価の一つの指標として捉えることは困難であることを示している。地震時の増幅特性を評価する際の一つの限界であろう。

しかしながら、このような地盤の微動も使い方によっては利用することが出来る。Case-b1より若干地表付近のＳ波速度が遅いCase-b2のＨ／Ｖ振幅比は、速度変化に敏感に反応し、大きく異なっているのが分かる。このことは、明瞭な境界のない洪積地盤においても、大まかな地盤振動特性の地域区分等に関しては、微動のＨ／Ｖが十分有効なものであることを示している。

なお、観測記録そのものの振幅レベルに関する検討は今後の課題である。

c）タイプV［埋立型］について

短周期領域のH／Vにほとんどピークが認められず、そのピーク値も1を割るようなケースが臨海部の埋立地域に多く認められる。関西国際空港における微動のH／Vはその代表的なものであり、Fig.14に示すような形状を示している。関西国際空港の地盤は、同じくFig.14に示すように表層30数mが大粒径の岩砕等礫質分の多い埋土層に覆われ、その下に約20mの軟弱な沖積粘土層（Ma13）さらに洪積層が続く層構造を呈している[5),6)]。埋土層のS波速度は試験施工時のPS検層結果によると300乃至400m/sであり[6)]、また沖積粘土層および下層の洪積層は既往の調査結果から判断してそれぞれ150m/s程度および300乃至400m/sと考えられ、上下にS波速度の速い層が存在するサンドイッチ構造を呈するような地盤であると考えられる。この種の速度構造はポートアイランドにおけるPS検層結果にも同様に認められ、大規模な埋立地に共通する特性と思われる。この様な地盤のレーリー波基本モードのH／V特性を検討するため、Fig.15に示すような表層2層モデルを設定し、第1層のS波速度を徐々に変化させたときのレーリー波基本モードのH／V振幅比を同じくFig.15に示した。同図より、H／Vの形状は第1層のS波速度に大きく依存し、S波速度がある程度より大きくなるとほとんどピークを示さず、しかもそのピーク値は1を割るような傾向を示している。一方、同様な地盤における鉛直入射のS波増幅特性は、Fig.16に示すように第1層の速度変化にほとんど影響されない。レーリー波とS波の振動モードから分かるように、それぞれ主役を演ずる層の異なることが影響していると考えられ、このような地盤の微動のH／Vは地震時の動特性の把握にはほとんど意味をなさないものと考えられる。

大阪湾岸でタイプVに属する地域と埋立年代との関係を示したのがFig.17である。同図に見られるように、埋立地が全てタイプVの埋立型に属する訳ではなく、タイプVの場所はより沖合いの水深の深い地域であり、そのほとんどが昭和（多くは戦後）に入ってからの埋立地であることが分かる。江戸、明治、大正時代の埋立材料・工法については良く分からないが、恐らく関西国際空港のような粒径の大きい礫質材料ではなかったであろう。埋立型のH／Vスペクトルの形状を示す要因は、埋立層の厚さのみならず埋立材料も影響しているのではないだろうか。

以上のことから、礫質分の多い厚い埋土層が広範囲に分布するような地域での微動のH／Vの評価は十分注意する必要がある。

d）タイプI［岩露頭型］について

岩露頭位置でのH／VはFig.5に示すように1乃至2程度のピーク値を保ちほぼフラットな特性を示す。レーリー波基本モードのH／Vは、地盤が半無限であれば1以下であるが、観測結果のようなピーク値を示す一つの理由は表層付近の風化にあると思われる。一般に岩露頭位置でもほとんどの場所では表層付近は風化されFig.13に示した洪積地盤と同様なプロポーションの速度構造を有しているものと考えられる。微動を構成する波動はレーリー波以外にラブ波や実体波が存在すると思われるが、b）項に示したように微動のH／Vは極表層の影響を強く受ける。岩露頭位置でのH／Vの形状は表層付近の風化の影響も大きいものと思われる。

5．微動のH／Vと地震動特性の比較およびH／V特性に基づくゾーニング

大林組および関西地震観測研究協議会（以後、関震協）の観測記録を基に微動のH／Vスペクトルと中小地震から得られる増幅特性との比較を行う。両者の観測サイトをFig.18に示す。全地震観測サイトにおける微動のH／Vと複数の地震観測記録の加速度フーリエスペクトルをBooreの基盤スペクトル[7)]で除し、それらを平均した地震時増幅特性をFig.19に比較して示した（都島はGL-8mの、その他は低層建物の1階又は地表の記録）。なお地震観測記録には、直達S波から約20秒間のTime Windowを施し解析区間とした。微動のH／Vは比較的表層の特性をまた地震記録は基盤以浅の特性を示しているため両者の絶対値を直接比較することは出来ないが、同図より、両者の形状は全てのサイトで極めて良く対応しているのが見て取れ、微動のH／Vが地震時の特性を表す可能性のあることが推測される。各サイトについては、洪積層（表層に極薄い沖積層を有するサイトも含む）および大阪層群上に位置する住吉、生駒、ABN,SKI,TDO,TYNの地震時増幅率は比較的フラットな特性を示しているが、沖積層上の観測点である大正、都島、大東、MRG,YAE,FKSは軟弱な表層の特性を反映して大きく増幅されているのが認められる。また、比較的岩盤に近い生駒や仏念寺断層による基盤の上昇が認められるTYNでは1.5秒付近に基盤からの影響を反映していると思われるピークが微動と地震に共通して認められることも興味深い。工学的基盤からの増幅特性を反映していると思われる微動のH／Vと地震観測結果を比較するため、沖積層上の地震時増幅率を住吉のそれで除して増幅特性を求めた。住吉を基準とした理由は、対象とした沖積層のサイトが比較的近く、各サイトの基盤深度が大きく変わらないと考えられるためである。結果をFig.19中に細い破線で併せ示した。同図より、振幅としてやや合いの悪いものもあるが、1次周期付近では周期、振幅とも比較的良く整合しているものが多く、沖積層の微動のH／Vスペクトルが工学的基盤からの地震時増幅特性をある程度表すことが認められる。但し、高次周期になるとばらつきが大きいものも認められ、微動のH／VがS波増幅特性の高次までを表し

得ないという既往の研究結果[8]と符合する。なお、微動のH／Vについて洪積層と沖積層の比をとらない理由は、沖積層のように基盤とのコントラストが比較的明瞭な地盤では微動のH／VとS波増幅率がほぼ対応することが実測および数値解析的に確かめられている[8]ためである。以上の検討にみられるように、微動のH／Vと地震動特性は良い対応を示すことが認められ、短周期微動に基づく大阪地域の地震動予測を対象としたゾーニングが、H／Vのスペクトル形状，ピーク値，ピーク周期および地域性を考慮してFig. 20のように提案される。同図は若干のまるめをかけたものであるが、大阪地域平野部は21のゾーンに分類される。また、長周期領域については、7章に述べる結果を参照し、適宜考慮すべきであろう。

つぎに、沖積層での微動のH／Vに認められるピーク周期がどこからの層の特性を表しているかについて検討しておく。大正の基盤を天満層およびMa12より下層の大阪層群中に変化させたときのS波増幅特性とレーリー波基本モードのH／V振幅比をPS検層結果と共にFig. 21に示した。同図には、地震よる増幅特性と微動のH／Vも併せて示してあるが、計算による卓越周期は基盤を天満層よりもMa12より下層の大阪層群中としたときの方が観測結果と良い整合性を示している。このことは、大阪（西部）の表層における動的な意味での工学的基盤は、一般に支持層として用いられている天満層より深く、Ma12より下層の大阪層群中を基盤と考えた方が妥当ということであり、より深い構造の把握が望まれる。この傾向は、比較的深い層までのPS検層が実施されている大阪湾周辺の複数のサイトについても確認された。

6. 微動のH／Vに基づく地震動スペクトルの面的な推定に関する適用限界

微動のH／Vが地震時の増幅特性をある程度表すことが認められた。ここでは、異なる2地点間の微動のH／Vの比を用い、一方の地震動特性（基盤以浅）が既知とした場合他方の特性をどこまで予測できるか、その適用限界について検討する。

先ず、2地点がほぼ同一のゾーンに属する場合、すなわち表層地質が同種でピーク周期，ピーク値および地域が大きく変わらないサイトについて比較する。Fig. 22の(1)および(2)は、双方とも沖積層上に位置するYAEからMRGおよびYAEから大東を推定した結果である。YAEからMRGの推定については、同図(1)にみられるようにそもそも双方の地震時増幅率が良く似ており、微動もほぼ相似な形状であることから、YAEにおける観測と推定の結果は良く一致している。しかし詳細にみると、2地点の卓越周期は若干異なっており、H／Vで補正することにより、推定結果はさらに良い対応を示していると言える。同図(2)については、両者の地震による結果はかなり異なっているが、推定結果は1次の卓越周期（約0.8秒）付近でよく対応しているのが認められる。しかしながら、短周期領域に関しては大きく異なる部分もあり、同種地盤であっても高次周期は必ずしも良い対応を示さない場合のあることが分かる。現位置のPS検層結果が無いので詳細な検討は出来ないが、S波およびレーリー波の高次振動に影響を及ぼす微妙な層構造の違いがあるものと思われる。この様に、ほぼ同一のゾーン内においては1次周期付近については比較的精度良く相手側を推定できることが認められる。同図(3)は、双方とも洪積層上のABNから住吉を推定した結果である。同図に見られるように、これらの地点においては地震時増幅率そのものが既に良く対応しているが、推定結果は観測結果と短周期領域を含めさらに良く一致しており、距離的に近くほぼ同様な地盤構造を示す場所については境界が明瞭でない洪積層であっても微動のH／Vから地震時増幅特性を推定可能と思われる。

つぎに、双方とも沖積層上に位置するが、距離的に離れゾーンの異なる大正から大東を推定した結果を同図(4)に示す。同図から、両者の地震時増幅率はかなり異なっているが、推定結果は高次で若干合いの悪い部分があるものの観測結果と比較的良く対応しており、微動のH／Vで補正することの効果が十分見て取れる。距離的に離れていてもH／Vが共通な基盤からの特性を反映していると考えられるサイトについてはある程度推定可能と思われる。

さらに、表層地質は同種であるがピーク周期の異なるサイトの比較として、大東からTDOを推定した。TDOは表層5m程度薄い沖積砂層のある地盤であり、地震記録から0.2秒付近にピークが認められ、大東の厚い沖積粘土層が堆積した地盤とは対照的に地盤環境が大きく異なっている。結果を同図(5)に示すが、同図から、TDOの卓越するピークおよび大東の2次周期に当たる0.3秒付近の推定精度は余り良くなく、同種の表層地盤でも卓越周期の極端に異なる地点への推定は困難である。これは、YAEから大東の推定結果にみられた傾向と同様であり、前章に記したように微動のH／VがS波増幅特性の高次周期を表し難いことに起因している。

最後に、表層地質の異なる生駒から住吉を推定したのが同図(6)である。同図にみられるように、推定結果はレベル的に余りよい対応を示していない。層構造が把握できていないため詳細な検討は出来ないが、表層付近の層構造の違いや基盤の深さの違いが影響しているものと考えられる。洪積層において他サイトを推定する場合は、表層付近の構造を十分に把握する必要がある。

また、他地点を推定する全ての場合について指摘できることであるが、基盤の位置が高次の地震時増幅特性に影響を及ぼすため、基盤深度についても十分配慮するこ

とが必要である。H／Vに基づく地震動の面的な推定に関しては、今後さらに検討事例を増やし、微動特性と地震時増幅率の対応を明確にすることにより、前章に示したゾーニングをより使い易いものにして行くことが重要であると考える。

7．長周期側にみられる微動H／Vのピーク周期と深層地下構造の関係

微動のH／Vのピークは2個認められる場合が多く、その長周期側のピークは断層による基盤の落ち込みを反映した急激な変化（Fig. 3）や基盤露頭位置から大阪平野中央部に向かっての系統的な変化（Fig. 4）等、基盤から上位層の厚い堆積層の特性を反映していることが推測された。H／Vにみられる長周期側のピーク周期（HP1）の分布をFig. 23に示した。この図は、観測システムの大よその限界である5秒までを1秒毎に区切って示したものでありる。平野中央部のほとんどが周期5秒以上の地域であるが、同図から大阪平野の基盤構造の特徴として、①南部では平野中央に向かって緩やかに変化する。②中東部は生駒断層による急激な落ち込みがみられる。③北部では交野断層，枚方断層および上町一仏念寺断層の影響により複雑にその構造が変化しており、仏念寺断層の西落ちの傾向も明瞭に見て取れる。等のことが指摘できる。大阪の基盤構造については、深部地盤構造に関する諸々の情報から、香川他[9]によりFig. 24の推定基盤岩深度コンター図が提案されている。今回の結果は同図の傾向と良く調和しており、微動のH／Vから概略の基盤構造の変化を把握できるものと思われる。またこのことは、大阪における基盤と堆積層のコントラストがかなり強いことも示唆している。

大阪においてはいくつかの深層ボーリングが行われており、Fig. 25に示すNo. 9(OD-2)地点においては深度657mで花崗岩からなる基盤岩に達しているとの報告がある[10]。このボーリング地点付近の微動のH／Vは、Fig. 26に示すように3.5秒程度にピークが認められる。また、ボーリング地点に比較的近い都島における地震観測記録から基盤以浅堆積層の卓越周期を、比較的マグニチュードの大きい地震記録の主要動以降の後続位相を用い、微動と同様にH／Vから評価した。後続位相を構成する主たる波動成分はラブ波およびレーリー波と思われるが、比較的コントラストの強い地盤においてはレーリー波のH／Vおよびラブ波の卓越する周期は共に、S波の卓越周期に比較的近いと考えられるため、地震後続位相のH／Vから検討したものである。用いた地震記録は、1993. 2. 7能登半島沖の地震（M6.6），1993. 10. 12東海道はるか沖の地震（M7.1）および1995. 1. 17兵庫県南部地震（M7.2）の3地震であり、各地震の後続位相約80秒から得られるH／Vを平均し、結果をFig. 26中に併せ示した。また同図には、地震観測点における微動のH／Vも示してある。同図より、これら微動と地震のH／Vのピーク周期は良く一致しているのが認められ、微動のH／Vのピークが深層地下構造の特性を反映しているものであることが分かる。さらに、前掲のFig. 25に示すようにボーリング地点からそれ程遠くないS3，S4地点においては、長周期微動による探査が行われており、Fig. 27に示すような基盤までのS波速度構造が推定されている[11),12]。同図から、基盤までの平均的なS波速度は700〜800m/sec程度であろう。前述したボーリングによる基盤深度（657m）と近傍の微動のH／Vのピーク周期（約3.5秒）から求まる平均的なS波速度は大よそ750m/secであり、両者は良い一致を示す。以上のようなそれぞれの関係から、大阪平野における長周期微動のH／Vは厚い堆積層の動特性を反映していることが認められ、H／Vが平野全体の3次元基盤構造推定のための有力な方法であることが確認された。

8．おわりに

大阪地域における地震動予測の基礎的資料を得ることを目的に実施された大阪平野全域を対象とした面的な微動観測から、微動の水平上下（H／V）スペクトルにみられる種々の特性を、表層地質，地盤構造および地震観測結果等に基づき検討した。結果、短周期微動のH／Vスペクトルは、表層地質や地盤構造の特性を反映していることが確認された。それらは地震観測結果とも良い対応が認められ、H／V特性に基づく大阪平野の地震動予測に着目したゾーニングが提案された。また、適用範囲は限られるが、H／Vスペクトルから地震動の面的な推定もある程度可能であることが認められた。長周期微動に関しては、既往の基盤構造探査結果と調和的な結果が得られ、微動が3次元的な基盤構造の把握に有効な手段であることが示された。

しかしながら、微動の工学的利用には様々な適用限界があり、今回もいくつかのケースが指摘された。微動を地震防災や地震災害低減により適正に用いられるように、更に基礎的な研究を続ける必要がある。

■謝辞

本微動観測は、大阪府土木構造物耐震検討委員会（委員長：土岐憲三京都大学教授），大阪市土木・建築構造物震災対策技術検討会（会長：岩佐義朗京都大学名誉教授）および大阪市地域防災計画策定委員会（委員長：堀内三郎京都大学名誉教授）の活動の一部として実施されたものである。また、ABN,SKI,TDO,TYN,MRG,YAE,FKSにおける地震記録は、関西地震観測研究協議会から公表された記録を使用させていただきました。関係各位に深く感謝いたします。

本論を作成するに当たり、大林組技術研究所振動研究室 野畑有秀氏，奥田暁氏の協力を得た。記して感謝の意を表します。

《参考文献》

1)土質工学会関西支部，関西地質調査業協会：新編大阪地盤図，1994.

2)香川敬生，澤田純男他：発破実験より推定される大阪堆積盆地構造，地震第２輯，第43巻，1990.

3)梶山彦太郎，市原実：大阪湾の発達史ー^{14}Ｃ年代データからみたー，地質学論集，第７号，pp101-112.

4)土質工学会関西支部：海底地盤ー大阪湾を例としてー，平成７年１月.

5)尾崎正明：空港島建設工事，建設の機械化，日本建設機械化協会，1990.3.

6)岩谷文方，遠藤博他：関西国際空港における埋立土の地盤改良，第25回土質工学研究発表会，1990.6.

7)Boore,D.M.：Stochastic simulat of high-frequency ground motion based on seismological models of radiated spectra,Bull.Seism.Soc.Am.,73,1865-1894.

8)若松邦夫，安井譲：短周期微動の水平上下スペクトル比による地盤増幅特性評価の可能性に関する研究，日本建築学会構造系論文集，第471号，1995年5月.

9)香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南荘淳：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会講演概要，1993.

10)IKEBE,N.,j.,IWATA, and J.,TAKENAKA : Quaternary Geology of Osaka with Special Reference to Land Subsidence, Journal of Geoscience, Osaka City University Vol.13, pp.39-98, 1970.

11)青木義彦，尾崎昌弘，辻本厚詞，堀家正則，竹内吉弘：大阪平野のＳ波速度構造の推定，建築学会近畿支部報告集，pp.341-344,1990.

12)堀家正則：大阪平野の地下構造と地震動の特徴，第18回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，1990.7.13.

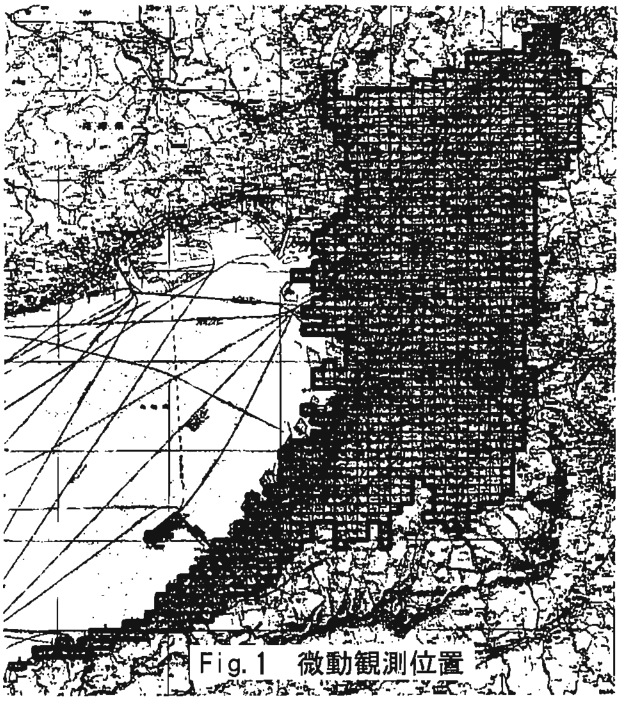


Fig.1　微動観測位置

Fig.2　表層地質区分

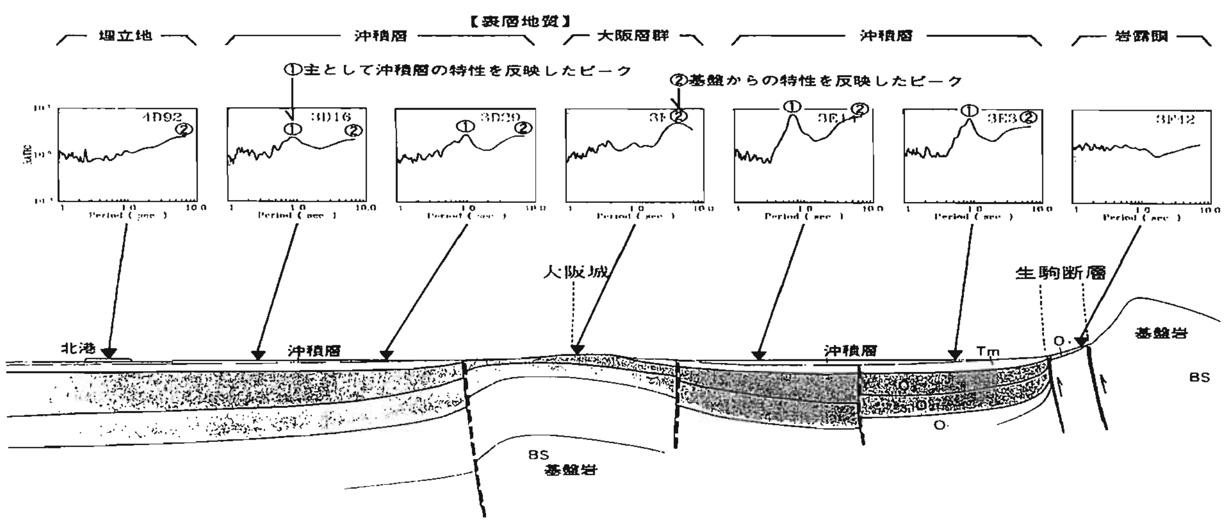


Fig. 3　東西断面[1)]と微動のH／Vの比較

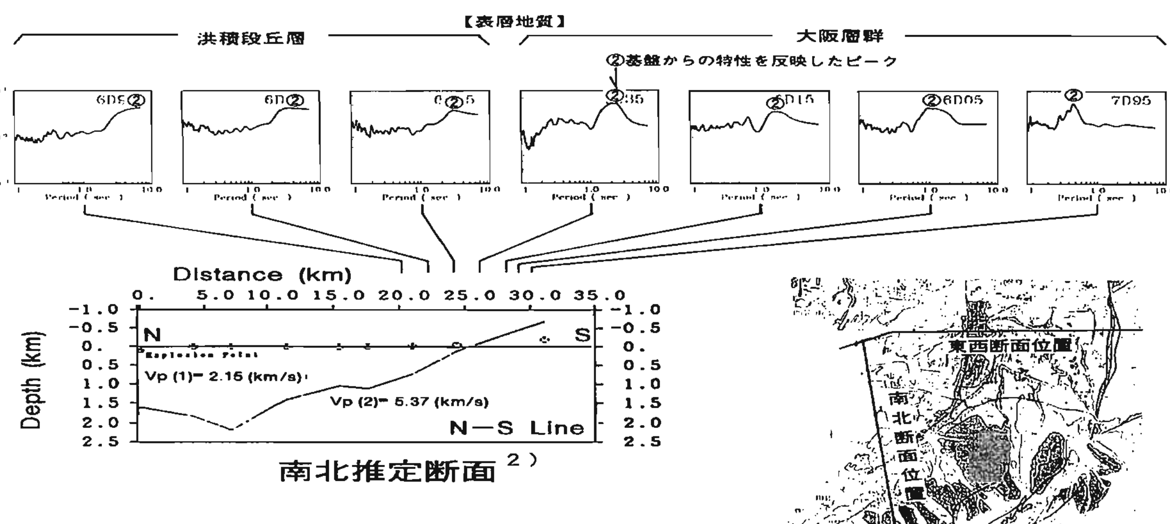


Fig. 4　南北断面[2)]と微動のH／Vの比較

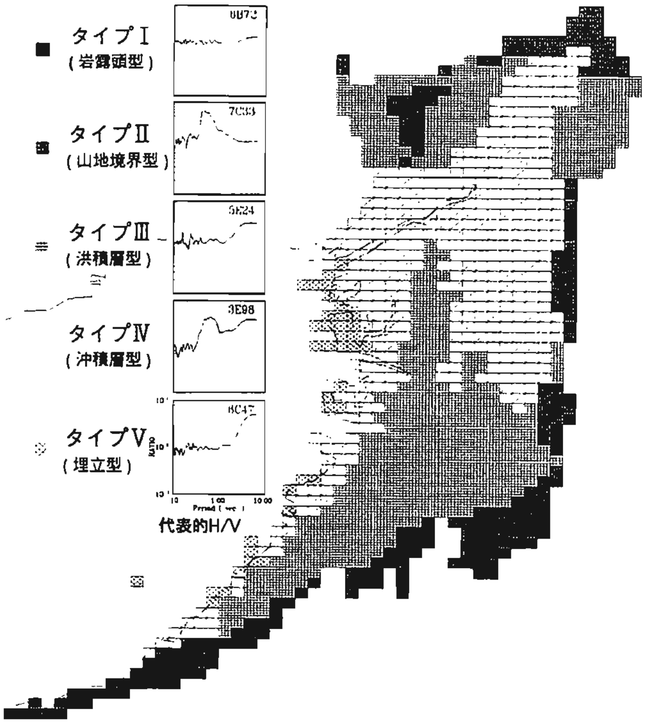


Fig. 5　微動H/Vのスペクトル形状に基づく大阪平野のゾーニング

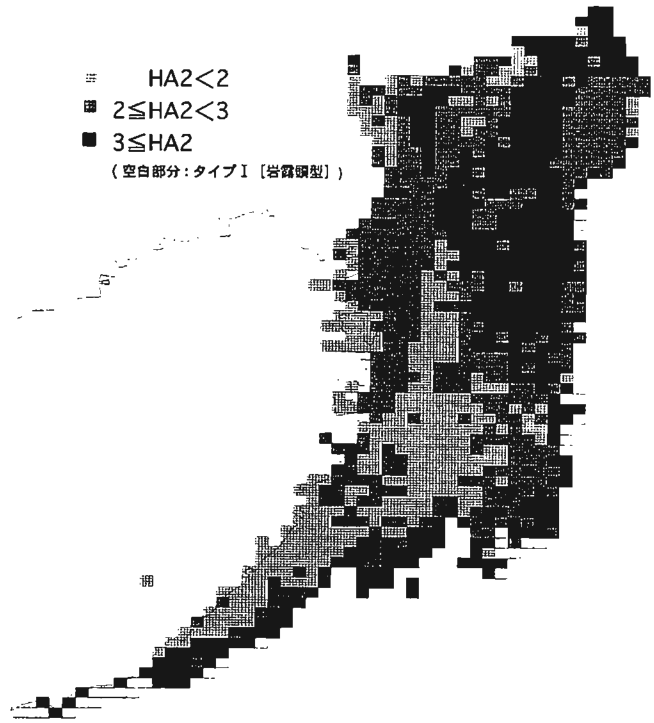


Fig. 6　微動のH/Vにみられるピーク値(HA2)の分布
(短周期域[2秒以下]のピークについて)

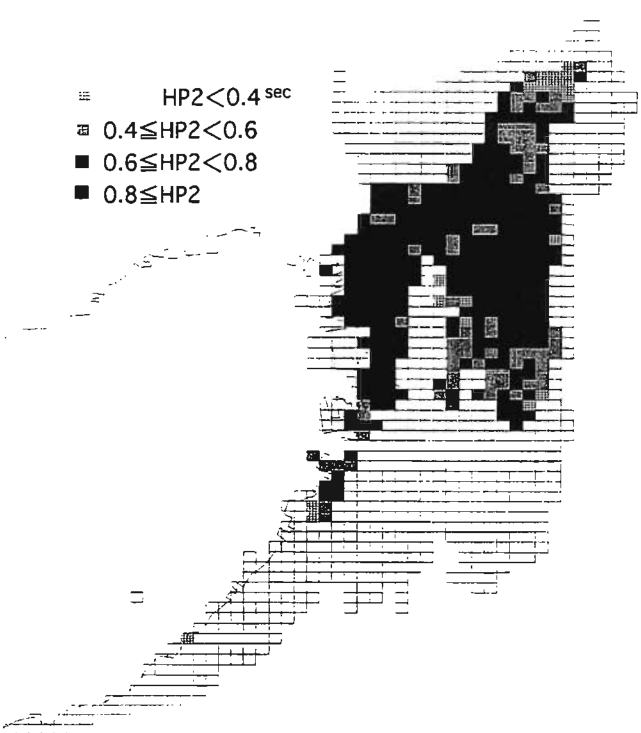


Fig. 7　タイプⅣ[沖積層型]・HA2≧2のH/Vにみられるピーク周期(HP2)の分布
(短周期域[2秒以下]のピークについて)

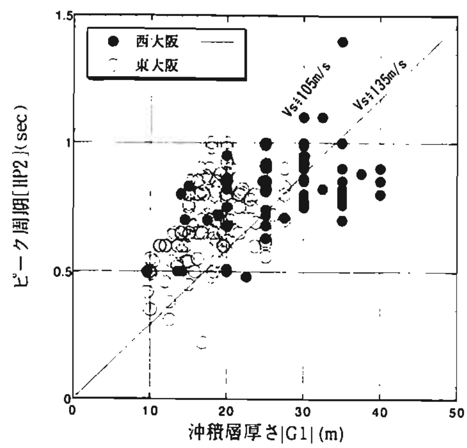


Fig. 8　東大阪および西大阪地域におけるピーク周期と沖積層厚さの関係

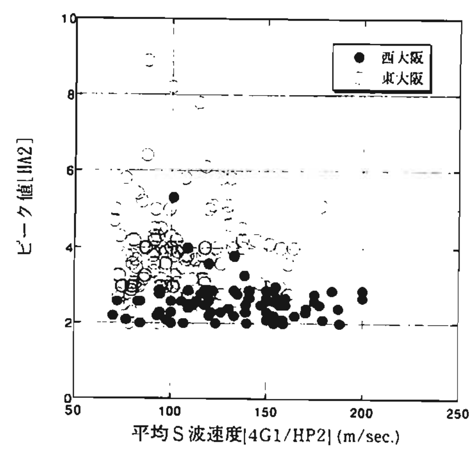


Fig. 9　東大阪および西大阪地域におけるピーク値と平均S波速度の関係

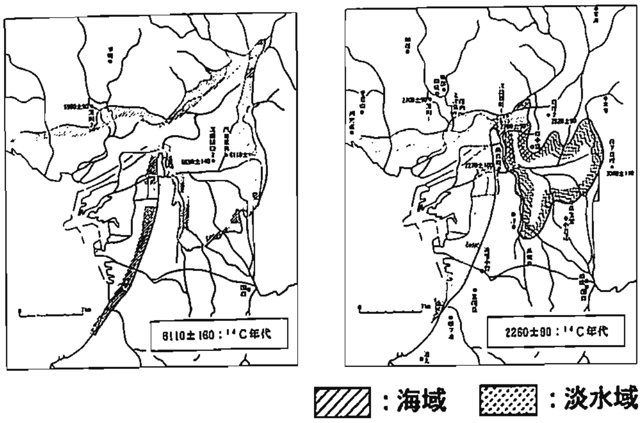


Fig.10 大阪平野の古地理発達史[3)]

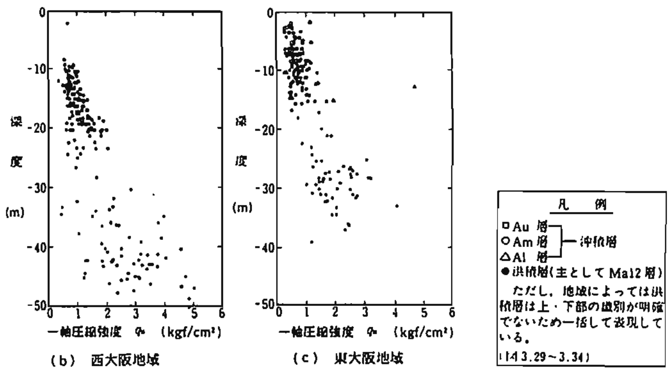


Fig. 11 東大阪および西大阪地域における一軸圧縮強度の深度分布[1)]

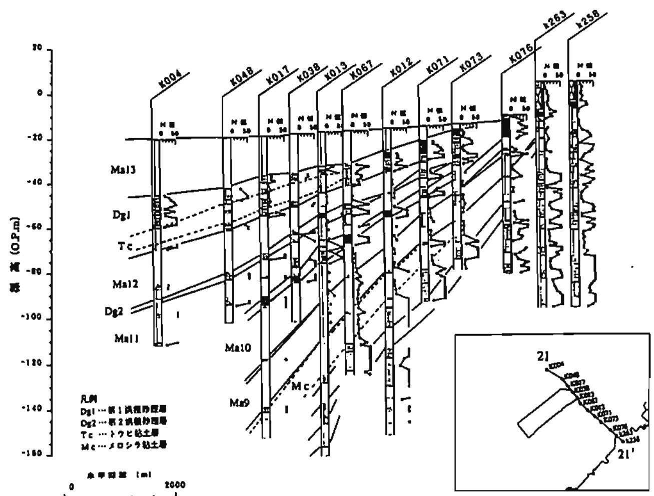
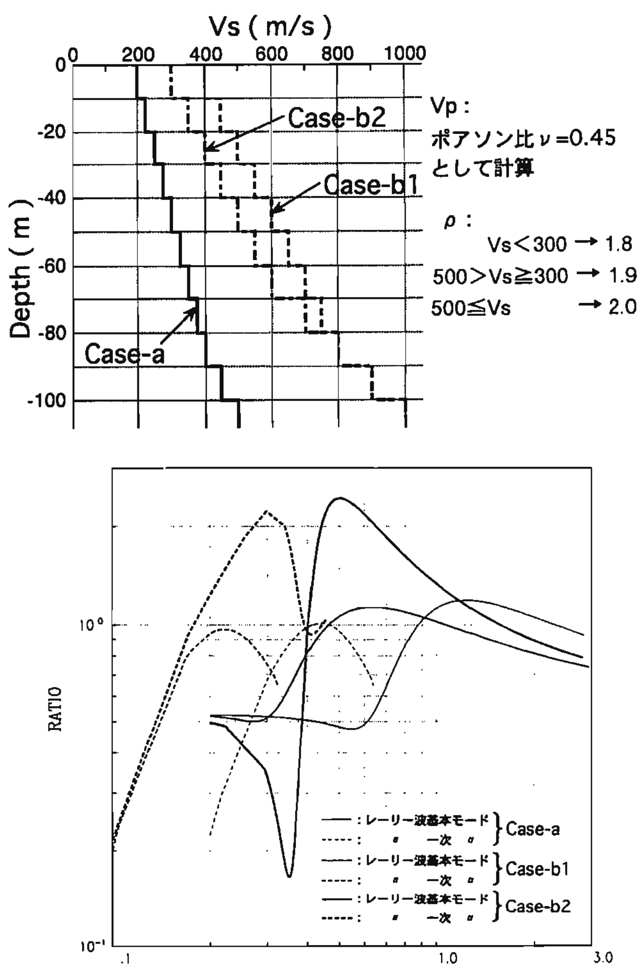


Fig. 12 泉南地域の代表的地層断面[4)]



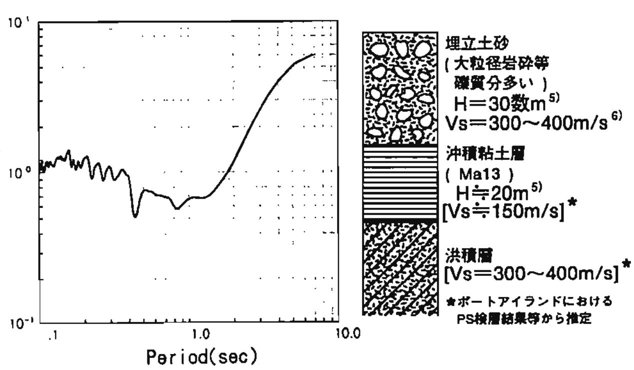


Fig. 14 埋立地盤（関西国際空港）における微動のH／Vと地盤構造[5), 6)]

Fig. 13 洪積地盤の代表的層構造におけるレーリー波のH／V振幅比の比較

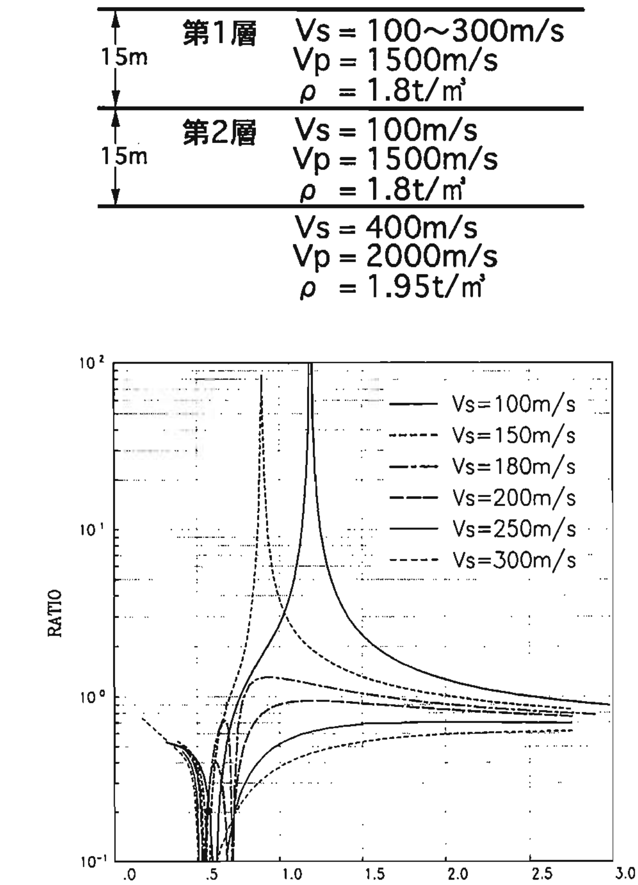


Fig. 15　最表層のS波速度の変化がレーリー波基本モードのH／V振幅比に及ぼす影響
（大規模埋立地盤のH／V特性の解釈）

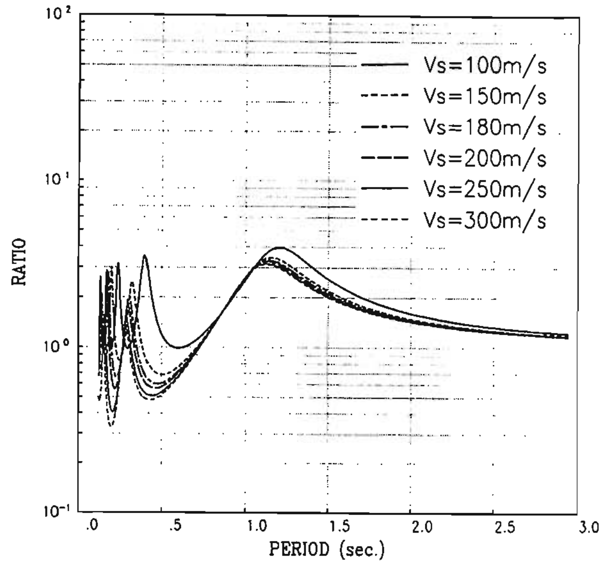


Fig. 16　最表層のS波速度の変化がS波増幅特性に及ぼす影響（地盤モデルはFig. 15による）

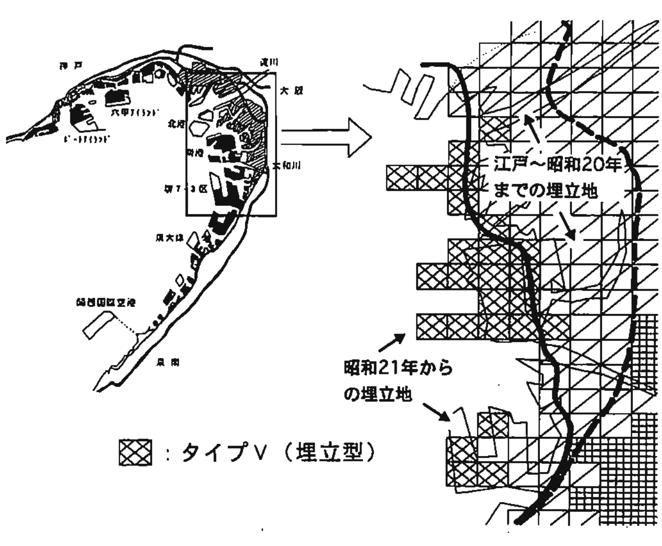


Fig. 17　タイプV（埋立型）の地域と埋立年代

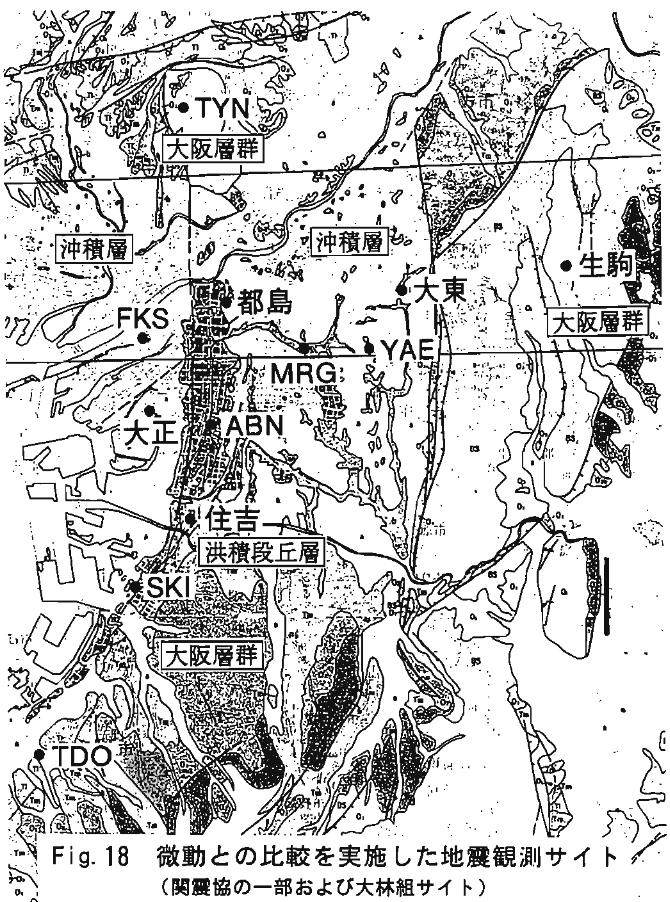


Fig. 18　微動との比較を実施した地震観測サイト
（関震協の一部および大林組サイト）

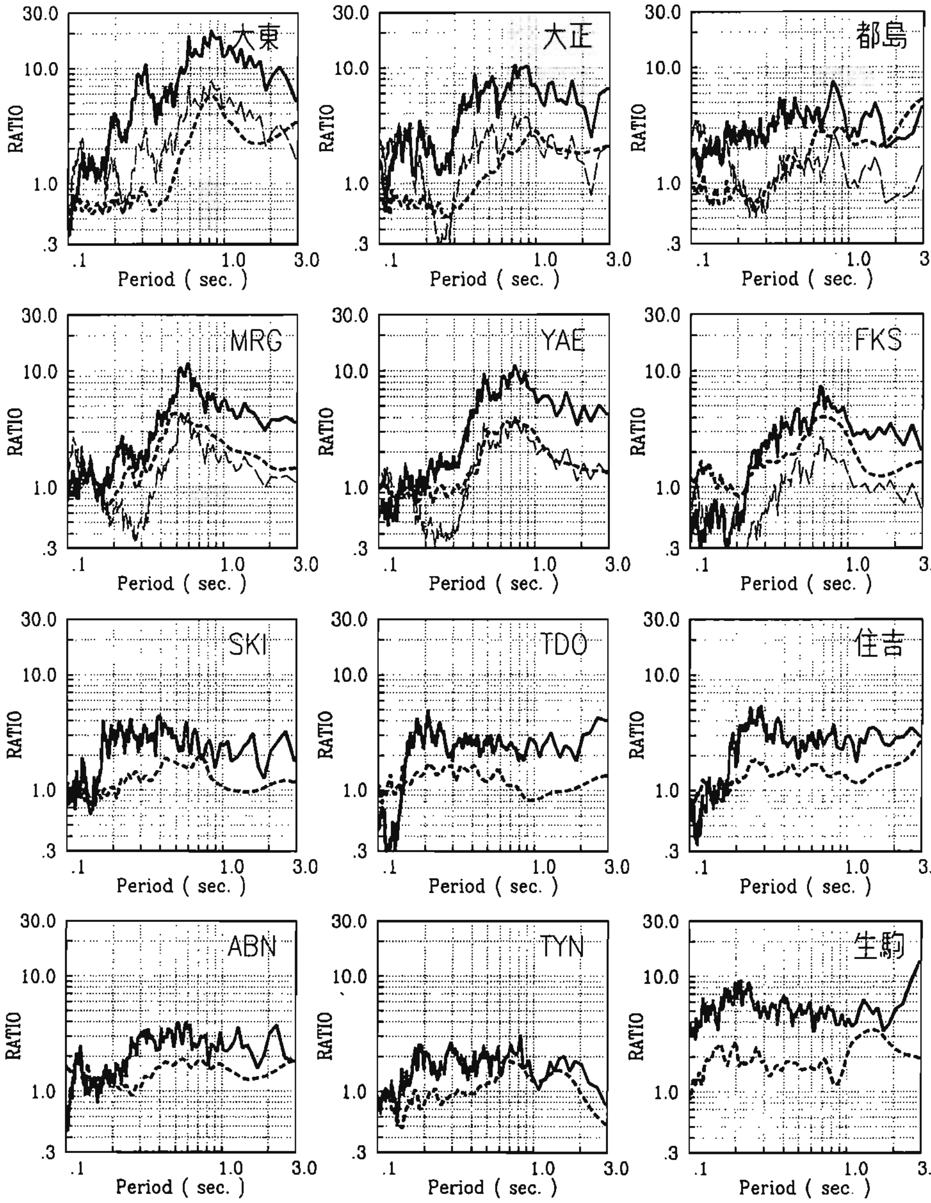
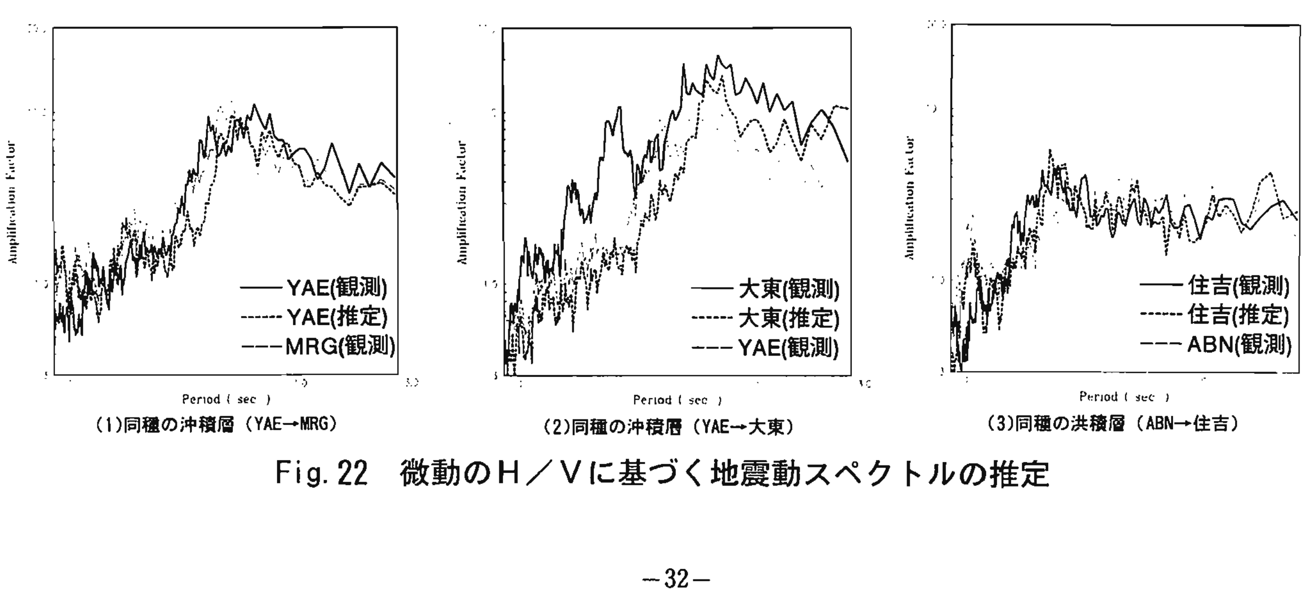


Fig. 19　微動のH／Vと地震記録から得られる増幅特性の比較

- - - : 微動のH/V
—— : 地震時増幅率(基盤との比)
— — :　〃　(住吉との比)

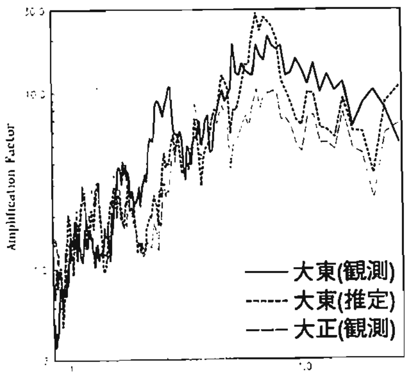


(1)同種の沖積層 (YAE→MRG)

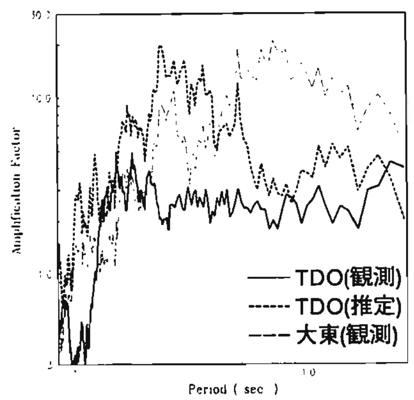
(2)同種の沖積層 (YAE→大東)

(3)同種の洪積層 (ABN→住吉)

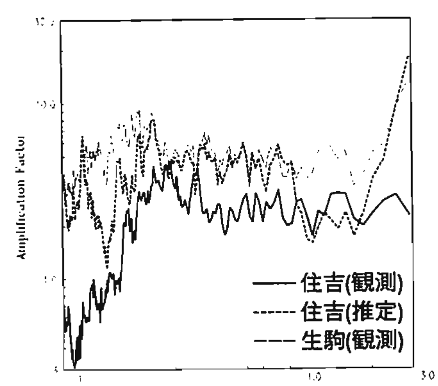
Fig. 22　微動のH／Vに基づく地震動スペクトルの推定



(4)沖積層／サイト間距離大・１次周期近い
（大正→大東）



(5)沖積層／サイト間距離大・１次周期異なる
（大東→TDO）



(6)異種地盤（生駒[大阪層群]→住吉[洪積層]）

Fig. 22　微動のＨ／Ｖに基づく地震動スペクトルの推定

分割番号とその内容

分割項目					分割番号
	スペクトル形状	ピーク値（HA2）	ピーク周期（HP2）	地域	
	タイプI（基盤露頭型）	—	—	—	77
	タイプII（山地境界型）	—	—	—	88
基本ゾーニング	タイプIII（洪積層型）	HA2<2	—	南部	0
				中南部	1
				北部	2
		2≦HA2<3	—	南部	3
				中南部	4
				北東部	5
				北西部	6
	タイプIV（沖積層型）	HA2<2	—	南部	0
				中部	1
		2≦HA2<3	—	南西部	2
				中東部	3
				中西部	4
		3≦HA2	HP2<0.4	—	5
			0.4≦HP2<0.6	—	6
			0.6≦HP2<0.8	中東部	7
				中西部	8
			0.8≦HP2	中東部	9
				中西部	10
	タイプV（埋立型）	—	—	—	99

