

第14回 地盤震動シンポジウム  
メキシコ地震を探る—日本の事例と比較して—

1986. 7. 11

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 14th Symposium on Ground Vibrations (1986)**  
**Studies on the Earthquake During**  
**September 19, 1985, Michoacan, Mexico**  
— Comparison with the Observation in Japan —

1	A Principle for the Symposium .....	1
	by Yoshikazu Kitagawa	
2-1	The Michoacan, Mexico Earthquake of September 19, 1985: Outline of Source Characteristics .....	3
	by Katsuyuki Abe	
2-2	Damages and Ground Motion of the Earthquake During September 19, 1985, Michoacan, Mexico — from a Standpoint of Engineering .....	7
	by Tokiharu Ohta	
3-1	Comments on the observation system of strong earthquake motions in Mexico and Japan. ....	17
	by Kazuyoshi Kudo	
3-2	Some Characteristics of Strong Ground Motions in and around the Focal Region.....	25
	by Masayuki TaKemura	
3-3-1	Soft Ground and its Dynamic Characteristics in Japan.....	35
	by Keiji Tonouchi, Fumiko Kaneko and Masashi Konno	
3-3-2	Study of Local Geological Structure and Topographical Condition Influence on Microtremore and Seismic Ground Motion .....	45
	by Masahiro Kawano	
3-3-3	Irregular Gronud Analysis to Interpret the Time-varying Characteristics of the Strong Ground Motions .....	55
	by Hiroshi Kawase	
3-3-4	Interpretation of Seismograms Based Underground Structure .....	63
	by Kazuoh Seo	
3-3-5	Mechanics of Surface Wave in Alluvium Plain — Case of OSAKA Plain — .....	69
	by Isao Toriumi	
3-4-1	From Viem Point of Earthquake Resistant Regulations.....	75
	by Makoto Watabe	
3-4-2	Damages of Building Structures due to Strong Ground Motion in the Mexico City during the Michoacan, Mexico Earhtquake of September 19th 1985, emphasized the Point of View of Ssismic Microzonation, .....	83
	by Hiroyoshi Kobayashi	
1	Under structure of a plain and its Dynamical Behavior .....	95
	by Tadashi Miyazaki, kazuaki Masaki, Yutaka Togashi and Naotsune Taga	
2	The Seismic Response in Kyoto Basin .....	105
	by Masanori*Horiike and Kojiro Irikura	

3	Ground amplification characteristics on seismic motions in Ishikari plane, Hokkaido.....	111
	by Youji Kagami and Shigeyuki Okada	
4	Analytical Investigation on the Characteristics on the Strong Groud Motions Observed in Mexico City during the Mexico Earthquake, September 19, 1985 .....	121
	by Masato Motosaka, Tokiharu Ohta, Masaki Kamata and Eiji Kitamura	
5	Earthquake observation in Ultra — soft ground at Teganuma .....	127
	by Yoshihiro Sawada and Katsuhiko Ishida	
6	Earthquake observation around Soft Ground at Asahata Area, Shizuoka Prefecture.....	131
	by Yoshikazu Kitagawa	
7	Seismic Intensities in Mexico City —On Comparison between Those in Tokyo .....	137
	by Toshio Mochizuki and Norio Abeki	