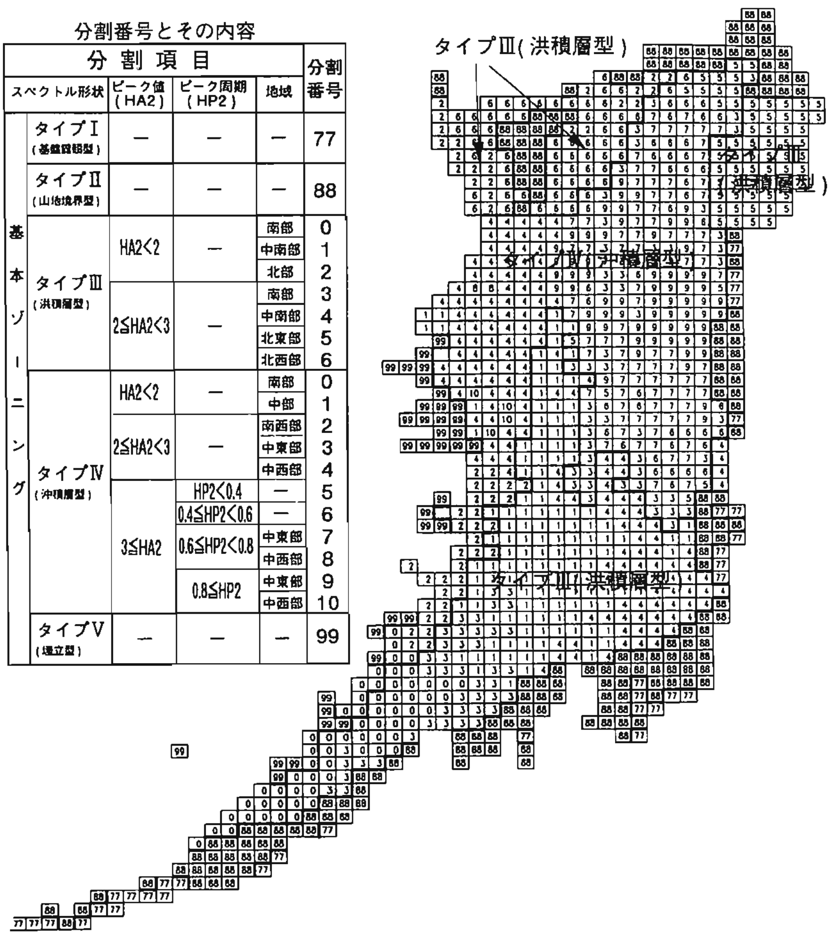


Fig. 20　大阪平野の地震動予測を対象とした微動のＨ／Ｖ特性に基づくゾーニング

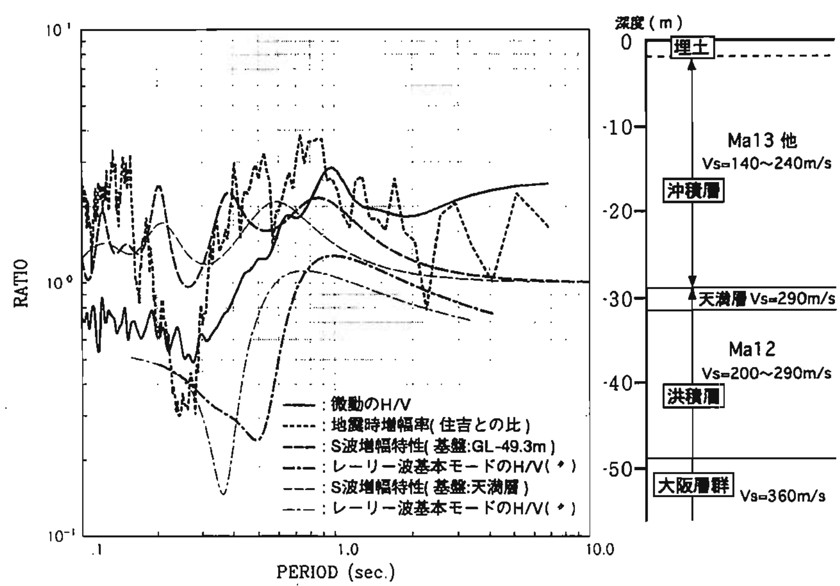


Fig. 21　大正における微動のＨ／Ｖ，地震時増幅率と基盤を変化させたときのＳ波増幅特性，レーリー波基本モードのＨ／Ｖの比較

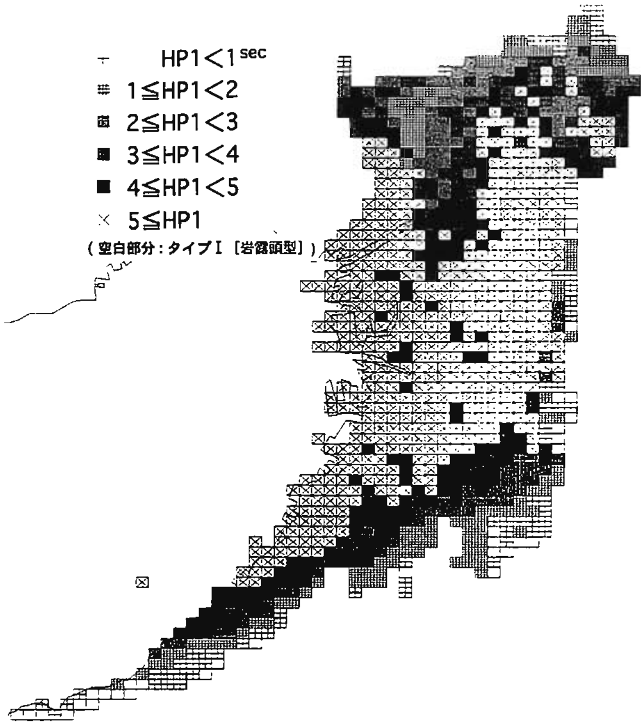


Fig. 23　微動H／Vにみられる長周期側のピーク周期(HP1)の分布

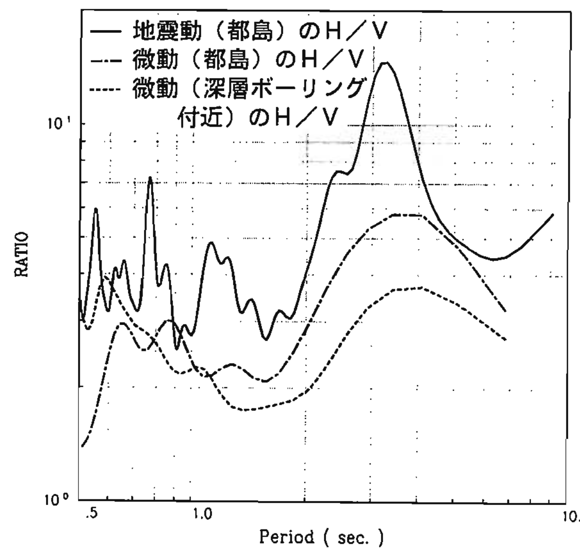


Fig. 26　都島での地震動後続位相および微動のH／Vと深層ボーリング付近の微動のH／Vの比較

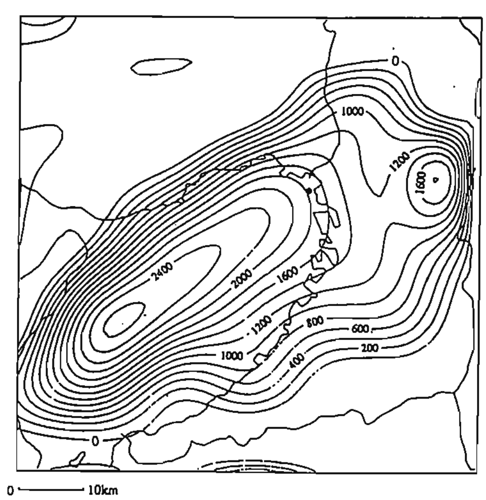


Fig. 24　推定基盤岩深度コンター図[9)]

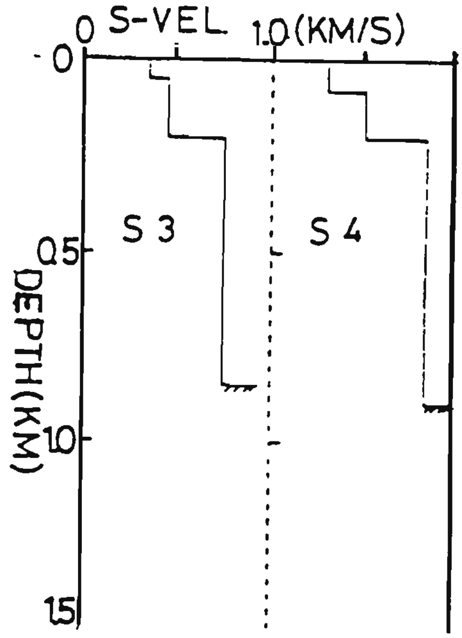


Fig. 27　微動のアレー観測から得られる基盤層までのS波速度構造[11)]

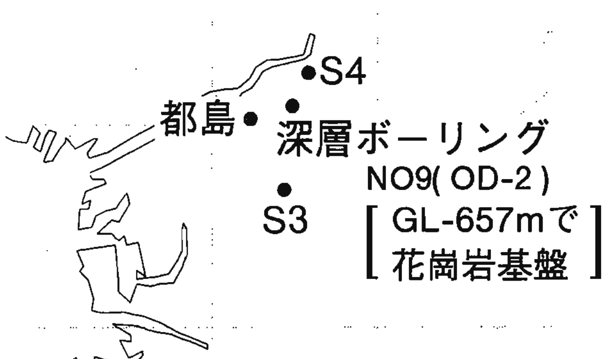


Fig. 25　深層ボーリング，長周期微動アレーおよび地震観測のサイト

3．1995年兵庫県南部地震による大阪盆地の地震動

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

兵庫県南部地震の震源域における強震動

STRONG GROUND MOTIONS IN THE SOURCE REGION OF THE HYOGO-KEN NANBU EARTHQUAKE

纐纈 一起[1]・古村 孝志[2]
Kazuki KOKETSU and Takashi FURUMURA

We here review studies on the fault geometry, rupture process and strong motion simulation of the 1995 Kobe (Hyogo-ken Nanbu) earthquake mentioning the datasets used by them. A comprehensive fault model is derived to compromise the differences among them. The slip distribution over it still keeps similar features to those of the previous rupture process models, and the slips along the additional Ashiya fault may improve the simulation of the heavily damaged zone. We also discuss the mechanism generating this narrow damage zone. Regions of strong ground motion should have happened along the basin-hill boundary on the basin side due to the guided directivity effect of the neighboring faults, but it was detached from the boundary by the constructive interference of horizontally and vertically traveling seismic waves.

1.　はじめに

震源域の強震動には source（震源の影響）と path, site（地下構造の影響）が複雑にからみあっているので，その特徴の原因をどちらかに一方的に押しつけることはむずかしい．そこでここではまず震源の影響を評価するため，提案されているいろいろな震源過程モデルを検討し，それらを総合したモデルの可能性を探る．次に，そうした震源過程にどのような形で地下構造がからんで震源域の強震動が形作られていくか，特に「震災の帯」[24] の形成に注目しながら考えていく．

2.　震源断層の幾何形状

兵庫県南部地震では多数のデータが国土地理院、GPS 大学連合、気象庁、関西地震観測協議会、神戸市などの国内諸機関により観測されているだけでなく，世界中に展開された広帯域地震観測網でも、多数の観測点において地震波記録が得られている。これらのデータはおおよそ

1. GPS や水準測量による地殻変動データ
2. 近距離の強震計で観測された強震記録
3. 海外の地震計で観測された遠地実体波

と分類され，どの種類でも非常に多数のデータが得られた。また，そうした多量のデータを用いて，この地震の震源過程が多くの研究者によって逆解析（インバージョン）されているという点も特徴的である。

たとえば，1 のデータセットを単独に用いたインバージョンは⓪ Hashimoto *et al.* [5] が，2 では① Ide *et al.* [8] と② Sekiguchi *et al.* [23] が，3 では⑥ 菊地 [13] が行なっている。③ Horikawa *et al.* [7] は 1 と 2，⑤ Wald[28] は 2 と 3 の同時インバージョンを行なっている。すべてのデータセットの同時インバージョンは，④ Yoshida *et al.* [29] により行なわれた。このほか，⑦ Kakehi *et al.* [10] は加速度記録の包絡形状をデータとし，余震記録をグリーン関数に用いて加速度の放射強度分布をインバージョンした．

これらのうち波形記録を用いたインバージョンについては，武村 [26] や纐纈 [16] などによりレビュー

[1]東京大学地震研究所，助教授，理博
[2]北海道教育大学岩見沢分校，助教授，理博
[1]Assoc. Prof., Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Dr.Sc.
[2]Assoc. Prof., Hokkaido Univ. Edu., Iwamizawa, Dr.Sc.

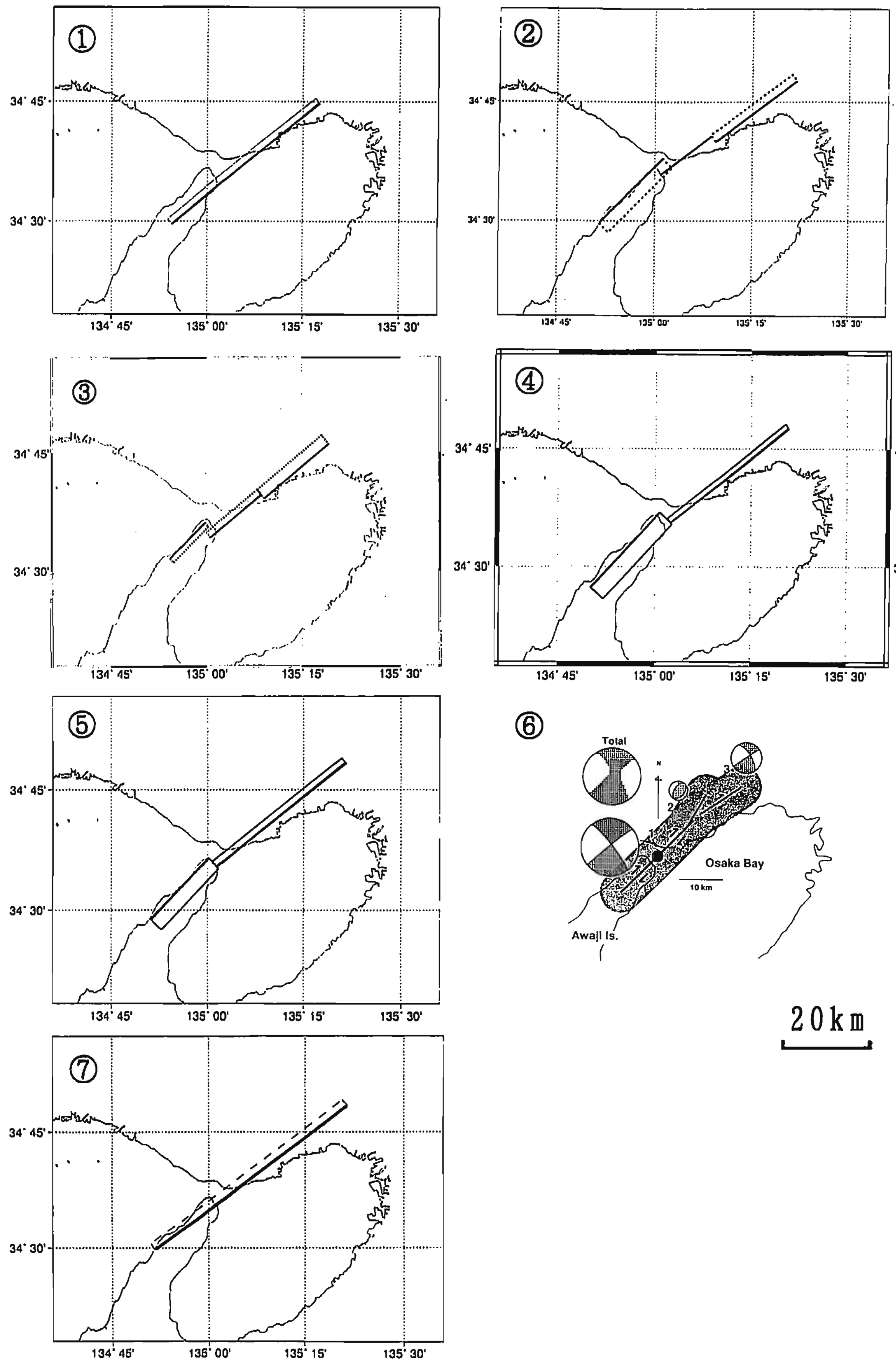


図 1. 震源過程のインバージョンの際に仮定された断層モデル（武村 [26] による）．ただし，⑥はインバージョンで得られた点震源の位置とメカニズム．

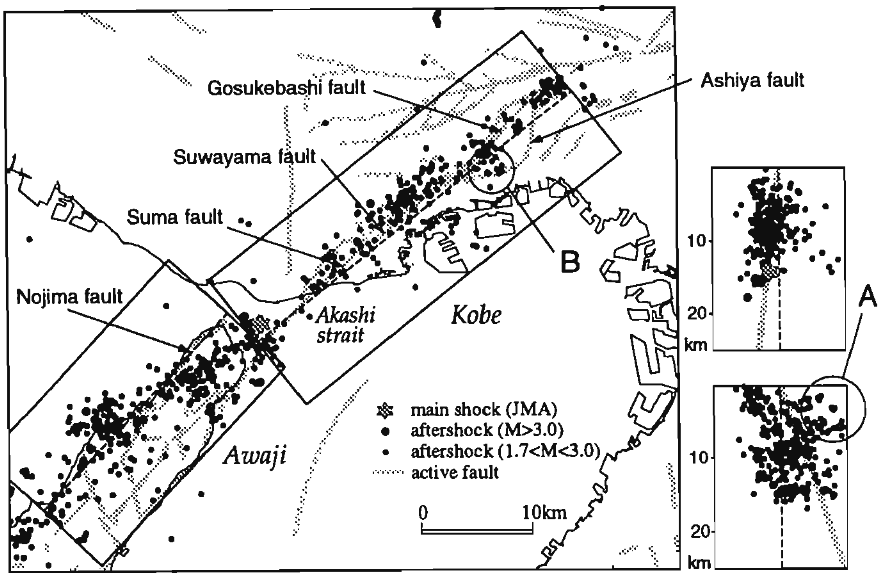


図 2. 緊急調査ネット [6] による約 1 カ月間の余震分布。右は長方形領域に含まれる余震を短辺方向から見た断面図.

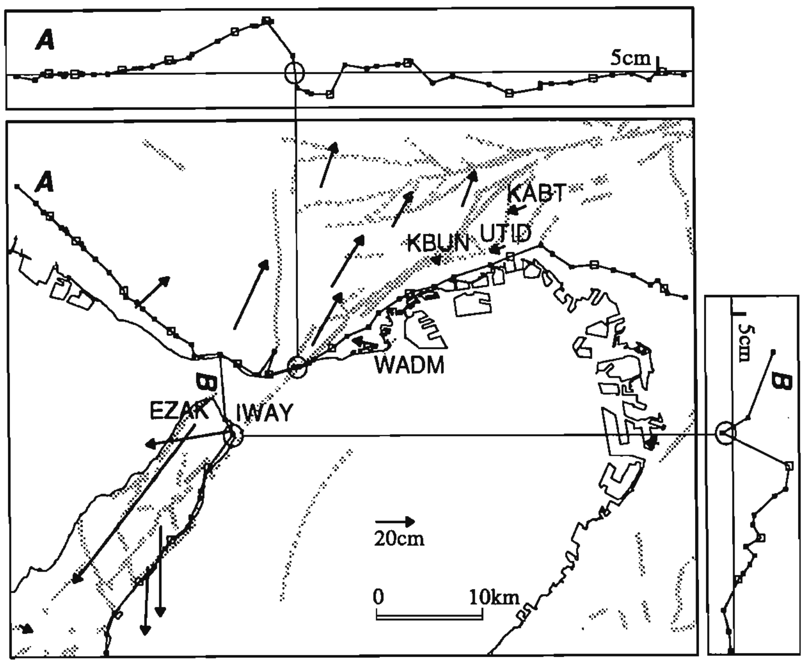


図 3. GPS による水平変動と水準測量による上下変動（Hashimoto *et al.* [5]，Tabei *et al.* [25] のデータによる）.

されている．それらによれば，震源過程をインバージョンするとはいいながら，ほとんどの場合（⑥を除く），解析の安定のため断層の位置や大きさ，走向，傾斜などの幾何形状は，別種のデータから事前に推定して与えておき（図 1），インバージョン自体は断層面上のすべり量分布とその時間変化のみを対象とするという手法が取られている。断層面を推定する際に用いられたデータは余震分布（図 2）がもっとも一般的であり，それが既知の活断層のトレース [11] とほぼ一致することから，兵庫県南部地震は活断層が動いて発生した地震である理解されている．そのほか淡路島側では，地表に食い違いが現れた野島断層の位置 [1, 19] も有力なデータになっている．

一方，地表に断層が現れなかった神戸側では，②が横ずれ断層の近傍において，断層の両側では地動の軌跡の回転方向が逆になること，および断層の破壊が通過した地点とそうでない地点でも逆になることに注目し，神戸側断層がふたつの部分からなることを示すとともに，強震動記録の解析からその位置を求めた。⑥とは直接関係ないが，Kikuchi[14] もコンビニエンス・ストアの防犯ビデオから，同じく地動軌跡を求めて同様の断層位置を推定した．

このほか，地殻変動データ（図 3）も有力な手がかりであり，GPS による水平変動の分布が右横ずれの

断層運動を示すだけでなく，⓪や④ではこれを用いて，神戸側断層の北部分には余震分布に沿った副断層が必要であり，余震分布からはずれて震災の帯（図5参照）の直下に置いた副断層単独では，観測データを説明できないことが指摘されている．また，③では，岩屋における水平変動が野島断層の走向から離れて西向きになっている点に注目して，神戸側断層が淡路島の中に数 km 入り込み，野島断層とステップオーバーしたモデルを提案した．このモデルは，岩屋近傍の1ヶ所で水準測量の結果が沈降となっている（図3），付近で淡路側の南東下がりの分布から離れて浅い余震が起こっているなどの観測事実と調和的である (図2のA)．

3. 震源過程モデルの比較

それぞれが微妙に異なった断層モデルを仮定しているが，それらを基に得られた断層面上のすべり量分布（図4）とその時間変化は，変位または速度の強震計記録を用いている①~⑤で，ほぼ共通した特徴を示している．まず明石海峡下の震源付近（図4各図の★印）で断層の破壊が始まって，最初は神戸側に広がり，その深い部分が約3秒後を中心に大きくすべっているのに対し，淡路側へは遅れて広がり，その浅い部分が約6秒後を中心に大きくすべって，10秒間でほぼ全体のすべり運動が終了している．

ただし，すべり量の絶対値には，理論波形を計算する際に堆積層上の観測点に対して現実的な地下構造を仮定した②や⑤で，全般的に小さい値が得られており，震源過程インバージョンにおける地下構造の重要性を示唆している．また，ただひとつ短周期領域を対象とした⑦の解析結果を見ると，短周期成分を多く放出した領域が破壊開始点から淡路側の浅い部分に広がっており，地殻変動データが示唆する断層のステップオーバーや，ブライトスポット仮説[27] などとの関連が興味深い．

以上のような震源断層の幾何形状を仮定する解析に比べ，⑥で用いられたインバージョン手法はかなり異なるものである．断層全体をそれぞれがアスペリティ（断層上のすべりの大きい部分）に相当する数個の点震源で近似し，それぞれの点震源の位置や走向，傾斜，すべり角，すべりの継続時間，マグニチュードなどを遠地実体波の観測波形に合うよう，逐次的に求めていく方法である。したがって，数個の点震源で近似してしまうので細かなすべり分布を見ることはむずかしいが，断層の幾何形状を先験的に与える必要がなく，それがインバージョン結果として得られる点が特徴である．

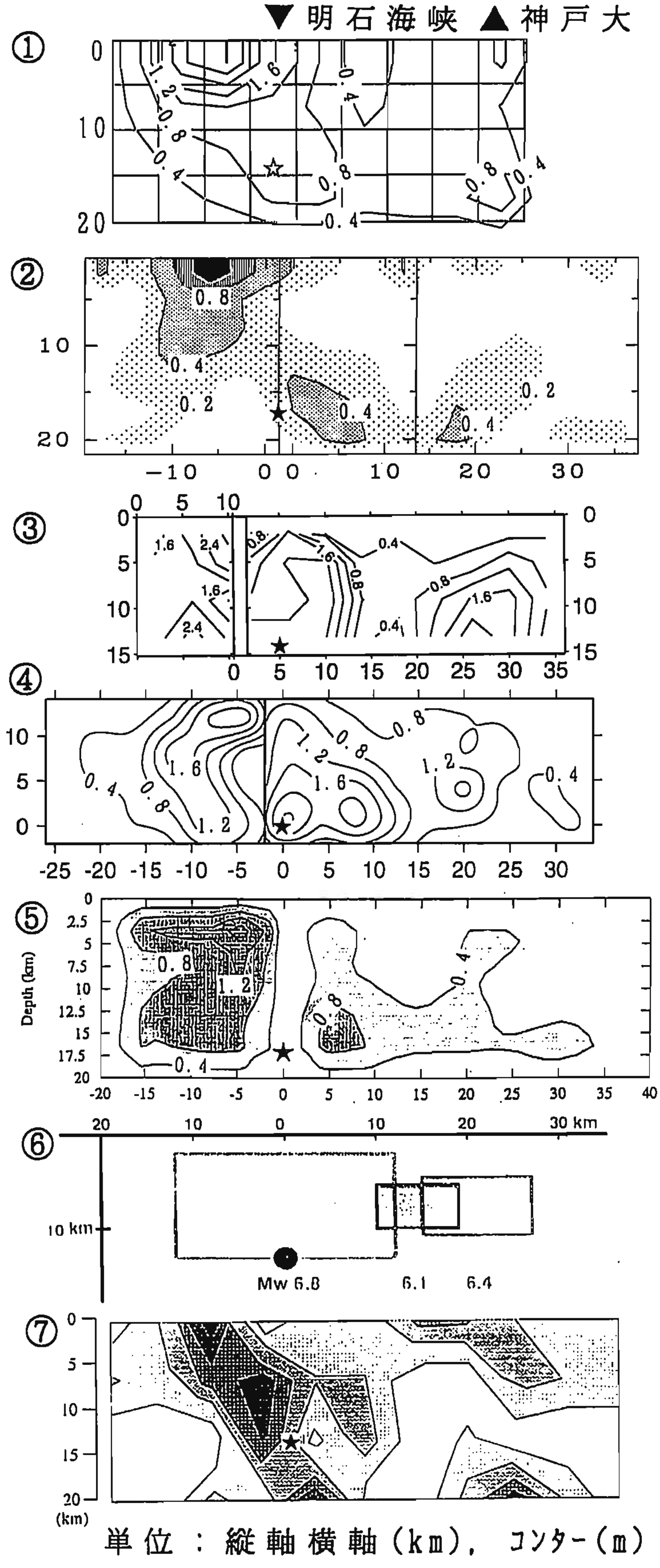


図 4. 震源過程のインバージョンにより得られた断層面上のすべり量分布（武村 [26] による）．ただし，⑥は点震源モーメントに相当する副断層の分布）．

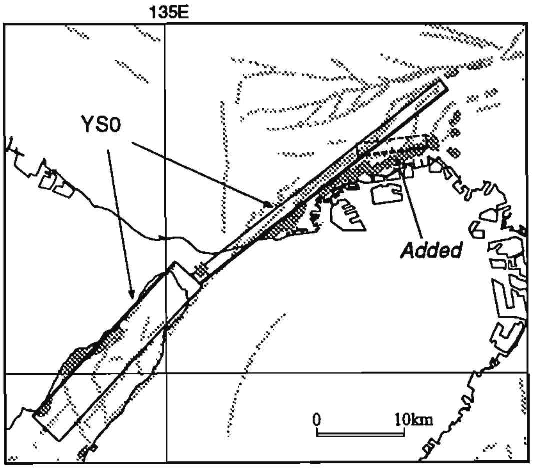


図 5. 断層モデル YS0[29] と追加断層。網カケ部分は気象庁震度 7 の領域。

兵庫県南部地震を合計 3 個の点震源で近似したモデルでの結果（図 1 の⑥）を見ると，アスペリティ1, 2 は図 2 の余震分布や活断層の走向によく一致するが，3 の走向はそれらからはずれて，かなりに東向きになっている点が注目される。そこで図 2 の活断層分布を子細に観察すると，アスペリティ3 と同じように須磨・諏訪山・五助橋断層と続く断層系から分岐して，東向きに延びる活断層として，芦屋断層の南端部が存在することがわかる。しかも，この芦屋断層の南端部付近では図中の丸 B で示すように，余震が東側にしみ出している。

こうした菊地 [13] の解析結果は，断層の幾何形状を先験的に与えるインバージョンにおいても再現することができる。遠地実体波を含めたインバージョンを行なっている④では図 5 に実線で示した断層形状モデル YS0（図 1④に同じ）が用いられたが，これに芦屋断層の南端部に点線で示した小断層を追加したモデル YS1 でインバージョンを行なってみた。その結果得られる震源過程モデルを用いて計算した遠地実体波の理論波形を，YS0 を元にした震源過程モデルによる理論波形と比較したものが図 6 である。SH 波全体および P 波の前半部では大きな違いはないが，縦長のスリットで示した P 波の 3 サイクル目以降は，明らかに YS1 による理論波形の方が点線で描かれた観測波形への一致が良い。

このほか，神戸側断層南東側の地殻変動の水平変位（図 3 における UTID, KABT）が北西側に比べ非対象に小さい点も，この芦屋断層南端部が五助橋断層の水平変位を打ち消すように働けば，より観測値を説明できるであろう。また，合成開口レーダによる干渉画像（図 7, [17]）でも，須磨・諏訪山・五助橋断層に沿って干渉縞が展開しているだけでなく，芦屋断層南端部付近にも不鮮明な干渉縞が存在しており（図中白丸印），この部分での断層変位を示唆している。

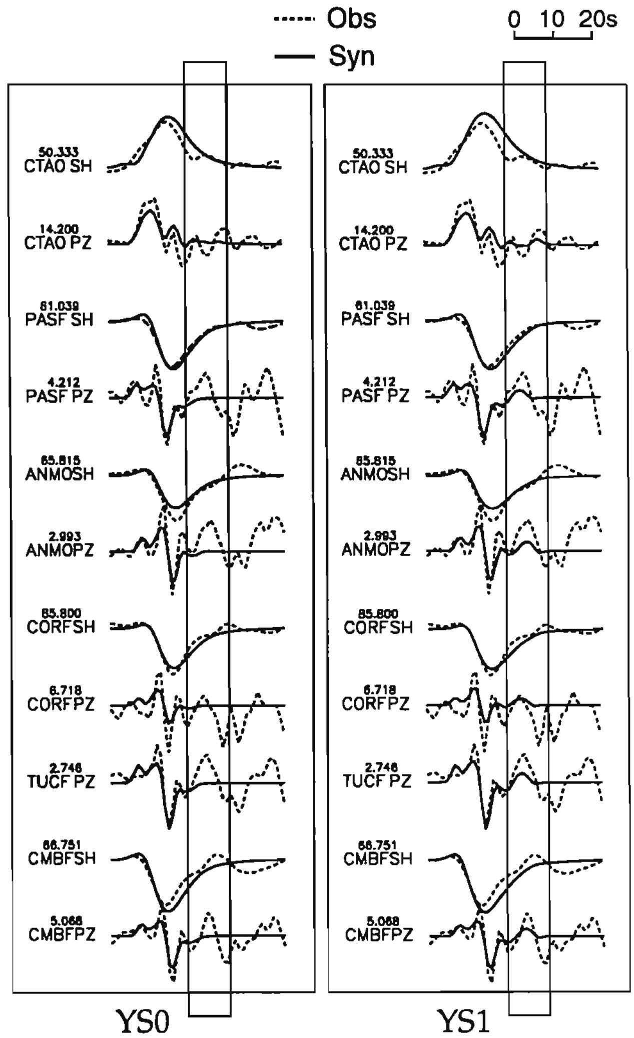


図 6. YS0 と芦屋断層を追加した YS1 による遠地実体波の理論波形の比較。点線は観測波形.

4. 震災の帯の生成メカニズム

震度 7 地域（[20], 図 5）などで表現される神戸側の大被害域は,「震災の帯」[24] と呼ばれ，神戸から阪神間へ細長く分布している．この帯状の被害分布が生成されるメカニズムに関しては，地震発生の直後から議論が繰り返されてきた．たとえば，帯直下に未知の断層が存在し，その形がそのまま反映されたとする「伏在断層説」があったが，断層モデルを仮定する際に行なわれた各種データの詳細な検討により，現在では強く主張されることはなくなっている．しかし図 5 からわかるように，直下でないしろ隣接して震源断層が存在していることは確かであり，また地下構造が水平方向に均質ならば，断層の破壊

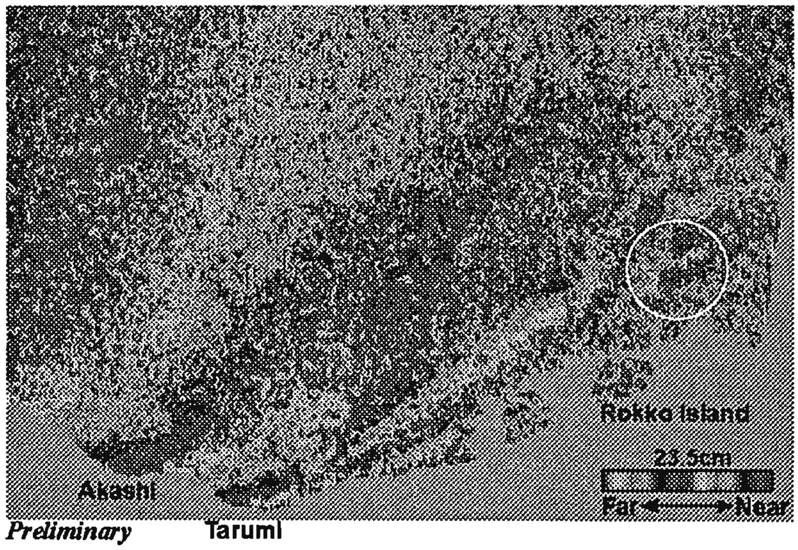


図 7. 合成開口レーダによる地震後の干渉画像（村上ほか [17] に加筆）.

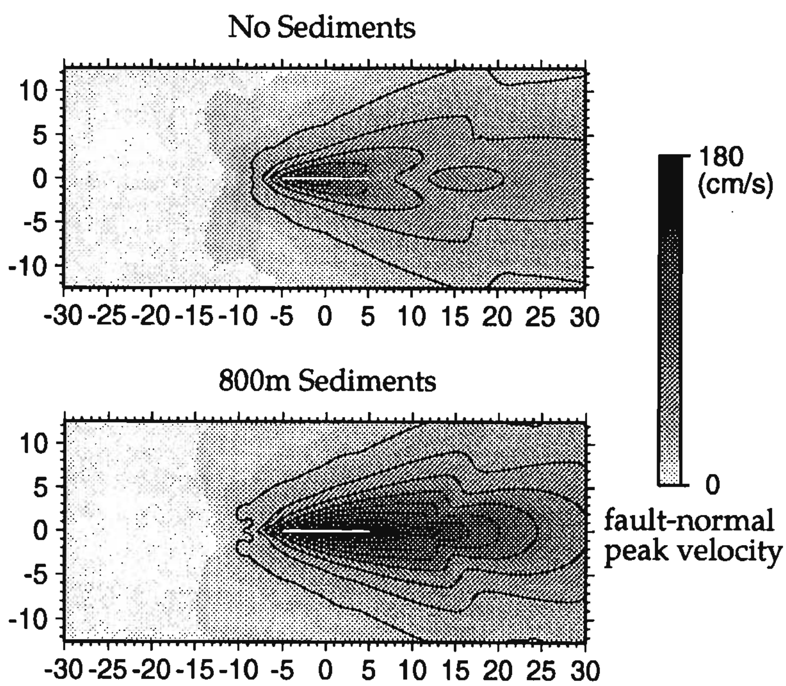


図 8. 上端深さ 1km の 10 × 10km 横ずれ断層による最大地動速度の分布（断層に直交する成分，井上・宮武 [9] による）．上が S 波速度 3.0km/s の基盤が露頭している場合．下は 1.5km/s の堆積層が厚さ 800m で覆っている場合．

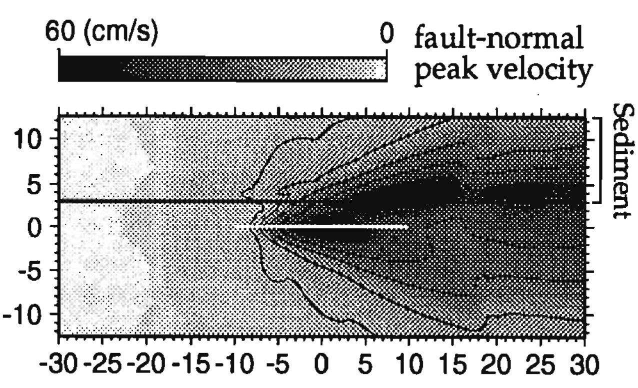


図 9. 上端深さ 3km の 20 × 5km 横ずれ断層による最大地動速度の分布（断層に直交する成分，井上・宮武 [9] による）．断層に直交する座標 y において $y >= 3$km の領域が厚さ 800m の堆積層で覆れている．

伝播による directivity により，横ずれ断層直上の狭い領域に断層に直交する方向の大きな地震動が現れるのも，図8が示す通りである．

ところが神戸のように，横ずれ断層に隣接して堆積層が分布している場合，断層直上にあるべき強震動域が構造境界の堆積層側に誘導されてくる（図9）．この誘導の原因としては，図8の上下を比べて明らかなように堆積層の増幅率が高いため，断層に近い境界付近が相対的に強調されたと単純に理解することも可能だが，井上・宮武 [9] による波動論的解釈は以下の通りである．断層近傍ではもともと directivity

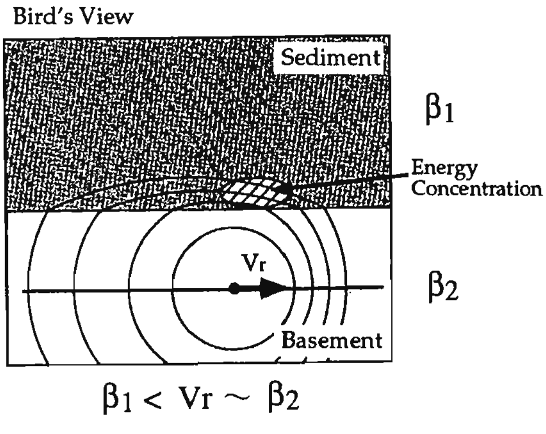


図 10. 地震動の大きな領域が構造境界に誘導されるメカニズム（井上・宮武 [9] による）．

により大きな振幅のS波パルスが発生しており，これが基盤内（図 10 下側）では速い速度で伝播して，その波面は速く広がろうとしている．ところが構造境界に達して堆積層（図 10 上側）に入ると急激に減速され，波面はつぶれたような形に曲げられるとともに，波面間隔がつまって波動エネルギーの集中が起こる．このエネルギー集中が基盤内の幾何減衰よりも大きければ，構造境界の堆積層側の方に断層直上より大きな地震動が生まれることになる．

言い替えると，堆積層側から見れば地震波の伝播速度β_1が断層の破壊速度 V_r（基盤S波速度β_2の8割程度）に比べ著しく小さく，非常に大きな directivity 効果が発生したということになる．また，基盤内の幾何減衰が無視できるとすると，堆積層側にとっては構造境界上に断層があることと同じ状況にあり，まさに断層直上の強震動域がそのまま誘導されてきたと見ることができるだろう．

5. 神戸特有の自然条件

上で述べた強震動域の生成メカニズムは，図 8, 9 のように断層が浅い場合に顕著であり，断層が深くなるにつれ基盤内での幾何減衰が無視できなくなるとともに，構造境界に達する前に波面が広がってしまうので，強震動域がぼやけてくる．しかし，図 11 の摸式図に描かれているように，地震波が堆積層の横側からだけでなく下面からも入射してくるようになるので，それぞれの面を透過してくる実体波や新たに発生する表面波などが増幅的干渉を起こして，強震動域が構造境界から離されるとともに，ぼやけた帯が再び引き締められるという現象が起こる．この現象が多くの研究者（たとえば Pitarka *et al.* [21], 川瀬 [12]）が言うところの basin edge effect であり，彼らによれば神戸の場合，構造境界横側で発生する回折波や表面波と，下側から入射した実体波の干渉が主役を演じている（横側と下側の境界の組合せが鍵であるから，basin corner effect とする方がいいかも知れない）．

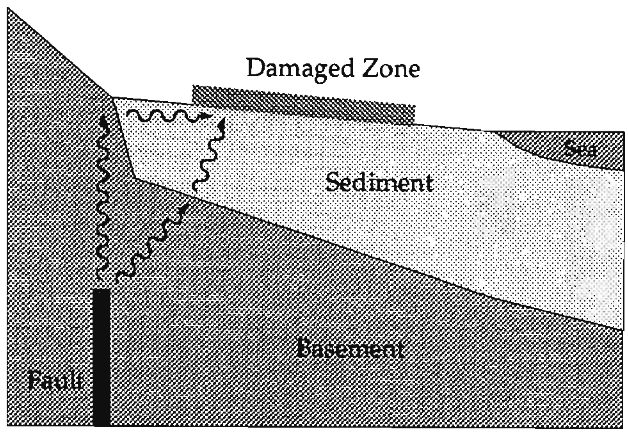


図 11. 神戸の地下構造と兵庫県南部地震の震源断層の位置関係．

この multipathing による説明は，震災の帯が構造境界から数百 m 離れている事実をよく説明しており，実際に兵庫県南部地震時にも同じ状況が起こった思われるが，multipathing が起こらなければ震災の帯が生成されないと理解するのは誤りである．前節で述べた directivity 効果の誘導（guided directivity）により，横ずれ断層に隣接して堆積層が存在する時は，基本的に必ず震災の帯が構造境界の堆積層側に生成されるはずである．ただし，断層が深くなると構造境界横側からの地震波だけではなく，下側からの地震波が相対的に重みを増してくるので multipathing が起こり，震災の帯が構造境界から離れることになる．つまり，basin corner effect は震災の帯が構造境界から離れる現象を説明する二次的効果ということができる．

また，断層破壊を音源と見れば，guided directivity の状況設定は，大気中を超音速で飛行する物体が衝撃波を発生させる状況によく似通っている．実際，④の

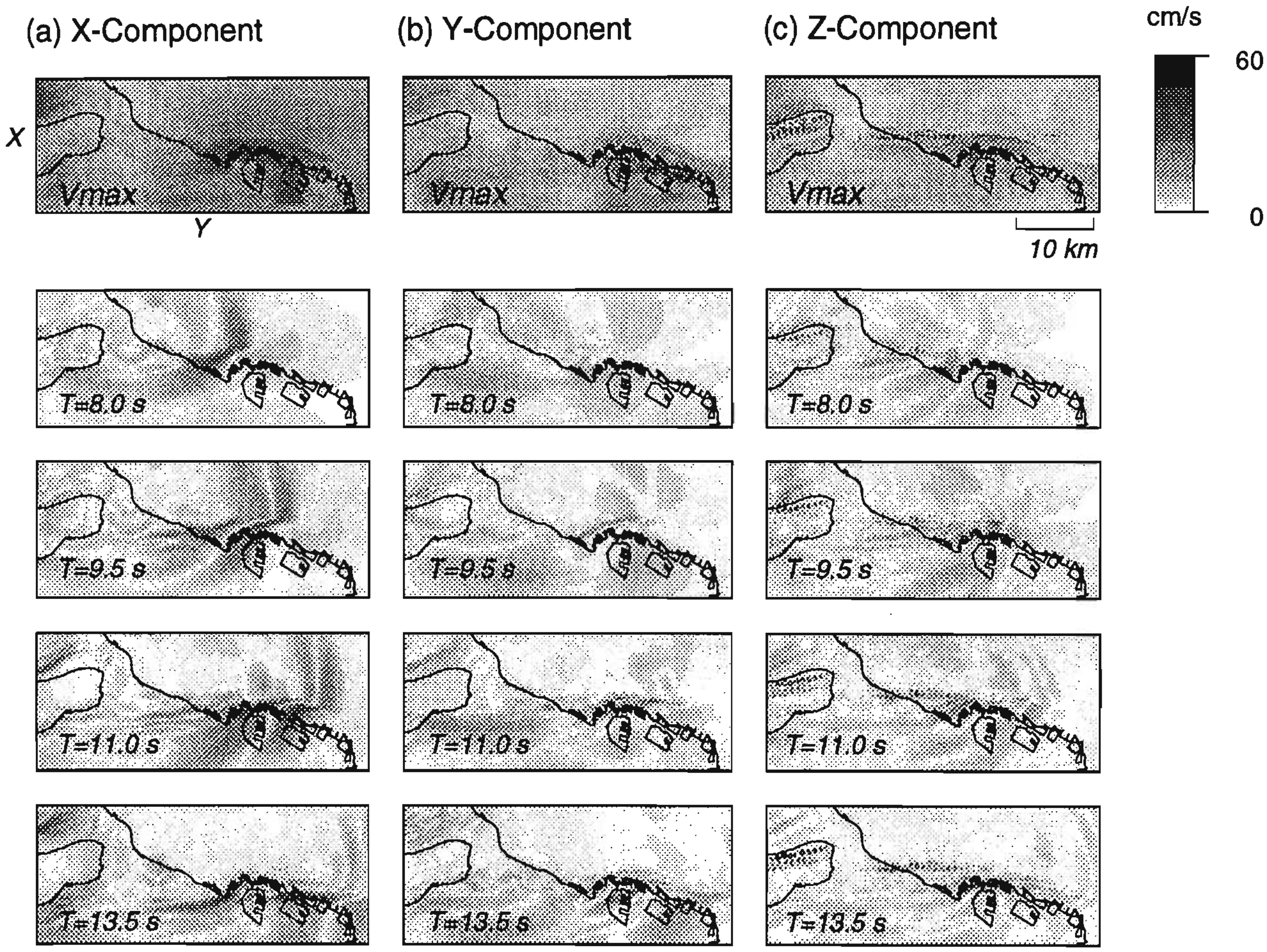


図 12. ④の震源過程モデルと Nakagawa *et al.* [18] による地下構造モデルを用いた地震動の 3 次元数値シミュレーション（古村・纐纈 [4] による）．最上段が成分ごとの最大地動速度の分布で，それ以外は左下に書かれた時刻における地動速度のスナップショット．

震源過程モデルと Nakagawa *et al.* [18] による地下構造モデルを用いて，地震動をシミュレーションした結果（図 12, [4]）を見ると，断層に直交する成分のスナップショットには，断層から後方の堆積層上へ緩い角度でエネルギー集中面が現れており，その角度はちょうどマッハ角 $\sin^{-1}(\beta_1/V_r)$ に相当している．図 4 のような不均質な震源過程で，はたして連続的なエネルギー集中面が現れるのか疑問もあるが，同一アスペリティ内ではある程度一定の速度で破壊が伝播すると考えられ，この前提に沿って断層すべりの補間を行なえば，図 12 のような集中面が再現できる．

ただし，衝撃波は次のように定義されている．たとえば気体中では「有限の大きさの密度変化があるとき，その伝播は一様ではなく，密度の大きい部分ほど速く伝わる．その結果，密度分布は前方に急峻となり，不連続的な衝撃波面が形成され，それが伝播することになる．この意味で，衝撃波は非線形波動の一種といえる」[3]．弾性体が密度変化を伴って気体的に振舞うと考えることはむずかしいが，有限歪みや地盤の降伏，粘弾性などによる非線形性から逆分散が起こり，その結果として急峻な波面が形成されれば衝撃波的な現象ということができるであろう．したがって，線形範囲のシミュレーションで衝撃波が発生したか否かを確認することは不可能であり，確認できるのは directivity 効果と同じ状況によりエネルギー集中面が形成されたかどうかにとどまる（この点は Bouchon[2] も同じ）．また，観測波形上に異常に急峻な波面を確認することも，今のところできていない．

6. 震源断層の総合モデル

以上のように震災の帯の主因が directivity 効果の誘導であり，この誘導は断層と堆積層が平行に近い形で並んでいる場合に起こるとすれば，従来の断層モデル（図 1）のように須磨・諏訪山断層から五助橋断層へ延びるだけとすると，断層が市街地から離れ過ぎてしまい，現実の震災の帯が東へ十数 km も延

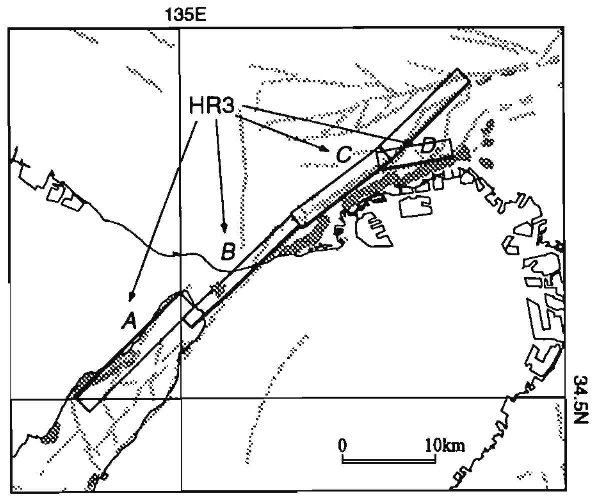


図 13. 断層形状の総合モデル HR3[16]。網カケ部分は気象庁震度 7 の領域。

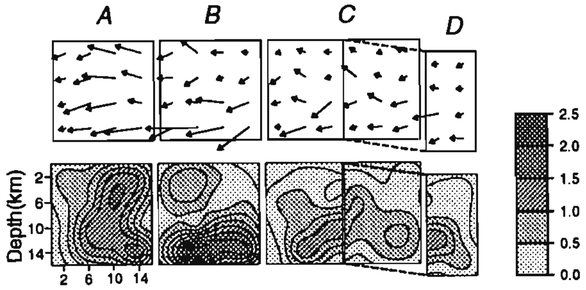


図 14. HR3 に基づく震源過程モデルにおけるすべり量分布.

びた点（図 5）を再現することはむずしい．実際のところ，従来の断層モデルと現実的な地下構造に対する Pitarka *et al.* [22] や古村・纐纈 [4]（図 12）の 3 次元シミュレーションでは，大きな地動速度の領域が，断層が市街地から離れ始める所から 5km 程度しか延びていない．この状況は，3 節で述べた芦屋断層を追加すれば，この断層が震災の帯東部分に平行に延びるいるので，ある程度改善すると思われる．

そこで考え出された断層形状の総合モデルが図 13 の HR3[16] である．また，この HR3 を用いて強震計記録をインバージョンし，この新しい断層形状上のすべり分布を求めてみたものが図 14 である．これを従来の結果と比較すると，合計三つのアスペリティが存在するなど，両者は大局的に一致しており，HR3 では神戸下アスペリティの一部が芦屋断層に延びている．

ただし，芦屋断層を含まないモデルの結果と比べると，波形へのフィットは全体の 2.5%が改善されるに過ぎないので，強震動データの芦屋断層への支持は消極的なものにとどまる．また．芦屋断層にこの程度のすべりしか再現されないとすると，強震動域と被害分布の一致が著しく改善されるのはむずかしく，今後は波形データを離れた調整が必要であろう．

謝辞

井上智広君（東大地震研）との議論は有益でした．記して感謝します．

参考文献

[1] 粟田泰夫ほか: 1995 年兵庫県南部地震に伴って出現した地震断層, 地質ニュース, **486**, 1995, 16–20.

[2] Bouchon, M.: Predictability of ground displacement and velocity near an earthquake fault: An example: The Parkfield earthquake of 1966, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6149–6156.

[3] 物理学辞典編集委員会: 物理学辞典, 改訂版, 培風館, 1992, 2565pp.

[4] 古村孝志・纐纈一起: 数値シミュレーションで見る兵庫県南部地震の強震動, 物理探査学会第 95 回学術講演会講演論文集, 1996, 印刷中.

[5] Hashimoto *et al.* : Coseismic displacements of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[6] Hirata, N. *et al.* : Urgent joint observation of aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[7] Horikawa *et al.* : Simultaneous inversion of geodetic and strong motion data for the source process of the Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[8] Ide, S. *et al.* : Source process of the 1995 Kobe earthquake: Determination of spacio-temporal distribution by Bayesian modeling, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1996, 547-566.

[9] 井上智広・宮武　隆: 神戸「震災の帯」はなぜできたか？, 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 1996, 740.

[10] Kakehi, Y. *et al.* : Estimation of high frequency wave radiation area on the fault plane of the Hyogoken-nanbu earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[11] 活断層研究会: ［新編］日本の活断層— 分布図と資料, 東京大学出版会, 1991, 363pp.

[12] 川瀬　博: Q: 何が震度 7 の震災帯をもたらしたか？, A: 盆地生成回折波／表面波との増幅的干渉, 地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集, 1996, 52.

[13] 菊地正幸: 遠地実体波による震源のメカニズム, 月刊地球, 号外 No.13a, 1995, 47–53.

[14] Kikuchi, M.: A shopping trolley seismograph, *Nature*, **377**, 1995, 19.

[15] 纐纈一起: カリフォルニアの被害地震と兵庫県南部地震, 科学, **66**, 岩波書店, 1996, 93–97.

[16] 纐纈一起: 4.5 節 震源過程の全体像, 阪神・淡路大震災調査報告書「第 1 編 地震・地震動」, 日本地震学会・日本建築学会・土木学会・地盤工学会・日本機械学, 1996, 印刷中.

[17] 村上　亮ほか: 干渉合成開口レーダーを使用した平成 7 年兵庫県南部地震による地殻変動の検出, 国土地理院時報, No.83, 1995, 24–27.

[18] Nakagawa, K. *et al.* : Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards, Soil and Foundations, special issue, 15-28, 1996.

[19] Nakata, T. and K. Yomogida: Surface fault characteristics of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake, *J. Natural Disaster Sci.*, **16**, 1995, 1–10.

[20] 大阪管区気象台・気象庁地震予知情報課: 1995 年兵庫県南部地震とその余震活動, 地震予知連絡会会報, **54**, 1995, 584–592.

[21] Pitarka, A. *et al.* : Basin structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[22] Pitarka A. *et al.* : Three-dimensional simulation of the near-fault ground motion for the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Kobe, japan earthquake, 日本地震学会講演予稿集, No.2, 1996, A74.

[23] Sekiguchi, H. *et al.* : Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu (Kobe), Japan, earthquake from the waveform inversion of strong ground motion, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[24] 嶋本利彦, "震災の帯" の不思議, 科学, **65**, 岩波書店, 1995, 195–198.

[25] Tabei, T. *et al.* : Crustal deformation associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, Japan derived from GPS measurements, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[26] 武村雅之: どこまで解明されたか兵庫県南部地震の震源過程, その 1. 波形インバージョンによる結果, 日本地震学会講演予稿集, No.2, 1996, A49.

[27] Umeda, Y. *et al.* : The bright spot and the growth process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[28] Wald, D. J.: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake determined from strong motion, teleseismic and geodetic data, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

[29] Yoshida, S. *et al.* : Joint inversion of the near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, 1996, 印刷中.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

大阪平野における地震動の概要

Earthquake ground motion observed around Osaka basin during 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake

片岡俊一
Shun'ichi Kataoka

In this paper, I describe the characteristics of the ground motion observed around Osaka basin during 1995 Hyogo-ken nanbu, Japan, earthquake. In Osaka city, peak accelerations are range from 60 to 300 cm/s. While peak velocities are ranged from 8 to 40 cm/s. The ration of PGA to PGV is a simple index for long period content. Assessing form the ratio, observed records are rich for long period. The maximum velocity response with 5 % damping are ranged from 50 to 100 cm/s. These quantities are almost close to seismic design spectrum value. These long period ground motion is almost consists of surface waves. The peak frequencies of the Fourier spectrum for the horizontal motion are close to the Airy phase of the Love wave estimated from underground structure model. These surface waves are generated at fault or boundary of deposit and rock.

1．はじめに

本報告では，兵庫県南部地震の際に尼崎市，大阪府において観測された地震動の特徴を観測記録や最近の研究をもとに整理し，話題提供の題材とする．なお，本報告では尼崎市から大阪府にかけてを，大阪平野あるいは大阪堆積盆地東部とも呼ぶ．

2．観測された地震動の概要

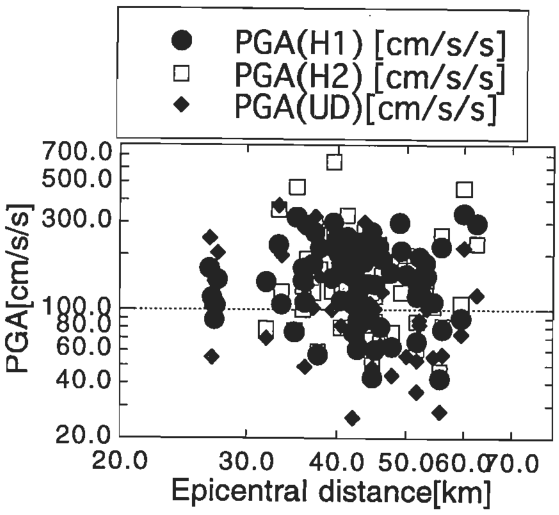
2.1　記録最大値

対象とする地域の地震動の概要を把握するために，建築学会が整理した資料[1]（以下，記録資料集）に基づき，尼崎市，大阪府で観測された地震動の最大加速度を震央距離とともにFig.1 (a) に，最大速度をFig.1 (b) に示す．Fig.2に示す観測点のうち，#236から右周りに泉佐野市，関西空港までの観測点記録を用いている．ここでは，地表あるいは建物最下層の記録を筆者の責任で記録資料集から抽出しており，振り切れた記録は採用していない．また，加速度記録から積分してもとめた最大速度，速度記録を微分してもとめた最大加速度も記録資料集の値をそのまま用いている．

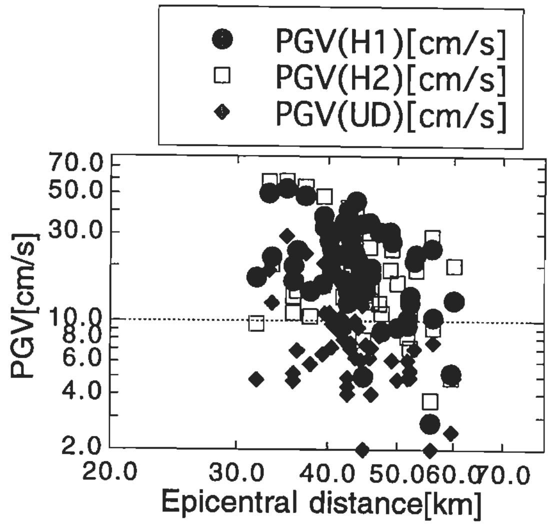
図中，大阪市は概ね震央距離40～50kmに位置するので，最大加速度はほぼ60～300cm/s/s，最大速度はほぼ8～40cm/sの範囲にあることが分かる．距離が遠く，加速度の値が小さな観測点があるが，これらの多くは大阪堆積盆地周辺の山地の記録である．本シンポジウムの主旨からは，省くのが適切とも考えられたが，参考のために記してある．また，距離が短いところで最大値がやや小さいが，これは震源から見て南東側の大阪府南部におけるものである．このような現象は，地盤の状況もあるが，破壊のDirectivityで説明されている[例えば2]．

震度が4と発表された大阪管区気象台は，最大

清水建設（株）技術研究所
Institute of Technology, Shimizu coporation



(a)最大加速度



(b)最大速度

Fig.1　観測最大値

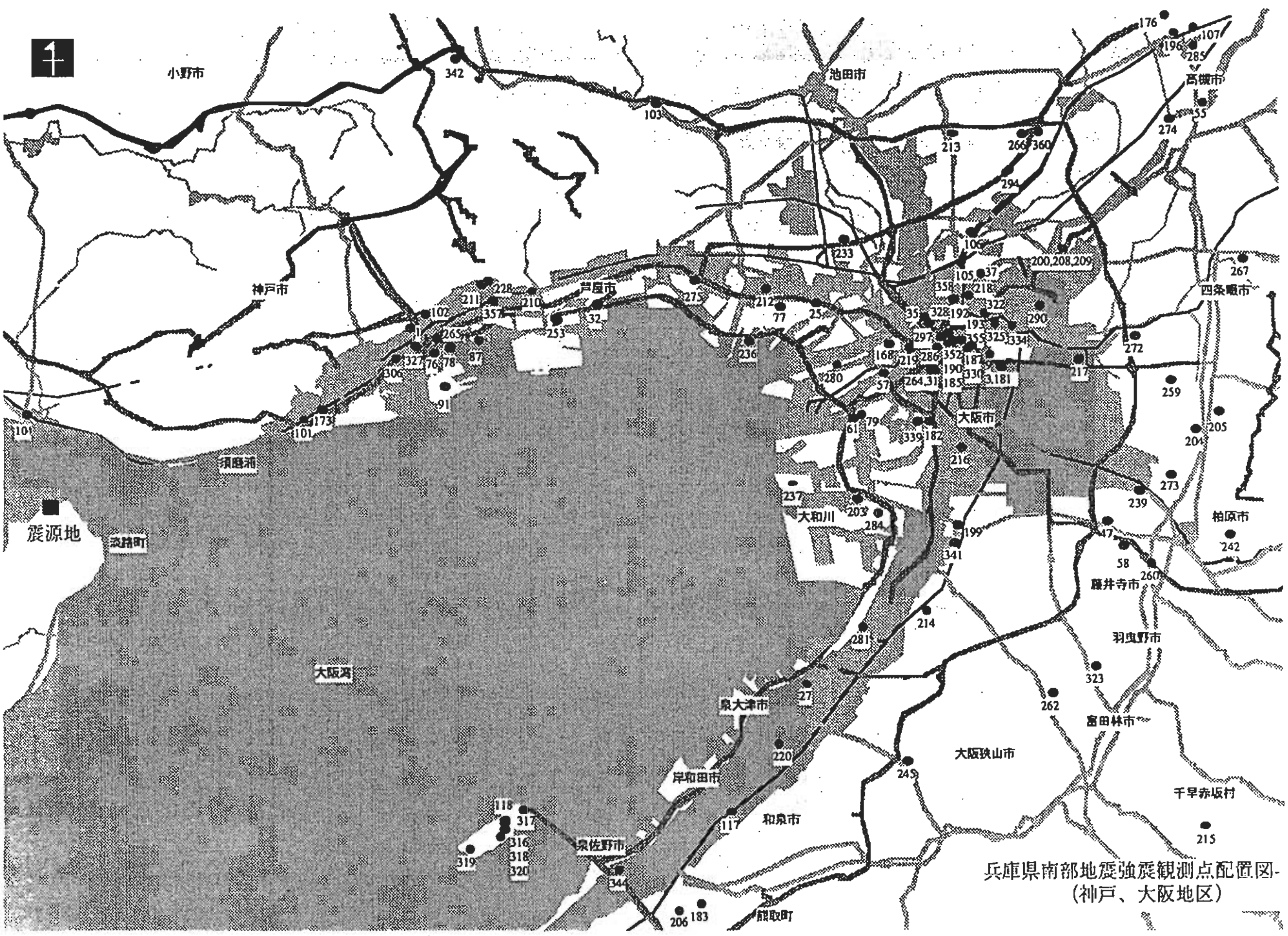


Fig.2　観測点配置図. Fig.1 では#236 から右周りに#344 までの観測点の記録の内地表あるいは構造物最下層の記録を使用している.

加速度がNS, EW, UDの順に81, 66, 65cm/s2である. 大阪管区気象台の震央距離46kmであるが, この最大値は同じ震央距離の他の観測点に比べてやや小さいように思える. 震度に関しては後述するが, 少なくとも震央距離をもとにゆれのつよさを考えると, 管区気象台周辺のゆれのつよさは気象台よりも強かったと思われる.

大阪管区気象台の上下動最大値は, 水平動のそれとほぼ同程度である. そこで, 上下動の水平動に対する比を取ってみると, Fig.3のようになる. 図には表せないが, この比が大きくなる地域は, 湾岸地域とそうでない地域に大別できる. 湾岸地域

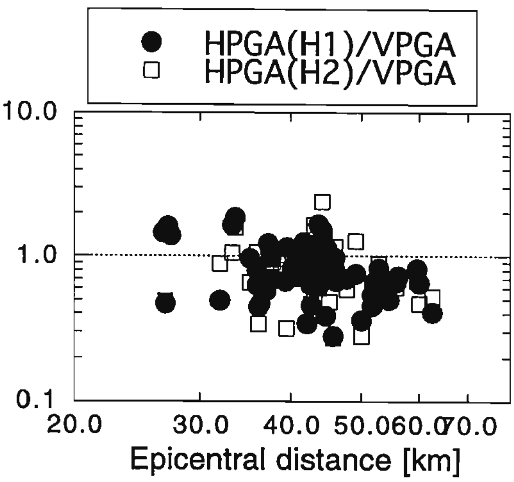


Fig.3 上下動最大加速度と水平動最大加速度の比

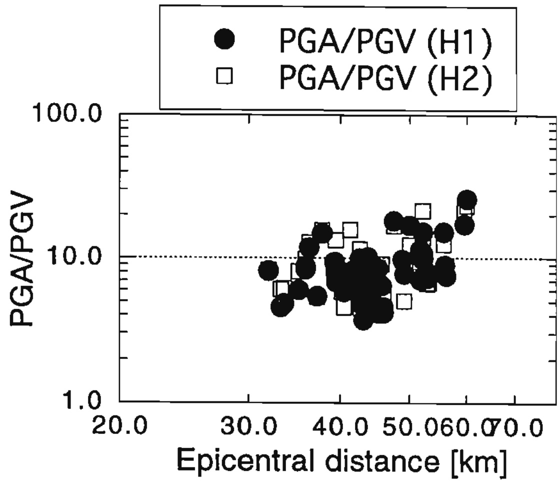


Fig.4 最大速度と最大加速度の比

は，震源からも近く最大速度値も30cm/s前後あるいはそれ以上なので，非線形特性の影響で水平動の増幅度が小さくなったと考えられる．湾岸地域以外で上下動が水平動より大きい地域は，大阪市北区と中央区だけである．全て，建物の最下層の記録であるので，建物の影響は否めないが，地盤あるいは地形の影響の可能性も大きいと思われる．なお，この上下動最大値は波形で確認できるものは，全て主要動部分に現われている．

大阪における記録は，やや長周期成分に富んだものと言われている．そこで，記録資料集に加速度と速度の両者の記載があるものについて，その比をとってFig.4に距離とともに示す．図を見ると，この比は平均的には9程度であり，大阪西部の湾岸部（震央距離40～45km）では，平均より小さい．加速度と速度の最大値の比という簡便な指標であるが，やはりやや長周期の成分が多い地震動であったことが分かる．

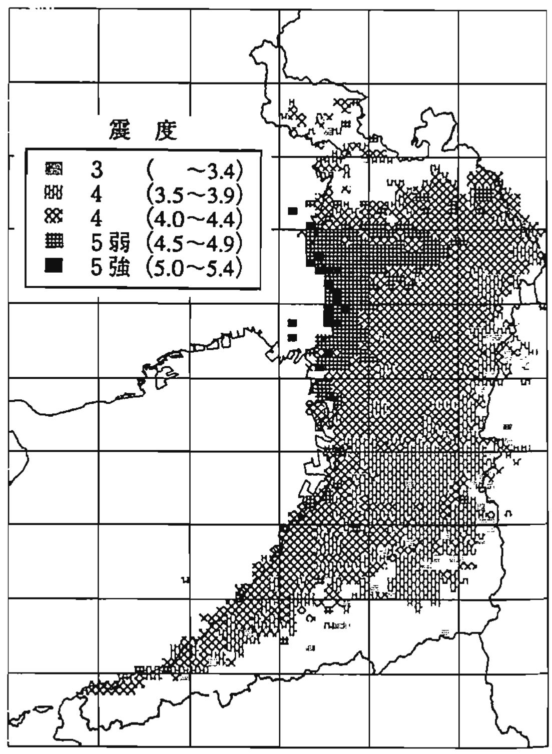


Fig.5 鶴来・他（1996)によるアンケート震度調査結果

2.2 震度

次に，大阪における地震動強さのイメージするため，震度分布を見てみる．鶴来・他[3]は，大阪府全域に対して高校2年生および府職員を対象に，アンケート震度調査を行なっている．大阪府内を東西1.1km，南北0.9kmのメッシュに分け，1メッシュに3枚以上の有効回答がある場合のみをまとめた結果を，Fig.5に示す．これによると，震度6となったメッシュはなく，震度5強（5.0～5.4）が，豊中市，川西市，大阪市西淀川区の一部であり，震度5弱（4.5～4.9）が府北部と大阪市内西北部，府南部の湾岸域や内陸の一部となっている．なお，気象台の位置するメッシュでは気象台発表の値と同じ値になっている．

更に，アンケート震度と断層距離との平均的な関係を求め，これにより揺れやすい地域を抽出している．この結果によると，平均的な震度よりも大きな震度を記録した地域は，府北部に多いが，府南部においても山地と平野部との境界付近に点在している．前者は，地震動のDirectivityで説明で説明している．後者は，あるいは不整形の影響とも考えられる．

3. 上町断層の影響

大阪堆積盆地の特徴の一つに上町台地があろう．しかしながら，今回の地震について上町台地の影響を定量的に検討した報告を，筆者は知らない．以下に，関連する報告をまとめる．

大阪とその周辺における被害のうち地盤変状と直接関係ない被害は，それほど多くないものの南北に延びた帯状の被害集中域が存在することが報告されている[4]．例えば大阪市内では堺筋に沿って1km位いに渡って被害が集中しており，これ以外の通りでは見られていない．被害の集中域は，さらに南の堺市や高石市でも見られている．被害状況を断層と合わせて示すとFig.6のようになるが，被害域が断層にの西側に沿っているように見える．中川[5,6]は，このような被害状況を波線理論を用いて定性的な説明を行なっている．結果の1部をFig.7に示すが，上町断層を模擬した数値計算では，波線は断層の西側に集まることが分かる．

一方．江尻・他[7]は中川[5,6]が用いた構造を用いて，2次元有限差分法により鉛直入射のSH波に対する応答を計算し，断層の西側で増幅率が大きいこと，増幅の割合が実測値とよく対応することを述べている．

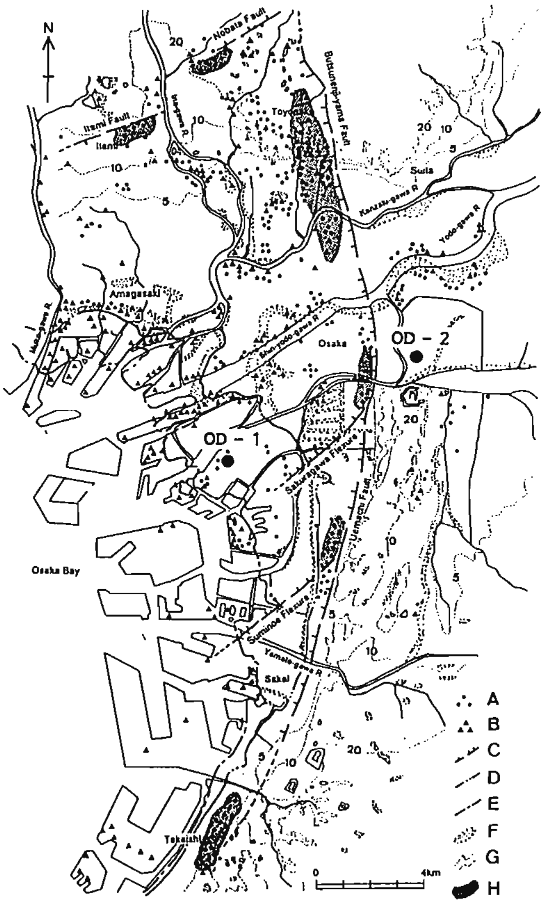
4. やや長周期地震動

本章では，観測記録と地下構造の関係あるいは波動の伝播，振幅の空間的な分布についてまとめる．

4.1 やや長周期地震動の概要

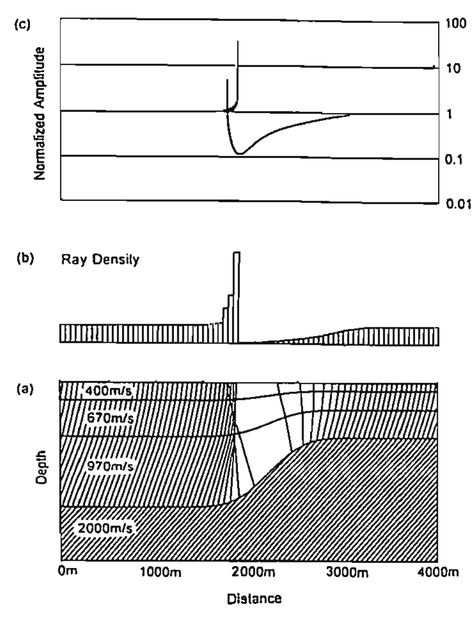
Fig.8は，大阪市福島区（以下，福島の記録と呼ぶ）において関西地震観測研究協議会により観測された速度記録である．水平動の最大値は約30cm/sと大きなものであるが，これと同等の振幅が図中約50秒間続いている．また，上下動記録を見ると，30-40秒にかけて周期5-3秒の波が分散傾向を示して現われており，さらに50-60秒付近にも周期3秒弱の波群が見られる．このような地震動は，これまでの研究[例えば, 8,9]から表面波と考えられる．

Fig.9は，Fig.8に示した福島の記録のフーリエスペクトルである．図を見ると水平動では約0.15-0.3Hz付近に卓越があることがわかる．上下動では0.3Hzと0.4-0.5Hzに卓越が見られ，両成分とも1Hzを超える高い振動数成分はそれより低い振



第 2.4.5 図　大阪とその周辺の被害の分布　（大阪市立大学阪神大震災学術調査団, 1995）。 A：液状化地域，B：家屋損壊地域，C：断層，D：江戸期（1680 年前後）の海岸線，E：明治 18 年（1885 年）の海岸線，F：旧河川跡，G：地形等高線，H：液状化・側方流動によらない家屋の損壊ゾーン。

Fig.6　大阪市とその周辺の被害の分布［地盤工学会阪神大震災調査委員会，阪神・淡路大震災調査報告書（解説編）より］



第2.4.13図　基盤入射角が40° の場合のSH波が入射した場合の(a)：波線経路，(b)：波線密度，(c)：正規化された振幅。

Fig.7　中川（1995）による波線計算結果

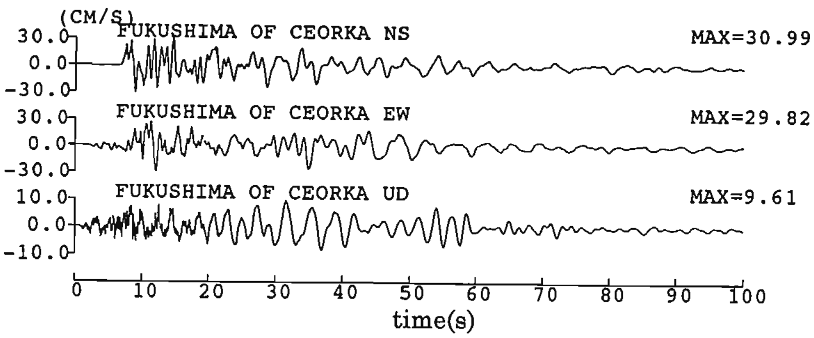


Fig.8 関西地震観測研究協議会福島観測点における観測記録

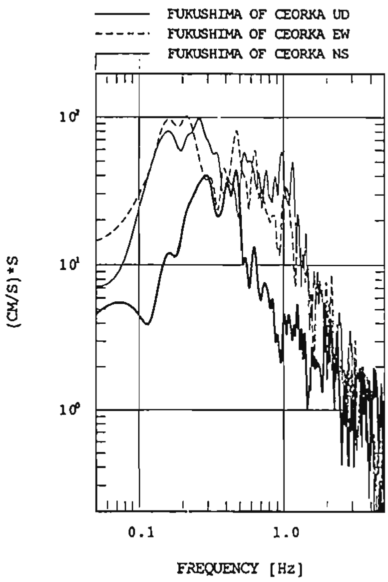
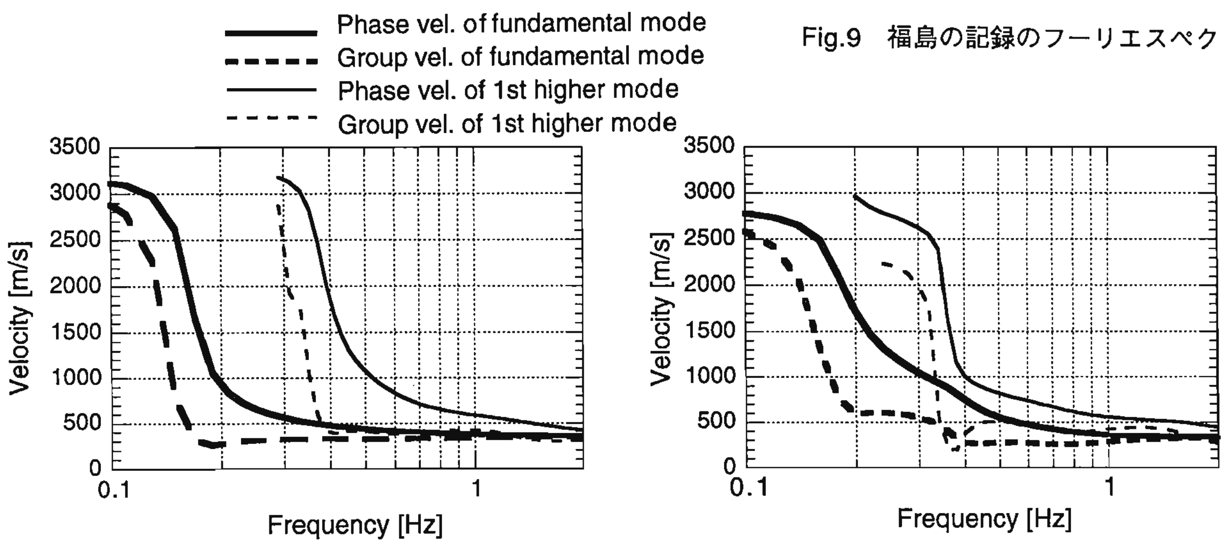


Fig.9 福島の記録のフーリエスペクトル



(a)Love 波

(b)Rayleigh 波

Fig.10 福島直下の構造から算定した理論分散曲線

動数に比べて，かなり小さくなっている．なお，福島観測点の地震計は，小規模なRC造1階建て建物の1階床に設置されている．

Fig.10は，香川・他により整理された大阪盆地の地下構造モデル[10),11)]から福島観測点直下の構造を求め（Table 1），平行成層を仮定して求めたRayleigh波とLove波の理論分散曲線である．図よりRayleigh波のAiry phaseは基本モードの場合，約0.2Hzと0.4Hzに，1次高次モードの場合は約0.35Hzにあることが分かる．また，Love波の基本モードの場合は約0.2Hzに，1次高次モードの場合は約0.4HzにAiry phaseがある．Love波のAiry phaseの振動数とFig.3に示した水平動のスペクトルを比較すると，卓越振動数とAiry phaseはほぼ一致する．上下動のスペクトルのピーク振動数とAiry phaseの振動数とは異なっているが，これはRayleigh波の場合Airy phaseで必ずしも上下動が卓越しないからである．どちらに

Table 1 香川・他(1995)による福島観測点直下の構造

No.	Vp[km/s]	Vs[km/s]	Density[tf/m^3]	Thickness[km]
1	1.6	0.35	1.7	0.220
2	1.8	0.55	1.8	0.380
3	2.5	1.00	2.1	0.665
4	5.4	3.20	2.7	infinite

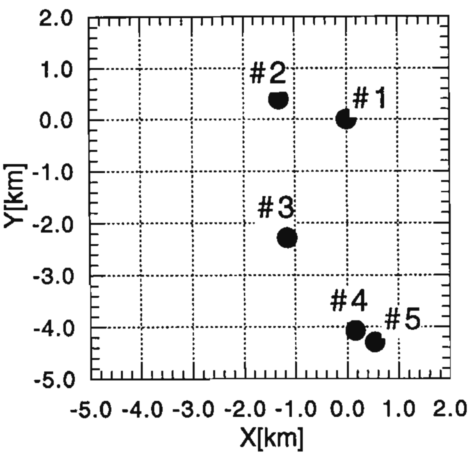


Fig.11　アレー解析に用いた観測点の配置

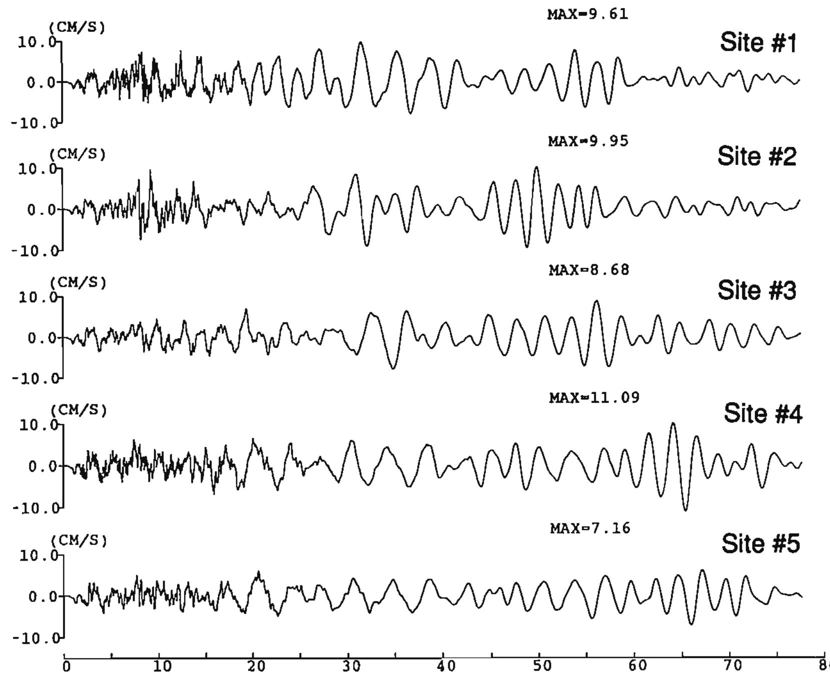


Fig.12　アレー解析に用いた観測記録

しても，Rayleigh 波と Love 波の Airy phase の振動数がほぼ同じであるので，この振動数の波動は複雑な挙動をしながら卓越し，伝播することが推測される．また，観測結果と香川・他のモデルが極めてよい一致をしてることも興味深い．

卓越振動数と表面波の Airy phaes の振動数成分でスペクトルが卓越していること波動が分散傾向を示していることなどから，これまでの研究を踏まえると，福島観測点周辺の記録には表面波が優勢に含まれいると考えられる．

4.2　やや長周期地震動の伝播

福島観測点で卓越していた波動が表面波であると考えられるので，福島観測点の記録に加えて周辺の記録を用いて，伝播速度と到来方向を求めてみる．用いた観測点の位置や地震計の種類を，Table 2 にまとめる．また，その相対的位置を Fig.11 に示す．図表中 #1 が福島観測点であり，震央は観測点からほぼ西の方向に位置する．また，地震計は #3 を除いて全て地表に設置されている．

長周期構造物の設計用地震動に関する考察を行うためには，構造物に与える影響の度合から，水平動に着目することが得策と考えられる．しかしながら，ここでは，波動がほぼ Rayleigh 波で構成されると考えられるので，水平動に比べ単純であること，設置方位あるいはその誤差に煩わされなくてよいこと，等の理由から上下動を対象としたアレー解析を行う．

多くの機関からの提供データを同時に使用するので，地震計の時計の精度，地震計の相対的な位相特性の差，および設置位置の精度等の問題点があるが，できる限り精度を落とさないようにデータを準備した．また，福島観測点の周辺には，さらに数箇所の観測点があるが，予備的にバンドパスフィルター波を比較したところ，類似した位相が見られなかったので，ここでは使用していない．P 波初動の到達時間から記録の先頭を合わせて Fig.12 に示す．図では加速度記録は積分して速度に直してある．

中心振動数を，0.22Hz,0.28Hz,0.35Hz,0.40Hz と

Table 2　アレー解析に用いた観測点

観測点#	緯度	経度	震央距離 [km]	震央の方位 [deg.]	センサー
1	34.6867	135.4762	41.26	258	速度計(VSE-11,12)
2	34.6903	135.4619	40.07	257	加速度計(SD-203)
3	34.6661	135.4636	39.69	261	速度計(VSE-11,12)
4	34.6500	135.4780	40.75	263	速度計
5	34.6480	135.4820	41.09	264	速度計(VS-1)

震央位置は，34度36'24",135 度02'12"を用いた．

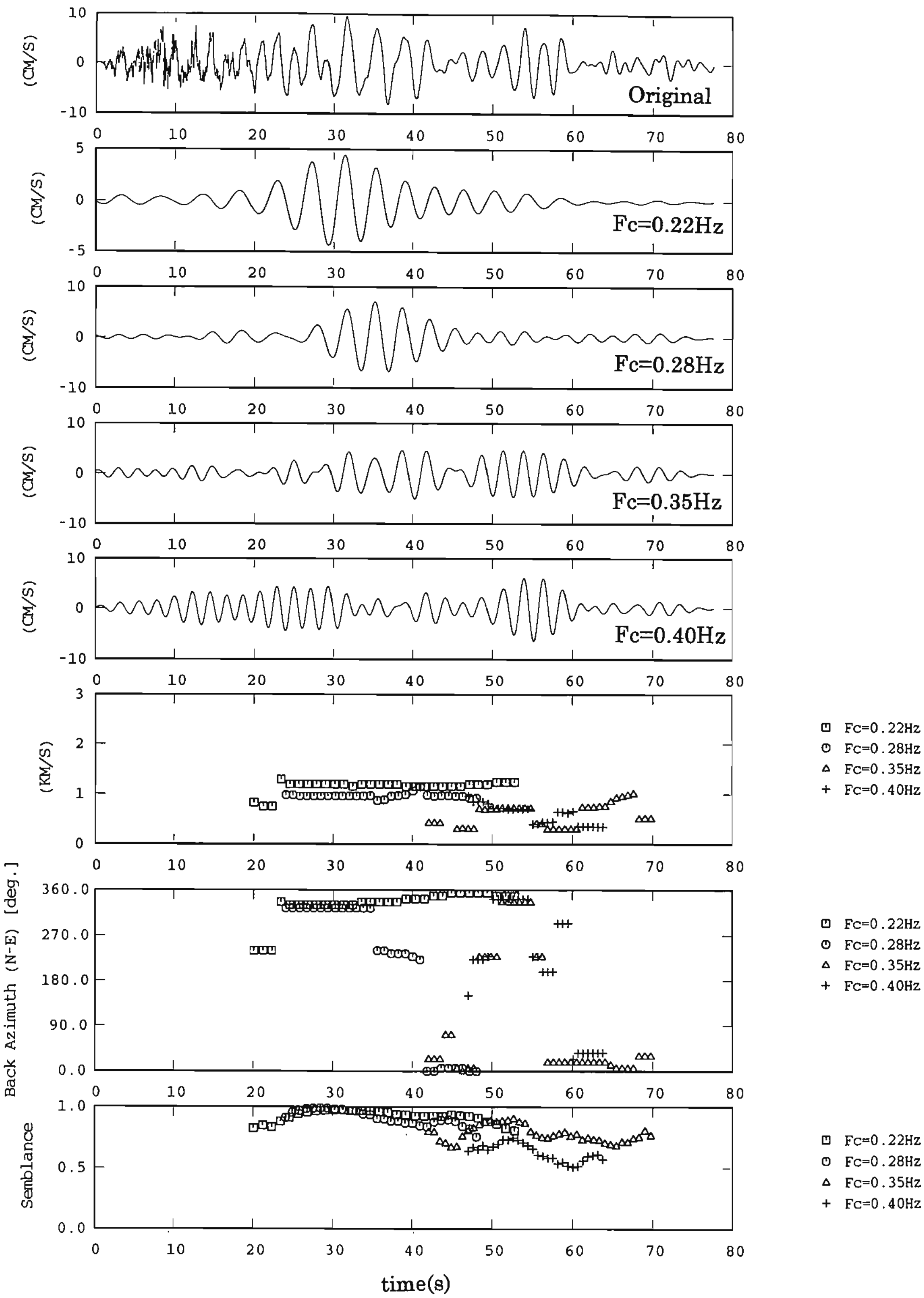


Fig.13　福島付近の観測記録を用いたSemblance解析の結果

したバンドパスフィルター波を作成し，福島を基準点としてSemblance解析[12]を行った．バンドパスフィルターは，カットオフ振動数を中心振動数の0.8倍，0.8分の1とし，ロールオフ振動数を中心振動数の1.5倍として，斉藤[13]のプログラムを用いてチェビシェフフィルターとして作成した．振幅特性は，通過帯域で0.67以上，遮断帯域で0.025以下としている．ここでは，解析対象区間長さは，フィルター波の相互比較から中心周期の2倍とし，4分の1周期毎にSemblance値を求めた．この際，各観測点間のフィルター波を比較すると類似した位相とそうでない位相が見られたので，

類似の位相がある部分のみSemblance値を計算している．また，到来方向は60分割とし，速度については0.3km/sから4km/sの間を逆数（slowness）にして100等分に分割している．結果をFig.13にまとめて福島の観測記録とフィルター波と併せて示す．各フィルターによってSemblance値の最大値が異なるが，Semblance値が最大となる時間での波形の到来方向は，320度から340度の間であり，震源から到来した波動は見られなかった．解析から求まった伝播速度をFig.10の位相速度と比較してFig.14に示す．図から，伝播速度はRayleigh波の位相速度とよく対応することが分かる．更に，0.4Hzが卓越している50～60秒でのフィルター波の鉛直面内のオービットを描くと逆転であり，Table 1の構造を仮定した場合の基本モードのそれと一致する．

よって，以上の検討から大阪市西部の波形には，平均的な方位が330度の方向から到来する基本モードのRayleigh波が含まれていることが分かった．Table2に示したように観測点から見た震源の方位は約270度であり，観測点から330度の方向には，せいぜい今回の地震に関する数種の断層モデル[例えば, 14),15)]の断層の縁が存在するだけである．しかしながら，到来方向はこれらの断層モデルの走行あるいは，大阪堆積盆地の境界と対応しているように思える．表面波の生成位置についてこれ以上議論するためには，現況では震源と地盤とを3次元的にモデル化した理論計算をする必要があろう．

4.3　地震動強さの空間分布

横田・他[16)]は，大阪平野のやや長周期地震動の大きさを各観測点の上下動の応答スペクトルに着目して3つのグループに分けている．減衰定数5%の速度応答スペクトルを分類してFig.15に示す．上下動に着目して図を見ると，Lグループは周期2～5秒が卓越しその大きさは平均的には20cm/sを超えている，Mグループは周期2～4秒が卓越しその大きさは10～20cm/sである．Sは，L,M以外の記録である．水平動を見ると，Lグループでは周期5～6秒の卓越が見られるが，Mでは周期4～5秒が卓越している．また，振幅はLグループでは50～100cm/sを超える地点もあり，周期2～6秒の範囲では，超高層建物や免震建物の動的設計に用いるレベル1,2の検討用地震動の強さを上回るものが観測されてたことになる．

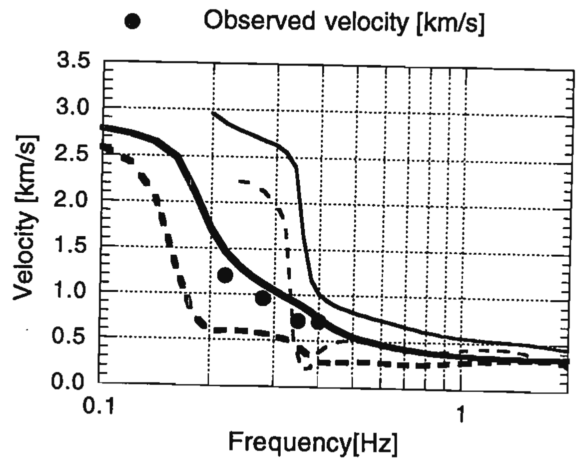


Fig.14　Semblance解析の結果得られた伝播速度とRayleigh波の位相速度との比較

Fig.16にやや長周期地震動成分の大小関係を基盤等深線[17)]や上町断層と一緒に示す．図に示されているように，上町断層の西側に位置する観測点ではやや長周期成分の振幅が大きく，上町断層の東側近傍では振幅が小さくなっている．参考に大阪市湾岸部の福島，上町断層の東側近傍に位置する大阪管区気象台，河内盆地内にある弥栄の3地点の応答スペクトルをFig.17に示す．河内盆地は上町台地と生駒山地で囲まれる大阪堆積盆地の東側の一部である．3者を比較すると，気象台の振幅が際だって小さいことが分かる．弥栄は，上述したグループ分けでは，Mグループであったがこれは上下動の振幅が小さかったためで．水平動は福島（Lグループ）に比べてやや小さいだけである．波動の伝播解析結果から断層あるいは堆積層境界から発生したRayleigh波により湾岸域の上下動の振幅が大きくなっていると考られるので，グループ分けはMであるが，河内盆地においてもやや長周期地震動はかなり大きかったと言えよう．

5．まとめ

1995年兵庫県南部地震の際の大阪平野の地震動の特徴を，これまでに発表されている論文に筆者の検討を加えてまとめてみた．ここで言う大阪平野とは，大阪堆積盆地の東側で，尼崎市と大阪府を考えている．

大阪市内では最大加速度は，60～300cm/s/s，最大速度は8～40cm/sの範囲にあった．観測記録の加速度と速度の比からも長周期成分が卓越していることが示唆されるが，実際に応答スペクトル

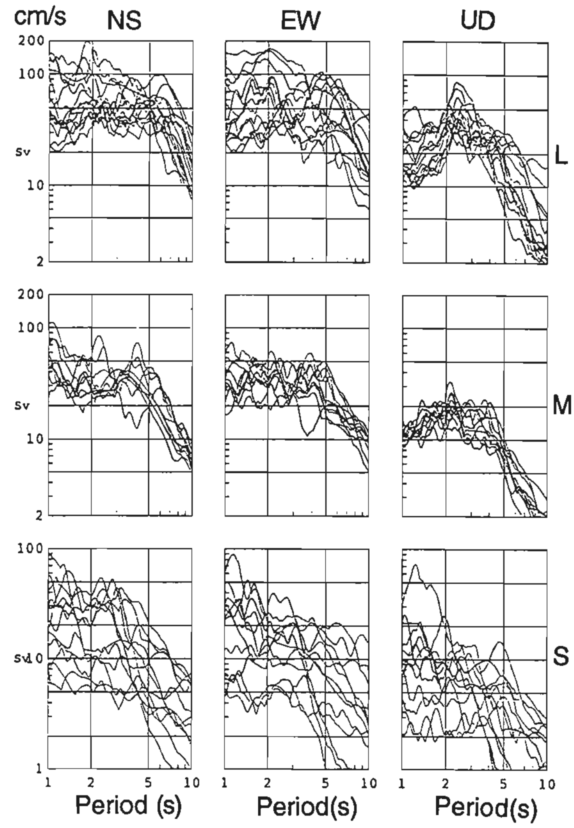


Fig.15 観測記録の速度応答スペクトル（減衰定数5%）とグループ分け

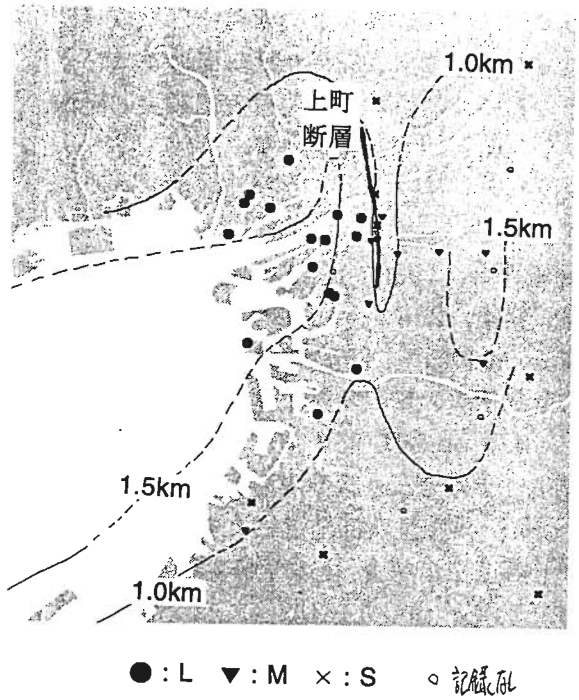


Fig.16 やや長周期地震動の強さレベルと基盤等深線，上町断層の位置

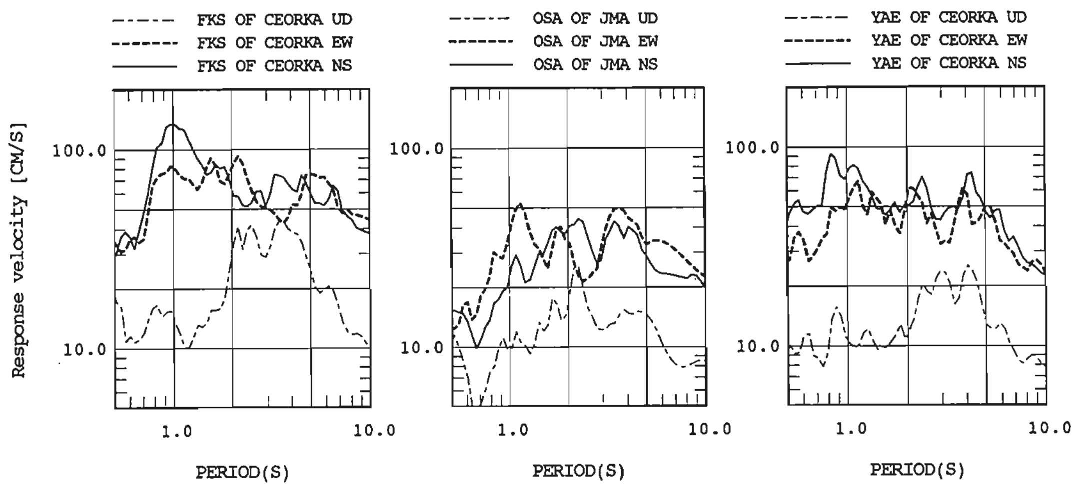


Fig.17 福島，大阪管区気象台，弥栄の速度応答スペクトル

を見ると，場合によっては50～100cm/sになり，動的設計検討レベルの地震動強さであったことが窺われる．また，やや長周期成分は湾岸域が大きかった．これは，やはり断層に近いことに原因があるのであろう．

ここで着目しているやや長周期地震動は，表面波の可能性が高く，大阪市西部の分散傾向がある記録をスペクトル解析すると，提案されている地下モデルのAiry phaseと対応したピークが見られた．また，到来方向を複数の観測記録を同時に使って推定すると，全観測点で同様に見られる位相は北から時計周りに330度方向となり，少なくとも震源近傍から発生した波動でないことが分かった．波動の到来方向は，六甲断層系の走行あるいは，大阪平野の堆積層境界部の走行に対応しているように見える．兵庫県南部地震の際の大阪平野における地震動を検討するためには，断層を含んだ3次元的な解析が必要であろう．

謝辞

本報告では，日本建築学会兵庫県南部地震特別研究委員会の作業用に収集した地震記録および当社が参加している関西地震観測研究協議会の記録を使用した．記るして謝意を示す．

参考文献

1) 日本建築学会，1996，1995年兵庫県南部地震強震記録資料集，265p.
2) 土岐憲三，後藤洋一，江尻譲嗣，澤田純男，1995，兵庫県南部地震の震源特性と地盤震動特性，土木学会誌，92，pp.241-252.
3) 鶴来雅人，土岐憲三，入倉孝次郎，澤田純男，田居優，1996，兵庫県南部地震による大阪府内のアンケート震度分布調査，土木学会第51回年次学術講演会，Ⅰ-B，pp.342-343.
4) 地盤工学会阪神大震災調査委員会，1996，阪神・淡路大震災調査報告書（解説編），pp.89-95．香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南荘淳，1993，大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会講演概要，199-202.
5) 中川康一，1995，震害と地盤構造，シンポジウム「阪神・淡路大震災と地質環境」論文集，日本地質学会環境地質研究委員会，pp.233-238.
6) Nakagawa, K., Shiono, K., Inoue, N. and Sano, M. : Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic hazards, Special Issue of Soils and Foundations, pp. 15--28, 1996.
7) 江尻譲嗣，関崇男，金田義行，1996，やや深い地盤構造の不整形性が地震動に及ぼす影響，土木学会第51回年次学術講演会，Ⅰ-B，pp.386-387.
8) 鳥海勲，大場新太郎，村井信義，1982，大阪平野における地震動の伝播について，第6回日本地震工学シンポジウム，465-471.
9) Hatayama K., K. Matsunami, T. Iwata and K. Irikura, 1995, Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, J. Pays., Earth, 43, 131-155.
10) 香川敬生，澤田純男，岩崎好規，南荘淳，1993，大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会講演概要，199-202.
11) 香川敬生，堀江好平，1995，大阪堆積盆地深部地盤構造のモデル化（その2），土木学会第50回年次学術講演会梗概集，1264-1265.
12) Neidell, N. S. and M. T. Taner, Semblance and other coherency measures for multichannel data, Geophysics, 36, 482-497, 1971.
13) 斉藤正徳，1978，漸化式ディジタル・フィルターの自動設計，物理探鉱，31，No.4，112-135.
14) Ide, S., Takeo, M. and Yoshida, Y. : Source process of the 1995 Kobe earthquake : determination of spatial-temporal slip distribution by Bayesian modeling, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 86, pp. 547-566, 1996.
15) Sekiguchi H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi and M. Hoshiba, Minute locating of faulting beneath Kobe and the waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, submitted to J. Phys. Earth.
16) 横田治彦，片岡俊一，趙分方，1996，1995年兵庫県南部地震における大阪平野の地震動特性，日本建築学会講演梗概集（近畿），構造Ⅱ，pp.183-184.
17) 岩崎好規・他，1993，大阪盆地構造とその形成史，関西地盤の地質構造と土質特性に関する最近の知見シンポジウム，土質工学会関西支部，1993.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

構造物から見た地震動特性

The characteristics of observed strong motion record, evaluation from structural aspect

小山　信
Shin KOYAMA

During 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, many strong motion records were observed not only in Kobe area but also in Osaka area. This paper describes the characteristics of earthquake ground motions that observed in Osaka area. At the beginning, pseudo response spectra with 5% damping coefficient, using 18 records, were examined to evaluate the effect of ground motion on structure. The spectral amplitude in 1 sec and 15 sec, almost attenuate depend on distance from source. In the rather-long period range, 4 sec in this paper, the spectral amplitude observed in central part of Osaka basin, except just above and near Uemachi elevation, over 50cm/s. This value is comparable to that of observed at No.1 site, in the near source region. According to investigation of acceleration response wave form with 4 sec natural period and 5% damping coefficient, maximum response amplitude was recorded at later phase parts. As the rather-long period range ground motion relates to surface waves generated in sedimental basin, it will be an important problem to evaluate adequate strong motion in this period range for seismic design.

1．はじめに

1995年兵庫県南部地震では，充分とは言えないが数多くの地震記録が得られている。兵庫県南部地震における建築物被害の諸要因の解明およびそれに基づく関連諸問題の調査研究のための基礎資料として日本建築学会兵庫県南部地震特別研究委員会特定研究課題１－ＳＷＧ１、日本建築学会近畿支部耐震構造研究部会によってまとめられた「1995年兵庫県南部地震強震記録資料集」には、350以上の地点で得られた強震記録（地震動時刻歴波形・応答スペクトル）が掲載されている。この資料集からも分かるように、大阪地区では神戸地区以上に数多くの記録が得られており、大阪地区・大阪平野中央部の地震動特性についての検討も行われている。ここでは大阪地区での地震動に関して、構造物から見た地震動特性の観点から述べる。

2．兵庫県南部地震時の大阪での地震動

2.1　兵庫県南部地震時の大阪の地震動特性についての既往の研究

大阪平野での地震動研究は、1970年以後勢力的に行われている。大阪平野での地震動の特徴の一つは鳥海(1975)によって指摘されているように、平野での地震記録主要動の後に堆積盆地構造に起因する”あとゆれ”と呼ばれる表面波が認められ点であり、地盤震動シンポジウムにおいても度々話題となっている。

兵庫県南部地震の際の大阪での地震動特性に関しては、これまでにも以下のような検討が行われている。

郝・他(1995, 1996)は、堆積層の薄い神戸地域と厚い大阪地域での地震動の伝播特性の検討を行い、Ｐ波直後に認められるpS波が大阪地域では1.4Km程度の厚さの堆積層によって約2.5秒遅れて到達していることを指摘している。さらに複数の余震記録に認められる基盤でのpS、sP変換波の走時から各観測点直下の基盤速度を推定している。大場・古池(1995)は、生駒山地と大阪平野の境界領域における地震動特性を検討し、平野境界領域では山麓地域にくらべて、1)最大加速度が水平動で約1.4倍、上下動で約1.8倍となる。2)堆積層の存在によって１秒以下の短周期成分が増幅するとともに、特に1.1秒、1.6秒の周期が顕著に卓越する。3)地震動継続時間が長くなる。ことを指摘している。横

建設省建築研究所　Building Research Institute, Ministry of Construction

田・他(1996)は、大阪平野のやや長周期地震動特性について波動の発生位置と伝播経路・速度に着目して検討を行い、周期2～5秒のやや長周期地震動成分が六甲山地から平野中心部に伝播すること、振幅は観測点によって大きく変化し、上町台地を境界として顕著な差異があることを指摘している。片岡・横田(1996)は、兵庫県南部地震記録をアレー解析して波動の伝播方向と速度を求め、波動の到来方向が時間経過と共に北西から北に回り込み、速度も減少することを指摘している。奈良岡・他(1996)は、周期1～5秒と周期0.1～0.5秒の周期帯域の震動方向について調べ、1)前者の周期帯域では断層との位置関係に依存した方向性を示す地点が多いが、大阪平野中心部に位置する地点の中にはその傾向を示さないものがある。2)後者の周期帯域では、観測点周辺の地盤状況が大きく影響していると考えられる。ことを指摘している。江尻・他(1996)は、大阪上町台地断層の不整形構造を対象として、やや深い地盤の不整形構造を考慮した地盤モデルでの地震応答解析を行い、兵庫県南部地震の際の観測値と比較してその影響を定量的に評価している。

2.2　兵庫県南部地震時の大阪での地震動

兵庫県南部地震の際に、大阪において数多くの地震記録が得られたことは既に述べたが、ここでは大阪での地震動強さについて、若干の検討を行った。使用した地震記録は、図１に示されるNo.1(神戸市中央区、神戸海洋気象台)、No.2(大阪市中央区、建設省建築研究所)、No.3(尼崎市)、No.4(八尾市)、No.5(高槻市)(以上No.3～5は建設省土木研究所)、No.6(大阪市此花区、住宅都市整備公団)、No.7(神戸市灘区)、No.8（大阪市福島区)、No.9(東大阪市森河内)、No.10(東大阪市本庄)、No.11(堺市)、No.12(泉北郡忠岡町)、No.13(南河内郡千早赤坂村)、No.14(大阪市阿倍野区)、(以上No.7～14は関西地震観測研究協議会)、No.15(泉南郡熊取町、京都大学)、No.16(大阪市住吉区、大林組)、No.17(四条畷市、大阪ガス)、No.18(奈良市平城、大阪ガス)の建物の１階以下または地盤上で得られものを用いた。これらの地点の震央距離は、15.5～66.7Kmである。図１から分かるように、これらの地点は大阪平野を東西と南北に横切るように並ぶような地点を選び出した。原波形が著しく振り切れたり液状化していると考えられる記録は除外している。No.7～16では速度記録が、それら以外の地点では加速度記録が得られている。記録時間は、No.3地点が29秒と短いほかは56秒以上あり、後続位相も充分に記録できる長さである。既往の研究によると（新編大阪地盤図(1987)等）、観測点の表層地質は、No.7とNo.13が岩盤、No.15とNo.18が新第３紀層、No.1. 2. 12. 14. 16が洪積層、 No.3. 4. 5. 6. 8. 9. 10. 11. 17が沖積層である。No.2. 14. 16は上町台上また近傍に位置している。

1)時刻歴波形について

表１に、それぞれの地点の震央距離と加速度・速度の最大値を整理して示す。原記録が速度である場合には、微分して求めた加速度波形の振幅も併せて記入してある。水平２成分の方向は、大部分がN000EとN090Eであるが、中には１方向のみ、または両方向が確認できない地点もある。

最大振幅値は、水平成分ではNo.1地点ＮＳ成分の818cm/s/sからNo.13地点ＮＳ成分の90.3cm/s/s、上下動成分ではNo.7地点の445.5cm/s/sからNo.13地点での73.6Cm/s/sの範囲である。速度振幅に関しては、No.7地点において50cm/s以上の値を記録していることと、大阪平野中心部に位置するNo.8. 9. 12. 14で、高層ビルの設計用入力地震動レベル１を超える値を記録していることが注目される。これらの最大加速度・速度値と断層からの距離の関係は、福島・入倉(1995)、司・他(1995)、太田・竹原(1995)等によれば、既往の研究成果によって説明される範囲である。地震動の継続時間に関しては、大阪平野周辺部の地点(No.4. 5. 12. 15. 17)では主要動だけが存在しているが、中央部の地点(No.2. 6. 8. 9. 10. 11. 14. 16)では後続位相が存在することで長くなっている。特にNo.8の速度波形では、20cm/s以上の地震動が30秒以上、すう波にわたって継続している点が注目される。

2)擬似速度応答スペクトルについて

図２は構造物の応答に与える地震動の影響について検討するために求めた、減衰定数が５％の擬似速度応答スペクトルである。計算に用いた区間は、No.3が29秒と短い以外は、後続位相までが含まれるような長さとした。震源断層に近いNo.1では周期１秒程度で250cm/sを上回っており、この値は既往の強震記録と比較しても非常に大きな地震動であった(建設省建築研究所(1995)など)。No.1以外の地点でも、No.3. 6. 8. 9.