# 第14回地盤震動シンポジウム（1986） メキシコ地震を探る—日本の事例と比較して—

## 目 次

1 主旨説明 北川 良和（建設省・建研）……… 1

2 基調報告

2-1 地震学的立場から 阿部 勝征（東大・震研）……… 3  
—発生機構からみたメキシコ地震の特徴—

2-2 工学的立場から 太田外気晴（鹿島建設技術）……… 7  
—1985年メキシコ地震の被害と地盤震動—

3 地盤震動の課題

3-1 強震観測体制について 工藤 一嘉（東大・震研）……… 17

3-2 震源域およびその周辺地域における強震地動 武村 雅之（鹿島建設・小堀研）… 25  
特性

3-3 盆地平野における地震特性

3-3-1 日本の軟弱地盤とその震動特性 殿内 啓司, 金子 史夫, 今野 政志（応用地質・地盤工学研）……… 35

3-3-2 地盤構成と微動および地震動特性について 河野 允宏（京大）……… 45

3-3-3 強震地動の時間変動特性に着目した不 川瀬 博（清水建設・大崎研）… 55  
整形地盤解析

3-3-4 地下構造に基づく地震記象の解釈 瀬尾 和大（東工大・総理工）……… 63

3-3-5 堆積層表面波の構造について 鳥海 熟（福井大）……… 69  
—大阪平野の場合—

3-4 地震動と建物被害の解釈

3-4-1 設計基準の立場から 渡部 丹（都立大）……… 75

3-4-2 サイスミックマイクロゾーネーション 小林 啓美（東京工業大学）……… 83  
の立場から

## 資 料

1 平野の地下構造と地盤震動—濃尾平野の場合—  
(宮崎正, 正木和明, 富樫豊, 多賀直恒, 名大)……… 95

2 京都の盆地の波動伝播特性 (堀家正則, 京大理, 入倉孝次郎, 京大防災研)……… 105

3 石狩平野の震動特性 (鏡味洋史, 岡田成幸, 北大)……… 111

4 1985年メキシコ地震における地震特性に関する解析的検討  
(源栄正人, 鹿島建設・小堀研)……… 121

5 手賀沼極軟弱地盤での地震観測 (沢田義博, 石田勝彦, 電中研)……… 127

6 麻機地区極軟弱地盤での地震観測 (北川良和, 建設省・建研)……… 131

7 メキシコ市内の震度分布 (望月利男, 都立大, 槙木紀男, 関東学院大)……… 133  
—東京区部と比較して—



## 1. 主 旨 説 明



## 1. 主旨説明

建設省建築研究所 北川 良和

地盤震動小委員会では1983年「地震動と地盤—地盤震動シンポジウム10年の歩み」を出版して1つの区切りを付けて以来、第2期委員会活動として地盤震動研究の多岐にわたる課題を整理し、問題点の見直しを行っている。これらの成果を反映すべく第12回、第13回シンポジウムでは「地盤震動にかかる今日の課題」、「地震動観測のあり方とその利用法」と題し、話題提供を行った。これらのテーマは第2期委員会活動を実施するに際し、同小委員会で討議された今後数年間にわたるシンポジウムにかかる研究課題項目、すなわち

- i) 地震被害と地盤震動
- ii) 発震機構、長周期地動、地震規模と短周期地動
- iii) 伝播経路、基盤地盤動と地表層における増幅、距離減衰
- iv) 地盤震動の動力学特性
- v) 地震観測の目的と成果の活用
- vi) 理論地震記象
- vii) 耐震設計と入力地盤動
- viii) サイスミック・ゾーネーション、強震動予測

等の問題点を探り出す題材として企画された。

おりしも1985年9月19日7時17分頃（現地時間）メキシコ国ラサロ・カルデナス付近に震源を持つ $M_s = 8.1$ の巨大地震が発生し、震源から400km近くも離れたメキシコ市を中心に死者数10000人余、被害建物総数約1200棟、倒壊建物総数約500棟をもたらした（メキシコ政府より公式発表はない）。この地震の特徴としては、

- i) 震源はマルチヅル・ショック型である。
- ii) 震源域での最大加速度値はマグニチュードの大きさに比して小さい。
- iii) 地動の継続時間は通常のそれと比較して長い。
- iv) メキシコ市の軟弱地盤上での最大加速度は震央距離に比して大きい。
- v) メキシコ市の軟弱地盤上の地動特性は比較的単純な卓越周期を有しており、被害集中地域で2～3秒、所によっては4秒程度である。
- vi) メキシコ市の軟弱地盤での最大加速度は200

gal弱、最大速度は60km/h程度であり、熔岩で覆われた良質地盤での値と比較して6倍程度に増幅されている。

vii) 建物被害は主としてメキシコ市の軟弱地盤上に建つRC造10～15階建物に多い等、特に地盤震動に関する興味深い現象が指摘されている。

そこで今回のシンポジウムは「メキシコ地震を探る 日本の事例と比較してー」と題し、上記研究課題項目のうちi)～v)にかかる問題点、特に地震動と被害との関連、地震動の後続位相、極軟弱地盤特性、