10地点では周期１秒程度で最大値が100cm/s程度以上に達している。No.3地点に関しては、周期1.76秒でも230cm/s程度に達している。これらの地点は、大阪平野中央部でしかも上町台地から外れた地点である。上町台地上のNo.2地点は、震源距離でNo.8地点と4kmしか離れていないにもかかわらず、最大値は140cm/sに対して40～50cm/sと1/3程度の値となっている。No.2地点が建物の地下３階での記録であり、有効入力損失の効果が含まれていることを考慮しても注目に値する差である。また、NO.4, 5, 11, 12, 15, 16, 17, 18のように大阪平野の中心から離れて周辺部に近づくにしたがって、周期１秒付近の卓越が顕著で無くなると共に最大振幅が減少して行くことが確認できる。特に、ほぼ岩盤上の観測点であるNo.13では振幅は最大でも10cm/sと小さく、顕著な卓越を示していない。

3)擬似速度応答スペクトルの空間分布について

擬似速度応答スペクトルの値は、震源(震源断層)からの距離や場所によって大きく変化していた。そこで、各地点での応答スペクトルの周期1, 2, 4, 8, 15秒の値(水平成分２成分の大きい方)に着目して東西・南北測線にそって並べることで、構造物の応答に与える大阪平野の影響についての検討を行った。東西測線は震央からの距離を、南北測線はNo.5からの距離を横軸にとって表示している。測線からは外れているが、No.13(震央距離59.5Km、No.5点からの距離:41.7Km)の値をそれぞれ70kmと60kmの地点に、No.1(No.5からの距離:45.0Km)を-5kmの地点に示している。

図３は東西測線に関して示している。震源に近いNo.1で大きく震源から遠くしかも岩盤上のNo.13で最小になっているが、大阪平野上の地点(No.3, 6, 8～10, 17)での振幅がNo.1, 2地点での値を上回っているなど、振幅の変化は震央距離に依存していないこと分かる。特にNo.6の周期４秒の振幅は、No.1地点よりも1.77倍も大きな値となっている。

南北測線に関しては示している図４では、すべての周期においてNo.1よりも小さな値となっているが、大阪平野の周辺(No.5, 15)より中央部での振幅が大きいことが見て取れる。

4)応答加速度波形について

東西・南北測線での擬似速度応答スペクトルの振幅の変化から、大阪平野中央部において周期４秒の振幅が非常に大きくなることが確認されたが、この最大振幅が時刻歴波形のどの部分で記録されているかを確認するために応答波形について検討した。

図５は、震源に最も近いNo.1と速度波形において20cm/s以上の地震動が30秒以上にわたって継続していたNo.8での、固有周期１秒と４秒についての応答加速度波形（減衰定数５％）を示している。周期１秒は、No.1での擬似速度応答スペクトルで卓越していた周期であり、周期４秒はNo.8などの大阪平野の観測点で卓越していた周期である。

周期１秒の応答波形の形状は、No.1と8で位相の数や最大値(No.1は1507cm/s/s、No.8は871cm/s/s)が異なるものの振幅の大きな部分の継続時間は15秒程度で同じである。一方周期４秒の応答波形は、No.1で89cm/s/s、No.8で92cm/s/sと最大振幅が逆転しているとともに、継続時間もNo.8の方が２倍以上になっている。また、No.8での最大値は、主要動部分ではなく後続位相部分で記録されている。これは、やや長周期帯域に固有周期を有する構造物の地震応答に後続位相が大きく寄与することを示すものである。

３．兵庫県南部地震時の構造物の応答

3.1　兵庫県南部地震時の構造物応答に関する既往の研究

本地震時には構造物においても数多くの地震記録が得られており、個別の建物について、それらを用いて検討が行われている。

沢井・他(1995)、藤井・他(1996)は、No.6地点の建物(RC造、地上31F、地下B1F)について検討を行い、地震後の目視調査によって梁に多数の軽微なひびわれが、ALC壁に多くの目地割れが確認されたこと、また固有周期も地震前より延びており、各層の変形は弾性範囲を大きく超えたと考えられることを指摘している。さらに、観測された地震波を入力とした応答解析によって、地震時の層間変形がほぼ全層にわたって弾性範囲を超えたことを指摘している。此上・他(1995)は、大阪市中央区の建物(S造、地上30F、地下B3F)について検討を行い、本震時の固有周期は微動レベル・小地震時の値より大きくなったが、地震後元に戻っていることを指摘している。高崎・他(1995)は、大阪泉佐野市の高層建物(SRC造、地上17F、地下B2F)について、地下２階で

142(H1), 79(H2), 70(UP)cm/s/sの最大加速度を記録した兵庫県南部地震を含む複数の地震について検討を行い、地下２階での入力が大きくなると建物の固有周期が延びることを指摘している。斎藤・横田(1996)は、No.2地点の建物(S造、地上15F、地下B3F)について検討を行い、応答解析の結果１時固有周期が若干延びているものの、非線形性は小さくほぼ弾性範囲で応答であったと考えられることを指摘している。谷垣・他(1995)は、大阪市都島区の建物(SRC造、地上36階、地下階無し)について検討を行い、１階で95(H1), 94(H2), 69(UD)cm/s/sの最大加速度を記録しており、地震応答解析の結果からは構造躯体の応答は弾性範囲内にあったことを指摘している。

これら以外にも、神戸地区に建設されている建物についても数多の検討が行われている(例えば、木村・他(1996)、高橋・他(1996)など)。

3.2 大阪第３合同庁舎の地震応答

No.2地点は建設省建築研究所が地震観測を行っている大阪第３合同庁舎(地上15階、PH3階、地下3階)である。地震観測は18階(PH3F)と地下3階で行われている。同建物の兵庫県南部地震時の地震応答については、詳細な検討が行われているが(斎藤・横田(1996))、ここでは、大きさの異なる２つの地震時の応答について検討を行った。

No.2地点では、兵庫県南部地震本震と1月25日23時15分の余震(34.8N, 135.3E, D=20km, M4.7)の記録が得られている。図６に18FとB3Fで得られた本震と余震の加速度波形を、図７にﾌｰﾘｴｽﾍﾟｸﾄﾙを、図８にB3Fに対する18Fの伝達関数(図中の数字は固有周期)、表２に本震と余震の最大加速度振幅を示す。本震の時刻歴波形での最大加速度値は、余震と比べてB3Fで9～16倍、18Fで9～26倍程度の大きさであった。表２より、B3Fに対する18Fの水平動最大振幅値の比が、余震(2.87, 2.38)よりも本震(4.57, 3.83)で大きくなっていることが分かる。また伝達関数でも、１次固有周期の本震時の増幅が余震時を上回っている。これはB3Fでの本震と余震のﾌｰﾘｴｽﾍﾟｸﾄﾙから分かるように、本震ではこのビルの1次固有周期成分に近い周期1～2秒のが優勢であり、その結果ビルの応答が増大し、水平動の最大振幅比が大きかったものと考えられる。固有周期の変化を伝達関数から判断すると、１次モード固有周期は本震時に1.69秒(N189E)、1.41秒(N279E)、余震時に1.56秒(N189E)、1.38秒(N279E)と2～8%程度長くなっていた。一方、2次モード固有周期は、本震、余震ともに0.5秒(N189E)、0.44秒(N279E)程度では変化が無かったことがわかる。

4．おわりに

構造物から見た地震動特性について、大阪平野に着目して既往の研究結果のレビューと若干の検討を行った。

兵庫県南部地震本震と余震での大阪第３合同庁舎の地震応答について検討し、1次モード固有周期の若干の変化が確認された。

兵庫県南部地震の際の大阪平野での地震動は、後続位相の存在によって継続時間が増大するとともにやや長周期帯域の地震動応答の最大値が震源に近い地点よりも大きかったことを改めて確認した。この現象は、堆積盆地構造に起因する表面波によって生じたと考えられることから、これまでにも指摘されているように、やや長周期帯域の設計用入力地震力を評価するには震源と大阪平野の位置関係が重要なファクターとなるであろう。またその際には、今回の兵庫県南部地震は内陸活断層で発生したＭjma=7.2の地震であり、プレート境界で発生する巨大地震と比較すると震源から放射されたやや長周期成分は少なかった点も考慮することが必要であろう。

謝辞

本論を作成するにあたり、日本建築学会兵庫県南部地震特別研究委員会を通じて公表されている地震記録、土木研究所彙報第64号「土木構造物における加速度強震記録(No.21)」の地震記録を使用させて頂きました。記して感謝致します。

参考文献

江尻譲嗣・他(1996)：やや深い地盤構造の不整形性が地震動に及ぼす影響、土木学会第51回年次学術講演会概要集、B, 386-387

太田外氣晴、竹原崇夫(1995)：兵庫県南部地震における地震動の距離減衰と周期特性、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 153-154

大場新太郎、古池 秀(1995)：1995年兵庫県南部地震時の生駒山地と大阪平野境界領域における震動特性、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 163-164

片岡俊一、横田治彦(1996)：兵庫県南部地震の際に大阪平野で観測されたやや長周期地震動の伝播性状、土木学会第51回年次学術講演会概要集、B, 428-429

木村 匡・他(1996)：兵庫県南部地震における新長田駅前高層ＳＲＣ造建物の解析的検討（その１～３）、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 533-538

建設省建築研究所(1995)：平成７年阪神・淡路大震災建築震災調査委員会中間報告

建設省土木研究所(1995)：土木構造物における加速度強震記録(No.21)、土木研究所彙報第64号

此上典文・他(1995)：兵庫県南部地震における鉄骨造高層建物の地震応答、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 439-440

斎藤知生、横田治彦(1996)：1995年兵庫県南部地震の記録を用いた建物振動特性の同定、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 509-510

沢井布兆・他(1995)：兵庫県南部地震における高見フローラル超高層ＲＣ造集合住宅の検証 (2)、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 431-432

司宏俊・他(1995)：1995年兵庫県南部地震の最大地動速度の距離減衰特性、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 151-152

高崎芳夫・他(1995)：高層建物での兵庫県南部地震の観測結果と固有周期の変動、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 441-442

高橋元美・他(1996)：兵庫県南部地震記録を用いた高層ＲＣ造立体骨組の多次元入力弾塑性地震応答解析、構造工学論文集、Vol.42B, 23-32

谷垣正治・他(1995)：兵庫県南部地震における超高層住宅での地震観測結果、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 225-226

土質工学会完済支部・関西地質調査業協会(1987)：新編大阪地盤図

奈良岡浩二・他(1996)：震動方向に着目した1995年兵庫県南部地震の観測記録の分析、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 153-154

日本建築学会兵庫県南部地震特別研究委員会特定研究課題１－ＳＷＧ１、日本建築学会近畿支部耐震構造研究部会(1996)：1995年兵庫県南部地震強震記録資料集

郝 憲生・他(1995)：平成７年兵庫県南部地震における強震動の伝播特性と方向生の検討、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 139-140

郝 憲生・他(1996)：神戸－大阪間の地震記録に見られるＰ，ｐＳ，ｓＰ，Ｓ波の走時解析による基盤深度の検討、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 159-160

福島美光、入倉孝次郎(1995)：1995年1月17日兵庫県南部地震における最大振幅の距離減衰、1995年日本建築学会大会概要集、B2, 149-150

藤井 睦・他(1996)：兵庫県南部地震における高見フローラル超高層ＲＣ造集合住宅の検証 (6)、(7)、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 527-530

横田治彦・他(1996)：1995年兵庫県南部地震における大阪平野の地震動特性、1996年日本建築学会大会概要集、B2, 183-184

表１ 各地点の震央距離、最大加速度・速度値

No.		震央距離	最大加速度(cm/s/s)			最大速度(cm/s)		
			NS(H1)	EW(H2)	UD	NS(H1)	EW(H2)	UD
1	神戸市中央区	15.5	818.0	617.3	332.2			
2	大阪市中央区	44.5	90.2	82.5	108.8			
3	尼崎市	37.4	264.6	293.9	324.0			
4	八尾市	50.0	155.9	199.2	55.9			
5	高槻市	60.0	293.3	397.1	139.7			
6	大阪市此花区	37.9	222.0	267.0	255.0			
7	神戸市灘区	22.3	(270.2)注1	(305.2)	[445.5]	51.0	31.0	[33.2]注2
8	大阪市福島区	40.5	(181.2)	(211.1)	(194.9)	30.9	29.8	9.6
9	東大阪市森河内東	49.2	(209.9)	(124.1)	(195.1)	27.1	24.7	6.1
10	東大阪市本庄	52.8	(154.8)	(144.3)	(127.0)	21.2	21.8	7.0
11	堺市	39.3	(149.3)	(124.5)	(100.6)	15.9	15.7	6.6
12	泉北郡忠岡町	36.3	(290.1)	(190.6)	(133.2)	24.4	14.7	6.9
13	南河内郡千早赤坂村	59.5	(90.3)	(108.6)	(73.6)	5.2	4.9	2.5
14	大阪市阿倍野区	43.2	(216.2)	(227.0)	(136.1)	21.3	24.9	6.3
15	泉南郡熊取町	37.8	(221.9)	(167.4)	(146.3)	14.5	10.6	5.8
16	大阪市住吉区	42.0	(108.9)	(115.1)	(113.4)	16.7	13.6	7.9
17	四条畷市	55.9	221.0	256.5	－			
18	奈良市平城	66.7	111.5	140.0	－			

注1（ ）は速度波形を微分して求めた値　　注2［ ］は振り切れた値

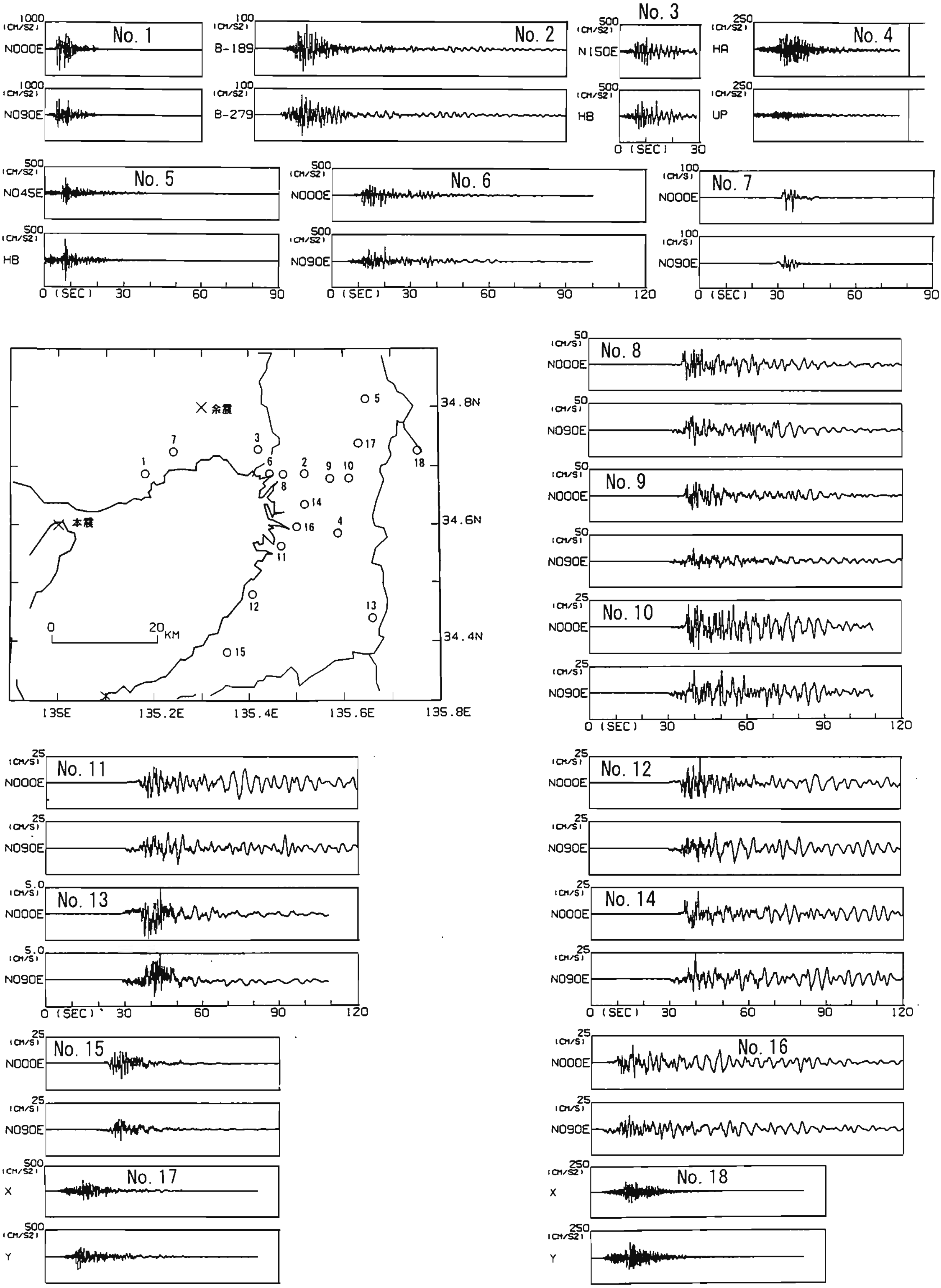
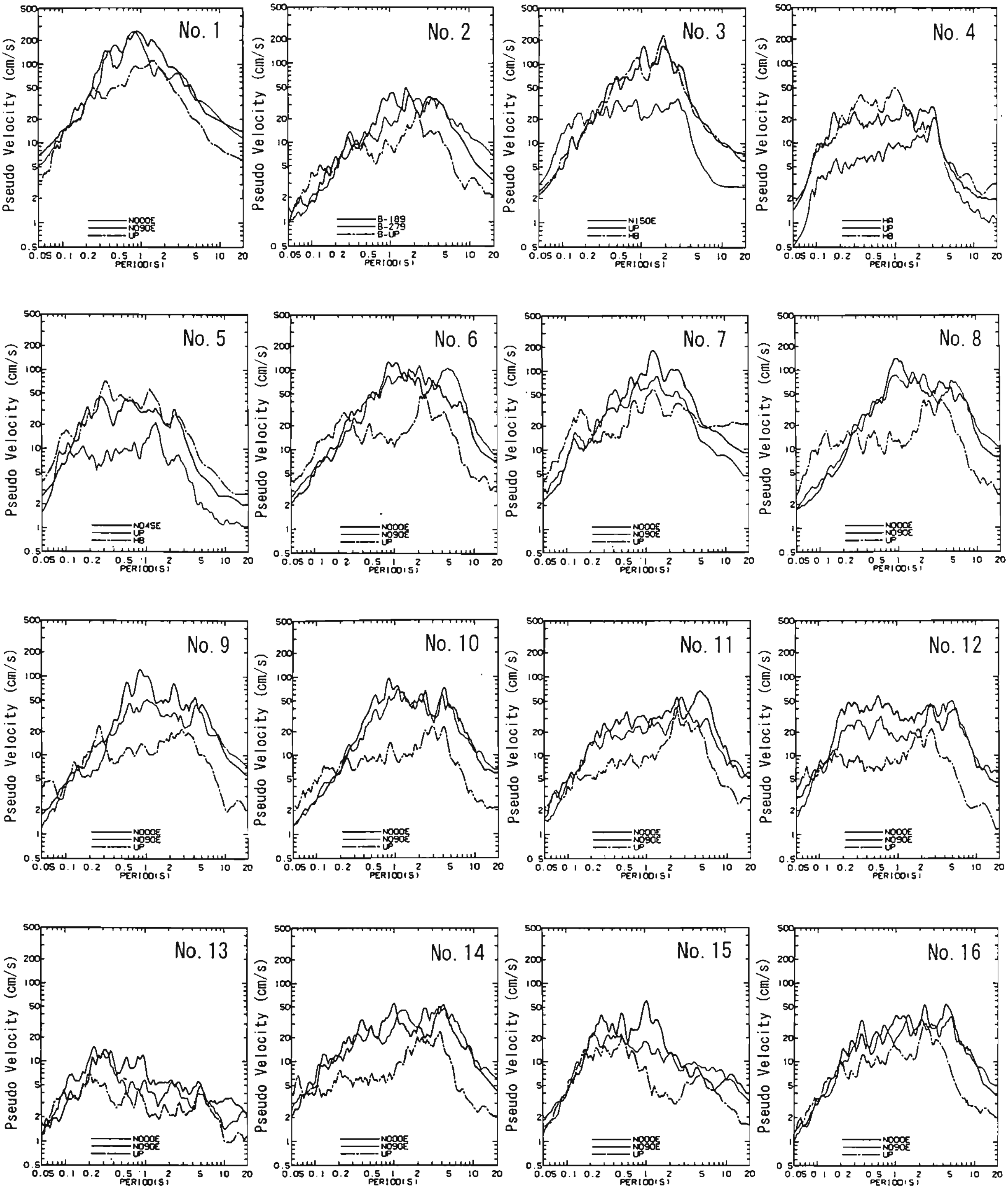


図1 検討に用いた地震観測地点と地震の震央、観測波形
(No. 7～16は速度波形、その他は加速度波形)



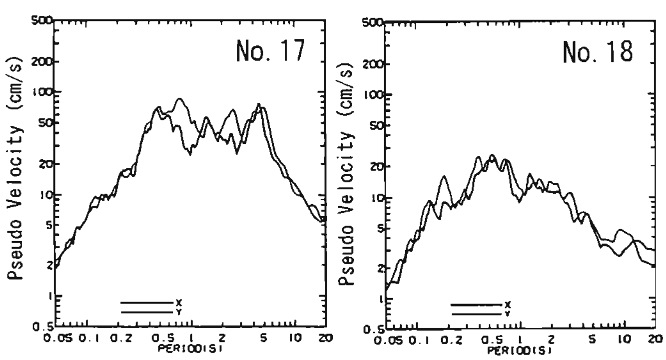


図２ 各地点での擬似速度応答スペクトル(h=5%)

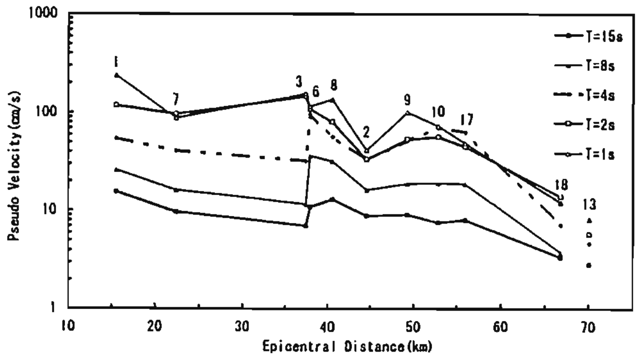


図３ 擬似速度応答スペクトル値（h=5%)、水平成分）の空間分布（東西測線）

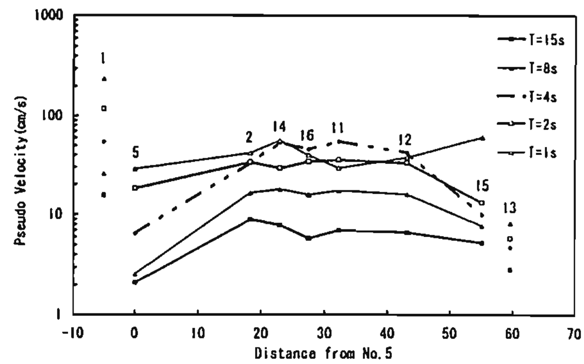


図４ 擬似速度応答スペクトル値（h=5%)、水平成分）の空間分布（南北測線）

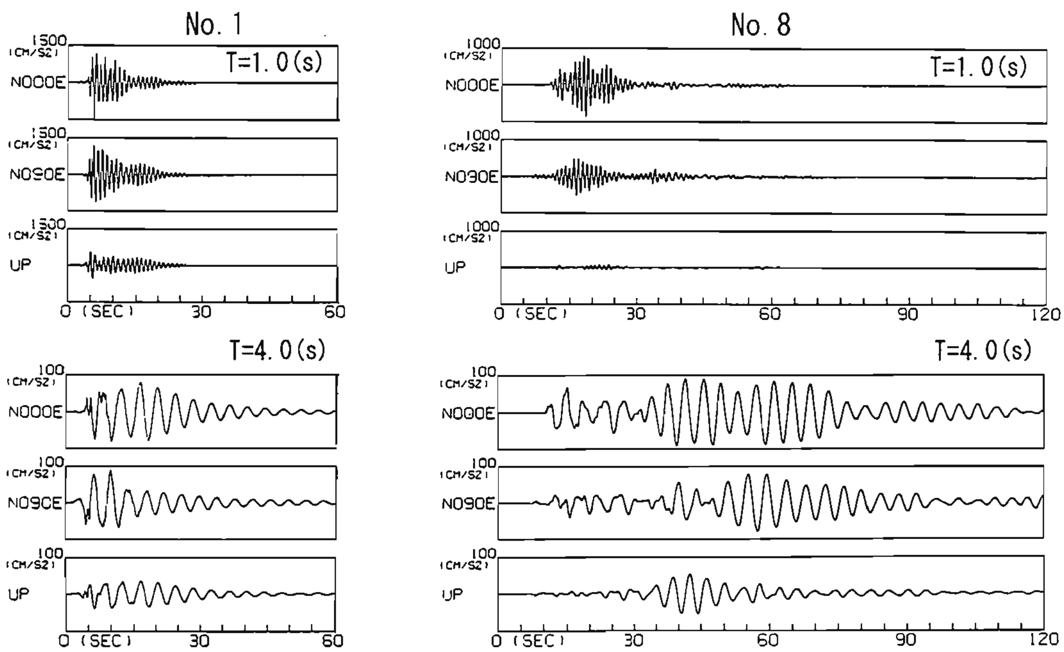


図５ No. 1、8地点の加速度応答波形（h=5%）

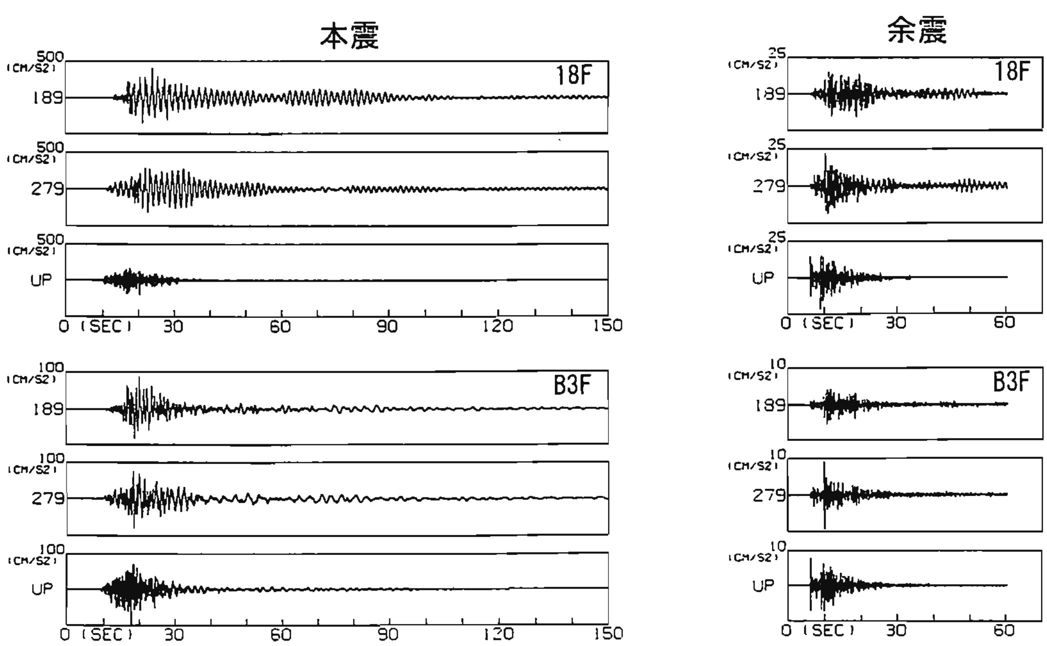


図６ NO. 2地点の18FとB3Fで得られた兵庫県南部地震本震と余震(1/25 23:15)の加速度波形
(189, 279, UPはそれぞれN189E, N279E, UP方向がプラス)

表2 No. 2地点での兵庫県南部地震本震と余震(1/25 23:15)の最大加速度値

	地点	単位	N189E	N279E	UP
兵庫県南部地震	18F	cm/s/s	412.3	316.3	209.4
本震	B3F	cm/s/s	90.2	82.5	108.8
	18F/B3F	倍	4.57	3.83	1.92
余震	18F	cm/s/s	15.77	22.41	22.35
(1/25. 23:15)	B3F	cm/s/s	5.5	9.41	7.92
	18F/B3F	倍	2.87	2.38	2.82

本震

余震

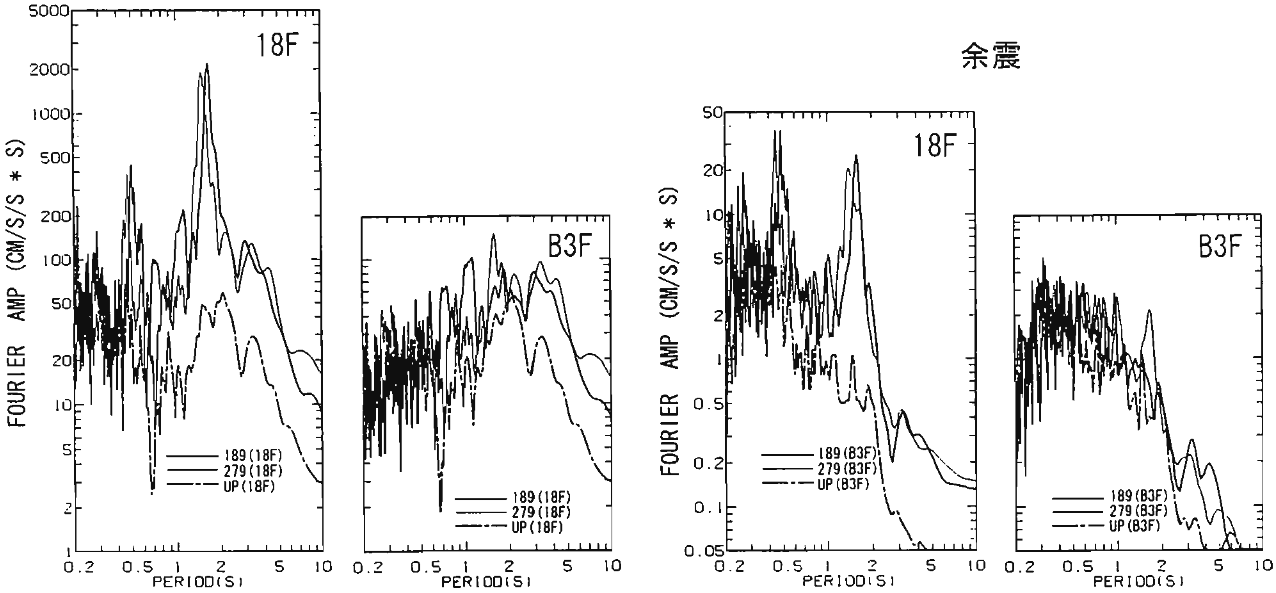


図7 NO. 2地点の18FとB3Fで得られた兵庫県南部地震本震と余震(1/25 23:15)のフーリエスペクトル
(189(18F), 279(18F), UP(18F)は18F、189(B3F), 279(B3F), UP(B3F)はB3Fの記録)

本震

余震

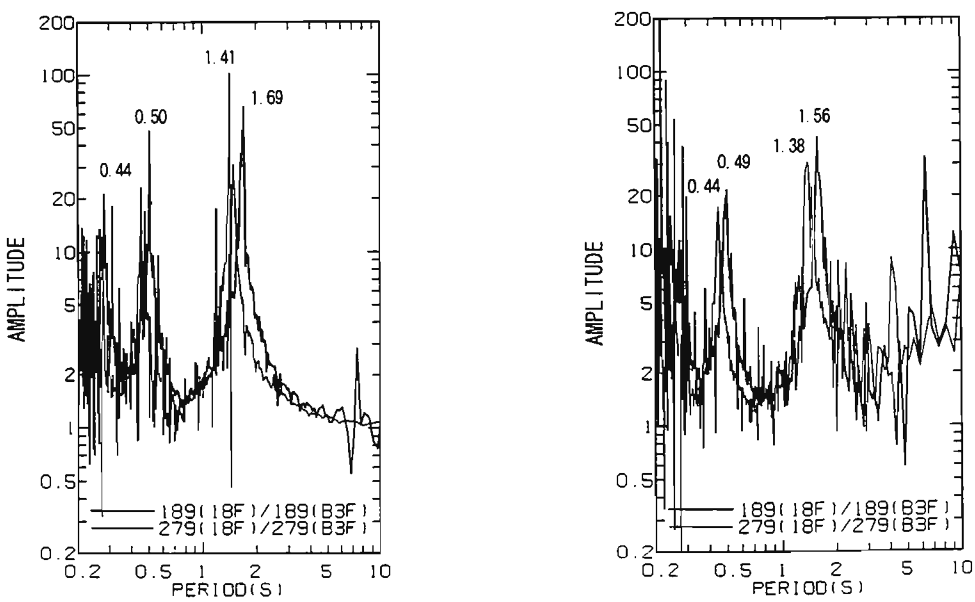


図8 NO. 2地点で得られた兵庫県南部地震本震と余震(1/25 23:15)の伝達関数(18F/B3F)

4．特　別　講　演

大阪平野のあとゆれについて

SURFACE WAVES IN OSAKA PLAIN

鳥海 勲
Isao TORIUMI

Between 1957 and 1976 , the characteristics of surface waves by the blast test in the laminated layer are studied experimentally and theoretically [2]. In 1973 , we get a seismo record (Fig.1) which suggests us the fact that similar surface waves are generated in plain by natural earthquake.
This surface wave induced at the border site of plain travels to inner area of plain with velocity 600 m/s. We named this wave "atoyuré" (retarded wave) which reaches about 20 sec late for main shock at the observation point.
Its predominant period is 1.0 ~1.5 sec. This wave is not favorable to the long period structures.

1．あとゆれ

平野の地震動は何故長い。これが，20~30 年前からの課題であった。岩盤から平野へ入った波動は剛比の関係で平野に閉じ込められ，消滅するまで平野内でウロウロするからだ。これが答えであったが，平野の地震動を取り扱うものにとっては，そのウロウロの仕方が知りたい。単なる noiseなのか。

1973年，我々は大阪平野の観測点で，それを考えるヒントになる地震記録を得た。（図 1,62A）A点はJR環状線の天王寺駅付近の洪積台地上にある。

この波形をみて，すぐ分かる様に，３っの波が独立して存在する。第１波は主要動，多重反射の高調波が目立つ。これは直下の岩盤から上がってくる。

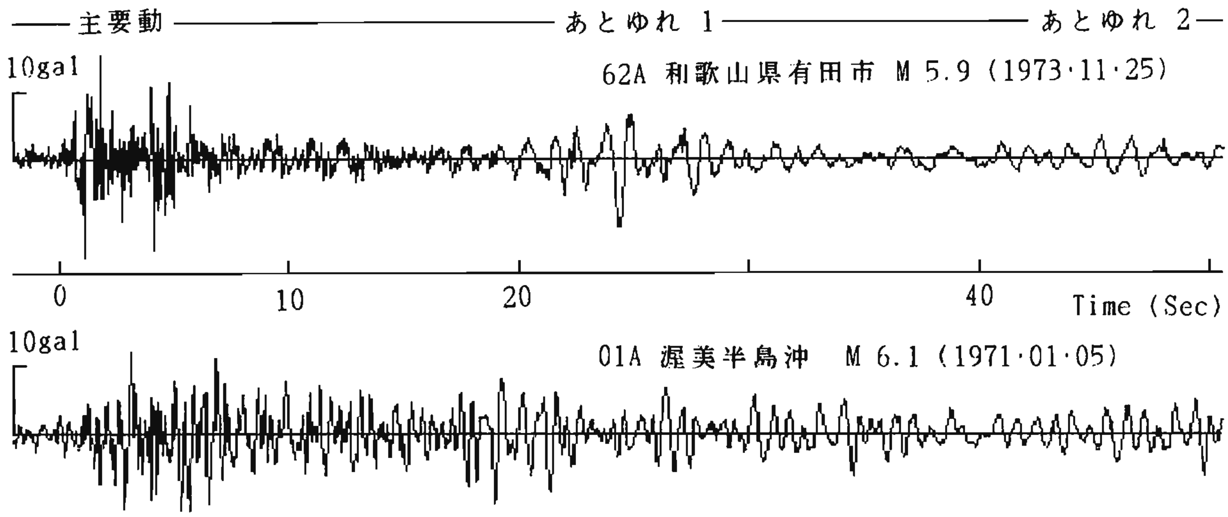


図 1 大阪平野Ａ観測点の地震記録２っ

福井大学名誉教授 Hon. Prof. of Fukui University

問題は第２の波である。この波は主要動より20秒も遅れて到着するので，あとゆれと名付けた。このあとゆれを検討して次の結論に達した。

１）主要動とネタは同じ。

２）回り道をして来る。２０秒。

３）高調波なし。波長の長い波。

４）他の地震にはないのか。

このあとゆれは堆積層表面波であり，大阪平野の地図と対比・検討した結果，A点と震源を結ぶ ライン ではなく，A点から生駒山地へ下ろした垂線の脚の位置辺りから来ると考えるに至った。

コーヒの入ったカップの縁を叩くとカップの全周から波紋が同心円的に中心へ向かって来る。平野周辺の山地距離は長いから，基盤のS波速度 3.3Km/s の時間差は出るが，本質的には同じ現象である。

この垂線の長さは12Kmで，20秒かゝるので伝播速度は単純計算で600m/sとなる。

この考えが成立すると，今迄の記録が見直された。例えば図 1の 01Aは主要動の継続時間が20秒より長いから，必ず20秒遅れ位で達するあとゆれは主要動の後尾と重なる。それを一つの波が時間と共に高調波から消滅してゆき，長周期成分のみが残るとみられたに過ぎない。

その後の観測で出発点付近の生駒山地や観測 ライン 内外の同時記録が採れ始め，この考えは動かぬものとなった。[1]

しかし堆積層表面波のことは，実は地震探鉱実験グループによる小爆破実験で詳細に研究されていた。[2]

ただ，類似の現象が自然地震でも起こり，周辺山地が二次震源となり，平野へ堆積層表面波となって伝播し，しかも意外に大きな加速度になることに気が付かなかったゞけのことである。

しかも，卓越周期が 1.0~1.5秒の単純な波形で，この周期辺りでは主要動の応答速度より大きい。これでは奇妙な波があるだけでは済まされない。

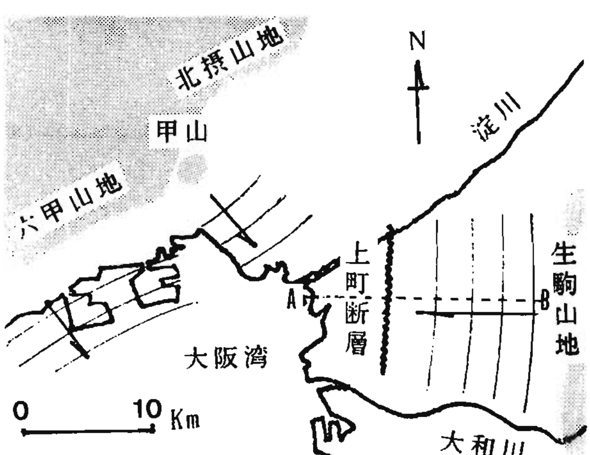


図 2　大阪平野の平面

2．大阪平野の地下構造

主要動は直下基盤の入力波形と地表迄の速度構造が分かれば大体推定できる。あとゆれは山地から観測点迄，即ち結局平野全体の地下構造が要求されることになる。

1988年，機会を得て大阪平野の発破実験を行うことができた。[3]

最も詳細に観測した A-Bライン（図 2）は大阪港から西大阪及び東大阪を横断し生駒山地に達する。その地下構造は波動的には堆積層は上下２層であり，殆ど水平である。しかし，基盤は西大阪では東へ平坦な上り勾配であるが，そこに高さ400mの垂直な断層崖がある。東大阪は緩やかな鍋底型で，生駒断層に至る。（図 3）最近，生駒断層に注目した東大阪の探査報告が発表された。[4] それによると鍋底はもっと深く，さらにV型であるとしている。

大阪平野の速度構造は層厚は違うが，資料によると東京夢の島を中心とする10Km以内の数値とよく似ている。また第１層は最近調査された福井平野の値とも似ている。

しかし，大阪平野では総ての地震であとゆれが発生する訳ではない。1989年迄の約20年間に記録した計 169個の地震の内，あとゆれの明瞭な地震は15個である。その震央位置を示すと図 4となる。

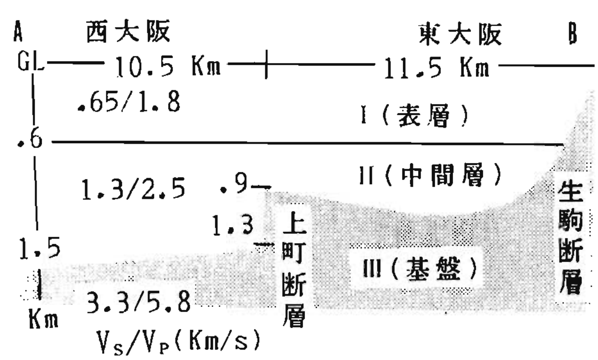


図 3　大阪平野東西断面

例外もあるがあとゆれが発生するのは大体，震央距離 200Km以内,M=5.0以上のものである。

周辺山地（といっても平野北部に限定されるが）よりのコースは最も明瞭なのが生駒山地からのものである。甲山付近より発するものはレベルは低いが，淀川河口付近に達する。六甲山地からのものは神戸の海面埋立地を経て大阪湾に没する。

以上の様なことを考え合わせると，山地と平野堆積層との付き合いであとゆれが発生するには効率があると思われる。屏風の様に真っ直で長い山地が有効である。独立の山やリヤス式は効率が悪い。また平野を水面に見立てると，遠浅は最も効率が悪く，45度位の根入れが最大，垂直の崖が，それに次ぐ。

3．あとゆれの構造

何故，生駒山地からのあとゆれの卓越周期が1.0~1.5 秒であるのか，また経路にある断層などの地形変化によりどの様な影響を受けるのか。

この問題を検討するのに変位ポテンシャル法の差分法によった。本法はP波とS波が独立して走り，境界条件で両者調整するので，考えごとをするのに便利である。

層構成は大阪平野の定数に近い堆積２層，その下に剛体の基盤を設定した。図 5の左端上下２層に接する岩盤に上下動正弦波一波を入力した。入力点より２波長も離れると第１層の表面波が生き残り遠くまで伝播する。この図の段階では最初の波は反時計回りの渦，次の波は時計回りの渦である。結局あとゆれは第１層を伝わる渦だということになる。

第２層を欠く場合も計算したが振幅が多少小さくなるだけで渦であることは変わらない。

あとゆれが進行方向断面の渦だとすれば，これは梁理論の曲げに対応する。この渦が効率よく成立するには（図 6)

$$2H = V_s \cdot T \qquad \begin{array}{ll} H & ：層厚 \\ V_s & ：S波伝播速度 \\ T & ：卓越周期 \end{array}$$

となる。しかし，実際演算では係数２は 1.5位となる。これは渦下部の境界条件が自由でなく拘束されていて，渦も上下は対称でなく，その心は真ん中でなく多少上にあることと関連すると考えている。平野の観測値と対応させると

$$1.5H(m) = 650(m/s) \cdot 1.5(s)$$

図 4　あとゆれのある地震

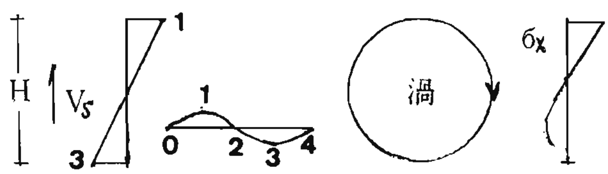


図 6　渦からの係数の略算

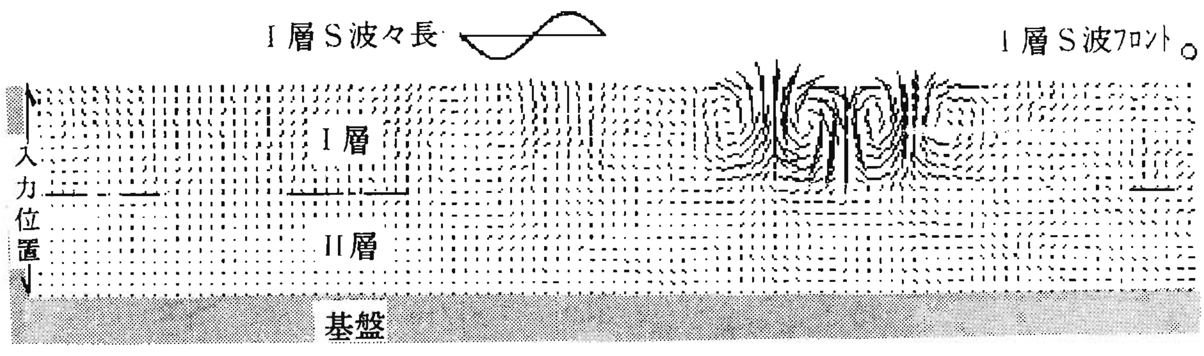


図 5　堆積２層を伝播するあとゆれ

200 Km
M=5
それ以外は分離不能

となりＨ＝650ｍで第１層の層厚と大体整合する。

兵庫県南部地震で淀川河口付近のあとゆれの卓越周期は 2秒台であった。これは甲山方面からの第１層厚さは650×2.0/1.5=870ｍ位なのであろうか。

4．大阪平野のあとゆれ

兵庫県南部地震以来，あとゆれを設計段階に於て考えようとする機運が生じてきた。

それでＡ点で採れたあとゆれ15個(図 4)の加速度とそれぞれの主要動の加速度との比をとると図 7となる。大分幅があるが平均は .62となる。

これは加速度比であるが速度比をとればあとゆれの方が大きくなるであろう。

これは定点観測点Ａの値である。他点も同じになるとは限らない。

兵庫県南部地震の時は思わぬ点の記録も公表された。そのうち，あとゆれのはっきりしている地点を選び，それぞれのあとゆれの最大加速度を地図に落とした。(図 8) これを見ると 50gal以上の地域が淀川河口域を中心にした西大阪にあり，やゝレベルは下がるが神戸の海面埋立地にもある。も一つは生駒山地付近で 50gal程度の所がある。

主要動との比は図 9の如く.3以上の地域が上町断層を含む西大阪に存在する。神戸に近い方は小さくなる。亦，生駒山地の近くにも.3の地域がある。今度の地震の分布はＡ点を含め，いずれもＡ点の平均値 .62よりも大分小さい。これが今度の地震の性格なのであろう。

生駒山地からのあとゆれの卓越周期は地震により 1.0~1.5秒となり，かなり幅がある。一般にあとゆれの渦の周期の選択性（特性曲線）は余りシャープでなく，個々のあとゆれの卓越周期も或る程度，山地入力に左右されるものと思われる。

観測波形のあとゆれの分析で上下動成分が小さくlocusの検討が難しかったが，今回の地震ではあとゆれ領域でも明瞭な上下動がみられＲ波の locusを描くことが出来た。それにより今迄の所見を修正する必要はないが，西大阪の中心部では 2っ以上のあとゆれが到着し，分析が複雑になっている。

一般的にどの地震でもＲ波系よりもＬ波系の方が優勢であって，Ｌ波系だけがあってＲ波系がない場合も見られる。

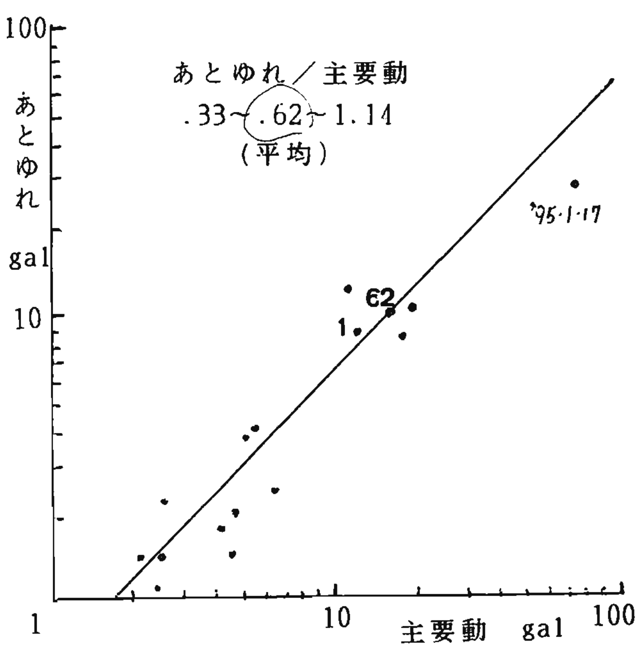


図 7　あとゆれ／主要動加速度比（Ａ点）

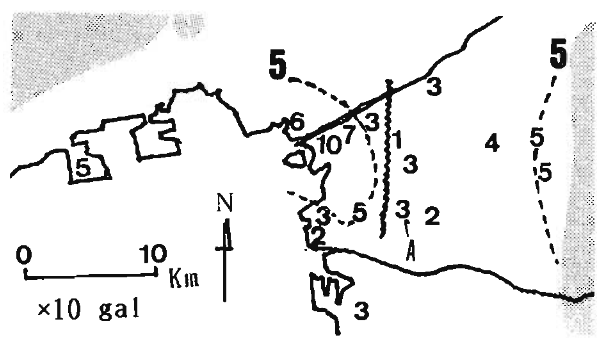


図 8　あとゆれ分布（兵庫県南部地震）

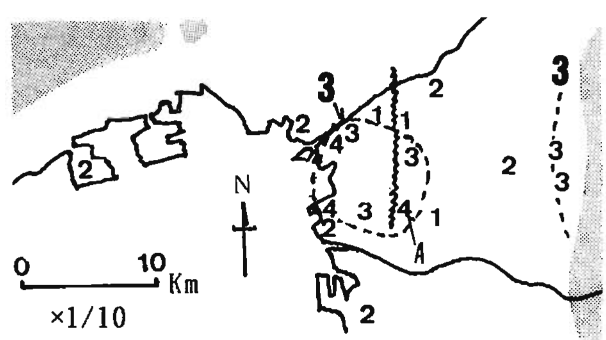


図 9　あとゆれ／主要動（兵庫県南部地震）

5．上町断層

大阪平野には六甲断層の他に，その活動性は知られていないが上町断層と生駒断層がある。

平野と断層との付き合い関係からすると，生駒断層は六甲断層的，上町断層は福井地震断層的であると思われる。

生駒断層は生駒山麓の勾配地にあり，堆積第１層が岩盤と接触している。そこにある街は六甲断層に対する神戸の街の関係によく似ている。

ところが上町断層は平野の真ん中にあり，且つ堆積層が厚く900mも被さっている。断層岩盤は堆積第１層と接触していない。

試算によると，生駒断層では図10の如く，入力点付近では主要動と発生期のあとゆれが同時に混在し激しい加速度となる。しかし 2~3Km離れた地点では既にあとゆれの渦が発生している。この渦はかなりのレベルを維持して，東大阪を横断し，こゝには図示していないが，そのまゝ上町断層を越えて西大阪へ伝わってくる。

それに比し上町断層では図11の如く，発生する渦が乱れ，入力点付近の加速度も生駒断層より小さくなり，全体として西大阪に伝播する波は第１層よりも脚の速い第２層主体の波となり，その地表に現れる波は第１層Ｓ波フロントよりも前に出現する。

この波はも一つの形式の堆積層表面波であり，生駒断層からでも初期には発生しているが，途中で消滅している。

上町断層では逆に東大阪へ伝わる波もあるが，これは西大阪へ伝わる波よりも更に小さい。

全体として断層近辺の主要動は別として，堆積層

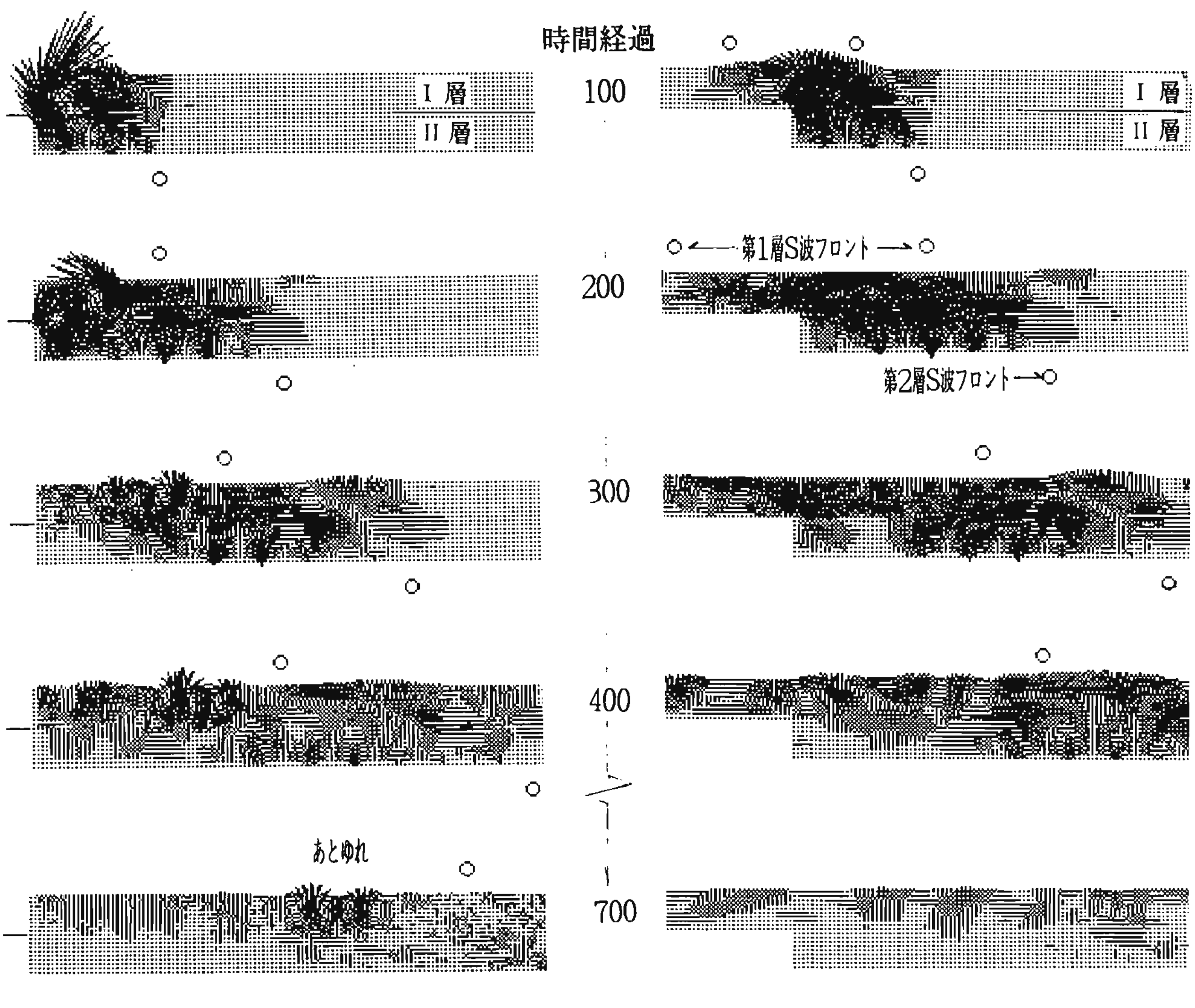


図 10　生駒断層よりのあとゆれ　　図 11　上町断層よりのあとゆれ

表面波としては遠く生駒断層から10Km以上も伝播してくるあとゆれの方が西大阪でも卓越する。

要は断層岩盤が表層（第１層）に接触しているか否かゞあとゆれの成長と関連する。

６．今後の問題点

どの様な山地入力で，どの程度のあとゆれが発生するのか。多分，山地入力の特性が関係すると思われるが，未だ明快ではない。

尚，Ａ点では周期 1.0~1.5秒の第１あとゆれの後に周期 4秒位の第２あとゆれが見出されることがある。例えば長野県西部地震（M=6.8,1984）である。しかし，M=6.2 以下の余震では見出されない。

前記［2]の報告では，表層のポアソン比が.4以上の時にはその群速度に２っのピークがあり，速度の速い方が短周期であり，遅い方が長周期であるとしている。大阪平野の第１層のポアソン比は .44である。試算でも似た現象は見られるが，これ等はも少し検討すべき事柄である。

設計との関連でみると，現在の設計の基本には最大加速度あるいは速度があり，継続時間は考慮されていない。それで最大値のある主要動をカバーすれば良いと考えられているようである。即ちあとゆれは設計対象外となっている。しかし，長周期構造物や土構造物では無視できないものと思われる。

神戸の街は山裾の街であって，前述の様に発生段階のあとゆれと主要動が同時に作用し局部的に激しい加速度になったのであろうが，これは両者込みで結局は継続時間10数秒の主要動となってしまう。

今度の地震のあとゆれで大きく長く揺れたのは実際には六甲山地より10Km以上離れた平野部の長周期構造物であった。しかし，今度の地震による平野部のあとゆれ発生効率は余り良くなかった。

それで前述の様に今迄，長年観測してきた定点観測点Ａを主体に考察してきたあとゆれに，今回の兵庫県南部地震で発表された多くの点の記録から抜き出したあとゆれの分布を重ね合わせて考えてみると大阪平野にとって注意すべきあとゆれは結局，生駒山地からのものとなってしまうと思われる。

今後，大阪平野について設計上，検討すべきことがあるとすれば，生駒断層が動いた時のあとゆれのレベルの問題であろう。

参考文献

[1] 鳥海 勲：平野の地震動特性について；第４回地震工学国内シンポジウム，pp.129-136,1975

[2] 田治米 鏡二（代表者）：地震波の生成・伝播に関する実験；地震探鉱実験グループ,1976

[3] 鳥海 勲（代表者）：大阪平野の地下構造－北港爆破実験(1988)によるー；地震，vol.43, PP. 373-378,1990

[4] 堀家 正則 他：大阪平野東部における地下構造探査；地震 vol.49，pp.193-203,1996

5．想定地震動と設計の現状

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

兵庫県南部地震のシミュレーション

SIMULATION OF STRONG GROUND MOTIONS CAUSED BY THE 1995 HYOGO-KEN NANBU EARTHQUAKE

香川 敬生
Takao KAGAWA

The 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake arises heavy damage in Kobe City and northern part of Osaka Prefecture. The heavily damaged regions do not locate in the epicenter area of the earthquake, but at eastern off part from the fault edge. This is considered to be caused by a fault rupture process. We have to take it into account to simulate a near fault strong ground motion. In the large hazard area in Kobe City, heavy damage was concentrated in narrow belt zones. This phenomenon is recognized as basin edge effect. It might be considered to simulate a strong ground motion. In bay area, non-linear response of sediments gave a small amplification or an attenuation of surface ground motion. We have to take this effect into account to make realistic strong motion predictions. Here in this paper, previous results for the simulations of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, that make the phenomenon described above clear, are introduced. And further problems for a strong ground motion prediction are mentioned.

1．はじめに

平成７年兵庫県南部地震では，震源地であった明石海峡付近よりも，震源断層の延長に位置した淡路島北部および神戸市域から大阪府北部にかけて大きな地震動が生じた。このような地震動の分布は，震央距離とマグニチュードだけで決定される，従来の強震動の設定方法では上手く表現することができない。震源断層近傍においては，断層の広がりと破壊の進行を考慮することが必要である。

震動の大きかった神戸市域にあっても，特に大きな被害を生じた，いわゆる震度７の領域が細い線上に分布する傾向が見られた。これは堆積盆地端部で生じた２次的な波動と直達波が干渉したためと考えられており，この様な不整形地盤構造による地盤の複雑な応答を考慮することが必要である。

また，これまで一般的に軟弱な堆積層の厚い湾岸部ほど地震動が大きいと考えられていたが，兵庫県南部地震では地盤の非線形応答により，むしろ湾岸部での地震動の方が小さくなった。現実的な強震動予測を行うにあたっては，このような非線形現象の考慮も重要である。

本論では，平成７年兵庫県南部地震のシミュレーションにあたって考慮すべき，上記の諸現象を背景として整理しつつ，既往のシミュレーション結果の解説をおこなう。

2．平成７年兵庫県南部地震のモデル化

本章では，平成７年兵庫県南部地震をシミュレーションするために必要となる前提条件について，震源モデル，伝播経路特性，地盤構造モデルに分けて紹介する。

(財)大阪土質試験所技術５部　Geo-Research Institute, Osaka

2－1．震源のモデル化

菊地[1]は，平成７年兵庫県南部地震の発生後速やかに入手されたIRIS（Incorporated Research Institutions for Seismology）の遠地地震記録を用いて，震源メカニズムを決定して公開した。この震源モデルは，地震発生後の早い段階において断層破壊過程を理解するために広く用いられた。しかしながら，長周期成分を主とする遠地地震記録に基づいたものであるため破壊過程の平均像を表したものであり，震源近傍の強震動の特徴を反映するだけの分解能が無かった。一方，関西地震観測研究協議会によって公開された震源近傍の観測記録[2]からピタルカ（A. Pitarka）ら[3]が震源メカニズムを再決定している。菊地[1]と同様のマルチショックによる点震源解としては，こちらの方がより震源域の地震動を良く再現したものと考えられる。

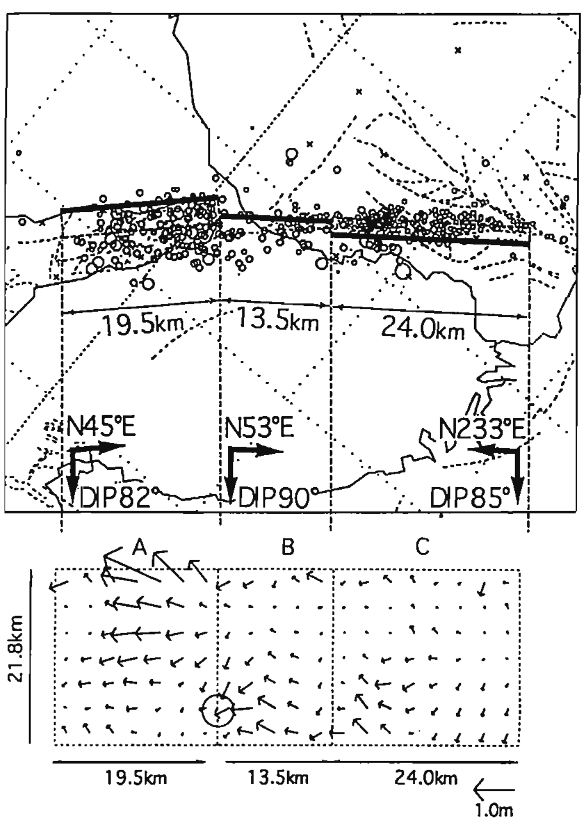


図１　平成７年兵庫県南部地震の震源すべり分布[7]

震源近傍の強震観測記録が順次公開されてゆくとともに，震源インバージョンによるより精度の高い断層破壊過程の解析が可能となっている。吉田ら[4]は，このような強震記録に基づいて，詳細な断層破壊過程を推定している。ワルド（D. J. Wald）[5]，井出ら[6]はこのような観測波形と測地学的に得られた変位量とを満足する断層破壊過程を求めている。また，関口ら[7]は観測記録の粒子軌跡から断層の通る位置を設定した上で，観測波形を満足する断層破壊過程を求めている。これらの断層モデルの中から，関口ら[7]による結果を図１に示す。断層面を３枚に分割し，断層面の各部分においてすべりの大きさおよび方向が示されている。関口ら[7]は神戸市域の断層面の地表投影が関西地震観測研究協議会の神戸大と神戸本山観測点の間を通るとしており，興味深い結果となっている。

これまでに示した震源破壊過程は，比較的長周期成分を対象としたものである。これに加えて，筧ら[8]は加速度波形のエンベロープを最適化するインバージョン手法により，高周波数成分を放射した震源過程を求めている。その結果を図２に示す。この場合，神戸市域の浅い領域にも比較的大きく高周波を放射した領域が見られる。

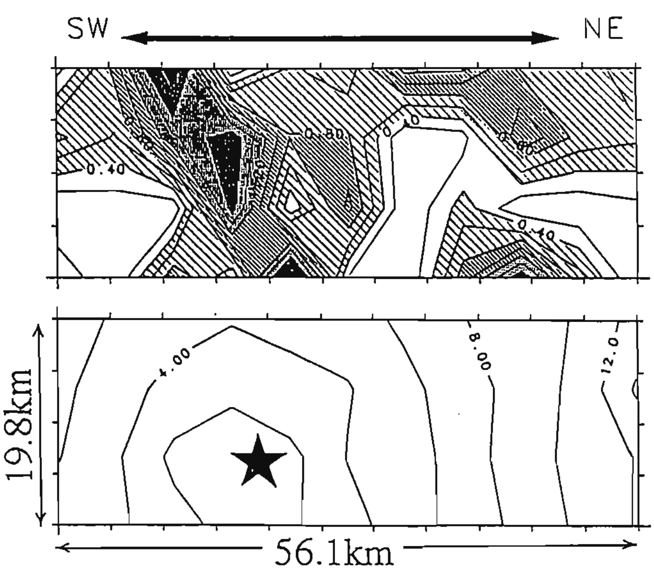


図２　高周波数成分を放射した震源過程[8]

これらのいずれの結果も，すべり量分布は断層面上で一様ではなく，大きなすべりは地表にまで大きな変位の及んだ野島断層付近と震源となった明石海峡の深部にある。すべりの大きい領域は神戸市域の深部に

まで及んでいる。また，ここで示した震源過程のインバージョン解析で行われている観測波形を満足するための波形計算は，それ自体が平成7年兵庫県南部地震の地震動シミュレーションであると言えよう。

2－2．伝播経路のモデル化

近畿地方の地殻内を伝播する地震動の特徴として，赤松[9]は岩盤観測記録に見られるコーダ波成分の解析から，Q値の周波数依存性を得ている。この結果では，Q値は周波数の約0.7乗に比例している。

田居ら[10]は，近畿地方で観測された複数の地震の同時多点観測記録のデータ・セットを用いて震源，伝播，サイト増幅特性を分離し[11]，伝播経路特性としてのQ値の周波数依存性を導いている。また，岡崎ら[12]は，関西地震観測研究協議会の観測記録[2]を用いて，平成7年兵庫県南部地震の震源域におけるQ値の周波数依存性を求めている。いずれの場合も，Q値は周波数の約0.8乗に比例している。これらのうち，岡崎ら[12]の結果を図3に示す。兵庫県南部地震のシミュレーションにあたっては，ほぼ同じ対象領域で推定されている，岡崎ら[12]によるQ値を用いるのが適当と思われる。

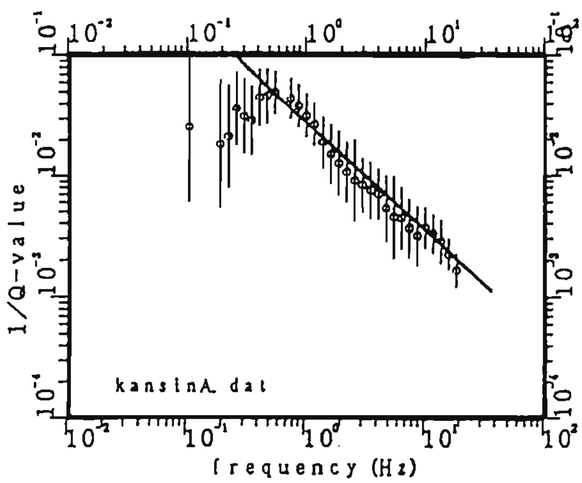


図3　兵庫県南部地震域でのQ値の周波数依存性[12]

2－3．地盤構造のモデル化

平成7年兵庫県南部地震では，六甲山系に沿って神戸市街域のほぼ東西方向に「震災の帯」と呼ばれる地震被害集中域が現れた。この生成原因として，地震断層が「震災の帯」の直下に存在したとする断層起因説と，深部に至るまでの地盤構造が地震動を特に増幅したとする地盤構造起因説が当初話題となった。現在のところ，「震災の帯」直下に兵庫県南部地震で直接変位した断層は確認されておらず，地盤構造に被害集中域の成因を求める見解が大勢を占めている。

神戸市域の地盤構造に関してはこれまでにもいろいろな調査が行われており，文献として公表されているものも多い。香川ら[13]は，これらの諸調査結果に基づいて，数値計算に利用し易い，関数による深層地盤モデルを提案している。また井上ら[14]は，重力異常のデータを利用して，より詳細な基盤深度分布を，大阪湾南部域を除いて，示している。その結果を図4に示す。

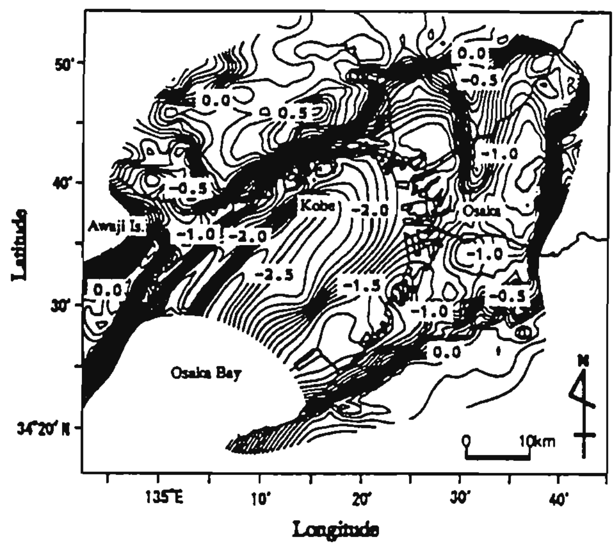


図4　重力異常より推定した大阪堆積盆地の基盤深度分布[14]

また，浅層地盤については，建築確認用のボーリングを始めとするボーリング・データベースが構築されている[15]。図5にそのような一例を示す。しかしながら，地震波速度検層が実施されているものはほとんど無く，調査深度も建築物の支持層までに留まっている。

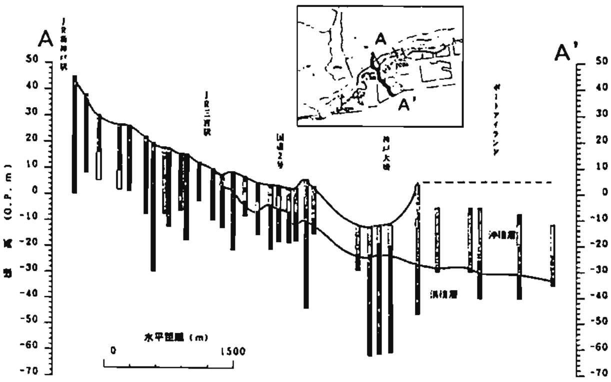


図５　神戸市域のボーリング・データ[15]

上記の地盤構造調査は，主に民間企業が主体となって地道に進めてきたものであったが，平成７年兵庫県南部地震以後には国を始めとする多くの研究機関により詳細かつ大量の地盤調査が実施されている。そのうちで，公表されているものは岩田ら[16]に詳しく示されている。今後，より多くの情報が公開され，シミュレーションに用いることのできる地盤モデルが充実してゆくものと期待する。

３．地盤応答のシミュレーション

平成７年兵庫県南部地震で生じた「震災の帯」の中では，残念ながら強震観測記録が得られていない。したがって，この被害集中域で強い震動が生じた原因を解明しておくことが，今後の強震動予測に関しての重要な課題となった。「震災の帯」では，兵庫県南部地震の余震観測記録も明瞭に増幅しており[17]，深部地盤構造が大きく関与していると考えられている。ここでは，このような深部地盤構造に着目して「震災の帯」を説明している，いくつかのシミュレーション結果について紹介する。

ピタルカ（A. Pitarka）ら[18]は，反射法地震探査による地盤構造を用い，岩田ら[17]によって観測された東灘区における余震観測記録を説明する数値シミュレーションを実施している。その結果は観測余震記録と良い一致を示しており，「震災の帯」では盆地生成表面波と直達波の干渉により大きな応答を示すことが確認されている（図６）。

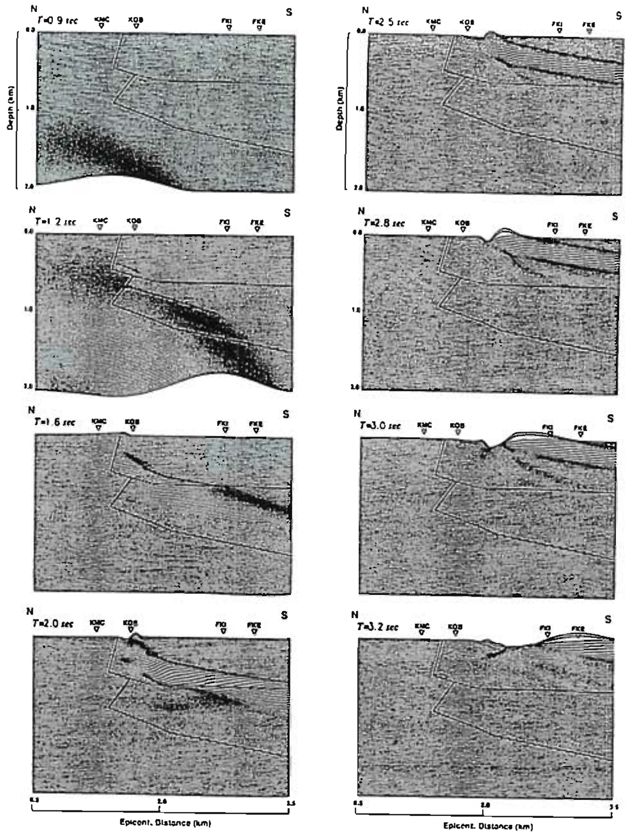
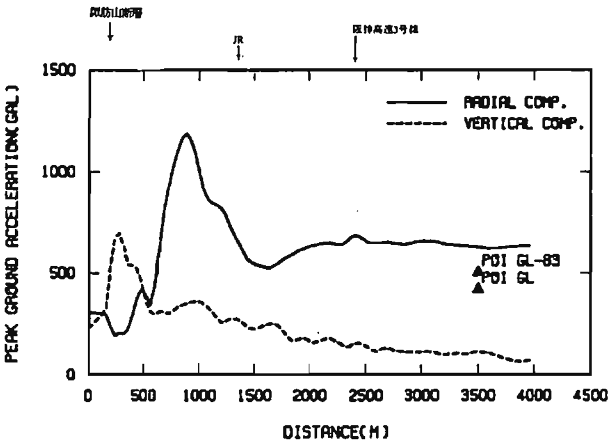
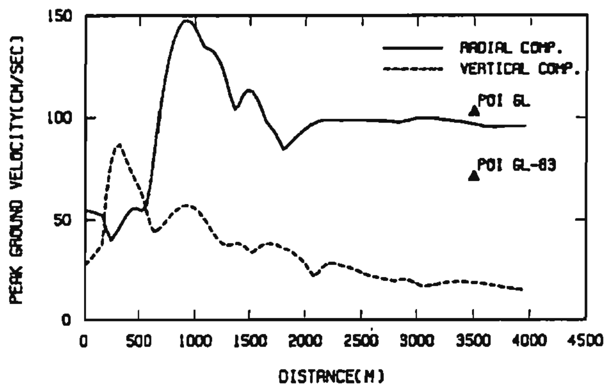


図６　東灘地域での波動伝播スナップ・ショット[18]

川瀬ら[19]は，神戸海洋気象台周辺および三宮からポートアイランドの推定地盤構造を用いて，深層地盤構造による地震動のシミュレーションを実施している。表層の軟弱地盤については液状化解析（非線形地盤応答解析）を実施しており，被害集中域で著しく大きな震動を生じることを示している。その結果を図７に示す。断層で境された堆積盆地端部からやや離れた部分で地震動が著しく大きくなり，湾岸部では非線形地盤応答の影響により地震動が収束している。また，上下地震動については，より堆積盆地端部に近い位置で大きくなっている。源栄[20]らは，神戸市東灘区の深部構造に，震源の破壊が神戸に向かって来る効果を取り入れたシミュレーションを実施して，ピタルカ（A. Pitarka）ら[18]，川瀬ら[19]と同様の傾向を得ている。このように，「震災の帯」と呼ばれる地震被害集中域は，逆断層構造によって境される堆積盆地端部の深部地盤構造によって生じたと考えられている。



(a)最大加速度分布



(b)最大速度分布

図7　三宮断面での地震動シミュレーション結果[19]

川瀬ら[21]およびアギーレ（J. G. Aguirre）ら[22]では，ポートアイランドの鉛直アレー記録に見られた地盤の非線形特性について検討している。水平動は，軟弱層における非線形挙動によって地表付近で減衰しており，液状化を考慮した数値計算により再現できることが示されている。また，P波を主とする上下動は非線形の影響をほとんど受けずに地表に近づくにつれて増幅したため，地表では上下動の方が相対的に大きくなったと考えられている。兵庫県南部地震で上下動が水平動を上回った観測点はそのほとんどが軟弱地盤状にあり，ポートアイランドと同様に，地盤の非線形性による水平動の減衰が原因で上下動が大きくなったと考えられている。

一方，六甲山付近の山地境界部でも大きな振幅で水平動と相関の高い上下動が観測されている。これについては，先のシミュレーション結果[18)~20)]でも見られた様に，盆地端部で生じた屈折（回折）S波による，斜め卓越する震動面が大きく寄与したものと思われる。

4．震源過程を考慮したシミュレーション

これまでに示したシミュレーションでは，広がりのある断層面を破壊が進行したことによる影響は考慮されていない。ここでは，先に示した震源破壊過程[4)~7)]を忠実に再現したシミュレーション結果について示す。

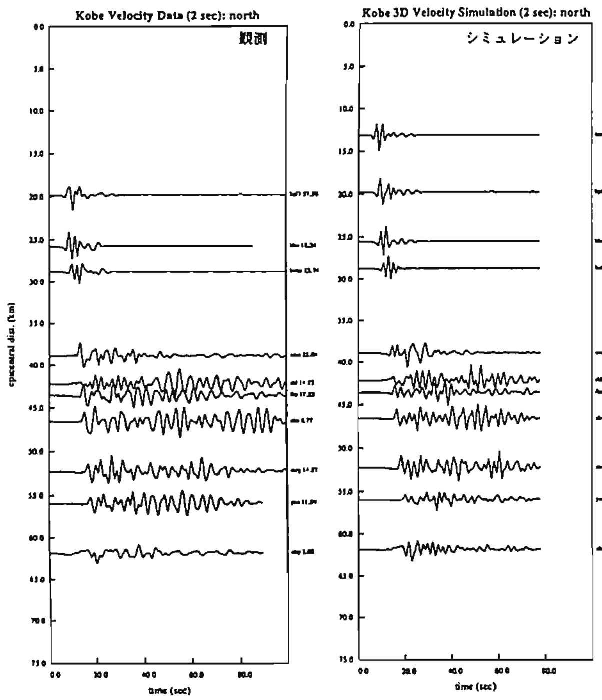


図8　3次元差分法によるシミュレーション波形[26]

釜江ら[23]は余震観測記録[2]と関口[7]に基づく震源モデルを用い，入倉[24]による経験的グリーン関数の重ね合わせを実施している。その結果，観測波形との相関性および応答スペクトルの両方を満足するものが得られている。岡崎ら[12]は釜江ら[23]と同様の震源モデルに，観測地点の振幅および位相特性を反映した人工小地震波を重ね合わせるシミュレーションを実施している。シミュレーション結果は良好であり，対象断層に起因する観測記録が得られない場合における入倉法[24]の適用例を示している。また，香川[25]は観

測記録に依存しない人工地震波を重ね合わせる[24]ことにより，地震動の面的な分布をシミュレーションしている。

グレイブス（R. W. Graves）[26]，ピタルカ（A. Pitarka）ら[27]は，3次元差分法を用いた地震動シミュレーションを実施している。いずれの場合も，3次元地盤モデルの中に震源断層面[5),7)]が導入され，その破壊の進行も忠実に再現されている。グレイブス（R. W. Graves）[26]の計算波形と観測との比較（南北成分）を図8に，ピタルカ（A. Pitarka）ら[26]の結果を図9に示す。図9は，上から順に震度7の領域，水平最大速度分布，想定基盤構造と断層モデル，水平最大速度分布（上から2番目と同じ）を示している。これらの例では地盤の応答を線形として計算しているため，図7では大震動域が「震災の帯」と言われる領域よりも海側に広がっている。これに，川瀬ら[19]と同様の非線形応答を加味することにより，より現実的な結果が得られるものと期待される。

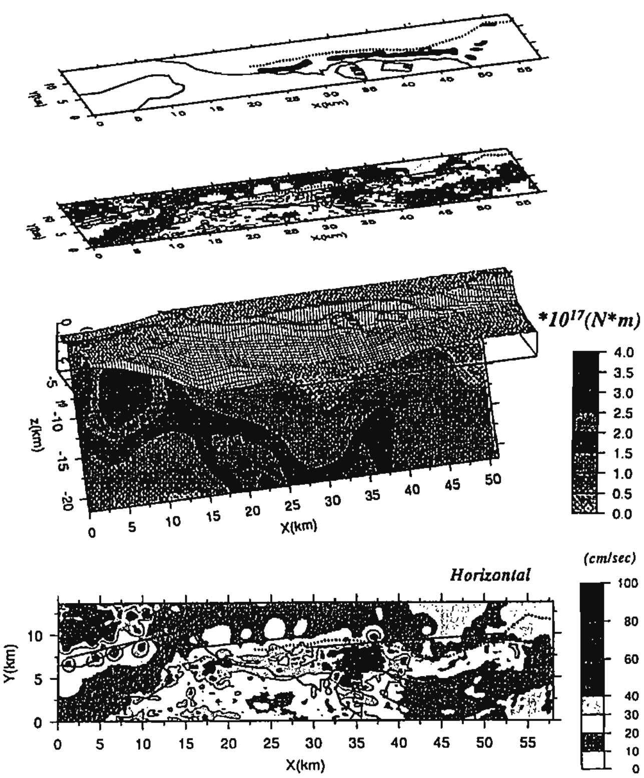


図9　3次元差分法によるシミュレーション結果[27]

このような3次元差分計算は，現在のところやや長周期地震動に適用できるのみである。しかしながら，計算機と計算技術の進歩により，現実的な地震動シミュレーションを実施するために必要不可欠の手法となってゆくだろう。

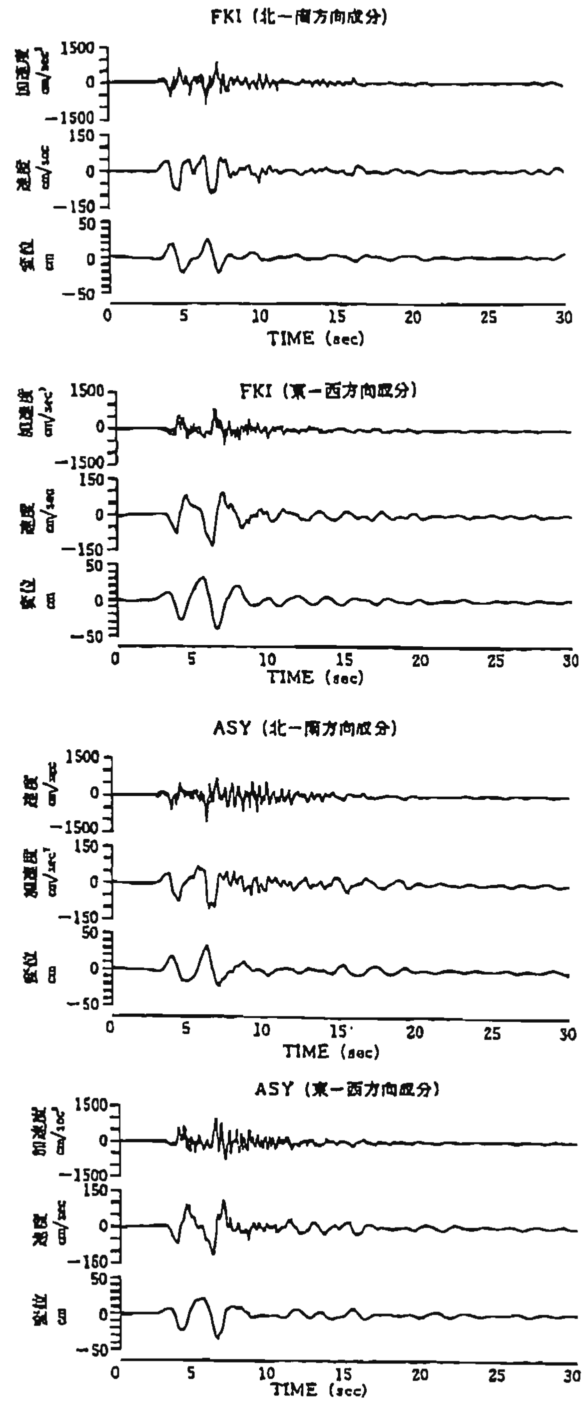


図１０　震度7の領域でのシミュレーション波[23]

5．震度７の領域における地震動

これまでに示したシミュレーション手法を用いることにより，平成７年兵庫県南部地震の本震観測記録が得られていない，震度７の領域（「震災の帯」）における地震動を再現することが可能となる。ここでは，そのようなシミュレーション例を紹介する。

釜江ら[23]は「震災の帯」の中で得られた余震観測記録[17]に重ね合わせ手法[24]を適用することにより，本震強震動の再現を試みている。その一例を図１０に示す。神戸市東灘区（FKI），芦屋市（ASY）において，「震災の帯」の中では地動速度 100 cm/s，加速度 1,000cm/s^2 を越える震動が生じたものと推定されている。川瀬らは三宮付近[19]のおよび東灘区域[28]の強震動シミュレーションから，「震災の帯」の中でこれと同等程度の地動を算出している。

6．大阪地域でのシミュレーション

平成７年兵庫県南部地震時の大阪地域でのシミュレーション例を紹介する。

図８に示したグレイブス（R. W. Graves）[26]の計算波形のうち，震央距離 40 km 以遠のものは関西地震観測研究協議会[2]による大阪府域の観測点を対象としたものであり，順に堺，福島，阿倍野，森河内，弥栄，千早の波形である。

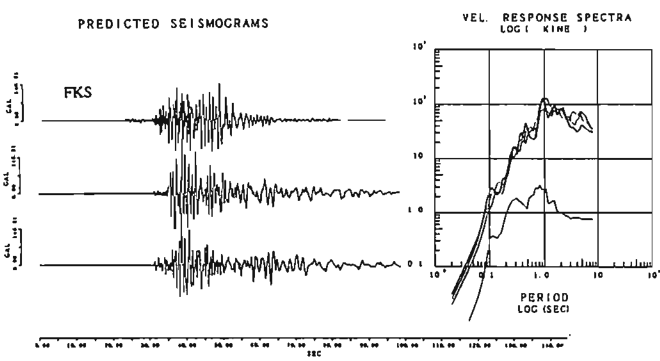


図１１　福島観測点におけるシミュレーション[29]

岡崎ら[12]，田居[29]は，対象サイト固有の振幅及び位相特性をモデル化した統計的グリーン関数法により，関西地震観測研究協議会[2]の観測点で兵庫県南部地震時のシミュレーションをおこなっている。福島における結果を図１１に示す。図中，一段目が予測波形，下２段が水平２成分の観測波形である。速度応答スペクトルは，太線が観測によるものである。

釜江ら[23]も，設定した震源モデルの検証のため，大阪地域の観測点のシミュレーションを実施している。

また，香川[25]は断層破壊過程を考慮した人工地震波により，大阪域までの計測震度分布をシミュレーションしている。その結果を図１２に示す。洪積層上面を対象としているためにやや小さめではあるが，観測記録とほぼ対応した結果が得られている。

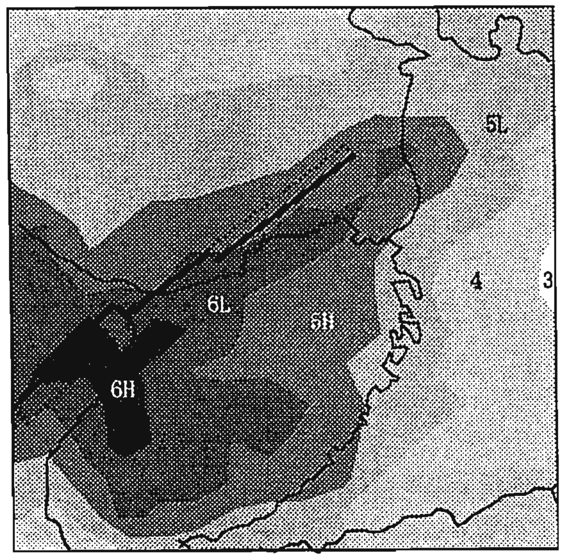


図１２　計測震度分布のシミュレーション[29]

7．今後に取り入れてゆくべき教訓

平成７年兵庫県南部地震の教訓を今後の強震動予測に取り入れて行くための教訓を，私見を交えて以下に示す。

これまでに自治体の地震被害想定などに用いられてきた強震動予測は，地震の顔の見えない抽象的な地震像に基づいていた。しかしながら，兵庫県南部地震を契機として，身近な活断層に注目した強震動予測の重要性が認識されつつある。このような地震動予測を現実的なレベルで実施するためには，本論でとりあげた震源域における強震動シミュレーション手法が重要となろう。

これまでに示した様に，震源断層の規模と破壊過程

が既知の地震による地震動は，波形の一致を議論し得るほどの精度でシミュレーションを実施することが可能である。しかしながら，将来発生する地震の規模と破壊過程を予測することは困難である。地震規模のみについても，特定震源断層長さから想定されるマグニチュードのばらつきは大きい。これは，地震断層の大きさとして余震域，地表に現れた断層の長さなどが混在して用いられていることに起因する。強震動予測に適した断層の大きさと地震規模の関係を，最新の知見に基づいて構築すべきであると思われる。

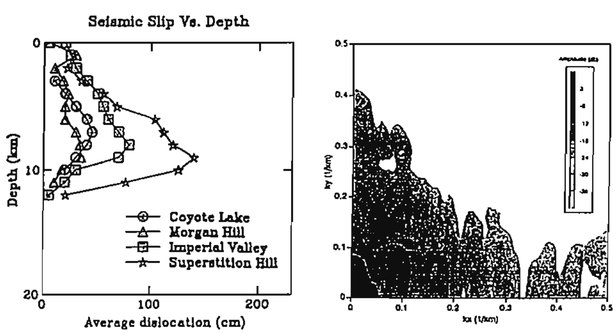


図１３　北西アメリカ横ずれ断層すべりの深さ分布と平均２次元波数スペクトル[30]

兵庫県南部地震では，断層の非一様破壊と神戸に向かっての断層破壊の進行が，周期１秒付近の卓越する特徴的な波形を生じた。今後の強震動予測にあたっては，このような断層破壊強度（アスペリティ）の分布を考慮することが重要になろう。このようなアスペリティ分布を定量評価しようとする試みは，サマフィル（ P. G. Somerville ）ら[30]によって始められており，その一例を図１３に示す。このように，横ずれ断層のすべりは深い位置で大きい規則性が存在し，波数領域におけるモデル化の可能性のあることが示されている。

しかしながら，この様なアスペリティ分布および破壊開始点の位置を事前に予測することは困難であり，先に述べた地震規模の設定とともに予測地震動の不確実性を大きくする要因となろう。この様な点を考慮して強震動を予測するためには，いくつかの断層破壊パターンを複数想定した統計的地震動予測が現実的であろう。

震源の設定には，このように自然現象としての大きな不確実性がある。したがって，多の要因による地震動のばらつきを少しでも軽減するよう努力することが事前検討として重要である。それらの中には，深部および浅部地盤構造の積極的な調査と整理，地震観測記録の蓄積と解釈が大きな柱として含まれよう。また，強震動予測を現実的なものとするため，地震防災マップなどの成果物は，新しいの知見が得られる度に更新されるべきである。

8．おわりに

平成７年兵庫県南部地震で生じた強震動の成因についてまとめると，以下の様になると思われる。

- 震源断層でのすべりは非一様で，大きなすべりは野島断層付近と震源付近にあった。また，すべりの大きい領域は神戸市域の深部にまで及んでいた。
- 明石海峡付近で生じた断層破壊が神戸市域へと進行し，神戸市から大阪府北部域にかけて長周期波パルス状の大きな震動が放射された。
- 堆積盆地端部の地盤構造により盆地生成表面波と直達波の干渉が生じ，特定の地域で地震動が大きく増幅された。
- 軟弱地盤では地盤の非線形挙動によってＳ波波動が地表付近で減衰し，Ｐ波を主とする上下動は非線形の影響を大きく受けなかったため地表付近で増幅し，上下動が水平動を上回る場合があった。

これらの諸点をすべて考慮した単一の強震動シミュレーションを実施することは現状では困難である。しかしながら，本論で紹介した様に，個々の要因については数値計算によって再現することができており，兵庫県南部地震時の強震動の要因はかなりの部分解明されたと考えられる。

平成７年兵庫県南部地震の教訓を糧として，今後の強震動予測を考えて行く場合，以下の諸点が重要な課題となろう。

- 強震動予測に適した断層と地震規模の関係の策定，

●非一様断層破壊のモデル化，
●ばらつきを評価し得る，統計的な強震動予測方法の策定，
●深部および浅部地盤構造の積極的な調査と，地震観測記録の蓄積。

以上の課題を踏まえた研究を実施するにあたり，神戸市域を含む大阪平野は，理想的なテスト・サイトのひとつであると考えられる。

参考文献

1) 菊地正幸：遠地実体波による震源のメカニズム，月刊地球号外 No.13，pp. 47-53，1995.
2) Toki, K., K. Irikura and T. Kagawa : Strong motion records in the source area of the Hyogoken-nambu Earthquake, January 17, 1995, Japan，J. Natural Disaster Science, Vol. 16，No. 2，pp. 23-30，1995.
3) Pitarka, A., K. Irikura, and T. Kagawa : Source complexity of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu Earthquake determined by near-field strong motion modeling: Preliminary results, J. Natural Disaster Science，Vol. 16，No. 3，pp. 31-37，1995.
4) Yoshida, S., K.Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida : Source model of the 1995 Kobe Earthquake determined from near-field strong motion records, J. Physics of the Earth , in press，1996.
5) Wald, D. J.:Slip history of the 1995 Kobe, Japan, Earthquake determind from strong motion, teleseismic, and geodetic data，J. Physics of the Earth，in press，1996.
6) Ide, S., M. Takeo, and Y. Yoshida : Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe Earthquake , J. Physics of the Earth , in press，1996.
7) Sekiguchi, H., K. Irikura, T. Iwata, Y. Kakehi, and M. Hoshiba : Minute locating of fault planes and source process of the 1995 Hyogo-ken Nanbu(Kobe), Japan Earthquake from the waveform inversion of strong ground motion，J. Physics of the Earth，in press，1996.
8) Kakehi Y., K. Irikura, and M. Hoshiba : Estimation of high frequency wave radiation area on the fault plane of the 1995 Hyogoken-nanbu Earthquake by the envelope inversion of acceleration seismograms， J. Physics of the Earth , in press，1996.
9) Akamatsu, J. : Seismic observation at the Sumiyama seismic station (2) On the natures of attenuation and spectra of coda parts of local earthquakes，Annual Disaster Prevention Inst., Kyoto Univ.，23B-1，pp. 107-114，1980.
10) 田居優・岩崎好規・入倉孝次郎：近畿地方の地震記録による震源，伝播，サイト特性の分離，第22回地震工学研究発表会講演概要，pp. 303-306，1993.
11) 岩田知孝・入倉孝次郎：観測された地震波から震源特性・伝播経路特性および観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震第２輯，第 39 巻，pp. 579-593，1986.
12) 岡崎敦・古和田明・田居優：1995 年兵庫県南部地震における強震動予測の検討ーサイトでの増幅特性と位相特性を考慮してー，日本建築学会大会学術講演梗概集，B-2，pp. 187-188，1996.
13) 香川敬生・澤田純男・岩崎好規・南荘淳：大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化，第 22 回地震工学研究発表会講演概要，pp. 199-202，1993.
14) 井上直人・中川康一・千田智志・領木邦浩・志知龍一：重力から見た大阪盆地の基盤構造，地球惑星科学関連学会 1996 年合同大会予稿集，pp. 285，1996.
15) 土質工学会関西支部：関西地盤，地下空間の活用と技術に関する研究協議会，関西の大深度地盤の

地質構造とその特性の研究委員会，社団法人土質工学会関西支部，1992.
16) 岩田知孝・入倉孝次郎・土岐憲三・笹谷努・工藤一嘉・瀬尾和大・横井俊明：神戸市及びその周辺部の地下構造探査，平成７年兵庫県南部地震の被害調査に基づいた実証的分析による被害の検証，平成７年度文部省科学研究費（総合研究Ａ）研究成果報告書(課題番号07300005)，pp. 2-21 - 2-49，1996.
17) Iwata T., K. Hatayama, H. Kawase, K. Irikura, and K. Matsunami : Array observation of aftershocks of the 1995 Hyogoken-nambu earthquake at Higashinada Ward, Kobe City, J. Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 2, pp. 41-48, 1995.
18) Pitarka, A., K. Irikura, T. Iwata, and T. Kagawa : Basin structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995 Hyogoken-nambu Earthquake, J. Physics of the Earth, in press, 1996.
19) 川瀬博・林康裕：兵庫県南部地震時の神戸市中央区での基盤波の逆算とそれに基づく強震動シミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No. 480，pp. 67-76，1996.
20) 源栄正人・永野正行：神戸市の基盤不整形構造を考慮した地盤震動特性に関する解析的検討 その２ 移動断層震源による地震動の増幅特性，日本建築学会大会学術講演梗概集，pp. 173-174，1995.
21) 川瀬博・佐藤智美・福武毅芳・入倉孝次郎：兵庫県南部地震による神戸市ポートアイランドでのボアホール観測記録とそのシミュレーション，日本建築学会構造系論文集，No. 475，pp. 83-92，1995.
22) Aguirre, J. G., K. Irikura : Preliminary analysis of non-linear effects at Port Island vertical array station during the 1995 Hyogoken-nambu Earthquake , J. Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 2, pp. 49-58, 1995.
23) Kamae, K. and K. Irikura : A fault rupture model of the 1995 Hyogoken-nambu Earthquake(M_{JMA}=7.2) estimated by empirical Green's function method, J. Natural Disaster Science, Vol. 16, No. 2, pp. 31-40, 1995.
24) Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp. 63-104, 1986.
25) 香川敬生：震源断層近傍における地震動分布のSIMULATION，日本地震学会講演予稿集，1996年度秋季大会，A75，1996.
26) Graves, R. W. : Simulating realistic earthquake ground motions in regions of deep sedimentary basins , Proc. 11th World Conference on Earthquake Engineering, in press, 1996. および私信.
27) 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. Seismological Society America, submitting, 1996.
28) 川瀬博・佐藤智美・松島信一・入倉孝次郎：余震観測記録に基づく兵庫県南部地震時の神戸市東灘区における本震地動の推定，日本建築学会構造系論文集，No. 476，pp. 103-112，1995.
29) 田居優：1995 年兵庫県南部地震における統計的グリーン関数法による強震動予測－サイトでの増幅特性及び位相特性を考慮した－，強震動予測に関する総合的研究（最終年度），平成７年度度文部省科学研究費（総合研究Ａ）研究成果報告書（課題番号05302069），pp. 80-97，1996.
30) Somerville, P. G.・入倉孝次郎・澤田純男・岩崎好規・田居優・伏見実：地震断層のすべり変位量の空間分布の検討，第 22 回地震工学研究発表会講演概要，pp. 291-294，1993.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会 1996.10.30

1946年南海地震のシミュレーション

SIMULATION OF STRONG GROUND MOTION DURING THE 1946 NANKAI EARTHQUAKE

釜江克宏
Katsuhiro KAMAE

It is very important to predict strong ground motion in and around Osaka from great earthquakes recurrently occurring along the Nankai trough. In this paper, a heterogeneous faulting model with two strong asperities of high stress drop to fit the simulated spectrum to the observed one by Hartzell and Heaton (1985) for the 1946 Nankai earthquake has been proposed. The locations of two asperities are determined, referring the inversion result of geodetic and tsunami data by Satake (1993). Strong ground motions have been simulated using this model at many sites including Osaka city by using empirical Green's function method and stochastical simulation method. We find that for long period motion, the simulated displacement at SMT fits well the observed, and that for short period motion, the simulated peak velocities show good agreement with the Seismic Intensity distribution in wide region including near source. We also obtained the interesting result that the synthetic ground motions in Osaka city show a long duration of about 4～5 minuites with amplitude of 10～20 cm/sec.