不整形地盤特性、についてその解明あるいは解釈を試み、更にはわが国における関連事例を紹介しつつ、これらの比較を交えて参加者と一緒に討議を行い、この種地盤震動現象に対する理解・認識を問題提起をも含めてより一層深めるべく企画された。

まず基調報告では今回のメキシコ地震の特徴、すなわち地震学的立場から余震域、断層運動の破壊特性、地震の規模、震源スペクトル、アスペリティ・モデル等について、工学的立場から、地震動特性、被害の概要、地震工学的背景、地盤震動の課題等について話題を提供する。地盤震動の課題では、強震観測のあり方と題しメキシコでの強震観測の概要、特徴、我が国の強震観測体制との比較を、震源域および周辺地域の強震動特性と題し、最大加速度分布、最大加速度と震央距離との関係、震源域での強震動スペクトル観測波形と合成波形との比較等について話題を提供する。更に盆地平野における地震動特性と題し、日本の軟弱地盤の分布、メキシコ市軟弱地盤の震動特性とその物性、微動および地震動特性、地下構造に基づく地震記象、後続位相、大阪平野でのあとゆれ現象等の解釈・解明を試み、この種分野での話題を提供する。地震動と建物被害の解釈では設計基準の立場からメキシコ市の耐震基準、地震被害および強震記録からみた基準の問題点等について、サイスミックマイクロゾーネーションの立場から建物被害との対応、地盤の卓越、周期分布等について話題を提供する。

これらの多岐にわたる現象の理解に必要な基礎的事項のうちメキシコ市の概要について以下に述べる。

メキシコは北中米大陸の亜熱帯地域に位置し、面積約200万km<sup>2</sup>、人口約7000万人を有する。国土の大部分は標高1kmを超える高地で、その中央高原にある首都メキシコ市は海拔約2,3

kmの高地にあり、周囲を火山山脈に囲まれた湖底平野上にある。1521年スペイン人コルテスに征服される迄は、メキシコ市の中心地域は湖中で、狩猟民族アステカの帝都（テノチティラン）であった。この都は島の部分に宮殿を持ち、その周辺部分は葦の浮島で農耕を行っていた。その後1821年の独立、1824年の共和制、1911年の革命を経て近代化の道を歩んでいる。人口の集中化は激しく此の15年間に約2倍に膨張し、

1985年現在の推定人口は約1800万人ともいわれている。メキシコ市連邦直轄地は約1500km<sup>2</sup>で、建物総数200万棟余、高層建物が建ち並ぶ近代都市である（図1参照）。

メキシコは我が国同様世界有数の地震国である。メキシコ太平洋沿岸沖にはコスプレートがあり、メキシコを含むアメリカプレートの下に中米海溝のあたりからもぐり込んでいる。この海溝に沿って浅い大地震 ( $M > 7$ ) がしばしば発生している。今回の地震は以前からMichoacan地震空白域として指摘された地域で発生しており、これまでの事例からいってもメキシコは地震空白域に大地震がおこる地震帶として典型的なところの1つとされている。現在メキシコ太平洋側に

はGuerreroやTehuantepecなどの地域に大地震の空白域が非公式に指摘されており、中でもGuerrero地域では1900年前後に大地震がおこって以来静穏であり、そこに予測される地震の規模は相当に大きいものと推定されている（図2参照）。このような地震がおこればメキシコ市に大被害が再び発生するであろうことは想定しうるもので、波動伝播特性、地盤震動特性、構造物・地盤特性の解明は急務である。これらのことからも今回のシンポジウムは大変有意義なものといえる。