1.はじめに

大阪における最強地震動を考える上で対象とすべき地震の1つは1995年1月17日に発生した兵庫県南部地震(M_{JMA}=7.2)のような内陸部に起こる直下型地震(M7級)と、もう1つは南海トラフ沿いに起こるM8クラスの巨大地震である。両者の地震の規模や震源場所から考えて前者は兵庫県南部地震のように継続時間の短い短周期成分の卓越した大振幅の地震動になり、後者は振幅はそれほど大きくないが、継続時間の長い長周期成分の卓越した地震動となることが容易に想像できる。寒川 (1992)[1]は考古学的な観点から過去の地震の発生時期を推定し、南海トラフ沿いに発生する巨大地震の繰り返し間隔を議論している。また安藤(1992)[2]は前回の地震(1946年南海地震)のスリップ量が小さかったことなどから、次の地震までの間隔が短くなり、70年程度であろうと推定している。もしこの推定が正しいとすると、次の地震までに20年程度しかないことになる。現在、大阪では1946年南海地震当時と異なり、建築物の多様化が進み、高層建築物も数多く建設されている。このような周期の長い高層建築物に対する最強地震動を考えた場合、間近にせまった南海地震は第1に考慮すべき地震であろう。しかし、次の南海地震を考えた場合、その規模や位置についてはこれまでに蓄積された経験を基にある程度予測できるであろうが、1946年南海地震や1923年関東地震のような不均質な震源過程を現時点で決定論的に予測することは不可能である。従って、ここでは1946年南海地震時の強震動シミュレーションを行い、その結果が次の南海地震時の大阪での強震動を考える上での1つの示唆を与えるものと考えたい。

ここで用いた方法は、広帯域での強震動予測手法として種々の研究がなされてきた経験的グリーン関数法[3],[4]に加え、1946年南海地震時の広域での震度分布を再現するため、経験的グリーン関数としての適切な記録がない場合の波形合成法である統計的波形合成法[5]である。経験的グリーン関数法を用いた理由は、1991年10月20日に紀伊半島白浜沖に発生した地震(M=5.1:以下白浜沖地震と呼ぶ)の震源が1946年南海地震の震源域内にあったことと、この地震の記録が大阪平野内を含め多数の観測点

京都大学原子炉実験所原子炉安全管理研究部門 助手 Research Associate, Dept. of Nuclear Safety Research, Research Reactor Institute, Kyoto University

で得られたことによる。

こうした方法を用いるためには、適切な断層モデルを用いる必要がある。1946年南海地震の断層モデルは数多く研究されており、その多くは津波や地殻変動など超長周期域での静的な断層運動に基づいている。また最近断層面での不均質なすべり分布なども推定されている[6]。ここではこれらの研究成果を踏まえ、工学的に重要な周期0.1～10秒の範囲の強震動生成に有効な断層モデルを長周期領域での観測波形(2～20秒で有効)や観測震度などとの比較から推定する。その結果得られた断層モデルを用い、大阪平野内での1946年南海地震時の強震動を再現し、その特徴や現時点での大阪における高層建築物の設計用地震動に対する位置づけなどについて議論する。なお、ここで示す内容のほとんどは文献(7),(8)に基づくものである。

2.使用したデータ

ここでは白浜沖地震の記録として2つのデータセットを用いた。1つは京都大学防災研究所の地震災害部門が1988年以来大阪市やその周辺地域で行っている村松式速度型強震計による記録である[9]~[11]。ここではその中から良好な記録が得られた大阪市内の2カ所(OSA,WOS)と和歌山市内1カ所(WKY)の合計3カ所での記録を用いた。図1に観測点の位置を示す。図中OSAは比較的硬質な上町台地上にある気象庁大阪管区気象台内にある観測点であり、WOSは大阪市西部の大阪湾岸の軟弱地盤上の観測点である。WKYは和歌山市にある東京大学地震研究所和歌山微小地震観測所で岩盤上にある。もう1つのデータセットは、気象庁が全国的に

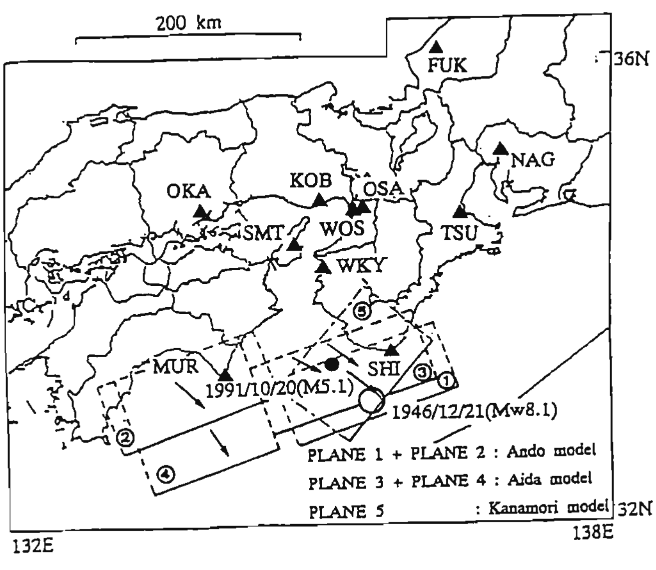


図1 観測点の位置と1946年南海地震の断層モデル

展開している87型電磁式強震計(加速度記録)による記録である。用いた観測点は潮岬(SHI)、室戸岬(MUR)、神戸(KOB)、岡山(OKA)、津(TSU)、名古屋(NAG)、福井(FUK)の合計7カ所であり、図1にはその位置も示してある。

3．断層モデル

(1) 白浜沖地震の断層モデル

経験的グリーン関数として用いた地震は1991年10月20日に紀伊半島白浜沖(東経135° 14.9'、緯度33° 23.7'、深さ37km)で発生したM5.1の地震である。この地震の地震モーメントやメカニズムについては、CENROID, MOMENT TENSOR SOLUTION(CMT解)[12]から求められているが、ここでは岩盤上の観測点であるWKYの記録を用いて地震モーメント、断層面積及び応力降下量を推定した。図2に得られた単位距離(=1km)での震源変位スペクトル(EW,NS両成分の2乗和の平方根)を示す。得られたスペクトルはほぼω^{-2}モデルに従っていることがわかる。このスペクトルの低周波数域と高

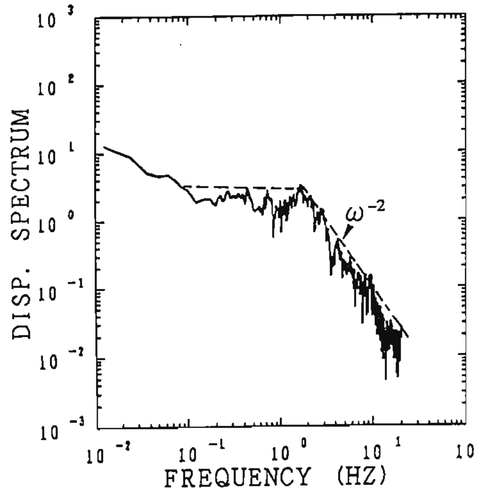


図2 白浜沖地震の震源スペクトル

周波数域でのそのぞれの漸近線を描き、その交点をコーナー周波数として、低周波数一定レベルから地震モーメントを、コーナー周波数から断層面積をそれぞれ求めた[13],[14]。また応力降下量は式(1)により求めた。

$$\Delta\sigma = \frac{7\ M_0}{16\ r^3} \qquad (1)$$

ここでrは円形断層とした時の断層半径である。ここで求めた地震モーメントはCMT解による結果(5.6×10^{16}N·m)とほぼ一致している。一方震源メカニズムについては東京大学地震研究所和歌山微小地

震観測所が求めており[15]、ここではその結果を用いた。表1に震源パラメータをまとめて示す。メカニズムはCMT解による結果(θ =288°、δ =41°、λ =258°)とほぼ一致している。メカニズム解によるとこの地震は1946年南海地震が低角逆断層タイプであるのとは異なり正断層タイプの地震である。

表1　経験的グリーン関数として用いた白浜沖地震の震源パラメータ(f_c:コーナー周波数、S:断層面積、他の各記号は表2と同じ)

M_0 (N・m)	6.0×10^{16}
f_c (Hz)	1.88
S (km^2)	1.5
θ (degree)	270
δ (degree)	40
λ (degree)	240
$\Delta\sigma$ (bar)	800

(2) 1946年南海地震の断層モデル

1946年南海地震の断層モデルについては多くの研究[16]~[19]があり、その断層パラメータが佐藤ほか[20]によりまとめられている。図1にはそれらのモデルの中から3つのモデル、すなわち単一断層面のKanamoriモデル、2つの断層面からなるAidaモデルとAndoモデルを示す。また各モデルの断層パラメータを表2に示す。表中応力降下量は前述の式(1)から求めた。破壊速度はS波速度の約0.7倍として求めた。これらの断層モデルは津波や地殻変動など超長周期域での静的な断層運動に基づいて推定されている。唯一遠地の地震記録に基づいたKanamoriモデルでも周期100秒以上の長周期地震動による。従ってこうした断層モデルが工学上重要な周期0.1～10秒の強震動生成に有効かどうかの吟味が必要である。また最近測地データと津波のデータを用いたインバージョン解析が行われており、断層面内での不均質なすべり分布が求められている[6]。図3にこの結果を示したが、最近発表された1923年関東地震の震源過程に関する研究結果[21]同様、明瞭なアスペリティーの存在が見られる。ここではこうした最近の研究成果に加え、図4に示したHartzell and Heaton(1985)がPasadena(California)でのBenioff地震計による観測記録を基に求めた震源フーリエスペクトル(2.5～50秒の周期範囲で有効)も参考に、合成結果と観測結果(長周期領域では洲本における変位記録、短周期領域では震度記録)との比較から高周波地震動生成に有効な断層モデルを提案する。図4にはKanamoriモデルによるスペクトルと後述する合成結果から提案した2つのアスペリティーを有する修正Aidaモデルによるスペクトルも併せて示してある。この図からもKanamoriモデルでは高周波数成分を説明できないことがわかる。

表2 1946年南海地震の震源パラメータ
L:断層長さ、W:断層幅、D:断層上端深さ、M_0：地震モーメント、θ：走行、δ：傾斜角、λ：すべり角、$\Delta\sigma$：応力降下量、τ：ライズタイム、V_s：S波速度、V_R：破壊速度

	Kanamori	Ando	Aida
L (km)	⑤ 120	① 150 ② 150	③ 150 ④ 120
W (km)	⑤ 80	① 70 ② 70	③ 70 ④ 120
D (km)	⑤ 0	① 0 ② 0	③ 10 ④ 1
M_0 (N・m)	1.5×10^{21}	4.7×10^{21}	6.0×10^{21}
θ (degree)	⑤ 220	① 250 ② 250	③ 250 ④ 250
δ (degree)	⑤ 10	① 25 ② 20	③ 10 ④ 20
λ (degree)	⑤ 90	① 117 ② 117	③ 127 ④ 104
$\Delta\sigma$ (bar)	⑤ 39	① 29 ② 55	③ 48 ④ 51
τ (sec)	3		
V_s (km/sec)	3.5		
V_R (km/sec)	2.5		

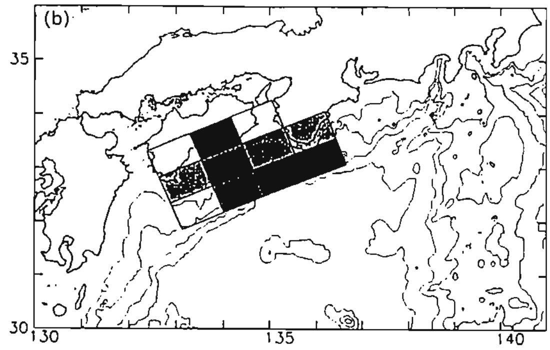


図3 Satake(1993)による1946年南海地震のすべり分布

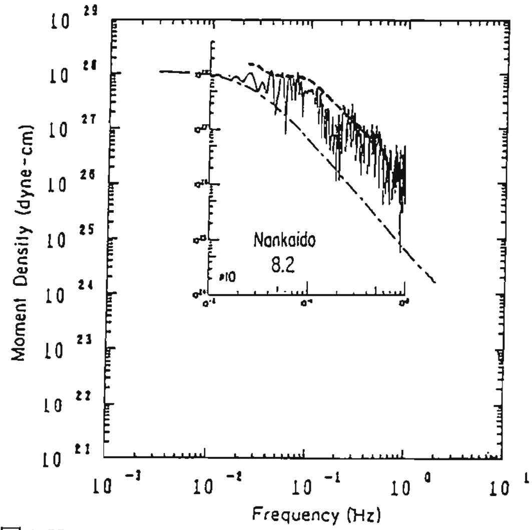


図4 Hartzell and Heaton(1985)による1946年南海地震の震源スペクトル、一点鎖線：Kanamoriモデル、破線：修正Aidaモデル

4.合成方法

ここで用いた経験的グリーン関数法は震源パラメータの相似則とω^{-2}スペクトルスケーリング則を満足するIrikura(1986)の方法[3]である。ただし、表1と表2に示したように、1946年南海地震の各モデルと経験的グリーン関数として用いる白浜沖地震とでは、応力降下量が大きく異なるため、合成に際してはその違いを補正した。すなわち、重ね合わせのためのパラメータNは(2),(3)式により決定される。

$$N = \left(\frac{M_0}{c\ M_{0e}}\right)^{\frac{1}{3}} \qquad (2)$$

$$c = \frac{\Delta\sigma_0}{\Delta\sigma_{0e}} \qquad (3)$$

ここで、M_0,$\Delta\sigma_0$、M_{0e},$\Delta\sigma_{0e}$は大地震と小地震の地震モーメント及び応力降下量を示す。これらの式に従い、例えばKanamoriモデルによりNを求めると約80となり、大地震の合成には80×80×80回の重ね合わせを要することになる。入倉・釜江(1992)[22]は、大地震に比べ極めて小さい地震を経験的グリーン関数として用いようとした場合、たとえ小さい地震が広い周波数領域にわたって十分な精度があっても、合成される大地震の地震動は中間周波数(大地震と小地震のコーナー周波数の間)で顕著な落ち込みが現れることを示した。また、その解決策として多段階合成法を提案した。例えばKanamoriモデルの場合では、まず第一段階で4×4×4,第2段階で4×4×4の重ね合わせで中間的な規模の地震の地震動を合成し、その合成地震動を用いて更に5×5×5の重ね合わせを行った。この方法はあくまでもω^{-2}モデルを忠実に再現することを目的とした便宜的な方法であり、その後筆者らはFractal composite faulting modelを用いて、極めて小さい地震から大地震時の強震動が予測できる手法を提案している[23]。なおここでは多段階合成法を用いている。各モデルとも破壊の開始点は図1に○印で示した震源位置にほぼ対応する位置とし、多重震源モデルであるAndo, Aidaモデルでの第2震の破壊は破壊フロントが断層面に到達したときに開始するとした。

前述したように経験的グリーン関数としての白浜沖地震の観測記録は限られた地点でしか得られていない。1946年南海地震の広域での震度分布を再現するためには観測点の数は十分ではない。ここでは適切な経験的グリーン関数がない場合の補足的な方法として筆者らが既に提案している統計的波形合成法[5]を用いて震度分布の再現を試みる。この方法の詳細については文献に譲るが、簡単な解説をするとまずある適当な規模の地震(要素地震)を想定し、Boore(1983)[24]によるω^{-2}モデルに基づく統計的シミュレーション法を用いて基盤での強震動を作成する。その後堆積地盤での増幅特性を1次元地盤構造モデルにより評価し、堆積地盤上での強震動を求める。ただし、ここでシミュレーションの対象とした多数の観測点(気象庁の地震観測官署)における地盤構造モデルの作成が困難だったため、ここでは各地点の地盤種別を参考に簡易的に地盤増幅率を設定した。表3に要素地震の震源パラメータを示す。また、図5にはその要素地震に対する統計的シミュレーション波形及び変位フーリエスペクトルを示す。各観測点での合成波形を求めるに際しては、距離減衰とQ値による減衰を考慮している。

表3 統計的波形合成法における要素地震の震源パラメータ

M_0 (dyne·cm)	1.0×10^{27}
S (km^2)	400
$\Delta\sigma$ (bars)	50
R (km)	20

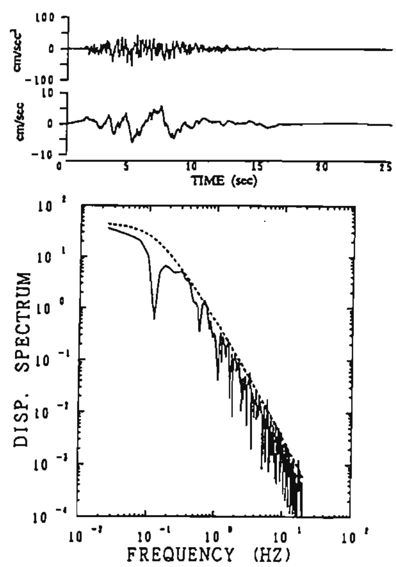


図5 統計的シミュレーション波形とスペクトル

5.合成結果

合成結果の有効性を検証するため、1946年南海地震時における観測結果との比較を行う。まず観測波形としては、気象庁の数カ所の観測点(洲本、敦賀、宮崎など)における低倍率変位計による記録の中から周期範囲2～20秒で有効な洲本の記録を用いる。さらに震源域近傍も含めた広い範囲での合成結果を地震当時発表された震度や震度分布などと比較した。ここでの合成結果が一部の観測点

(WOS,WKY)を除いて気象庁の観測所での評価値であり、震度との比較に適していることや、計測震度の検討に際し、地震動の各種物理量(最大加速度や最大速度など)と震度との対応がまとめられている[25]ことなどがその理由である。長周期、やや長周期成分については前述の洲本での観測記録がInoue and Matsumoto(1988)[26]により数値化されており、波形やスペクトルでの比較が可能である。残念ながら白浜沖地震の記録が洲本では得られておらず、ここでは約30km離れた同様な岩盤上での観測点であり、1946年南海地震の震央距離もほぼ同程度の和歌山(WKY)での合成結果から比較検討した。詳細な議論は文献[7),(8]に示されており、ここでは簡単に結果をまとめて述べる。図6は各断層モデルによる合成変位波形と観測波形を比較したものであり、単一断層面であるKanamoriモデルでは観測記録の後続波形が再現できていない。図7はWKYでの白

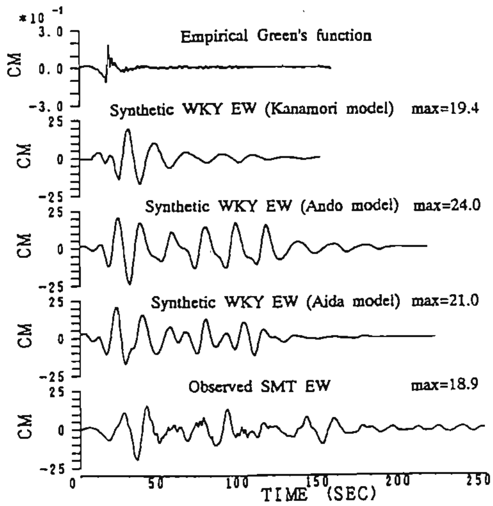


図6　合成変位波形(WKY)と観測波形(SMT)の比較(2～20秒)

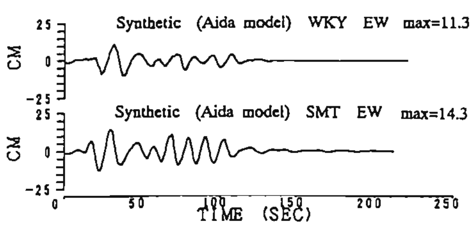


図7　震源放射特性を考慮して求めた変位合成波形(2～20秒)

浜沖地震の記録から震源放射特性と距離の違いを補正して求めたSMTでの仮想要素地震波をもとに震源放射特性を考慮して求めたSMTでの合成波形である。また、図8はその変位フーリエスペクトルと観測結果とを比較したものである。合成結果が3～5秒あたりでやや過小評価となっており、これ

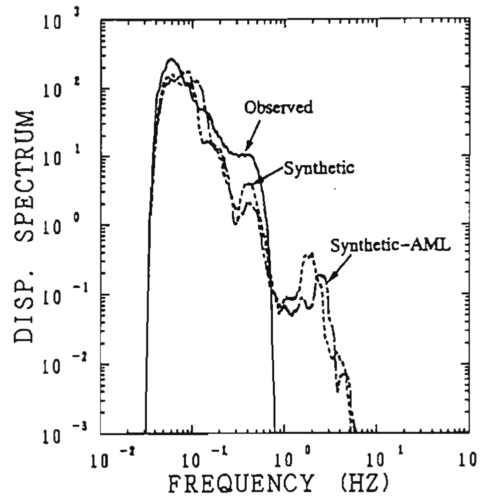
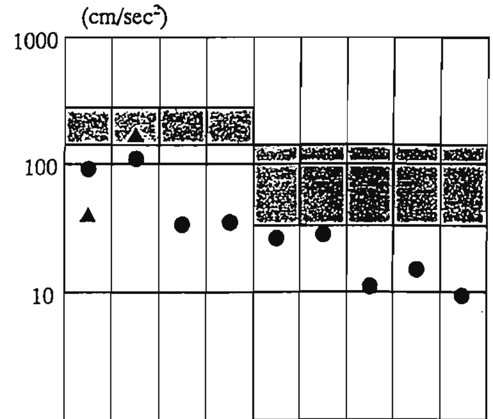
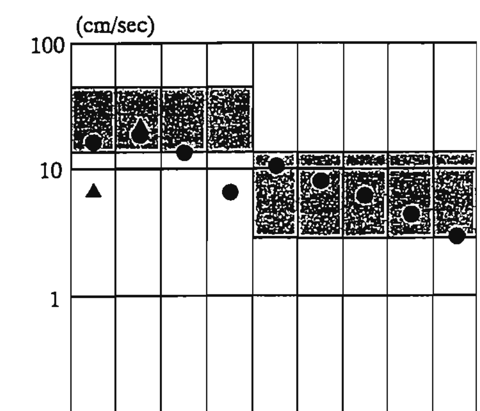


図8　SMTにおける観測波形と合成波形の変位フーリエスペクトルでの比較



観測点	SHI	MUR	WKY	TSU	OSA	KOB	OKA	NAG	FUK
震度	5	5	5	5	4	4	4	4	4
距離(km)	17	28	65	98	102	120	125	168	238



観測点	SHI	MUR	WKY	TSU	OSA	KOB	OKA	NAG	FUK
震度	5	5	5	5	4	4	4	4	4
距離(km)	17	28	65	98	102	120	125	168	238

図9　合成結果と観測震度との比較(網掛け：震度に対応する値、●：Aidaモデル、▲：Andoモデル)

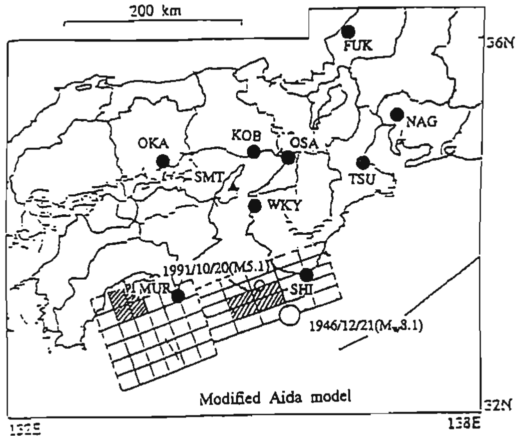


図10　Aidaモデルに2つのアスペリティを考慮した修正Aidaモデル(アスペリティの応力降下量：200 bars,その他の部分：25 bars)

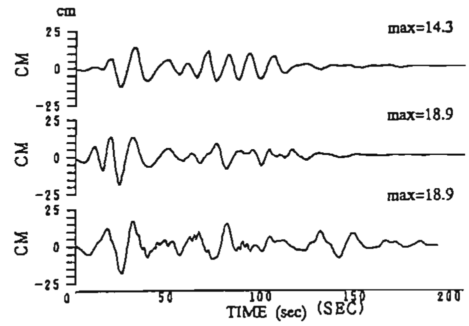


図11　Aidaモデル及び修正Aidaモデルを用いた合成変位波形と観測波形の比較(2～20秒)
上からAidaモデル、修正Aidaモデルによる合成波形、観測波形)

はMamura et al.(1984)[27]で報告されているやや長周期域でのWKYとSMTでの揺れ安さの違いとして説明できるとの結論を得ている。一方、短周期領域での観測結果(震度)との比較において、2つの断層面からなるAndoモデルとAidaモデルとでは紀伊半島側の断層面の傾斜角に違いがあり、より低角度の傾斜角となっているAidaモデルのほうがSHIでの震度との対応が良いとの結論を得ている。図9はその結果を示したものである。また、ほとんどの観測点での合成最大速度と震度との対応は良いが、最大加速度についてはかなり過小評価となっている。最大加速度と震度との対応についても問題点があるが、ここで用いたAidaモデルでは高周波数成分の生成が十分ではない可能性もある。そこで前述したように1946年南海地震の最新のインバージョン結果に見られるアスペリティを考慮した修正Aidaモデルを提案した。図10がその断層モデルであり、紀伊半島沖と四国沖に2つのアスペリティを考えた。アスペリティでの応力降下量は200barsとし、その他の部分で25bars程度とした。全体の地震モーメントはAidaモデルと一致させている。四国沖のアスペリティについては本震時に高知市南西部に位置する中村町でもっとも被害が大きかったことと対応している可能性もある。この断層モデルによる震源変位フーリエスペクトルは図4に示したように、Hartzell and Heaton(1985)が求めたスペクトルの振幅レベルとよく一致している。図11はこのモデルを用い前述した同じ方法によって求めたSMTでの合成波形と観測波形を比較したものであり、両者の一致度は良い。図12はAidaモデルと修正Aidaモデルによる合成結果と震度とを比較し

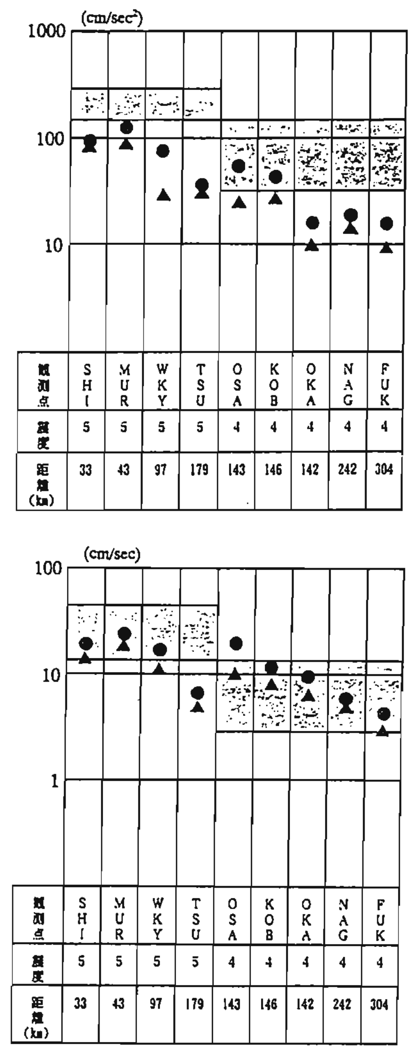


図12　Aidaモデルと修正Aidaモデルによる合成結果と観測震度との比較(●：修正Aidaモデル、▲：Aidaモデル)

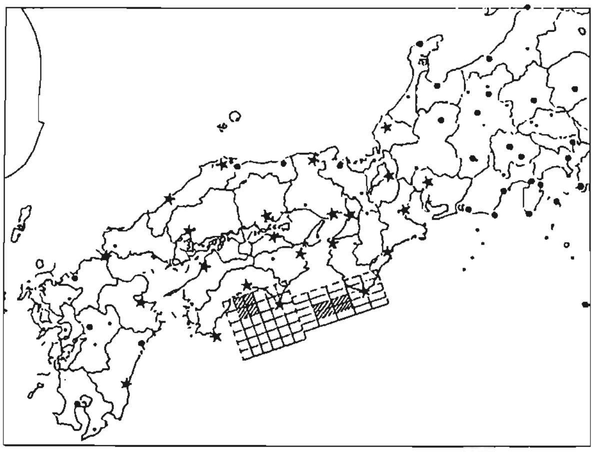


図13 統計的波形合成法を適用した気象庁地震観測官署の位置

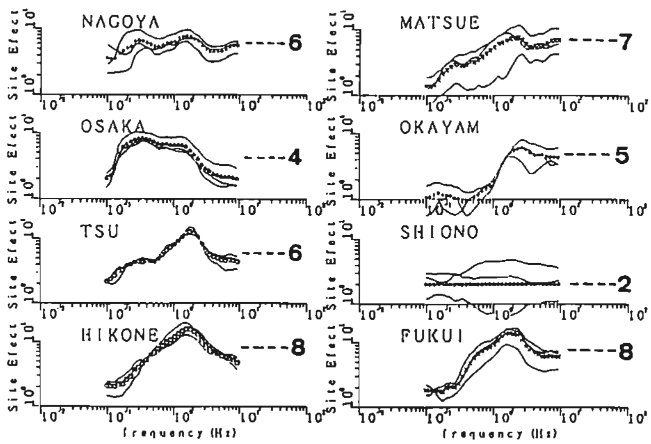


図14 田居・他(1993)によるサイト増幅特性(SHIを基準として求められている)

たものであり、修正Aidaモデルを用いることにより、高周波数成分が大きくなり、最大加速度から評価された震度も観測結果に近い値となっている。

次に前述の統計的波形合成法を用いてより広域での震度分布との関係を検討した。図13の★印が震度を評価した観測点であり、図14はそれぞれの観測点での地盤増幅率を推定するために参考とした田居・他(1993)[28]による8観測点での地盤増幅率である。この結果は近畿地方での地震観測記録を用いて震源特性、伝播経路特性、サイト特性を分離した結果である。ここではこの結果と地盤種別とを対応させ、各観測点での地盤増幅率を推定した。ちなみにこの方法によって得られた合成結果の最大加速度と白浜沖地震が観測できた観測点での経験的グリーン関数法による結果とを比較したものが図15であり、両者は良く一致している。図中○印は図14の結果を用いたもの、●印は地盤種別による地盤増幅率を用いたものである。図16は宇佐見(1987)[29]による1946年南海地震時の震度分布上に

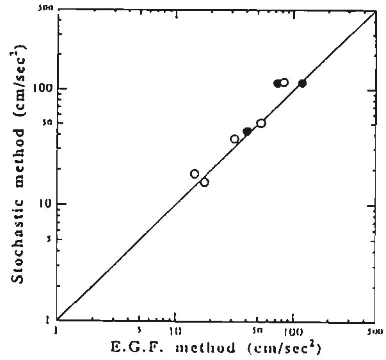


図15 経験的グリーン関数法と統計的波形合成法による合成結果の比較

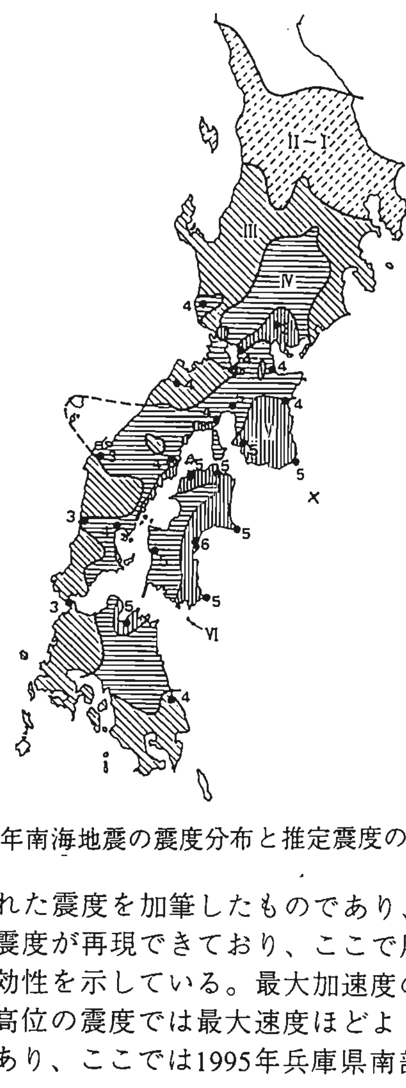


図16 1946年南海地震の震度分布と推定震度の比較

ここで得られた震度を加筆したものであり、ほぼ広い範囲で震度が再現できており、ここで用いたモデルの有効性を示している。最大加速度の震度との対応は高位の震度では最大速度ほどよくないとの報告もあり、ここでは1995年兵庫県南部地震でもその信頼性が示されたFukushima and Tanaka(1990)[30]による距離減衰式との比較を試みた。図17は地盤の種別ごとに分離して示した結果であり、岩盤上での結果がやや過小評価となってはいるものの、ほぼ距離減衰曲線に従った結果となっている。岩盤上での違いについては統計的シミュレーション波形が地震基盤で定義されたもので

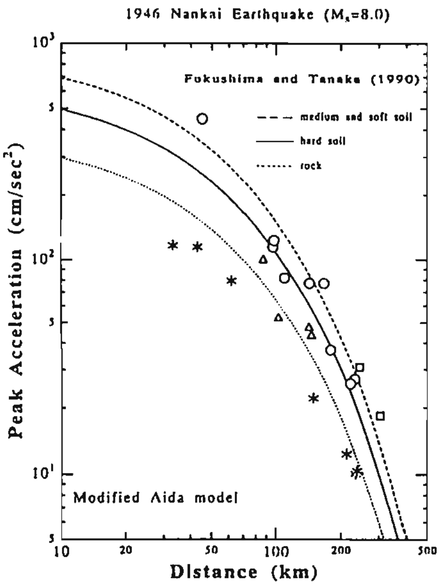


図17 合成結果とFukushima and Tanaka(1990)による最大加速度の距離減衰曲線との比較(＊：岩盤、△：硬質地盤、○：軟質地盤)

あることを考えれば容易に理解できる。

6.大阪市内で想定される強震動

図18,19には修正Aidaモデルを用いた大阪市内での2カ所の観測点での推定される強震動を示す。またそれらの擬似速度応答スペクトルを図20,21に示す。前述したようにOSAは上町台地の比較的硬質な地盤上(大阪管区気象台の地下3階の地震計台上)の観測点、一方WOSは大阪西部の大阪湾岸の軟弱地盤上の観測点である。両者の断層からの距離はほぼ等しいが、最大加速度、最大速度やスペクトルなど合成波形の特徴はお互いに異なっている。これは経験的グリーン関数として用いた白浜沖地震の記録が地盤構造などを反映したものとなっているためである。WOSでの最大加速度は100cm/sec^{2}弱、最大速度は30cm/sec程度となっており、周期4～5秒及び2～3秒の卓越周期に加え、表層の軟弱地盤の影響で0.6秒あたりの短周期成分も卓越している。一方、OSAでは最大加速度60cm/sec^2、最大速度20cm/sec程度となっており、長周期領域でのピークはほぼWOSと同じであるが、WOSで見られた0.6秒あたりのピークは明瞭ではない。図18のOSAにおける白浜沖地震の記録に見られるように、S波の後に振幅の大きい特徴的な後続波が見られ、東側の盆地境界(生駒)から2次的に発生する表面波であるとの報告もある。1946年南海地震の断層面は大きく、すべての領域から発生する地震波を

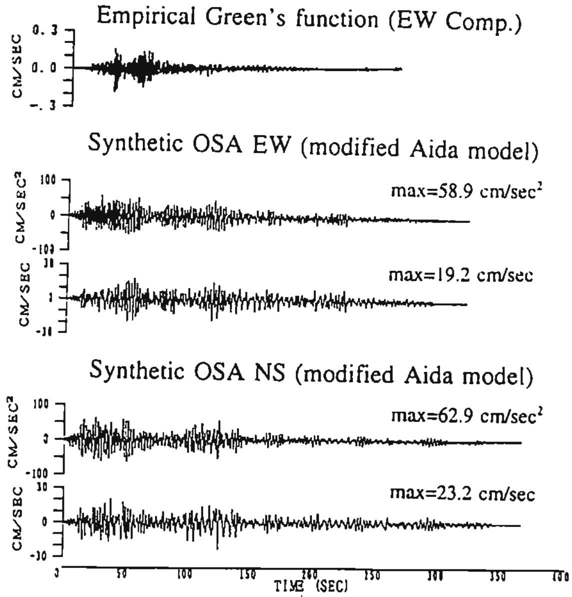


図18 OSAにおける合成波形

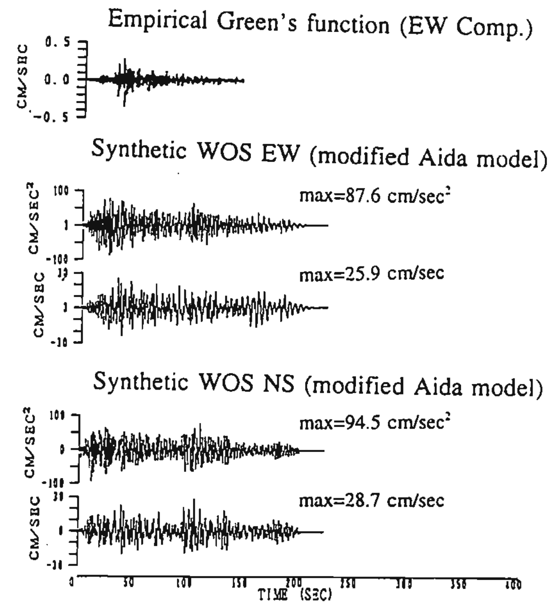


図19 WOSにおける合成波形

ある方向の1つの地震の観測記録だけから合成したことにはこのような2次的な表面波を考えた場合問題点も残されている。また、WOSとOSAで白浜沖地震の記録の継続時間に大きな違いがあり、それを反映して合成波形の継続時間が決まっている。こうした継続時間の違いが両観測点の位置や深い地盤構造も含めた特徴的なサイト特性であるかどうかは検討を要する。

以上1946年南海地震時の大阪市内での強震動を推定した結果、周期2～5秒の長周期(やや長周期)成分が卓越し、継続時間も4～5分程度となることが

わかった。大阪での高層建築物の設計用入力地震動を考えた場合、ここで評価された強震動がいかなる位置づけになるかを示すため、図22に設計用入力地震動として現在使用されていると思われるいくつか実地震波形のスペクトルと比較した。実地震波形のスペクトルは最大速度20cm/secに調整したレベル1地震動(最大速度40cm/secに調整したものがレベル2地震動)のものである。ここではEL CENTRO(1940,NS)、 TAFT(1952,EW)、HACHINOHE(1968,NS)の3つの実地震記録のスペクトルを示した。なお、大阪でも兵庫県南部地震後東京と同じ大きさのレベル1,2地震動(25cm/sec, 50cm/sec)が設計に用いられているようである。図から2秒以上の周期領域でここで評価したスペクトル振幅はレベル1の設計用入力地震動のそれを上回っている。設計用入力地震動と言う立場から、南海地震をレベル1、レベル2のいずれに位置づけるかは今後議論の必要はあるが、安藤に従い次の南海地震までを20年程度と考えると、ここで示した合成結果でレベル1地震動のスペクトル振幅を越える周期領域があることは興味ある結果である。ただし、現時点では次の南海地震の震源の位置、規模及びアスペリティの位置、大きさなど決定論的に与えることが困難であり、ここで推定した強震動が繰り返し起こる南海地震の最強地震動であるのかどうか、難しい課題ではあるが早急な検討が必要であろう。

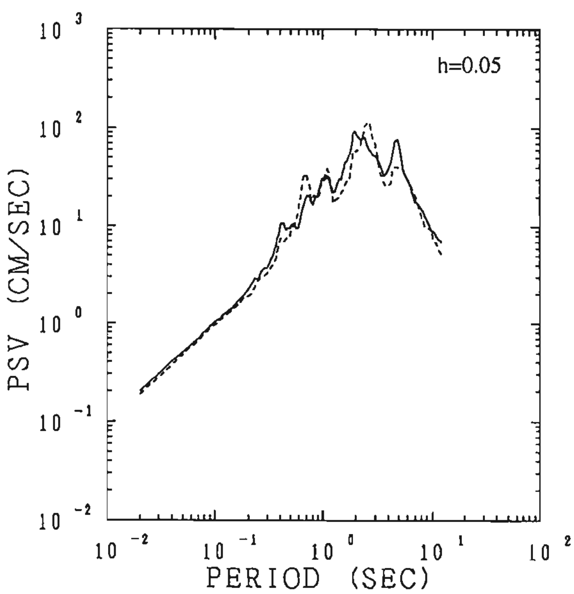


図20 OSAにおける合成波形の擬似速度応答スペクトル(実線：NS成分、破線：EW成分)

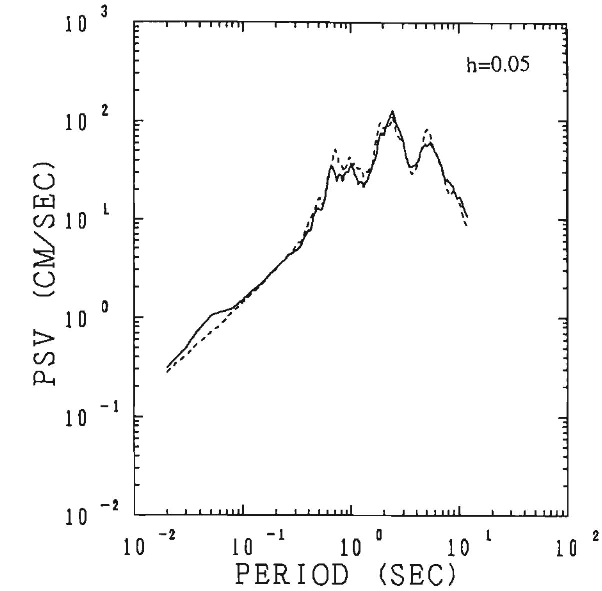


図21 WOSにおける合成波形の擬似速度応答スペクトル(実線：NS成分、破線：EW成分)

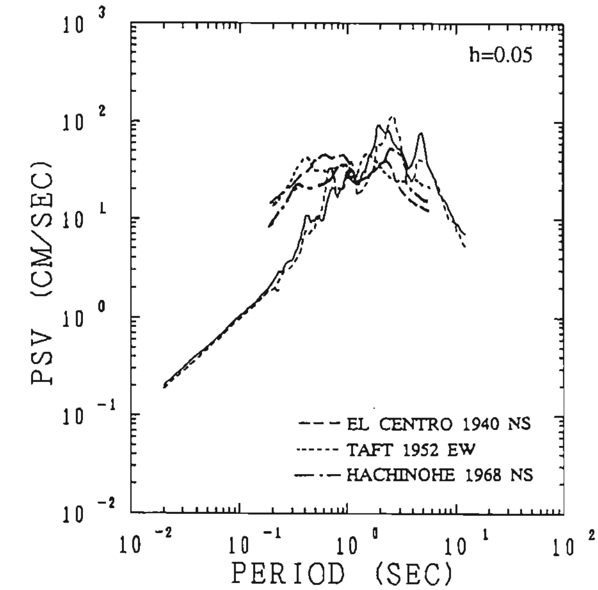


図22 OSAにおける合成波形と大阪における設計用レベル1地震動の擬似速度応答スペクトルでの比較

7.おわりに

ここでは大阪における最強地震動を考える上で対象とすべき地震の1つであろう南海トラフ沿いに繰り返し発生する南海地震に焦点をあて、1946年南海地震時の強震動シミュレーション結果について報告した。断層モデルについてはこれまでに提案されたいくつかのモデルの比較検討に基づき、2つのアスペリティをもつ修正Aidaモデルが震度分布などの観測結果を説明できることを示した。また、大阪市内での強震動は震源断層の大きさや盆地構造による影響などから、周期1～5秒に卓越周

期を持ち、最大速度が20～30cm/secで継続時間が4分を越える非常に長いものになると推定される。高層、超高層建築物や長大構造物など周期の長い構造物に対する影響は少なくないものと考えられる。

参考文献

(1) 寒川旭:地震考古学,中公新書,1992.

(2) 安藤雅孝:月刊地球,号外No.4,PP.179-182,1992.

(3) Irikura,K.:Prediction of strong accerelation motion using empirical Green's function,Proc. 7th Japan Erathq. Symp.,pp. 151-156,1986.

(4) 釜江克宏・他:地域的な震源スケーリング則を用いた大地震(M7級)のための設計用地震動予測,建築学会構造系論文報告集,第416号,pp.57-70,1990.

(5) 釜江克宏・他:地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測－統計的波形合成法による予測－,日本建築学会構造系論文集,第430号,pp.1-9,1991.

(6) Satake,K.:Depth destribution of coseismic slip along the Nankai trough, Japan, from joint inversion of geodetic and tsunami data,J. Geophys. Res.,Vol.98,No. B3,pp. 4553-4565,1993.

(7) 釜江克宏,入倉孝次郎:1946年南海地震(M_W=8.1)時の震源近傍及び周辺地域における強震動評価,日建築学会構造系論文集,第455号,pp.61-71,1994.

(8) 釜江克宏,入倉孝次郎:統計的波形合成法を用いた1946年南海地震時の震度分布の再現,第9回日本地震工学シンポジウム論文集,pp.559-564,1994.

(9) 松波孝治・他:大阪平野及びその周辺地域における広周波数帯域・広動帯域地震波観測,京大防災研究所年報,第32号,B-1,pp.53-60,1989.

(10) 松波孝治,岩田知孝:広帯域地震アレイ観測による大阪平野の地震動特性(1)-大阪湾岸地域で観測されるS波主要動付近の顕著な位相-,京大防災研究所年報,第34号,B-1,pp.165-175,1991.

(11) 松波孝治・他:近畿における広帯域強震動アレイ観測,京大防災研究所年報,第35,B-1,pp.1-11,1992.

(12) Dziewonski,A.M. et al.:Centroid-moment tensor solutions for October-December 1991,Phys. Earth Planet. Inter.,74, pp.89-100,1992.

(13) Brune,J.N.:Techtonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes,J. Geophys. Res.,Vol.75, pp.4997-5009,1970.

(14) Brune,J.N.:Correction, J. Geophys. Res.,Vol.76,p.5002, 1971.

(15) 中村正夫:私信,1992年5月29日.

(16) Kanamori,H.:Tectonic implication on the 1944 Tonankai and the 1946 Nankai earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter.,5,pp.129-139,1972.

(17) 相田勇:南海道沖の津波の数値実験,東大地震研究所彙法,56,pp.713-730,1981.

(18) Ando,M.:A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data, Phys. Earth Planet. Inter.,28, pp.320-336,1982.

(19) 矢吹哲一郎,松浦充宏:ABICを用いた断層面上の滑り分布の推定-1946年南海道地震への応用-,地震学会講演予稿集,No.1,p.17,1988.

(20) 佐藤良輔・他:日本の地震断層パラメーターハンドブック,鹿島出版会,pp.204-214,1989.

(21) Wald,D.J. and P.G. Somerville:Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto earthquake;Geodetic and body waveform analysis,地球惑星科学関連学会予稿集,p.326,1994.

(22) 入倉孝次郎,釜江克宏:強震動予測の実用化における問題点,地震学会講演予稿集,p.111,1992.

(23) Irikura,K. and K. Kamae:Simulation of strong ground motion based on fractal composite faulting model and empirical Green's function,Proc. 9th Japan Earthq. Symp.,Vol. 3,pp. 19-24,1994.

(24) Boore,D.M.:Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, BSSA,Vol.73,No.6,pp.1865-1894,1983.

(25) 鉢嶺猛:震度の計測化について,験震時報,第52巻,pp.43-68,1989.

(26) Inoue,R. and T. Matsumoto:Digitization and processing of the J.M.A. Strong Motion Records in the Period of 2 to 20 sec from Nine Great Earthquake,Historical seismograms and earthquakes of the world, Academic Press, Inc.,pp.390-400, 1988.

(27) Manura,L. et al.:Distribution of ground-motion amplification factors as a function of period (3-15 sec),in Japan,Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo,Vol.59,pp. 467-500,1984.

(28) 田居優・他:近畿地方の地震記録による震源、伝播、サイト特性の分離,第22回地震工学研究発表会講演概要,pp.303-306,1993.

(29) Fukushima,Y. and T. Tanaka:A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion, BSSA,Vol.80,No.4,pp.757-783,1990.

(30) Hartzell,S.H. and T.H. Heaton:Reseseismic time functions for large,shallow subduction zone earthquake,BSSA,Vol. 75, No.4,pp.965-1004,1985.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

大阪およびその周辺地域の地震防災のための想定地震と強震動の予測

Scinario Earthquakes and Strong Ground Motions for Earthquake Disaster Prevention in Osaka and the Adjacent Areas

入倉孝次郎
Kojiro IRIKURA

The Hyogo-ken Nanbu earthquake showed the importance of predicting strong ground motions from earthquakes on blind faults beneath metro politan areas. Even Larger earthquakes may occur in the Osaka region where similar active faults exist. Then, we attempted to simulate strong ground motions for hypothetical large earthquakes on active faults are made in the Osaka metropolitan area and the adjacent region. Four active faults are selected based on the investigation of the active faults. We describe a model of ground motions generated by irregular fault slips (asperity model) similar to those for the Hyogo-ken Nanbu earthquake. The simulation is made by a hybrid Green's function method, in which numerical Green's functions are computed by the 3-D F.D.M. for low frequency range (< 1sec) and by the stochastic method for high frequency(> 1 sec). The near-source motions synthesized for soil sites are characterized by large acceleration responses a little more than 2,000 gals.