#### 参考文献

- 1)Malsal,R.J.,La estratigrafia y sus implicaciones, El subsuelo y la ingenieria de cimentaciones en el area urbana del valle de Mexico:1978
- 2)Singh,S.K.,L.Astiz and J.Havskov:Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along Mexican subduction zone, A reexamination, B.S.S.A.,vol.71, 1981

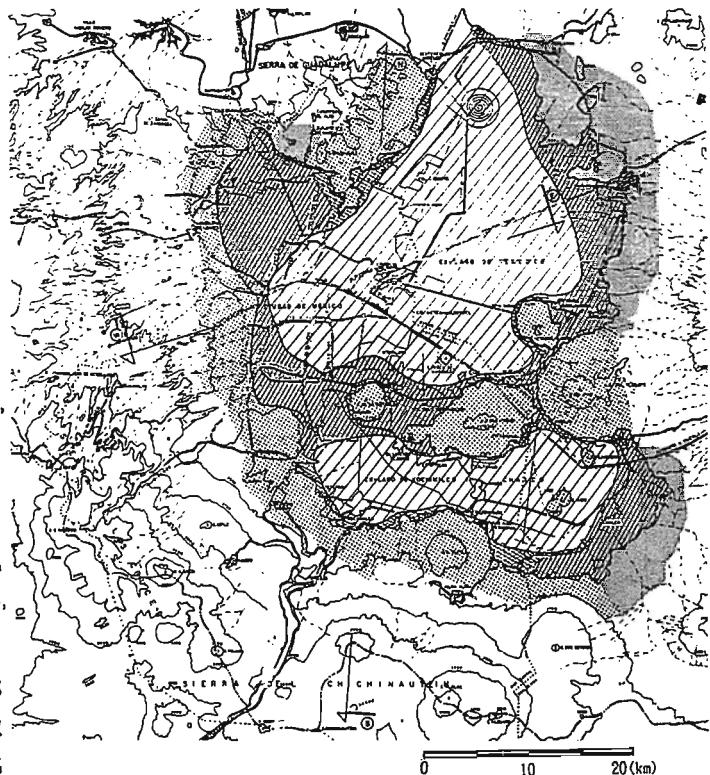


図1 メキシコ市とその周辺における硬さ別地盤区分分布図 文献<sup>1)</sup>

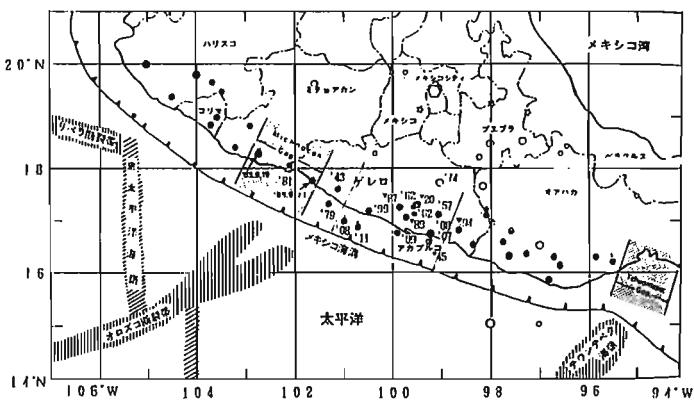
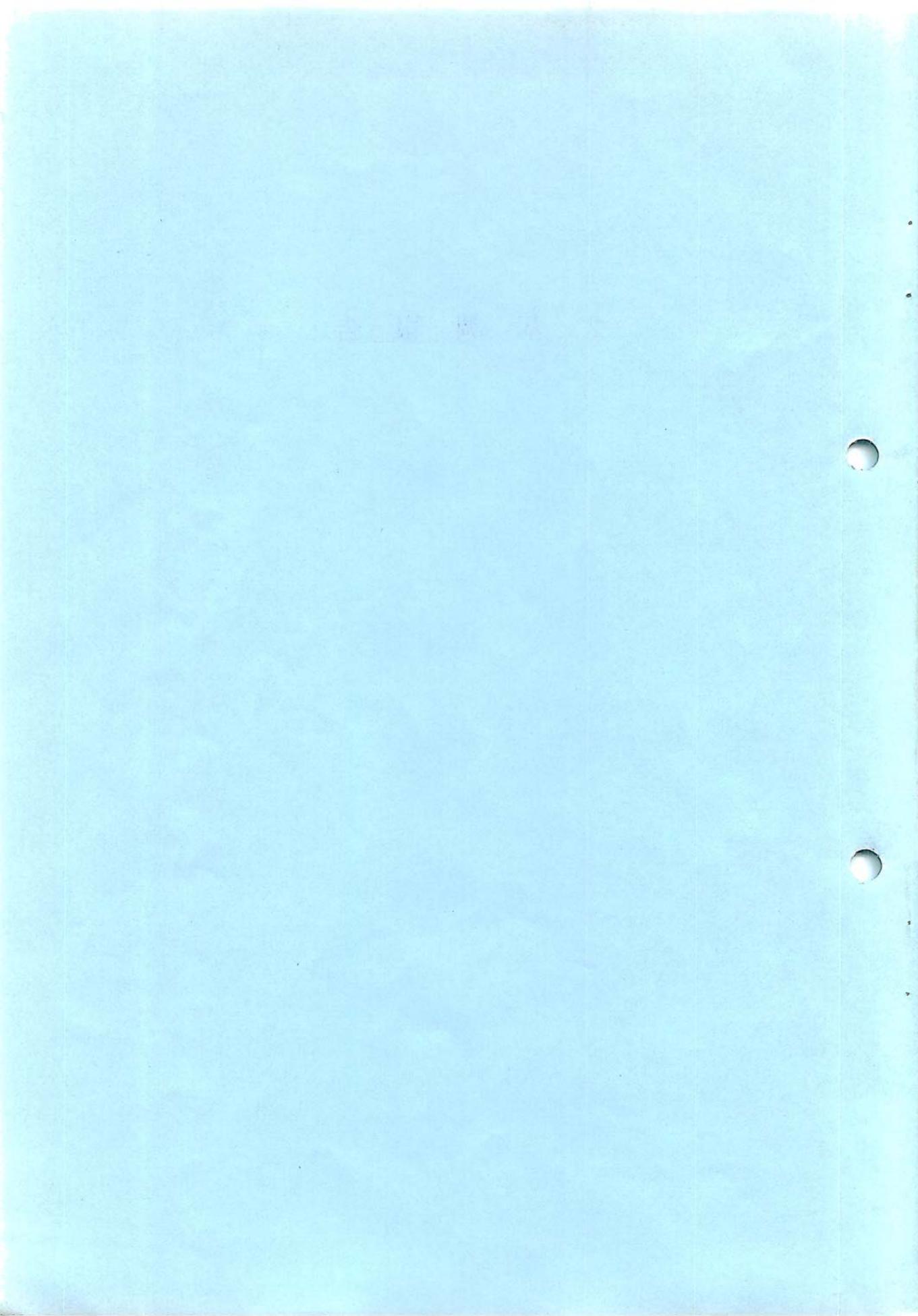


図2 大地震 ( $Ms > 7.0$ ) の震央分布 (●および○印, ▽1800年代, △1900年代) (Singh他, 1981に加筆) 文献<sup>2)</sup>