1. はじめに

都市直下に位置する活断層を震源とする大地震が起これば、阪神・淡路大震災と同じかそれ以上の大災害が引き起こされる可能性は高い。兵庫県南部地震の後、活断層に対する懸念がマスコミ等で広く取り上げられ、多くの地方公共団体で「地震に強い都市づくり」を目的とした活断層調査も行われはじめている。しかしながら、これらの調査を有効に地震災害の軽減対策に結びつけるためには、活断層が動いたときの強震動の予測が必要なことは必ずしも認識されていない。これまでの土木・建築構造物の耐震設計や多くの都市の地震防災対策では、地震動の評価が全国一律の基準で、地域による地震動の差は地域係数と地盤種別でのみ考慮されており、活断層が動いた場合を想定した地震動の評価はなされていない。

想定地震に基づき対象地域の地震動評価を行って、地震防災対策を作成する、いわゆる“シナリオ地震”の考えは最近国レベルや地方公共団体で少しづつ取り入れられるようになった。しかしながら、地震動評価の多くは経験的方法に偏しており、近年急速に発達した地震の震源過程の推定や不規則地層構造の波動伝播特性の評価法などの地震学的研究成果が殆ど反映されていない。経験的方法に断層モデルを考慮したとする方法もあるが、物理学的には疑問のある方法が広く用いられていることも問題であろう。兵庫県南部地震で顕著にみられたような被害の集中域など可能性を推定するには、これまでに明らかになった震源の物理や現実的地盤における波動伝播特性の考慮が必要である。もちろん、マグニチュードと震源距離の関数として最大加速度や速度を評価する経験的方法も計算により推定された結果の信頼性を検討する上で重要なことは言うまでもない。

米国のカルフォルニアではすでに断層モデルを想定し盆地など複雑な構造の影響を数値的に

京都大学防災研究所地震災害部門　入倉孝次郎　Disaster Prevention Research Institute Kyoto University, Uji, Kyoto 611, JAPAN, email:irikura@egmdpri01.dpri.kyoto-u.ac.jp

評価する意欲的提案がなされたいる。日本でも経験的グリーン関数法に基づく強震動の予測や関東平野や大阪平野に対して不規則構造を考慮した地震動評価の試みは単発的にはなされている。

ここでは近い将来大地震を引き起こす可能性の高い活断層を抽出し、周辺地域の基盤構造、表層地盤による地震動の増幅特性を理論的、半経験的に評価して、現在の技術水準で可能な限り信頼性の高い強震動の予測方法を提案する。

2．想定断層に対する強震動の予測

特定地域を対象とした地震動の予測のためのフローチャートが図1に示される。必要とされる調査は①将来地震を起こす可能性のある活断層を特定し、その震源モデルを推定するための活断層調査、②想定断層周辺からサイトに至る地域の基盤構造および表層構造調査、③対象地域における地震動観測記録、などである。反射法探査や深層ボーリング調査は①および②に欠かせない。微動観測は2つに分けられ、長周期微動のアレー観測は基盤までの速度構造の推定、短周期微動の移動観測は浅層ボーリング資料との組み合わせて地盤のゾーニングに有効である。想定断層近傍の小地震の記録が得られているサ

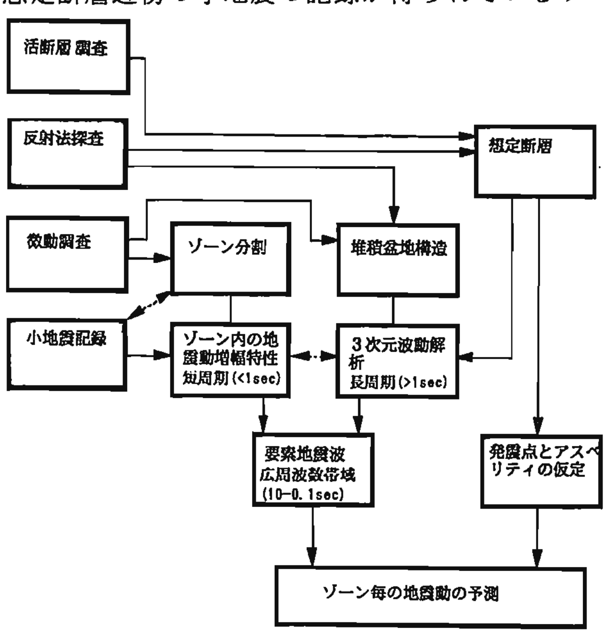


図1．シナリオ地震の想定および強震動予測のプロセス

イトでは経験的グリーン関数法［例えばIrikura(1986)[1]］により想定地震の合成がなされる。適当な地震記録がない場合、長周期（1秒以上）はFEMなどにより3次元シミュレーション、短周期（1秒以下）は経験的サイト特性を考慮して確率モデル［Boore(1983)[2]］に基づく小地震のシミュレーションを行い、両者を足し合わせ、ハイブリッドグリーン関数を計算、経験的グリーン関数法と同様の方法で大地震の地震動を合成する［入倉他(1994)[3]、釜江他(1996)[4]］。上記の手続きにしたがって、大阪府およびその周辺で地震を起こす可能性の高い活断層を震源断層と想定して、強震動の評価を試みる。

3．想定断層

大阪を中心とする近畿の都市圏は活断層系に囲まれた地域に発達している。代表的な活断層系である有馬・高槻構造線は最近行われたトレンチ等による詳細調査で再来間隔2,000程度で固有の断層活動を繰り返していることや、この断層系の最後の活動は1,596年の慶長（伏見）地震であることがわかってきた[粟田他(1996)[5]]。しかしながら、そのほかの活断層系の活動周期は未だ明かにはなっていない。ここでは、「新編日本の活断層[6]」に記載された活断層の活動度と確実度に基づき、もし活動すれば大阪府に大きな影響を及ぼすと考えられる4つの断層、上町断層、生駒断層、有馬・高槻構造線、および中央構造線の根来断層と五條谷断層を想定した地震（図2）を考える。

上町断層と生駒断層は確実度Ⅰ（最も確実であるもの）、活動度B（平均変位速度が0.1-1m/1,000年）の活断層である。上町断層を想定地震とするとき、上町断層の北の延長にあたる佛念寺断層（確実度Ⅰ、活動度A）、および南の延長にあたる長居断層（確実度Ⅱ、活動度不明）も同時に動く可能性も考慮する。有馬・高槻構造線は再来間隔2,000年で1596年慶長伏見地震で動いたとすると当分地震の心配はないとも考えられるが、阪神大震災の元となった六甲断層系自体も1596年のとき活動したという地質学的見解[粟田他(1996)[5]]もあり、現状ではこの断層の

表1．想定断層の諸元

活断層名	長さ	幅	走向	傾斜角	すべり角	地震モーメント *1	断層変位量*2	立ち上がり時間*3	断層分類
記号および単位	L(km)	W(km)	ϕs(°)	δ(°)	λ(°)	M_0 (10^{26}dyne・cm)	D(cm)	τ(sec)	
有馬・高槻構造線	44	21	260	82.5	180	3.04	97	1.2	右横ずれ断層
上町断層　北部	20	24	350.5	60	90	1.44	88	0.8	縦ずれ逆断層
南部	12	24	30.5	60	90	0.87	88	0.8	縦ずれ逆断層
生駒断層	28	24	0	60	90	1.89	83	1.0	縦ずれ逆断層
中央構造線　根来断層	40	21	258	82.5	180	3.23	113	1.4	右横ずれ断層
五条谷断層	20	21	245	82.5	180	1.62	113	1.4	右横ずれ断層
南海道地震断層(1)	150	120	250	20	117	540	600	7.9	縦ずれ逆断層
(2)	150	70	250	25	117	210	400	7.9	縦ずれ逆断層

(注*1)　地震モーメントはSomervill et al.(1991)の関係式 $S=2.05\times10^{-15}\cdot M_0^{2/3}$ (ここでS=LW,S:断層面積,L:断層長さ,W:断層幅)より設定した。(注*2)　断層変位量は $M_0=\mu LWD$,(μ:剛性率,L:断層長さ,W:断層幅)を用いて設定した。(注*3)　立ち上がり時間はSomervill et al.(1991)の関係式 $\tau=1.72\times10^{-9}\cdot M_0^{1/3}$ より設定した。

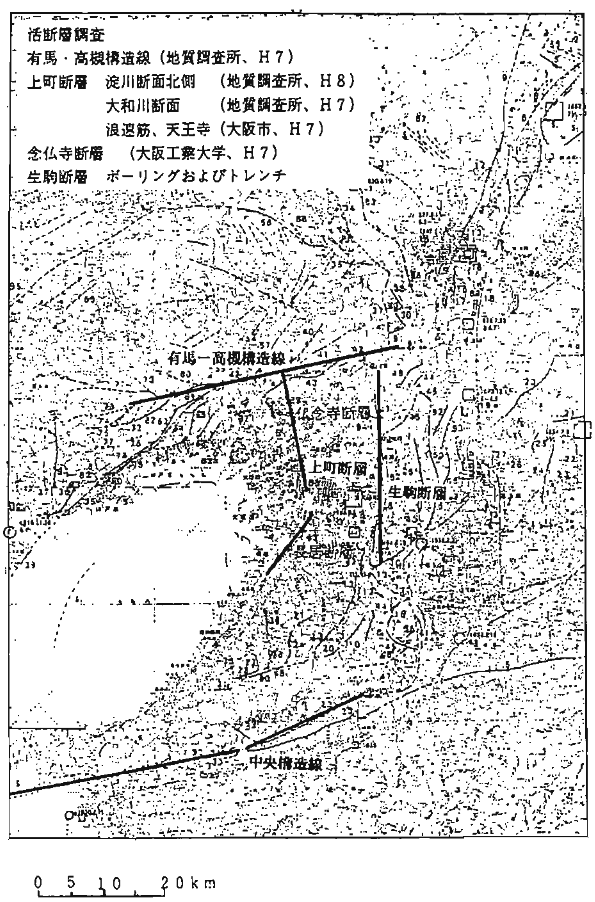


図２．大阪およびその周辺地域で想定される活断層地震

活動も無視するわけにはいかない。紀伊半島側の中央構造線を構成する根来断層、五條谷断層は確実度Ｉ、活動度Ａ（平均変位速度が1-10m/1,000年）の第一級の活断層で、ここではこの２つの断層が同時に動いた場合の地震を想定する。

断層形状および断層パラメター

日本周辺のプレート間の相対運動の結果として、日本の内陸はほぼ東西に圧縮する力を受けており、近畿地方にも同様の力が働いていることは地震の震源のメカニズム解などからも明らかになっている。東西方向の圧縮力により、近畿地方では、北東－南西方向に延びる右ずれ、または北西－南東に延びる左ずれ、の横ずれ断層、および南北に延びる逆断層の地震が発生する。このことから有馬・高槻構造線と中央構造線の断層における地震は右横ずれ、生駒および上町断層では逆断層タイプの地震が発生すると推定される。

ここで考慮する４断層の断層位置と断層長さおよび走向は「新編日本の活断層」より推定する（表１）。断層幅については近畿地域の内陸地震発生の深さ限界（Ｚｃ）と断層傾斜角から推定する(伊藤, 1989)[7]。内陸地震は深さ15kmか

ら20kmまでの上部地殻の中だけで発生し、それより深いところでは温度が高いため地震は発生しないことがわかっている。兵庫県南部地震の余震の震源分布は約21kmと考えられているので、断層下限を21kmに設定し、断層幅（W）はZc×sinδより算定された。

逆断層の傾斜角は上町断層での反射法探査の結果より東落ち60°の値に設定した。横ずれ型の断層では兵庫県南部地震を想定し82.5°と設定した。すべり角は、右横ずれ断層では180°、逆断層では90°と設定した。断層の静的・動的物理量は国内外の経験的関係式から推定を行っている(Somerville他)[8]。

4．大阪盆地の構造および3次元構造での長周期（＞1秒）地震動のシミュレーション

大阪堆積盆地の基盤構造については、掘家(1990)[9]および纐纈(1994)[10]等により詳細なレビューがなされている。大阪堆積盆地は北側を六甲山地・北摂山地、東側を生駒山地、南側を和泉山地に囲まれ、西側が大阪湾に開いているが、大阪湾は内海なのでこれを含め西の境界を淡路島とすると、四囲を山地に囲まれた典型的な盆地形状をもつ。香川(1993)[11]は、さらに詳細な堆積層の構造について、1988年に実施された北港発破実験による速度構造、これまでの種々の機関による反射法探査の地層構造断面、重力探査による基盤深度、深層ボーリング、常時微動アレー観測等、種々の調査結果のコンパイルを試みた。これらのデータを基に基盤岩深度を2次元3次Bスプライン関数を用いてなめらかな平均的曲面による表現をおこなった。図3に示される基盤構造は上町台地の基盤岩の盛り上がり等の微細構造はやや平滑化されすぎているが、大局的な構造の特徴は十分に表現されている。堆積層内部の構造についても反射法探査断面と常時微動アレー観測による速度構造から堆積層を3層に分割したモデルを構築した。

強震動予測に必要とされるグリーン関数は1秒よりも長周期について上記の大阪盆地の構造を考慮して差分法を用いた3次元シミュレーション(Pitarka and Irikura,1996)により推定される（図1のフローチャート参照）。ここで仮定された堆積層構造中にある震源断層の面上に小さな地震（ここではマグニチュード5程度、地震モーメントは5.0×10^{23}dyne·cm）を想定し、

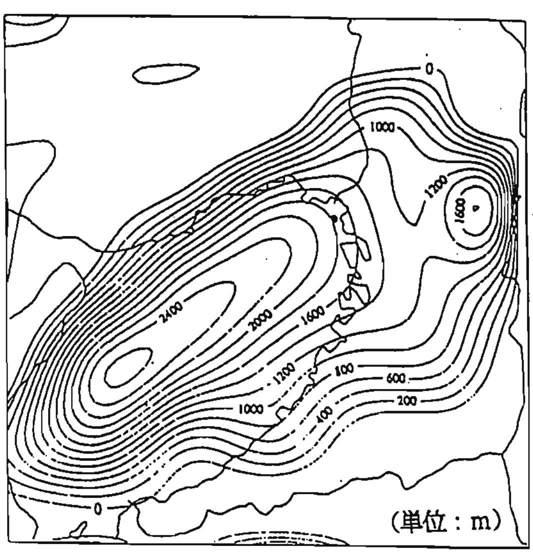


図3．大阪盆地における基盤岩深度のコンター図［香川(1993)］．

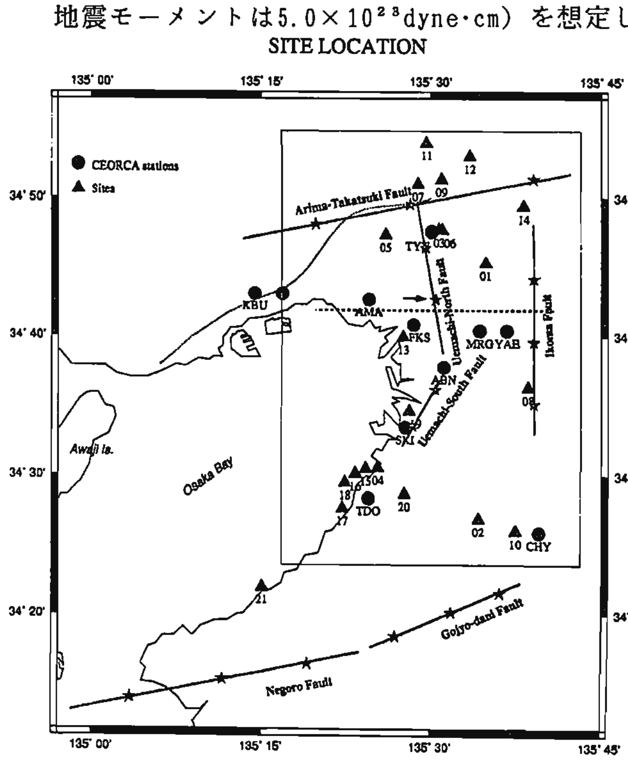


図4．想定断層（実線）とケーススタディ地点（▲）．●は地震観測点，☆はグリーン関数計算の断層要素位置．

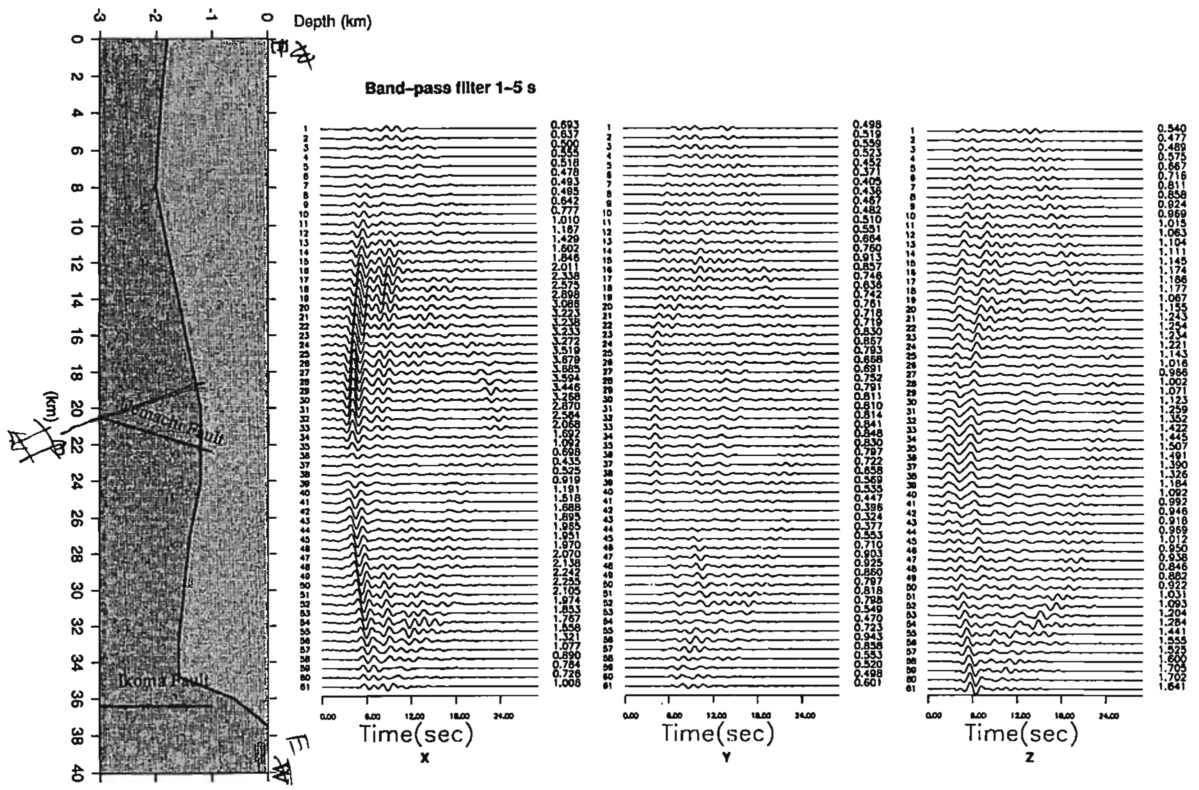


図5． 3次元盆地構造考慮して数値評価された長周期（>1秒）域のグリーン関数．上町断層の中央付近（矢印の位置）の深さ10kmに逆断層タイプの震源を置いた場合に図4の鎖線で示される測線上の地震動波形の計算例．X:水平EW，Y:水平NS，Z:上下動．

ン関数）が計算される。図4に想定断層（太線）とケーススタディー地点（▲）が示される。上町断層の中央付近（矢印の位置）の深さ10kmに逆断層タイプの震源を置いた場合に鎖線示される東西の測線上での地震動波形の計算例が図5に示される。XとYは水平EWとNS成分で、Zは垂直成分で、SV波の寄与の大きいEW成分が卓越していることがわかる。震源からの放射特性と基盤構造の双方の効果で断層面と地表との交点付近で地震動が小さく、その東側の断層面の上盤側で大きくなっている。

5．短周期地震動の増幅特性

特定サイトの短周期域（＜1秒）の地震動の堆積層による増幅特性の定量的評価はこれまでにも数多くなされ、比較的簡単に考えられているが必ずしも容易ではない。これまで多くの場合堆積層を1次元モデルと仮定してHaskell法やSHAKEなどによる評価がなされている。しかしながら、地震が発生する場である基盤岩から地表に至る地震動増幅の評価には、基盤までの堆積層の速度構造のみならずQ構造が必要となるが、そのためのデータは殆どないのが現状である。前節で述べた香川モデルのようなグローバルな盆地構造は1秒以下の長周期域の地震動評価には有効だがより短周期域には使えない。多くのサイトで知り得る地下構造は数十m程度のボーリング柱状図で、このような貧弱なデータで短周期域の増幅特性を評価すると現実とかけ離れたものとなる可能性が高い。

ここでは地震観測がなされているサイトについて観測記録を用いて堆積層の増幅特性の評価を行う（山本他、1995）[12]。方法の概略を以下に示す。

基盤における地震動がBoore(1983)[2]に従って推定される。すなわち、震源特性はω^2モデルを仮定すると地震モーメントとコーナー周波数（これらの値は岩盤での観測データから求める）で

表され、伝播経路特性は波動伝播にともなう幾何減衰と媒質の吸収・散乱による見かけ減衰［1/Q、Q値はスペクトルインバージョン法（岩田・入倉）[13] でもとめる］で表される。基盤波は震源特性と伝播経路特性の積と考えると、サイトの増幅特性は観測スペクトルと基盤波スペクトルの比でもとめられる。この方法により関震協が大阪府下に配置した強震観測網の記録を用いて各サイトの増幅特性が図６のように推定された（鶴来ほか、1996）[14]。

大阪府下にはこれ以外にも大学、国公立の機関、民間などで地震観測がなされている。これらのサイトで数は少なくてもこれまでに得られた記録があれば、関震協観測点との相対比較により増幅特性の推定を行う。

６．地盤特性によるゾーン分割

地震時の地盤特性は空間的に変化するので、ある一定の領域に限ればほぼ共通した地盤特性をもつとみなすことができる。ここでは大阪府下を地盤特性でゾーンに分け、各ゾーン内では地盤による増幅特性は同じを考える。またゾーン内のサイトでは震源断層との幾何学的関係もあまり異ならないと考え、各ゾーンの代表点で強震動が推定されればよいとする。ゾーン分けは表層地質図と微動観測を基に行う。内容の詳細は若松他(1996)[15]にのべられるのでここでは地盤特性によるゾーン分けの考え方のみ記す。

微動の卓越周期は地盤の震動特性を表すとして地盤調査に広く用いられている。しかし、微動のスペクトル形状は振動源の影響もあり直接地盤特性に対応しない場合もある。微動のH/Vスペクトルは地震の時の地盤の振動特性を近似している(中村,1988)[16]との考えが出され、最近では多くの研究がなされている。微動のH/Vは確かに安定した形状をもち、地盤特性の違いを表しているように見えるが、微動の水平成分と垂直成分のスペクトル比が直ちに地震時の地盤増幅特性を表しているとは理論的に考えてみても一般的には言えない。ここでも前節で述べた地震記録から求めた増幅特性と微動のH/Vを比較してみたが、スペクトル形状も増幅度も異なっている。

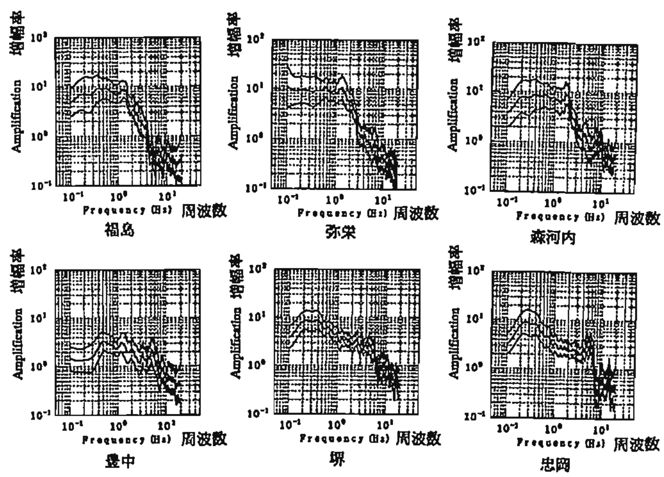


図６．地震観測記録を用いて推定された堆積層による増幅特性の例.

これは地震記録から求めたものは基盤岩までの堆積層全体の増幅を表すのに、微動は表層付近の地層構造に主として影響されるからでる。地震記録について洪積層（大阪層群）上のサイト（図６のTYN）を基準点として、沖積上のサイトとの比（主に沖積層による増幅特性を表すと考えられる）をとると、その卓越周期は微動のH/Vの卓越周期によく対応する。また微動のH/Vの卓越周期付近のピーク値は前記の沖積層の増幅度に相対的には対応しているようである。

ここでは地盤特性のゾーン分割を次の手続きで行う。はじめに大阪地盤図を基に基盤層（岩盤露頭）、洪積層地盤、沖積層地盤、埋立地盤等にゾーン分割する。この分類だけでは地盤による動的応答の空間的変化はわからない。そこで対象地域をほぼ１kmメッシュ間隔で微動観測を行い、それらのH/Vスペクトルの卓越周期とそのピーク値から地盤特性に応じたゾーン分割を行う。同じ卓越周期でも洪積地盤と堆積地盤は異なったじばんぶんるいとなり、また沖積地盤でもそのピーク値の違いで地盤の軟らかさに応じたゾーンに分類される。詳細は若松他(1996)[15]参照。

７．要素地震波（グリーン関数）の算定

対象とする活断層が動いたとき引き起こされる地震動の推定はIrikura(1986)[1]の経験的グリーン関数法に準じてなされる。経験的グリーン関

数法を直接適用するには対象断層近傍で生じた小地震の記録が必要となるが、残念ながらそのような記録は得られていない。ここでは小地震の記録を数値的に合成し、その合成波形を経験的グリーン関数と同等に扱い、図1に示されたフローチャートに従って大地震のときの強震動の合成を行う。

上町断層地震を例として方法を説明する。ここでのターゲットとする大地震はマグニチュード7クラスなので、断層面の分割数など考えると経験的グリーン関数として望ましいのはマグニチュード5（地震モーメントは5.0×10^{23}dyne・cm）程度の小地震記録である(入倉, 1994)[17]。小地震からの地震動の長周期成分は3次元構造モデル中にあるダブルカップルの点震源を想定して第4章で述べた方法で計算される。其の際上町断層は逆断層の形状をしているので断層面上に生じる小地震も上町断層と同じ走行と傾斜角をもつ逆断層タイプとする。盆地構造は先に述べた香川モデルで与えられる。短周期成分については、Boore(1983)[2]による確率的波形合成法を用いて、震源特性としてω^2モデル、伝播経路特性としては幾何減衰と媒質の吸収・散乱減衰、さらにサイト直下の堆積層での応答特性を考え、震源、伝播経路、およびサイト特性の積で表せるスペクトルを、包絡形状と位相ランダムを仮定して、逆フーリエ変換することによって時間波形が得られる。上で述べた長周期成分と短周期成分を震源関数としてω^2モデルに一致するように足し合わせることによって、広い周波数域(0.1-20Hz)で有効なスペクトルをもつ要素地震波が合成される。合成された要素地震波の一例が図7に示される。マグニチュード5（モーメント=5.0×10^{23}dyne・cm）の地震を想定し、Boore(1983)[2]の確率的波形合成法に基づき1秒より短周期の波形（図7の上段）、差分法による3次元堆積構造を考慮した長周期の波形（図7の中段）、およびそれらを時間域でで足し合わされた要素地震波（図7の下段）が求められる。

つぎにターゲットとする断層面をマグニチュード5の地震の断層サイズを要素として分割する。各要素に応じて1つづつの要素地震波の算

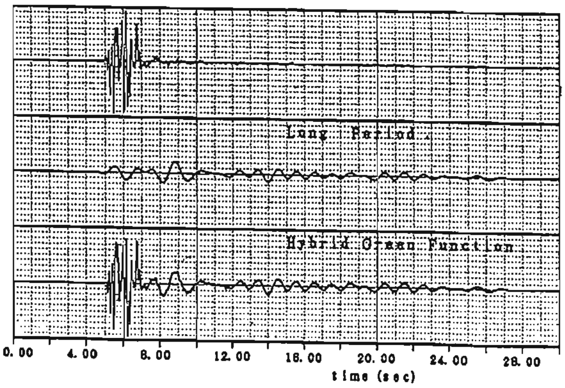


図7．要素地震波の作成例．上：Boore(1983)の確率的波形合成法に基づく短周期波形（<1秒）．中：差分法による3次元堆積構造を考慮した長周期波形（>1秒）．下：短周期と長周期波形を足し合わせた要素地震波.

定が望ましいが、これまでの経験で、経験的グリーン関数として用いる小地震記録は1つか2つと少なくても震源距離などを適当の補正を施して各要素に対応したグリーン関数として近似的に用いても有効な結果が得られている。そこでここでも要素地震はとして上記の手続きで求めるのは、上町断層の例では図4に★で示される北断層面に2つ、南断層面に2つ（いずれも深さ10km）である。その他の要素のグリーン関数は経験的グリーン関数と同様に簡便法で震源距離による減衰の違いのみ補正して用いる。

8．不均質断層モデル

強震動記録を用いた震源過程のインバージョンの研究の結果、断層面上のスリップ分布は一様ではなく、いくつかのアスペリティーと呼ばれるすべりが大きく、高周波地震動を生成する領域があることが明らかになってきた（例えば、Wald et al.(1996)[18]など）。釜江・入倉(1996)[19]は兵庫県南部地震の強震動が簡単化された3つのアスペリティーからなる断層モデルで推定できることを観測波形と合成波形の比較で示した。構造物に対して大きな破壊力の源となった1～2秒の長周期パルスの長さはアスペリティーのサイズに依存している。このことは強震動予測に際して断層の不均質性の考慮が重要なことを示している。しかしながら、断層面のアスペリ

ティーの位置や大きさを前もって予測することは現状では極めて困難である。

兵庫県南部地震に対する断層モデルでは、破壊の開始点は２つの断層面がステップ・オーバーしているところで、主要なアスペリティーは明石海峡の破壊の開始点付近、地表断層の現れた淡路側断層、さらに神戸側の六甲断層系で破壊の停止した付近の３つとされる。理論的にも高周波の生成は破壊の開始点付近（圧縮性のバリアが多いといわれる）や破壊の停止付近と考えられる。これまでのインバージョンの結果をまとめると全破壊面積に対するアスペリティーの面積の比(slip area ratio)は、日本の地震に対して~~0.26~~ 0.42、米国の西部の地震に対しては~~0.42~~ 0,26 (Somerville et al., 1993) 8、一方今回の兵庫県南部地震では約0.3、とほぼ同じ様な値となる。

ここでは上記の経験的関係を基に、各想定断層に対して図８に示されるアスペリティー・モデルを考え強震動予測を行った。基本的な考え方は破壊開始点を断層中央部または断層端部とし、断層中央部に10km×10km、断層端部に8km×8km相当のアスペリティーを配置している。これは兵庫県南部地震で特徴的な１～２秒のパルス波の生成に対応している。

想定する４つの断層の位置と強震動予測のケーススタディーサイトの関係はすでに図４で示されている。上町断層が生じたときの強震動の予測例が図９に示される。ここで上町断層地震とは、北部断層面は上町断層プラス佛念寺断層、南部断層は長居断層が同時に動いた場合を想定する。破壊の発震点は北部断層の南端最下部と南部断層の北端最下部で、破壊がそれぞれの断層面を放射状に伝播すると仮定する。例としては、異なった地盤条件のサイトで、岩盤上の箕面川ダム（図４のNo.07）、洪積地盤の大阪モノレールP365（図４のNo.03）、および埋立地盤の汐見埠頭（図４のNo.04）、断層直交方向にあたる水平EW成分の加速度、速度、変位波形、および加速度応答スペクトル(h=0.05)が示される。応答スペクトルの中には、建設省が定めた阪神大震災の応急復旧のための暫定スペクトルが、破線で、第Ｉ種（岩盤）、第Ⅱ種（硬質地盤）、

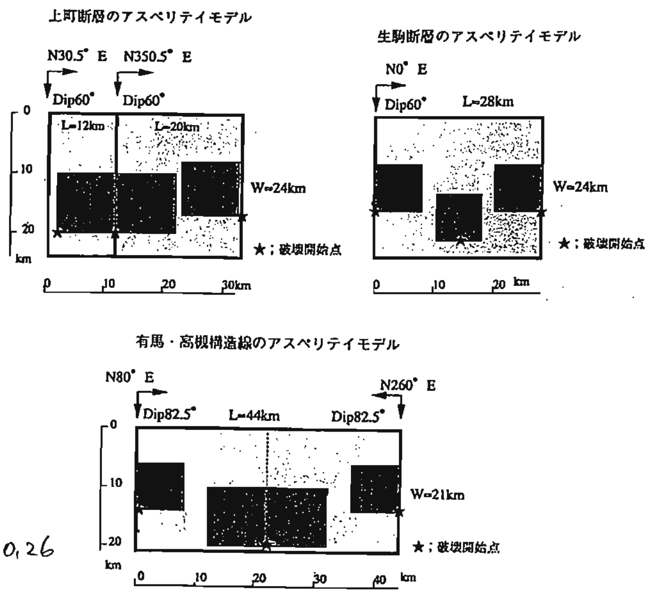


図８．想定地震断層に対して仮定されたアスペリティー・モデル.

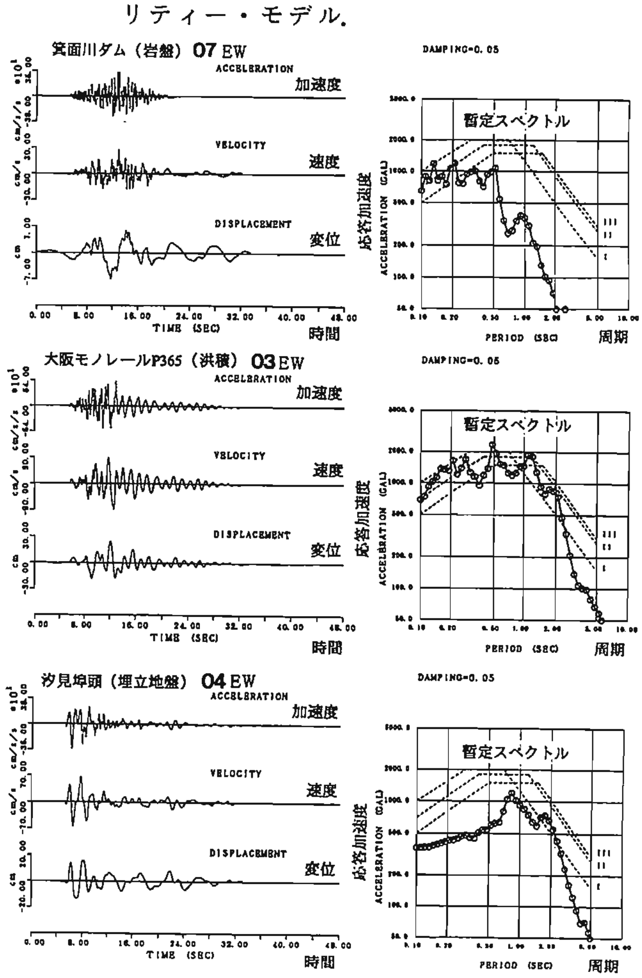


図９．上町断層地震に対する強震動予測例.
上：箕面川ダム（岩盤）．中：大阪モノレール P365（洪積）．下：汐見埠頭（埋立地盤）．

および第Ⅲ種（軟弱地盤）、それぞれ示される。

岩盤サイトの地震動は短周期が卓越し長周期では急速に減衰し、洪積地盤では幅広い周期の地震動となり、埋立地盤では短周期が小さく長周期側で大きい、などの地盤の違いによる地震動の特徴が良くでている。応答スペクトルのレベルは断層からの距離に依存して変わるのでこの図で暫定スペクトルとのレベルの違いを比較するのは適切ではない。

9．ゾーン毎の地震動の予測

表層地質および常時微動観測データを基に対象とする大阪府域を地盤特性に応じたゾーンに分類し、図2に示された想定断層に地震が生じた時の地震動の予測が各ゾーンのケーススタディーサイトになされた。分類された地盤種別毎に応答スペクトルをまとめたものが図10（紙数の関係で洪積地盤のみ）に示される。洪積地盤サイトの例の中で最短距離は上町断層や生駒断層からは約2.5km、有馬・高槻構造線からは約4.5kmで、これらのサイトでは応答加速度値は2,000galsに設定された暫定スペクトルを若干越える部分もある。岩盤では最短距離は上町断層から約5kmのところや、有馬・高槻構造線から約4.5kmのところの予測された応答加速度は0.1sec～0.5secで約1,000～1,500galsで0.1秒付近を除いて暫定スペクトルより低い値となっている。これは岩盤に対する暫定スペクトルが神戸海洋気象台の記録に基づいているためである。この観測点は岩盤である神戸大学(KBU)観測点に比べて兵庫県南部地震の時も2倍以上増幅しており岩盤サイトと分類するのは問題がある。[20]

一方沖積地盤について断層近傍で予測された地震動の加速度応答スペクトルは暫定スペクトルに比べて50％程度上回る。今回の解析では地盤を線形とみなしていることから、沖積地盤や埋立地盤では表層の軟弱地盤の強震時の非線形性の考慮が必要である。

10．まとめ.

本報告は大阪地域に大被害を引き起こす地震発生の可能性のある活断層に地震を想定し強震

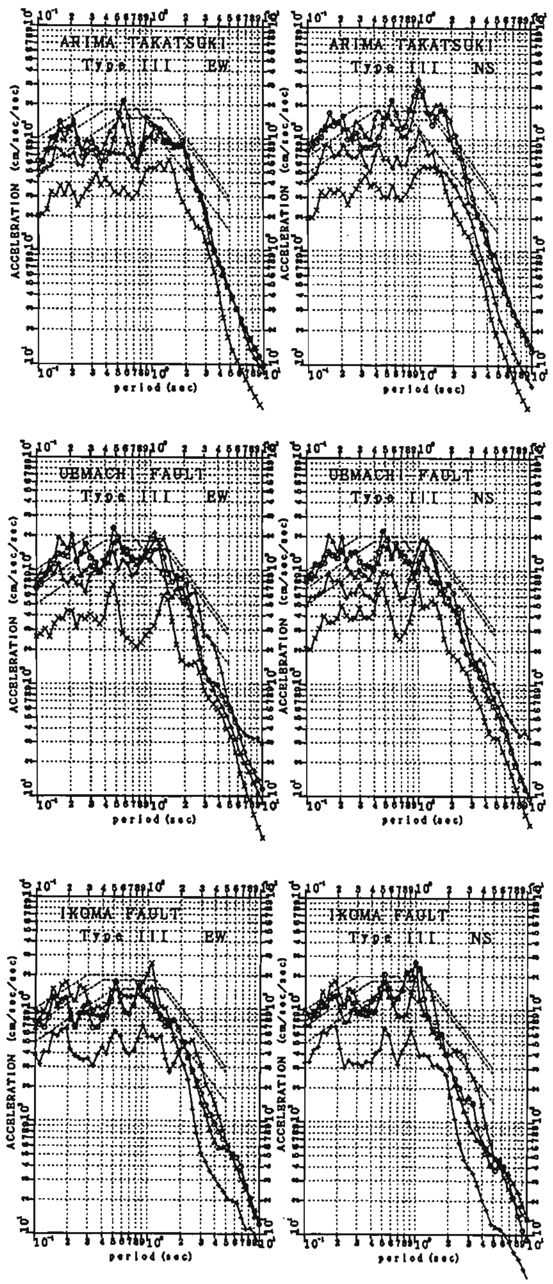


図10. 洪積地盤に対して推定された加速度応答スペクトル.

動の予測を試みたものである。対象とした活断層は上町断層、生駒断層、有馬・高槻構造線、および中央構造線の根来・五條谷断層である。想定地震の規模は断層面積と地震モーメントの経験的関係から設定された。その時、断層長さは活断層マップから、断層幅は内陸地震発生の深さ限界から推定される。その他の震源パラメターは国内外の経験的関係式から与えられた。

さらに兵庫県南部地震の時の破壊的強震動研究に基づき、断層の破壊過程は不均質性を考慮したアスペリティー・モデルを想定する。アスペリティーのサイズと位置は兵庫県南部地震および経験的関係から仮定される。

推定された強震動は断層からの距離、幾何学的位置関係、地盤条件に依存する。阪神大震災の応急復旧のために建設省が定めた暫定スペクトルとここでの推定強震動の応答加速度スペクトルが比較検討の結果次のことが明らかになった。震源の極近傍域（断層距離5km以内）について、①岩盤サイトでの推定強震動は0.5以下の短周期域で応答加速度値は高々1,500gals程度でほぼ暫定スペクトルと同レベルとなるが、より長周期では暫定スペクトルよりむしろ低い値となった、②洪積地盤サイトでは、応答加速度値が2,000galsに設定された暫定スペクトルを若干越える部分もある、③沖積地盤では、推定強震動の加速度応答スペクトルは暫定スペクトルに比べて50%程度上回るが、これは地盤を線形とみなしているためで、沖積地盤や埋立地盤では表層の軟弱地盤の強震時の非線形性の考慮が必要である。

本報告での強震動予測は特定サイトの土木構造物の耐震補強のための入力地震動の評価を目的としたものである。従って、耐震対策の目的が異なった場合、それに応じた変更が必要となる。活断層調査に基づき強震動を予測するという、本報告の基本的考え方はこれから地震防災の基本に据えるべきものと考えられる。

謝辞：本研究は京都大学工学研究科土岐憲三教授、澤田純男助教授、大阪土質試験所田居　優研究員と共同でなされ、著者がまとめたものである。文責は著者に帰すべきものである。

参考文献

[1] Irikura, K.: Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7thJapan Earthq. Eng. Symp., pp.151-156, 1986.
[2] Boore, D. M.: Stochastic simulation of high frequency ground motion based on seis mological models of radiated spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.77, pp/43-64, 1983.
[3] 入倉孝次郎他：直下地震による強震動のハイブリッド・シミュレーション法，日本地震学会講演予稿集，1994-No.2，pp.212，1994.
[4] 釜江克宏他：ハイブリッドグリーン関数を用いた強震動評価ー1995年兵庫県南部地震への適用ー，日本地震学会講演予稿集，1996-No.2，A76，1996.
[5]粟田泰夫他：有馬ー高槻ー六甲断層帯のセグメント区分と1596年慶長伏見地震・1995年兵庫県南部地震，1996-No.2，A45，1996.
[6]活断層研究会（編）：新編日本の活断層，東大出版会，1991.
[7]伊藤潔：地殻内の地震発生層の深さ分布と内陸大地震，月刊地球，Vol.11,pp.97-104，1989.
[8]Somerville他：地震断層のすべり変位量の空間分布の検討，第22回地震工学研究発表会講演概要，pp.291-294，1993.
[9] 掘家正則：大阪平野の地下構造とその地震動の特徴，第18回地盤振動シンポジウム，pp.37-44，1990.
[10]纐纈一起：基盤構造の探査，地震２，Vol.46，pp.351-370，1993.
[11]香川敬生他：大阪堆積盆地における深層地盤構造のモデル化，第22回地震工学研究発表会講演概要，pp.199-202，1993.
[12]山本みどり他：釧路気象台における強震動と弱震動に対するサイト特性の評価，地震２，Vol.48，pp.341-352.
[13]岩田知孝・入倉孝次郎：観測された地震波から、震源特性・伝播経路特性および観測点近傍の地盤特性を分離する試み，地震２，Vol.39，pp. 579-593.
[14] 鶴来雅人他：経験的サイト増幅特性の評価法に関する検討（その２），，日本地震学会講演予稿集，1996-No.2，C14，1996.
[15] 若松邦夫：微動からみた地盤震動特性，第23回地盤振動シンポジウム，1996.
[16] 中村豊：常時微動計測に基づく表層地盤の地震動特性の推定，鉄道研究報告，Vol.4，pp.18-27，1996.
[17] 入倉孝次郎：震源のモデル化と強震動予測，地震２，Vol. 46，pp.495-512，1994.
[18] Wald, D. J.: Slip history of the 1995 Kobe, Japan, earthquake, determined from strong motion, teleseismic, and geodetic data, J. Phys. Earth, Vol. 44, in press, 1996.
[19] 釜江克宏・入倉孝次郎：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション，日本建築学会論文報告集，投稿中，1996.
[20] Toki K. et al.: Strong motion data recorded in the source area of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, January 17, 1995, Japan, J. Natural Disaster Science, Vol.16-2, 1995.

第24回地盤震動シンポジウム
日本建築学会　1996.10.30

大阪市内北部の観測地震動と建物の応答

STRONGMOTION OBSERVATION AND BUILDING RESPONSE AT NORTH REGION OF OSAKA CITY IN THE 1995 HYOGOKEN-NANBU EARTHQUAKE

瀬川輝夫
Teruo SEGAWA

It is noted in this paper that the soil deposit of Osaka plain has the dominant periods of vibration of 0.3～1.0, 1.5～2.0, 3.0 and 5.0second. All these periods are due to body wave propagation, while the periods of 2.0 and 3.0 second are attributed to surface wave emitted from the outcropping bedrock into the soil layers of Osaka plain. This surface wave called "ATOYURE" may cause some effects on the response of highrise buildinng.

1．はじめに

大阪市域に設置された地震計で観測された平成7年兵庫県南部地震（以後，兵庫県南部地震と呼ぶ）の地震動の加速度や速度振幅は，建物の設計時に通常想定される地震動のレベル1からこれをやや上回る範囲であった。このレベルは，これまで大阪の地域特性を反映した地震動として設計に用いられてきた地震動記録，1963年3月の越前岬沖地震（M=6.9，震央距離175km，震源深さ0km）の大阪市内での観測記録（OSAKA205 EW 1963）の大略10倍に相当するものであり，今後当該地域に建設される建物の設計に活用すべき有用な地震動である。

また，これらの観測記録には建物の上部の記録も含まれており，設計時に採用した建物の動力学特性の検証など，今後の設計資料として活用できる。

兵庫県南部地震は，直下型地震が都市に与える被害の甚大さを再認識させるものでもあった。神戸市域で観測された地震動の加速度，速度振幅は設計時に通常想定するレベル2地震動の振幅を大きく上回るものであった。しかし震源断層直近でこの程度の振幅となる地震は特別なものとはいえないこと，また神戸と同様に大阪でも都市域が断層直近に存在することを考えあわせれば，この種の地震に対する耐震設計の在り方について考えることは，きわめて重要なことである。

本報告では，まず大阪市内北部の5地点で観測された地震動にみられる特徴的な卓越周期について述べる。また主要動に後続して観測されたやや長周期の後続波（あとゆれ）の加速度，速度振幅ついて述べる。

次に計測された建物の地震前後の周期や地震時の減衰定数，入力損失について述べる。また減衰定数のタイプをパラメータとして実施したシミュレーション結果について述べる。

最後に直下型地震に対する耐震設計の在り方に関する私見を述べる。

2．観測地震動

検討の対象とする地震動の観測地点は，大阪市の北部に位置する5地点である。観測地点の位置（A～E）を図2.1に示す。各観測地点はすべて淀川の南側約4kmまでの範囲にある。上町台地北西端に位置するE地点から西側にもっとも遠いA地点までの距離は約7kmである。C地点を除く観測記録は関西地震観測研究協議会に登録されているものである。またD地点を除く記録は建物の内部で観測されたものである。

2．1　地震動にみられる特徴的な卓越周期

地震動の加速度，速度の最大振幅を表2.1に示す。

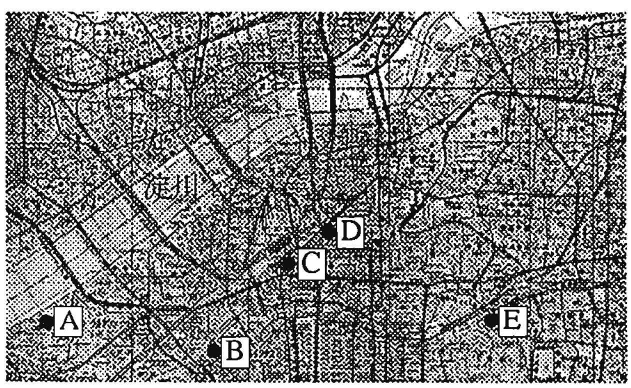


図2.1　観測地点位置

株式会社竹中工務店大阪本店設計部　構造部長　Senior Manager, Structural Engineering Section, Building Design Department, Osaka Main Office, Takenaka Corporation

なおBおよびD地点の地震計の設置方位は各々N323EおよびN045Eであるが，これをN000Eに補正している。各地点の加速度および速度の最大振幅は150～290cm/s²および17～34cm/sの範囲にあるが，速度振幅で比較するとA地点でもっとも大きく，E地点でもっとも小さな値となっている。

表2.2に示す大阪地盤モデルから得られる伝達関数を図2.2に示す。主な卓越周期は0.8，1.5，2.6および5.8秒にあり，これらは各々沖積層１次，全体２次，下部大阪層群１次および全体１次の振動モードに相当する。図2.3に示す地震動の応答スペクトルは，各観測地点間での多少の相違はあるものの概ねこれと対応して，沖積層での増幅が卓越する１秒以下の領域および大阪層群のモードが支配的になる1.5秒以上の周期域が，各々加速度および速度応答スペクトルで優勢な周期域となっている。速度スペクトルで優勢な周期域は1.5～2.0秒，3.0秒および5.0秒付近にあるが，特に1.5～2.0秒の周期域は前述の越前岬沖地震（OSAKA205 EW 1963）にはみられない特徴的な卓越周期である。兵庫県南部地震の震源や伝播経路の特性を表わしているものと考えられる。

各観測地点の応答スペクトルは，A地点，E地点，

表2.1　地震動の加速度・速度の最大振幅

地震動	最大振幅 加速度(cm/s²)		速度(cm/s)	
	NS	EW	NS	EW
A	222	266	33	35
B	169	293	26	24
C	157	157	23	24
D	231	257	27	26
E	149	200	24	17

表2.2　大阪地盤モデル

地層	深さ (m)	Vs (km/s)	ρ (t/m³)
沖積層	0～30	0.15	1.6
大阪層群	30～140	0.40	1.9
	140～280	0.50	1.9
	280～420	0.60	1.9
	420～560	0.70	1.9
	560～700	0.80	1.9
下部大阪層群	700～1500	1.20	2.0
基盤	1500～	2.50	2.7

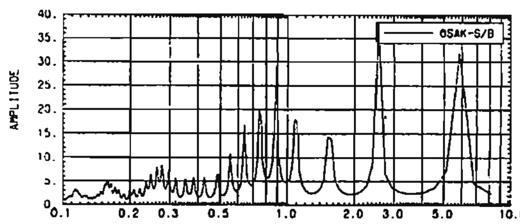
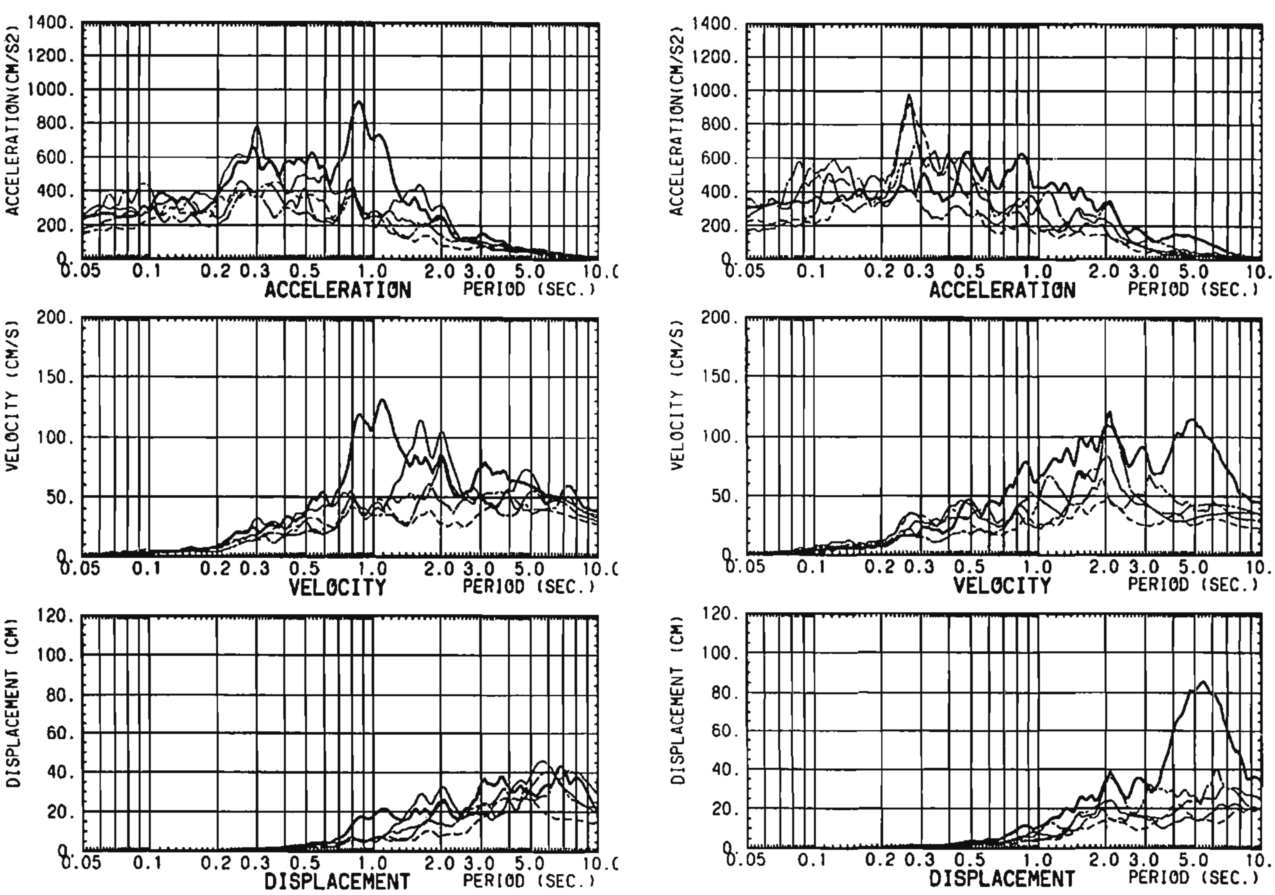


図2.2　大阪地盤モデルの伝達関数



NS成分　　EW成分

—— A　—··— B　—·— C　—— D　--- E

図2.3　地震動の加速度，速度および変位応答スペクトル（h=0.05）

およびB～D地点の３種のパターンに分類することができる。観測地点のなかでもっとも西側で淀川の河口に近いA地点の応答スペクトルは，他の地点に比べて全体的に優勢である。またNS方向とEW方向のスペクトル性状の違いが著しく，NS方向では１秒付近，EW方向では５秒付近の勢力が，きわめて優勢なスペクトルとなっている。これと対照的に，観測地点のなかでもっとも東側で上町台地の北西端に位置するE地点の応答スペクトルは，他の地点に比べて全体的に勢力が低く，EW方向の0.3秒付近のピークを除けば，観測地点のなかでもっとも勢力の低いスペクトルとなっている。A，E両地点の中間にあるB～D地点の応答スペクトルは，両地点の中間的な性状を示している。

２.２　後続波（あとゆれ）の加速度および速度振幅

D地点で観測された1987年5月9日地震（M=5.6，和歌山県海草郡，震央距離60km，震源深さ8km，以後1987小地震と呼ぶ）の加速度および速度波形を図2.4に示す。速度波形は加速度波形を積分して求めたものである。また波形の方位は，建物の主軸方向にあわせて設置された地震計の方位である。

加速度波形では約17秒から主要動が始まり，すぐにピークに達した後急速に減衰している。この後の35秒付近以降から長周期の後続波が現われ，約75秒まで継続している。これに対応して，速度波形は長周期波の振幅が増大し，20～30秒程度の大振幅を継続させた後，数十秒をかけて徐々に減衰している。後続波の最大速度振幅は数mm/sときわめて小さいが，主要動部分を上回る値となっている。

兵庫県南部地震におけるD地点の観測波形を図2.5に示すが，同様な後続波が観測されている。主要動開始十数秒後に１～２秒程度の周期をもつ波動が現われ，30～40秒で減衰する。この波動はその出現時期からみて後続波か主要動かは判然としない。明瞭な後続波は速度波形の35～40秒以降に現われ，100秒以上まで継続している。ただしその振幅の主要動部分に対する比率は，1987小地震の場合に比べるとかなり小さい。

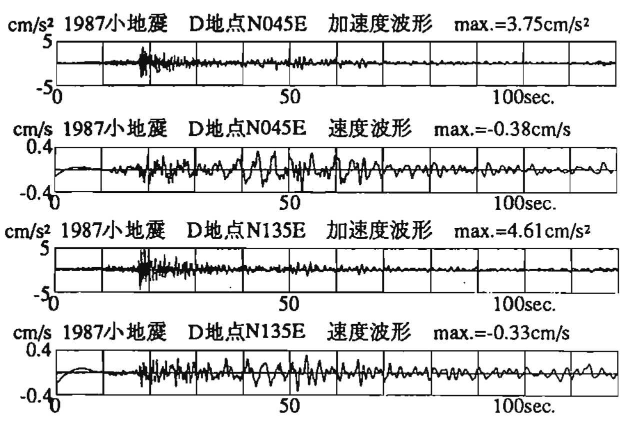


図2.4　1987小地震　D地点観測波形

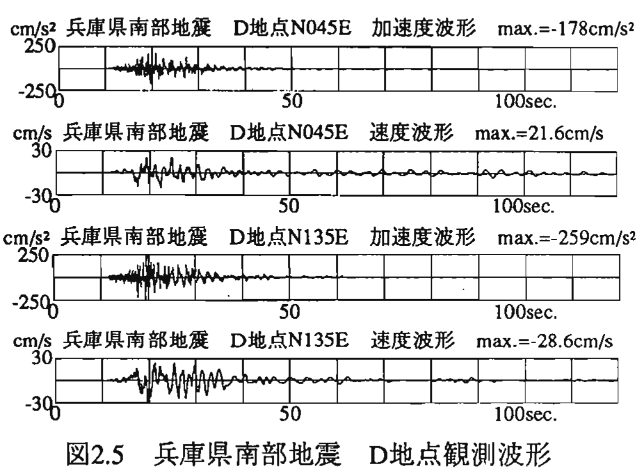


図2.5　兵庫県南部地震　D地点観測波形

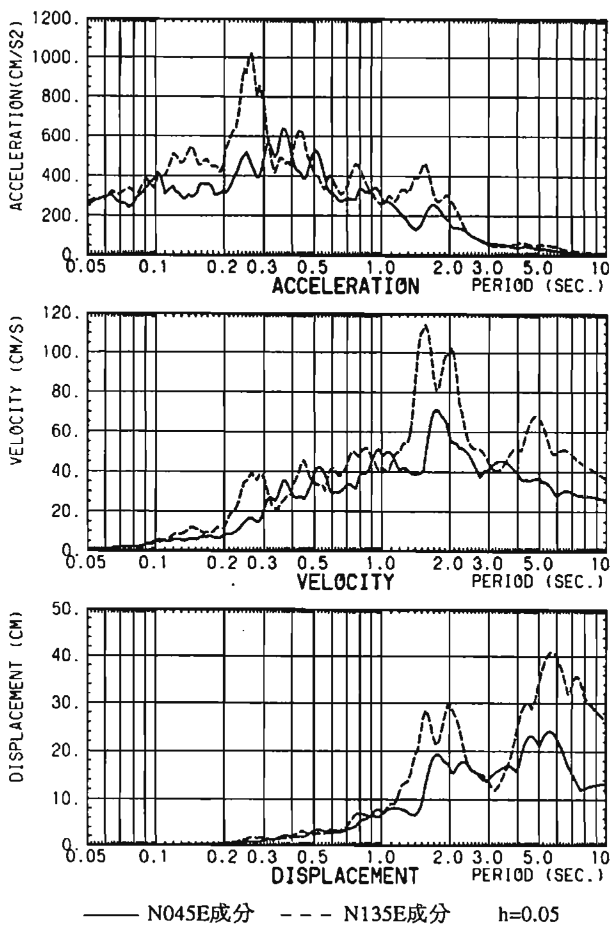


図2.6　D地点地震動応答スペクトル　10～30秒

兵庫県南部地震の応答スペクトルを図2.6～2.8に示す。図2.6，2.7および2.8の応答スペクトルは，周期成分の変動を検討するために求めものであり，波形を3分割して各々10～30秒，30～60秒および60～120秒の区間毎に求めたものである。主要動が主体となる10～30秒では主に2秒までの短い周期成分が卓越する。しかし5秒付近にも明瞭なピークが存在しており，この周期成分は主要動である可能性が高い。後続波が主体となる30～60秒および60～120秒では相対的に長周期成分が優勢となり，各々2秒および3秒付近に顕著な卓越周期を有している。またこれらの卓越周期成分には明瞭な方向性が認められ，2秒付近ではN135E方向が，また3秒付近ではN045E方向が優勢な波となっている。