## 2. 基 調 報 告

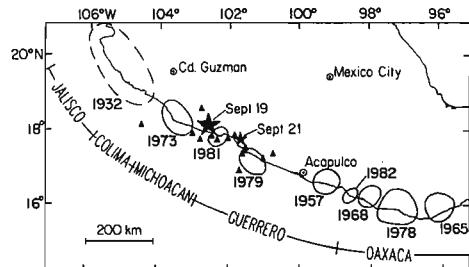


## 地震学的立場から —発生機構からみたメキシコ地震の特徴—

東京大学地震研究所 阿部勝征

1985年9月19日に太平洋岸を震源地とするメキシコ地震によって、メキシコ市は震央から390 kmも離れているにもかかわらず、もっとも甚しい被害を受けた。さうさきは要因が考へられているが、主な要因として少なくとも次の3つをあげることができる。(1) 地震の規模がもとより大きいこと、(2) 軟弱地盤の上に大都市があること、(3) 建築物の耐震性が不十分であること。メキシコ市の場合は、これらの要因が複合したことによつて、今回の大災害が生じたといえる。ここでは、基調報告として(1)の地震そのものについて基本的な性格を述べることにする。

メキシコ地震が起きた場所は、ミチョアカン州白城として以前からたびたび指摘されていたところである。図1は、メキシコの近年の大震災の余震域と今回の大地震の余震をプロットしたものである。今回の余震は1973年と1979年の大地震の余震域の間に発生したが、世界の大地震にくらべて、余震の数はさわめて少ない。メキシコの大地震の余震は一般に少しことに特徴がある。



M 5.1以上を示す

遠地での地震波観測から求められた本震全体のメカニズムは逆断層運動であり、今回の地震はココスプレートとアメリカプレートとの相対運動によって発生した島弧・陸弧に典型的な低角逆断層型の巨大地震である。断层面の走向は108°NEであり、震源付近の海溝の走向や海岸線にほぼ平行である。傾斜角は北東側へ12°ぐらいである。これらの数値には、用いたデータの質に応じて若干の不確かさがある。断層の動きは相対的な運動としてとらえられるので、海側のブロックが陸側のブロックの下へもぐりこむよりもいえろし、陸側のブロックが海側のブロックの上へ押し上げたともいえる(図2参照)。この断層運動には若干の左横ずれ成分がある。メキシコの太平洋岸に起きた大地震のほとんどは今回のものとほぼ似たメカニズムをもつ。

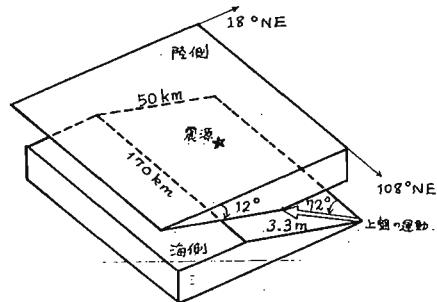


図2. メキシコ地震の断層運動。

地震の大きさを明確に表す量として、最近の地震学では  $M_0$  (地震モーメント) が使われる。 $M_0$  は断层面の面積と断層面上のずれとの積に剛性率を掛け合わせた量であり、断層運動全体の大きさを表すために巨大地震の記述に都合がよい。周期数百秒の長周期表面波の解析から本震の  $M_0$  は  $1.1 \sim 1.7 \times 10^{28} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$  と求められている。数値に悩むものは断层面の傾斜角の決まりに困るところ。平均値をここでは用いることにする。断层面

の面積は余震域の拡がりから  $170 \text{ km} \times 50 \text{ km}$  を推定される。断層付近の剛性率を  $5 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$  とすれば  $M_0$  の値から断層面上での平均のそれは  $3.3 \text{ m}$  とされる。地震の規模を表すスケールに表面波マグニチュードが広く使われているが、このスケールは巨大地震の規模を十分に表さないことが最近わかつてきた。近年では  $M_0$  やらされる  $M_W$  (モーメント・マグニチュード) が使われる。メキシコ地震の  $M_0$  は  $M_W = 8.0$  に相当する。 $M_W$  の大きさで見ても、メキシコ地震は 1964 年新潟地震 ( $M_W = 7.6$ ) より大きく、1968 年十勝沖地震 ( $M_W = 8.2$ ) よりは小さく、1983 年日本海中部地震 ( $M_W = 7.9$ ) にほぼ匹敵する。