後述するように，後続波は高層建物の応答に大きな影響を与えるものであり，高層建物の設計上きわめて重要な波動である。表面波が主体となる後続波の卓越周期や最大振幅を規定する因子は，実体波を主体とする主要動とは異なるものと考えられる。図2.4と2.5との比較からも明らかなように，両地震における主要動と後続波の振幅比は大きく異なっている。仮に，図2.4の記録の最大速度振幅をレベル1地震の振幅，25cm/sに増幅して設計用地震動として用いた場合には，明らかに後続波を過大に増幅していることになる。この分野では鳥海博士等の先駆的な研究[1]がなされているが，露頭基盤から堆積平野に入射される波動の特性と後続波の関係など，設計用地震動への応用は今後の課題である。

3．建物の応答

3.1　建物の周期および減衰定数

B，DおよびE地点の高層事務所ビル頂部に設置された地震計による観測地震動記録を用い，建物の周期および減衰定数について検討を加える。各建物の構造種別は鉄骨造であるが，B地点の建物の柱は充填型鋼管コンクリート造である。なお後述する地震応答のシミュレーション結果によれば，各建物の応答はほぼ弾性域にとどまっている。

各次の固有周期を表3.1に示す。同表には設計値，

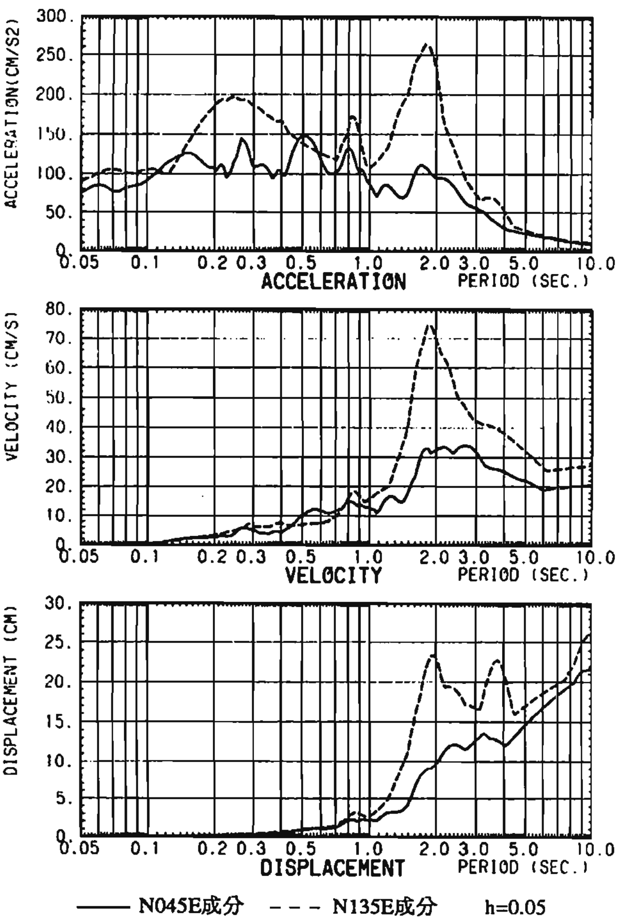


図2.7　D地点地震動応答スペクトル　30～60秒

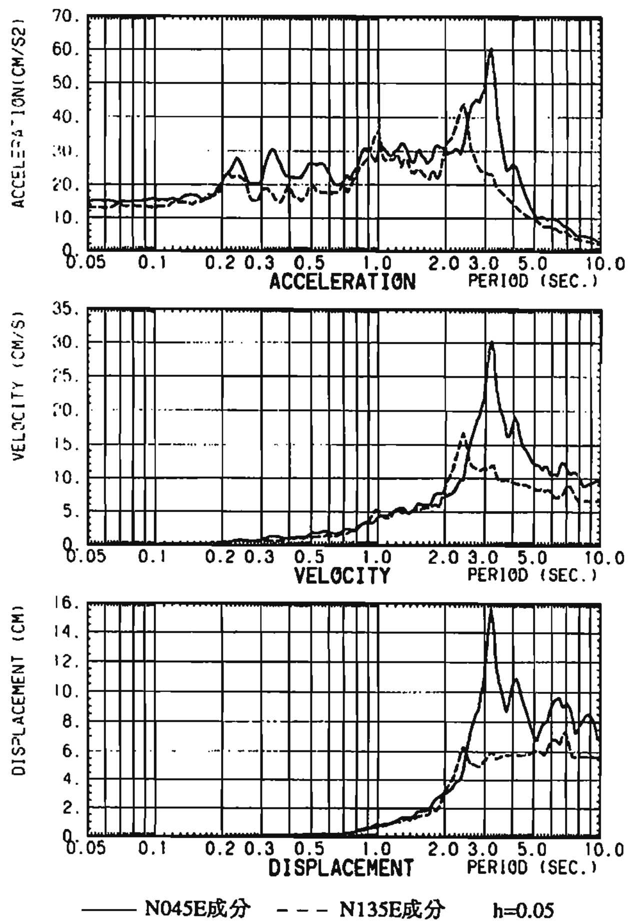


図2.8　D地点地震動応答スペクトル　60～120秒

竣工時，地震時および地震後の周期を併せて示している。竣工時および地震後の値は，主に常時微動計測から得られたものである。設計値と地震時の固有周期を比較すると，１次周期の対応は良好である。設計値は地震時に比べて高次でやや長くなっているが，これは設計時に用いた建物の振動モデルがせん断型であることなどが原因しているものと思われる。非構造部材の剛性の影響などが含まれる竣工時の１次周期は地震時の80～85％程度である。これを単純に剛性比で表せば1.4～1.5倍となる。地震後の周期は地震時に比べてやや短くなっているが，その比率は90～95％程度である。

各次の減衰定数を表3.2に示す。同表には設計値，竣工時および地震時の減衰定数を併せて示している。設計時の減衰定数は１次に対して２％，高次については振動数比例としたものである。地震時の減衰定数は１次で２～３％であり，設計値と同程度の値となるが，２，３次については３～４％程度であり，設計値に比べて低めの値となっている。

B，DおよびE地点の建物３棟の応答シミュレーションを行う。解析モデルは設計時のせん断型モデルであるが，１次周期を地震時の周期と一致させるように各層の剛性に修正を施している。

図3.1にD地点の建物頂部変位応答の観測波形および解析波形を示す。同図には建物外部地表の観測波形を併示している。建物頂部の観測波形をみると，N045E方向では70～100秒付近の後続波に対して，またN135E方向では50～90秒付近の後続波に対して建物の応答が増大していることが解る。特にN045E方向は主要動部の応答を上回る振幅となっているが，これは建物の１次周期が図2.8に示した後続波の卓越周期3.2秒とほぼ一致したためと思われる。応答シミュレーションでは，減衰定数hを１次に対して0.02とし，高次に対しては振動数ωに比例させたものと，0.02で一定としたものの２ケースについて解析している。１次モードが応答の主要モードとなるため両者の応答に大きな差は認められないが，N135E方向の主要動部の応答をみると，減衰定数を0.02の一定とした場合は高次の減衰を過小に評価しているように思われる。

BおよびE地点の建物頂部変位応答の観測波形と解

表3.1　各次の周期

建物	次数	NS方向				EW方向			
		設計値	竣工時	地震時	地震後	設計値	竣工時	地震時	地震後
B	1	3.13	—	2.73	—	3.28	—	3.15	—
	2	1.20	—	0.94	—	1.26	—	0.98	—
	3	0.73	—	0.53	—	0.77	—	0.54	—
D	1	3.41	2.85	3.34	3.13	3.73	3.03	3.64	3.28
	2	1.32	0.87	1.11	—	1.46	0.92	1.15	—
	3	0.84	0.48	0.60	—	0.92	0.51	0.63	—
E	1	4.74	4.00	5.00	4.76	4.34	3.45	4.17	—
	2	1.84	1.23	1.38	—	1.53	1.06	1.33	—
	3	1.09	0.58	0.70	—	0.93	0.60	0.73	—

注）建物BのNSはN323E，EWはN053E，また建物DのNSはN045E，EWはN135Eである。，
計測値はフーリエスペクトルから求めた。

表3.2　各次の減衰定数

建物	次数	NS方向			EW方向		
		設計値	竣工時	地震時	設計値	竣工時	地震時
B	1	2.0	—	---(2.8)	2.0	—	---(3.3)
	2	5.2	—	3.4(3.3)	5.2	—	2.9(4.3)
	3	8.5	—	2.7(5.7)	8.5	—	3.7(6.2)
D	1	2.0	1.2	1.6(2.8)	2.0	1.0	2.1(1.9)
	2	5.2	—	3.0(3.2)	5.1	—	3.1(2.9)
	3	8.1	—	3.0(2.8)	8.1	—	2.2(4.1)
E	1	2.0	1.5	2.4(3.6)	2.0	—	3.1(3.1)
	2	5.2	—	2.8(3.6)	5.7	—	3.2(3.1)
	3	8.7	—	2.8(3.8)	9.3	—	2.6(3.9)

注）竣工時の計測値は人力加振実験結果による。
地震時の計測値は伝達関数のピーク近傍のデータから$1/\sqrt{2}$法により。また（　）内計測値は伝達関数ピークの応答倍率と解析における刺激関数を用い，h=1/2(応答倍率/刺激関数)から求めた。

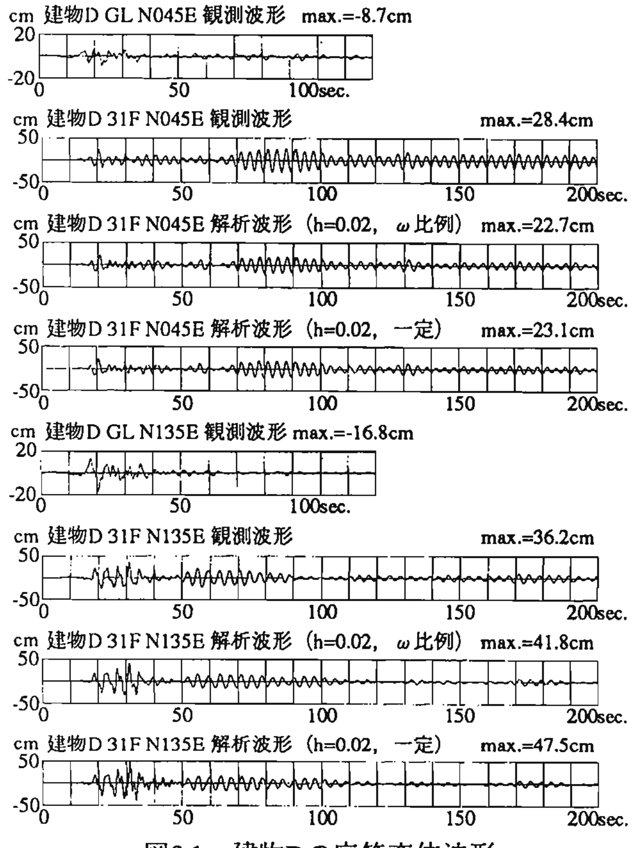


図3.1　建物Dの応答変位波形

析波形を各々図3.2および3.3に示す。両建物とも後続波に対する応答はきわめて大きい。

3.2　入力損失

D地点の建物の地下２階および地表の観測記録を用いて，建物に対する入力損失の検討を行う。この入力損失は，平面的に剛な建物によって表面波や斜め入射する実体波の短周期成分が押さえ込まれることによって生じるものと考えられる。本建物の地下部分の大きさは150m×60m程度である。

地下２階の記録と地表面の記録のフーリエスペクトル比を図3.4に示す。顕著な入力損失は水平成分の記録に認められ，0.3秒以下の周期成分については50%程度に低下している。

4．大阪平野の設計用地震動

設計用地震動の設定に際しては以下のような項目を考慮するのが一般的である。

(1) 歴史地震に基づく，建物寿命中の再現期間を推定するのに十分な期間における発生地震動のレベル
(2) 建設地域近傍における活断層の位置や活動度
(3) 社会的アクセプタンスが得られる経験則

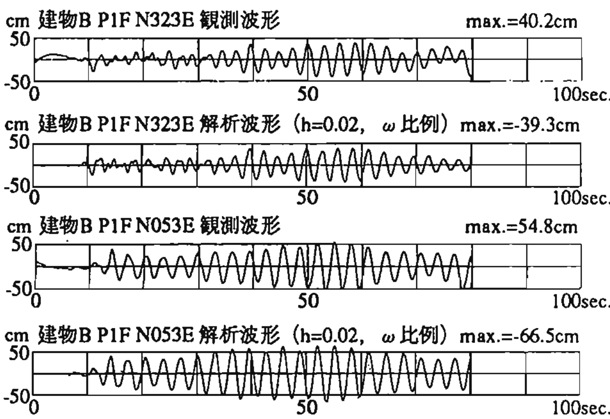


図3.2　建物Bの変位応答波形

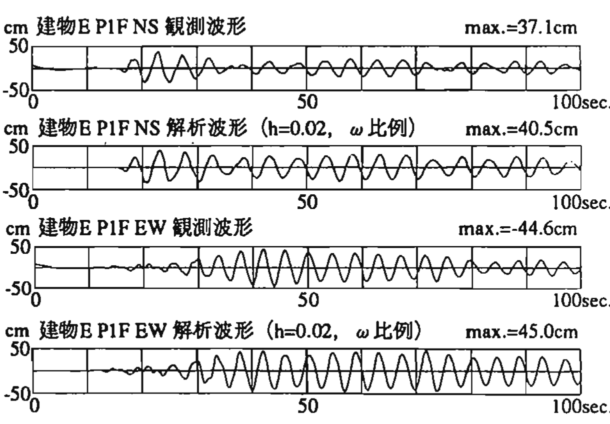


図3.3　建物Eの変位応答波形

4.1　歴史地震に基づく設定

これまで筆者等は，(1)の歴史地震に基づく設定手法を用いるとともに，社会的な約束事としての建築基準法のレベルとも整合するように入力レベルを設定していた。図4.1および4.2はその例であり，過去の地震資料から対象地域の地震動基盤速度を計算し，Gumbelの極値分布にあてはめて地震動基盤速度期待値を推定したものである。地震資料としては地震データベースシステムmicro SEIS 4.0（東京大学地震研究所）を用い，基盤地震動の最大速度振幅の計算には金井式を用いている。西暦715年以後の地震資料から，単位年数を10年として単位年数毎の金井基盤速度の最大値をとりだし，標本として扱っている。なお期待値の評価には，統計年数が期待年数に比べて十分大きくはないことや高位のデータ部分を対象とすることを考慮して，標本平均値および標本標準偏差値から推定されるGumbel分布のあてはめを直接採用せず，以下の方法を用いている。

a. Hazen Plot法を用いて２重指数確率紙にプロットされたデータについて，非超過確率が0.9以上の高い

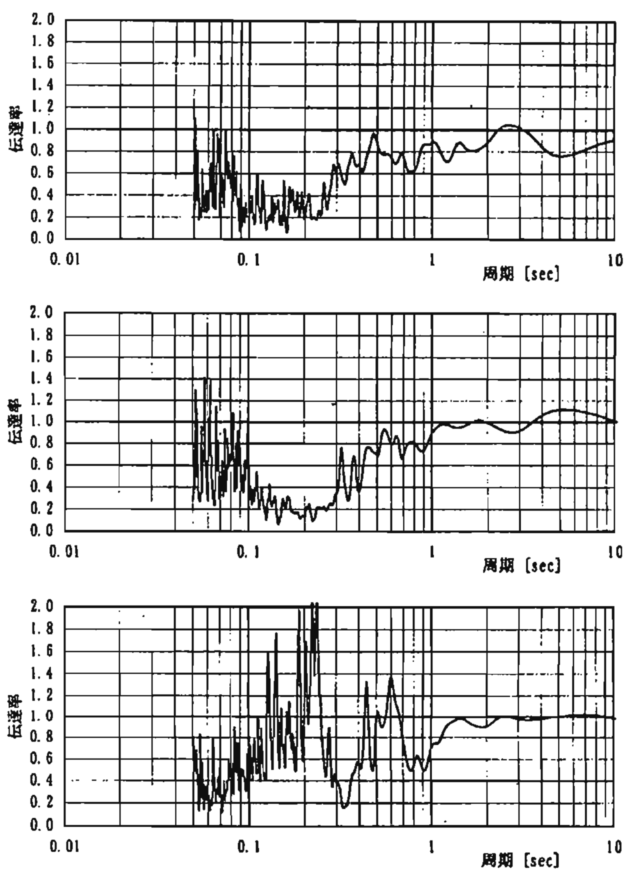


図3.4　地下２階と地表のフーリエスペクトル比

速度値部分を対象に，速度値に関して最小２乗近似直線（図中の太い実線，最小２乗Gumbel分布と呼ぶ）を求めて，速度期待値とする。

b. 特に対象とする期待年数部分でのデータのバラツキの大きい場合には，最小２乗Gumbel分布と標本速度期待値間残差の２乗平均誤差を標準偏差σとして，最小２乗Gumbel分布+2σ（図中の破線）を期待値とする。

このようにして求められた期待値の再現期間100年の値をレベル１地震，再現期間500年の値をレベル２地震の基盤速度期待値としている。図4.1，4.2には兵庫県南部地震が発生年の1995を付されてプロットされているが，神戸（図4.1）では再現期間約2000年の最大級の地震として，大阪（図4.2）では再現期間約300年で，レベル１と２の中間レベルの地震として評価されている。基盤速度は神戸で17.5cm/s，大阪で7.0cm/s程度となるが，これに表層地盤での増幅率3.5を乗じると各々61.3cm/sおよび24.5cm/sとなり，観測結果とほぼ同等なレベルとなる。増幅率3.5は，金井スペクトル[2),3)]における基盤地震動周期および表層地震動周期を0.5秒，基盤に対する表層地盤のインピーダンス比を0.2とした場合に求められる値である。

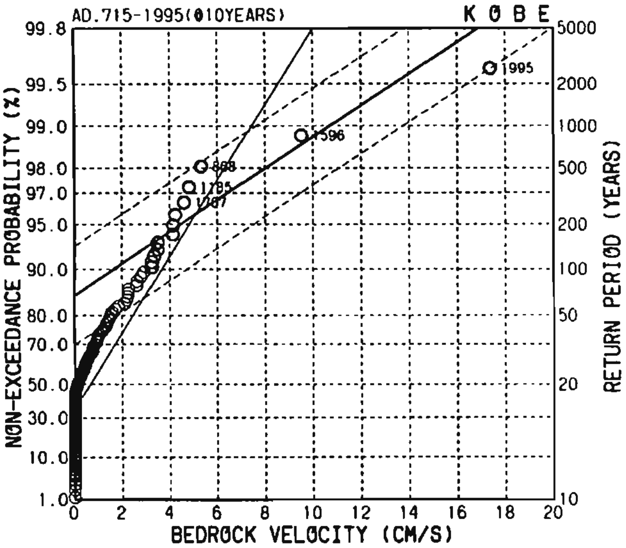


図4.1　神戸地震基盤の速度期待値

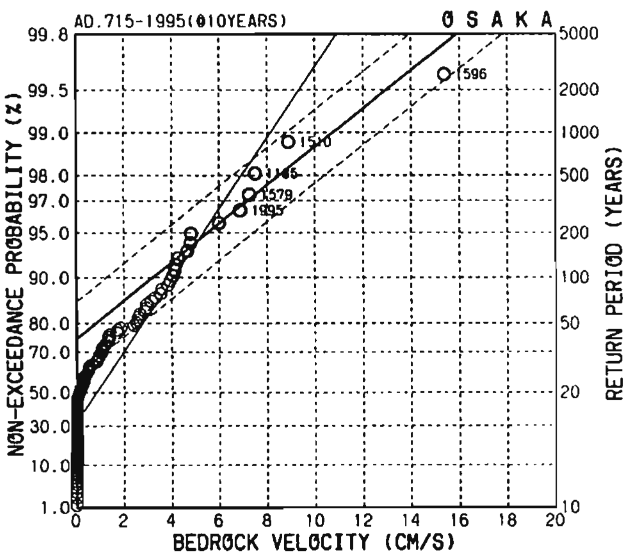


図4.2　大阪地震基盤の速度期待値

4.2　活断層の活動度に基づく設定

一方，(2)の活断層の位置や活動度に基づく設計用地震動の設定は，その活動頻度が数千年～数万年の尺度であるため，人間社会の時間尺度からは現実味をもって取り扱われる機会が少なかった。

図4.2における最大級の地震は1596年の慶長伏見地震であり，内陸性の直下型地震である。この地震を文献[4)]の方法で模して作成した模擬地震動（M=7.5，H=20km）の波形を図4.3に示す。加速度および速度の最大振幅は各々688cm/s²および79cm/sである。応答スペクトルを図4.4に示すが，周期１秒以上の応答は，減衰定数0.05の速度応答で150cm/sを上回る高いレベルとなっている。震源断層の活動頻度は1000～10000年程度であり，人間社会の時間尺度を上回るオーダーではあるが，兵庫県南部地震を経験した現在，建物は崩壊，倒壊にまで至らないことを検証する必要があろう。

後続波が高層建物に及ぼす影響は大きい。上述の模擬地震動に表面波は直接的には考慮されていないが，これを考慮できる実用的な手法の開発が望まれる。兵庫県南部地震でも後続波は観測されているが，観測記録の速度振幅を慣例的に基準化して用いるのは，問題を単純化しすぎているし現実的でない。直下型地震に比べて長周期成分が優勢となる海洋型の巨大地震で生成される後続波のレベルの推定も，高層建物の設計にとってきわめて重要な課題である。

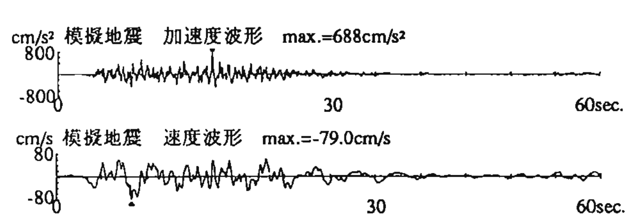
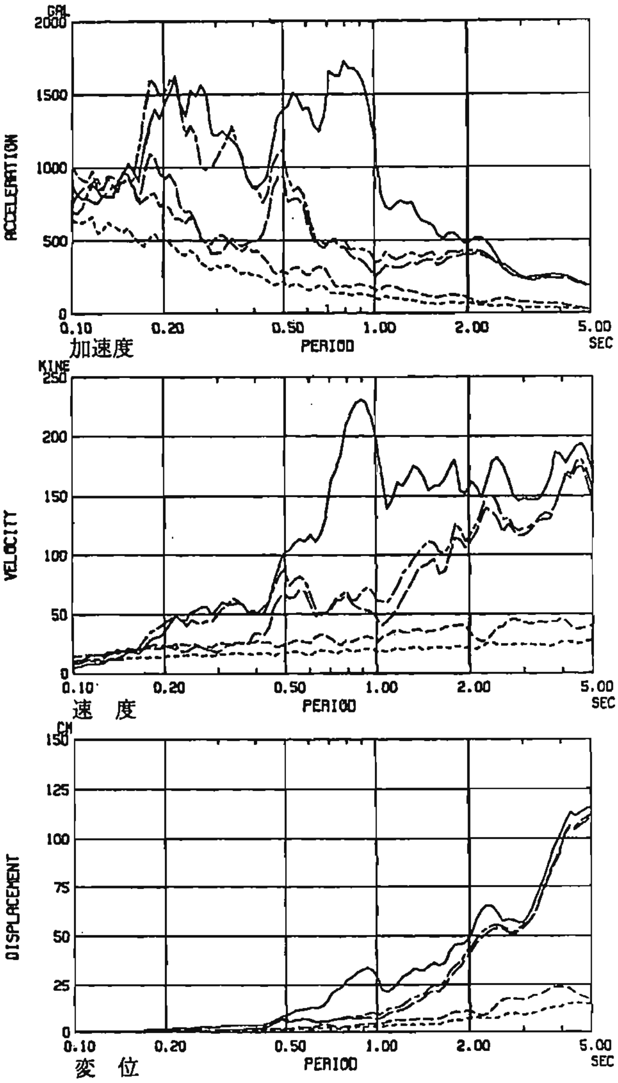


図4.3　模擬地震の加速度および速度波形

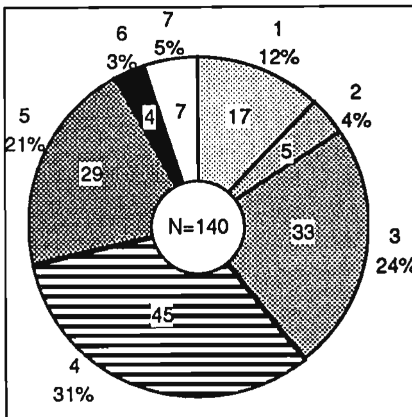
4.3　社会的なアクセプタンス

図4.5は兵庫県南部地震の直後に行われた建築発注者に対する意識調査[5]の一例である。「大地震に対して所有する建物にどの程度までの被害を許容するか」の問に対する140名の発注者の回答の約80%は「建物の柱や壁は被災前と同じ状態を維持していることを望む」という内容である。建物強度の最低基準とはいえ，地震に対してある程度の損傷を許容する建築基準法の規定内容と一般市民の意識間には大きな乖離があることを示している。少なくとも被災後の復旧を容易なものとする設計上の配慮として，ブレースなどによる変形抑止やダンパーなどの制振部材によるエネルギー吸収によって柱や梁の損傷を低減させることは重要である。



——— GL-8.65　—·— GL-26.20　— — GL-43.60
— — — GL-1400　- - - - - INCIDENT

図4.4　模擬地震の応答スペクトル



[回答内容]

1 人命さえ守れれば取り壊しも止むを得ない．

2 復旧が可能な範囲であれば，建物の柱や壁が壊れても構わない．

3 建物の柱や壁は被災前と同じ状態を維持しているが，仕上材や設備が一部破損する．コンピュータの停止など業務に支障をきたす設備被害があっても仕方がない．

4 建物の柱や壁は被災前と同じ状態を維持しているが，仕上材や設備が一部破損する．ただしコンピュータの停止など業務に支障をきたす設備被害があってはならない．

5 什器や備品の被害はあっても，建物は仕上材や設備の細部に至るまで被災前と同じ状態を維持しており，被災直後から業務再開できる．

6 地震発生前とまったく同じ状態を維持している．

7 不明．

図4.5　建物発注者の意識調査結果

5．おわりに

大阪市内北部の5地点で観測された地震動の特徴的な卓越周期は，沖積層および大阪層群により増幅された実体波が卓越する0.3～1.0秒，1.5～2.0秒および5.0秒付近にある。また主要動に後続して観測されたやや長周期の後続波（あとゆれ）の卓越周期は2.0および3.0秒付近にある。後続波は高層建物の応答に大きな影響を与える。後続波の最大振幅を規定する因子は主要動とは異なるものと考えられる。

直下型地震および海洋性巨大地震で生成される後続波を考慮した設計用地震動の設定はきわめて重要な課題である。

参考文献

1) 鳥海勲他；大阪平野の地震動特性，災害科学研究所，pp.17～22，1984
2) 金井清・多治見宏他：建築構造学体系1　地震工学，彰国社，pp.13～14
3) 大築志夫・金井清他：建築構造講座12　耐震設計，コロナ社，pp.50～52
4) 翠川三郎・小林啓美；地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定，日本建築学会論文報告集，第282号，pp.71～81，1979
5) 日経アーキテクチュア編：阪神大震災の教訓 [復興編] 地震に強い建築，pp.6，1995.8

資　　　料

第23回地盤震動シンポジウム

1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究

構造委員会 振動運営委員会 地盤震動小委員会

標記シンポジウムが、1995年10月13日(金)に建築会館ホールにおいて開催された。参加者は約210名であり、司会は萩尾堅治（大成建設）、鈴木三四郎（関西大学）、野田茂（鳥取大学）、小林喜久二（竹中工務店）が担当した。

最初に、地盤震動小委員会主査の北川良和（建築研究振興協会）から主旨説明があり、1995年兵庫県南部地震はこれまでの地盤震動研究に対して一石を投じるものであり、本シンポジウムが地盤震動研究の果たすべき役割を明らかにすべく企画されたことを述べた。また、第19回地盤震動シンポジウム（1991年）では、今回の地震と密接に関連するテーマ「都市直下の地震と地盤震動」を取り上げたため、そのとき指摘されたことを振り返るとともに、今回の地震で議論すべき点を要約して述べた。

午前の部では、「兵庫県南部地震と地盤震動」と題して５編の話題提供があった。最初に、島崎邦彦（東京大学地震研究所）は、「活断層データに基づく地震予測」と題して報告し、まず活断層の定義に触れて、引用されることの多い『新編：日本の活断層』に記載されている活断層のなかには今後活動するとは考えられない断層も含まれていると注意を促した。地震規模の予測に関しては地震時にずれる断層の長さが特定できれば予測可能としながらも、一回の地震で複数の活断層がしばしば動くことがあり、事前にこれを特定するのは不可能であると述べた。地震の発生周期や震源過程の予測に関しては、過去の地震歴の解明が条件となるが、その解明がなされている活断層はごくわずかであり、今後、系統的なトレンチ調査が必要であると強調した。

若松邦夫（大林組）は、「震源域での強震動」と題して、その特徴を断層の破壊過程等と対比して報告するとともに、マスコミで報道された内容と事実が対応しているかについても触れた。強震動の特徴として、継続時間、最大加速度の距離減衰、水平動に対する上下動の比率等を紹介したが、これらの諸特徴は既往の研究結果から解釈できるものが多く、今回の地震がマスコミで報じられたような特別な地震ではなかったと述べた。しかし、今回の知見をどのように設計に取り込んでいくかは大きな課題であるとした。なお、上下動に関しては、体験談にも触れ、体験談は人体の感覚特性とも関係するので、これを考慮した評価が必要であると補足した。

山中浩明（東京工業大学）は、「微動観測および余震観測記録にみられる地下構造の影響」と題して、地震後神戸市内で実施された地盤探査および余震・微動観測の結果を概括して報告した。地盤探査に関しては、反射法による２例を紹介し、広域的な探査がさらに必要であると述べた。余震観測結果に関しては、被害の大きな地域で２Hz以上の成分の増幅が大きいこと、また、表面波や変換波が確認されていることなどを紹介するとともに、波動の焦点効果についても触れ、地盤探査結果や余震観測データを踏まえた検討が今後必要であると述べた。微動観測結果については、８月に実施されたESG研究グループの合同微動観測の結果をまって、より詳細な検討が望まれるとした。

岩田知孝（京都大学防災研究所）は、「強震動と地盤構造」と題して、まず関西圏における強震動観測の現状と地下構造の情報を概括した後、本震の震源過程のインバージョン結果について報告した。それによると、モーメントの解放は、発震点付近、野島断層の浅部、神戸のやや深部の順に進行し、特に野島断層で大きなモーメント解放があったと推定できること、観測記録もこのモデルで比較的よく説明できることを紹介した。また余震観測記録のシミュレーション結果も紹介し、震災が帯状に分布した原因として基盤形状や表層近傍の低速度層が大きく関係していると述べた。

中村晋（佐藤工業）は、「1995年兵庫県南部地震における地盤の非線形挙動とその予測」と題して、２地点で得られた鉛直アレー観測記録を数種の解析手法でシミュレートした結果を紹介するとともに、各解析手法の適用性について報告した。解析した記録は、ポートアイランドと関西電力技術研究所の記録である。結果として、大きな非線形挙動を示す地盤に対しては非線形全応力解析および有効応力解析が有効であり、等価線形解析は適用性が非常に低いと述べた。ただし、この種の解析では、非線形特性の精度やモデル化に結果が大きく左右されることに注意する必要があり、また、解析に要求される精度に関しては今後議論が必要であると補足した。

昼食休憩後、小林啓美（日本工業大学）による特別講演「福井地震と兵庫県南部地震の地震動強さを比較して」が行われた。まず、福井地震は、震度Ⅶの制定や市街地建築物法の改定、また強震計開発の引き金にもなった地震であると述べた後、仮想東海地震の地震動予測に使われた小林啓美・翠川三郎の方法を用いて両地震の地震動強さを推定した結果を紹介した。全般として、よい結果が得られていることを示し、地震動の強さに地形・地質が大きく影響していると強調した。また、推定結果による震度Ⅶの範囲は福井地震の方が格段に大きく、これは平野の規模に関係しているとした。さらに、福井地震の被害写真を紹介し、地震動の強さも福井地震の方が大きかったと推測されると述べた。また、福井地震では地殻変動に原因したと考えられる鉄道線路の座屈被害があったことも紹介し、内陸地震では、地殻の変動も被害の要因として考慮すべきかもしれないと述べた。

引き続き、午後の部では、「過去の被害地震に対する知見から」と題して５編の話題提供があった。最初に、武村雅之（鹿島建設）は、「直下の海洋型地震（1923年関東地震）と比較して」と題し、関東地震と兵庫県南部地震を震源過程、強震動分布、余震活動などの面から比較し報告した。関東地震については、不明確な点が多いとしながらも、小田原付近では兵庫県南部地震の震源近傍と同等、ないしはそれ以上の強震動を経験し

た可能性があり、「兵庫県南部地震は関東地震の2倍以上」といった表現には問題ありとした。また、防災対策を実施するうえで、一般の人、学者、技術者間の信頼関係が重要であると最後に補足した。

翠川三郎（東京工業大学）は、「地震時の物体の跳躍現象と地震動強さ」と題し、物体の跳躍現象の事例とそれから推定される震源域での地震動強さについて報告した。兵庫県南部地震で物体の跳躍現象が確認された地域は、震度Ⅶの地域にほぼ限定されるとし、代表的な例として、淡路島一宮町での鐘楼の移動と神戸市での消防自動車の移動を紹介した。過去に行った跳躍現象の数値実験や模型実験および今回の震度Ⅶの地域での強震観測結果を総合すると、このような大きな移動を伴う跳躍現象が生じるためには、地動速度で100cm/s程度以上が必要であると説明した。

川瀬博（清水建設）は、「堆積盆地が強震動に与えた影響―メキシコシティの場合と神戸市の場合」と題し、既往の研究の簡単なレビューと最新の研究成果の一部を報告した。いずれの場合も、表層構造だけでなく深い盆地構造も強震動特性に決定的な影響を与えていることに疑問の余地はないとし、今回の地震で震度Ⅶの地域が帯状分布した原因として、盆地生成表面波が重要な役割を果たしたと強調した。

久田嘉章（工学院大学）は、「ノースリッジ地震の地震動―類似点と相違点」と題し、両地震での地震動の特徴をまず概括し、次に、両者に共通する特徴である大振幅のパルス状の波が解析的な面からどのように説明できるかについて報告した。解析例として、兵庫県南部地震では右横ずれ断層を、またノースリッジ地震では逆断層を想定した結果を紹介し、大振幅のパルス状の波はラディエーションパターンやディレクティビティ効果に起因すると述べた。

瀬尾和大（東京工業大学）は、「地盤震動研究における高密度微動・地震動観測の生かし方―1993年釧路地震の経験から」と題し、「釧路におけるESG研究のその後」について触れながら、今回の阪神地域で考えなければならない地盤震動研究上の課題について報告した。そのなかで、ミクロとマクロな問題への取組みについて述べ、地域の開発・発展の歴史とその間の自然災害の歴史等に留意する必要があると指摘した。

このあと、引き続き総合討論に入った。最初に、活断層に関する討論があり、まず、瀬尾和大は、地震直後にマスコミが活断層に関して安易な取り上げ方をしたため、活断層が分かれば事足れりという誤解が生じてはいないか懸念していると率直な印象を披露した。これに対して、島崎邦彦は、行き過ぎの面もあったとは思うが、今まで活断層のことが一般に知られていなかったことが大きな理由であり、これから正常な状態に戻ると思うと述べた。森伸一郎（飛島建設）は、野島断層の近傍では被害が少なく、また跳躍現象もみられなかったことを挙げ、その理由について質問した。これに対して、島崎邦彦は、地震動は波の重合する地点で大きくなるので、断層のすぐそばというよりは、断層からやや離れた地点の方が地震動として大きくなる可能性があると述べた。また、翠川三郎は、地盤条件の観点から補足し、地盤が良好であったことも被害の少なかった理由として挙げることができるとした。若松邦夫は、活断層は複数が密集して存在する例が多いが、このような場合に最大マグニチュードを評価する方法もしくは目安はあるのかと質問した。これに対して、島崎邦彦は、複数の活断層を束ねた場合の評価法を松田先生が提案されているが、今回の地震のように活断層全体が必ず動くという保証がないことに問題があると述べた。

次に、液状化地盤の解析に討論が移り、まず最初に話題提供の共著者である吉田望（佐藤工業）は、今回の報告は既存の知識がどこまでレベルアップしているかにポイントを置いたと補足し、この程度の精度でよいかどうか、実務の方の意見をききたいと述べた。精度に関しては特に議論はなかったが、藤堂正喜（戸田建設）は、液状化強度の与え方が解析上のポイントではなかったのかと質問した。これに対して、吉田望は、液状化強度は重要ではあるが、ポートアイランドの解析では強度を多少変化させてもほどほどのシミュレーションができていると述べた。また実際の問題としては、不整形地盤（レンズ状地盤、傾斜地盤）の問題があり、今後の課題であるとした。川瀬博は、ポートアイランドの記録の解析を行った結果、解析上のせん断ひずみは室内実験の領域を越えて外挿の領域にあり、そのため手法や解析定数に関して現時点で細かく議論することはあまり意味がないとコメントした。また、等価線形解析の結果は通常安全側になるが、杭の設計に関してはこの限りではなく、液状化解析が必要であると述べた。関連して、藤堂正喜は、ひずみが5％を超えているのに地盤変状があまりみられていないのはなぜかと質問した。これに対して、川瀬博は、自然地盤でも地盤変状はみられており、またポートアイランドの解析で地盤に1％の傾斜を与えると、0.5～1.5mの側方流動が解析上求まると述べた。また、吉田望は、地盤の深いところで液状化した場合は地表面で地盤変状がみられないこともあると補足した。森伸一郎は、ひずみ依存の非線形挙動に議論が集中していることに対して、過剰間隙水圧が地震動に与える影響に関しても実証していくことが今後重要であると述べた。

次に、地震動の特性について討論が移り、まず最初に篠崎祐三（京都大学）は、波形を単にシミュレーションするだけでなく、今回の地震で卓越している周期1秒が地盤の問題か震源の問題かを研究する必要があるのではないかと質問した。これに対して、久田嘉章は、卓越周期の決定要因には種々あり一概にはいえないが、震源のアスペリティのサイズやライズタイムも大きく関係する、ただしこれを事前に予測するのは困難であると説明した。岩田知孝は、これについて補足し、インバージョン結果によると今回の地震では周期1～2秒を発生するアスペリティが2か所あったと解釈できると説明した。また、島崎邦彦は、これまでの情報から受けた印象と断り、明石海峡付近から伝播してきた波は1秒が卓越していたと考えていると述べた。川瀬博は、話題提供のなかで報告した盆地生成表面波について補足し、神戸と類似な地形条件にある地域の防災シナリオを考えるうえで重要であると述べた。これに関連して、武村雅之は、例えば関東平野の真ん中ではどうなるのかと質問した。川瀬博は、割り切っていえば、関東地方の真ん中では問題にならないが、河川敷と洪積層の境界付近は問題になると思うと述べた。これに対して、篠崎祐三、山中浩明、久田嘉章は、今回の現象を盆地生成表面波のみで解釈することに疑問を呈し、焦

点効果や回折効果による解釈も成立するのではないかと質問した。これに対して、川瀬博らから、焦点効果が成立するためにはレイ（Ray）の近似が必要であるが、今回の場合は波のサイズからみてレイの近似が成立しないなど、これらの解釈には無理があるという意見のやり取りがあったが、時間の関係で結着をみなかった。

次に、上部構造の被害に関連した討論に移り、まず最初に翠川三郎は、上部構造の被害の観点から地震動レベルの推定は可能であるかと質問した。これに対して、壁谷澤寿海（横浜国立大学）は、現在試みている段階であると断りながらも、検討している建物の残留変形を説明するのに最大速度200 cm/sというような大きな波は必ずしも必要ではなく、海洋気象台の記録を若干割増ないし割引することでだいたいの説明ができると述べた。武村雅之は、今後同様の地震があったときに上部構造として打つ手はあるのかと質問した。これに対して、壁谷澤寿海は、個人的には以前からもっと大きな地震動を考えるべきと思っていたと発言し、また今の設計レベルは人命を守るという観点からは不十分とはいえないが、財産保護の観点ではまだまだやるべきことがあると述べた。洪忠憙（明治大学）は、現在懸念しているのは既存不適格建物のことであり、その建替えに際しては、なんらかの法律また銀行援助が必要であると述べた。一方、瀬尾和大は、今回のような大地震を想定した場合の模範的な構造物のイメージとはどんなものかと構造設計者に対して質問し、また関連して小林啓美は、海岸通りに建つ内藤多仲設計の古い7階建て建物が構造的に無被害であったことを取り上げ、このことをどのようにとらえているかと質問した。これに対しての回答は特になかったが、長橋純男（千葉工業大学）は、設計震度が0.2となった経緯を紹介し、今回の地震は「強震動とはどんなものか」についてコンセンサスを造り上げるよい機会であると述べた。

最後に小林啓美は、地盤種別に関して第Ⅲ種の指定が最近少なくなっていると疑問を呈し、委員会は研究成果の使われ方まで見届ける使命を帯びていると強調した。

以上の総合討論の後、地盤震動小委員会幹事の山田真（早稲田大学）より全体の総括があり、本シンポジウムで取り上げられた問題に関しては解明に向けて今後も引き続き取り組むことが重要であると述べ、シンポジウムを閉会した。

●小林喜久二／竹中工務店技術研究所

5.2 1946年南海地震のシミュレーション（14:35～14:55）
釜江克宏（京大原子炉）
休　憩
5.3 大阪で想定される地震動とその震源（15:15～15:35）
入倉孝次郎（京大防災研）
5.4 設計の現状（15:35～15:55）　瀬川輝夫（竹中工務店）
6) 総合討論（15:55～16:50）
7) まとめ　山田　真（地盤震動小委員会幹事）
司会：萩尾堅治（大成建設）・山中浩明（東京工業大学）・小林喜久二（竹中工務店）・清野純史（山口大学）・鈴木三四郎（関西大学）・片岡俊一（清水建設）
記録：今岡克也（豊田工専）
終了後、懇親会（参加費4,000円）を予定しております。
定員――200名（先着順）
参加費――会員5,000円、会員外8,000円、学生3,000円
申込方法―往復はがきで、①当シンポジウム名、②氏名、③所属、④連絡先電話番号を明記して申し込んでください。返信用はがきには、参加申込の受諾などのご案内をいたしますのであて先を明記してください。参加費は当日窓口でお支払いください。
問合せ――事務局研究事業課　片寄

第２回計画設計情報研究会
「新しい≪かたち≫のためのインスパイヤー情報とは何か」
都市や建築の計画・設計の中で新たな造形や仕掛けが造りあげられている。一方、計画者や設計者をとりまく環境には多くの情報が錯綜している。はたして計画者や設計者にとってどのような情報が本質的に必要なのか。また、優れたデザインを生むために、計画設計情報はどのようであるべきか。これが当研究会の主要な関心ごとである。
特に、計画者や設計者の新たな視点の発見や、斬新な意匠の創造につながる「ひらめき」の契機となる情報を、インスパイヤー情報と呼び、第１回では二人の建築家を招き、「デザインの創造性を支援するインスパイヤー情報とは何か」を伺った。
第２回の研究会では、建築の「かたち」の発見や創造につながる「ひらめき」の契機となるインスパイヤー情報に焦点を合わせ、「かたち」にこだわりをもって活躍なさっている二人の講師を迎えて、具体的な建築設計過程の中で、どのような情報が「かたち」を決めるインスパイヤー情報となったかを語って頂くことを企画した。
<主催>建築計画委員会 計画設計情報小委員会
日時――10月31日（木）13:30～17:00
会場――建築学会会議室
プログラム（8月号 p.149参照）
参加費――会員2,000円、会員外3,000円、学生1,000円
問合せ――事務局研究事業課　浜田

第５回 VR・第２回高度情報都市　合同シンポジウム
第５回VR・第２回シンポジウムを開催するにあたり、両者の接点に着目することで、都市・建築とメディアについて考えることができると思います。今年は両シンポジウムを合同で開催します。ふるってご参加ください。
<主催>情報システム技術委員会 知覚シミュレーション小委員会・高度情報化都市研究小委員会
日時――10月31日（木）13:00～17:00
会場――建築会館ホール
プログラム
1. 最新のVRデバイス　小杉一郎（SONY）／2. 仮想都市モデル　若松久男・植野糾・森徹（KAJIMA DESIGN）／3. デジタルスタジオの展望　渡邊朗子（慶應大学）／4. シムシステムによる市民参加の街づくり　矢部俊男（アバンアソシエイツ）／5. VRの新たな応用　上神谷俊喜（ヤマハ）
定員――70名（申込先着順）
参加費――会員3,000円、会員外4,000円、学生2,000円
申込方法―ハガキまたはFAXにて、当シンポジウム名を記し、氏名・勤務先・所属・同住所・同電話番号を明記して申し込んでください。定員を越えた場合のみ、ご連絡いたします。
申込締切―10月11日（金）までとする。
問合せ――事務局研究事業課　三枝

第７回ファシリティマネジメント・シンポジウム
「オルタナティブオフィシングとFM その現状と展望」
いまオフィスの形態について、情報化時代に即したビジネス改革、生産性の向上と作業環境の確保、ファシリティコストの削減など、多様な要求を背景として、従来のオフィスの枠を越えた、いわゆるオルタナティブオフィシングの試みが進められている。今回のシンポジウムでは、ノンテリトリアルオフィス、ホテリング、サテライトオフィス、ホームオフィスなどと呼ばれる各種の形式をとりあげて、各々の成立の背景、適用業務、情報技術とのかかわり、FMの取り組み方について、関係の各位に発表していただき討論を行う。
<主催>情報技術委員会 高度情報化社会研究小委員会
<協賛>日本ファシリティマネジメント推進協会ほか
日時――11月８日（金）13:00～17:00
会場――建築会館ホール
プログラム
1. 主題説明　沖塩荘一郎（東京理科大学）
2. 発　表
① テレワーク：世界の事情、日本の事情
W.A.スピンクス（城西国際大学）
② サテライトオフィスの実践例とその効果
萩原直朗（富士ゼロックス）
③ フリーアドレス・オフィスにおけるスペースの共用と選択性　嶋村仁志（清水建設）
④ サイバーオフィスとホテリング
信太智秀（プライスウォーターハウスコンサルタント）
3. 討　論
定員――100名
参加費――会員・協賛団体会員5,000円、会員外6,000円、学生2,000円
申込み――はがきまたはFAXにて、催し物名称を記し、①氏名、②勤務先、③所属、④同住所・電話番号を明記して申し込んでください。定員に達した以後のお申し込みには、お断りのご連絡をいたします。
問合せ――事務局研究事業課　三枝

(タイ)、アントニオ・イスマイル(インドネシア)/「アジアにおけるイノベーティブ・アーキテクチュアー」邢同和(中国)、R.スンダラム(インド)

参加登録費――一般:¥30,000 学生:¥10,000

申込方法―参加登録ご希望の方は、添付申込書により、FAXまたは郵送で、IAA事務局までお申し込みください。

問合せ――IAA事務局 沖
〒520 大阪市北区天満3-1-2
☎06-355-6114 FAX 06-353-3700

第3回地震防災シンポジウム

「阪神・淡路大震災が問いかける地震防災システムのあり方(2)―20カ月を経て得られた教訓と新たな課題―」

「地震災害システム検討小委員会」は、本年5月から「地震防災システム小委員会」と名称変更し、防災システム研究の新たな第一歩を踏み出した。「地震災害システム検討小委員会」では、これまで4年間、ノーシリッジ地震を対象として"大都市を襲う地震災害と地震防災の課題"、阪神・淡路大震災を踏まえて"阪神・淡路大震災が問いかける地震防災システムのあり方―時空間連関構造の視点から―"の2回のシンポジウムを開催してきたが、阪神・淡路大震災の全容は未だに捉え切れでいるとは言い難く、また、災害は進行中でもある。そこで、第3回のシンポジウムとして、阪神・淡路大震災後20カ月を経た時点での地震防災システムへの教訓と新たな課題を探ってみたい。

<主催>災害委員会 地震防災システム小委員会
日時―――10月25日(金) 10:00~17:00
会場―――建築会館ホール
プログラム(8月号 p.147参照)
定員―――200名(当日先着順)
参加費――会員5,000円、会員外6,000円(予定、資料代を含む)
問合せ――事務局研究事業課 川田

第4回耐震設計に要求される安全のレベル連続シンポジウム

「耐震性能を実現するために何をすべきか」

兵庫県南部地震特別研究委員会主催の連続シンポジウム第2回「建築物の耐震性能はどうあるべきか」、第3回連続シンポジウム「建築物の耐震のグレードをどう設定するか」を受けて、第4回では①耐震性を支配する要因―特に「人」の問題について―、②建物の耐震安全性への投資効果の定量的評価、③耐震設計からみた仕様書の問題点、④海外における性能実現のしくみの実態などについて下記の講師の方々の御意見を伺い、それらを手がかりに、阪神・淡路大震災後の調査研究の成果や教訓を実際の設計および施工の現場にどのように反映させていくかについて考えるシンポジウムを行います。

<主催>兵庫県南部地震特別研究委員会 特定研究課題 WG 2
日時―――10月25日(金) 13:30~17:30
会場―――建築学会会議室
プログラム(8月号 p,148参照)
定員―――100名(当日先着順)
参加費――3,000円
問合せ――事務局 小林

第24回地盤震動シンポジウム

「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究(その2)―大阪平野について考える―」

地盤震動小委員会では、昨年「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」と題してシンポジウムを開催し、主として神戸地域の地震動について考えました。今回は、その後1年間の研究成果を踏まえ、大阪平野の地形的な特徴を取り込み、高層建築にかかわる長周期問題も含めて「大阪にとって最強の地震動とは」に焦点を当てたシンポジウムを計画しておりますので、会員各位の参加を期待しております。(詳細なプログラムは次号)

<主催>構造委員会 地盤震動小委員会
日時―――10月30日(水) 9:30~17:00
会場―――建築会館ホール
定員―――200名(申込先着順)
参加費――会員5,000円 会員外8,000円 学生3,000円
申込方法―往復はがきにて、①当シンポジウム名、②氏名、③所属、④連絡先電話番号を明記して申し込む。
返信用はがきには、参加申込の受諾などのご案内をいたしますのであて先を明記してください。参加費は当日窓口でお支払いください。
問合せ――事務局研究事業課 片寄

第24回地盤震動シンポジウム

「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究(その2)―大阪平野について考える―」

地盤震動小委員会では、昨年「1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究」と題してシンポジウムを開催し、主として神戸地域の地震動について考えました。今回は、その後1年間の研究成果を踏まえ、大阪平野の地形的な特徴を取り込み、高層建築にかかわる長周期問題も含めて「大阪にとって最強の地震動とは」に焦点を当てたシンポジウムを計画しておりますので、会員各位の参加を期待しております。

<主催>構造委員会 地盤震動小委員会
日時―――10月30日(水) 9:30~17:00
会場―――建築会館ホール
プログラム(題目は仮題です)

1) 主旨説明(9:30~9:45) 瀬尾和大(地盤震動小委員会主査)
2) 大阪の地下構造と地盤震動特性
 2.1 地下構造(9:45~10:15) 岩田知孝(京大防災研)
 2.2 常時微動から見た地盤震動特性(10:15~10:45) 若松邦夫(大林組)
3) 1995年兵庫県南部地震による大阪盆地の地震動
 3.1 震源域での強震動(10:45~11:15) 纐纈一起(東大地震研)
 3.2 大阪平野の地震動(11:15~11:45) 片岡俊一(清水建設)
 3.3 構造物から見た地震動特性(11:45~12:15) 小山信(建築研究所)

昼食

4) 特別講演(13:15~14:15) 鳥海勲
5) 想定地震動と設計の現状
 5.1 兵庫県南部地震のシミュレーション(14:15~14:35) 香川敬生(大阪土質試験所)

第24回地盤震動シンポジウム(1996)
1995年兵庫県南部地震で試された地盤震動研究(その2)—大阪平野について考える—

1996年10月

編　集
著作人　社団法人　日本建築学会

〒108　東京都港区芝5丁目26番20号
TEL　03-3456-2051
FAX　03-3456-2058

印刷所　株式会社　昭和工業写真印刷所

シンポジウム資料　AIJ-9610-03000