本震の 36 時間後に起きた最大余震の  $M_0$  は  $2.9 \sim 4.7 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$  と求められている。平均の  $M_0$  から、 $M_W = 7.6$  が求まる。断層面の面積を  $70 \text{ km} \times 30 \text{ km}$  とすれば、平均のずれは  $3.6 \text{ m}$  となる。規模としては 1964 年新潟地震に相当し、余震としてはきわめて大きい。

地球内部の媒質の強度にはばらつきがあることから、地震の断層運動はしばしば複雑になる。今回の地震でも震源近傍の強震計記録は、本震が連発型のマルチプル・ショックであることを示唆する。図 3 は震源近傍の記録の南北成分を西から東へ順に並べたものである。西の方ではタテカンボスでは、第 1 主破壊を 50 秒ほど記録した後に計器が停止し、その後 6 秒ほど経て第 2 主破壊と思われる強震で角び計器が作動している。ラサカルデナスに近いザカツーラでは、記録の開始時刻から約 20 秒後と約 50 秒後で北に 2 サイクル振幅の大きなピークがみられる。ラ

ヴィエイタにも 2 つのピークが明瞭に認められる。東方のラウニオンヒシワタネホでは 2 つのピークといふことは、むしろ 2 つが一體になったような波形をしている。これらの記録から、第 1 主破壊が余震域北西部のカレタデカンボス付近に発生。拡大し、その後約 26 秒ほど経てから、第 1 主破壊の開始点から南東へ 80 ~ 90 km のところに第 2 主破壊が発生。拡大したと言えらる。破壊

の進行速度は  $3.2 \sim 3.8 \text{ km/s}$  と推定された。遠地での実体波記録も連発型であることを明確に示している。図 4 はアイスラントの AKU (震央距離  $71^\circ$ ) での P 波の観測波形と、破壊過程を考慮した計算波形である。最大余震の波形は比較的単純であるのに比べて、本震の波形は最大余震の波形をさらに重ね合わせたような波形にみえる。強震計記録や直地実体波の記録から、第 1 主破壊と第 2 主破壊の規模はほぼ同じであり、破壊と破壊との間に 10 秒以上の休止時間があると言えらる。また、第 2 主破壊の 21 秒後にも 40 km ほど離れたところに 3 番目の破壊があったという解説もある。マルチブル・ショックは強震動の継続時間も長くオーダーとなる。

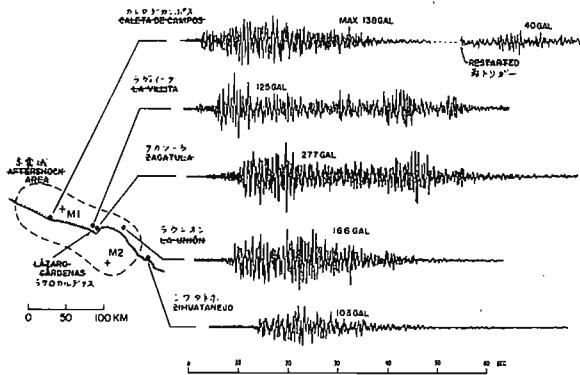


図 3. 震源近傍の強震計記録。Mena 他, Anderson 他による。

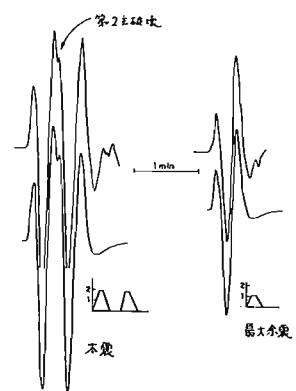


図 4. AKU での長周期 P 波記録と理論波形。Singh 1: 53.

通発型の破壊は1983年の日本海中部地震でみられた。秋田県沖で最初の破壊が発生し、小休止の後に、青森県西方沖で次の大破壊が再発したからである。その強震計記録は今回のものによく似ており、2つの地震はこれら破壊の類似性は巨大地震の特性を解明する上で興味深い。

デジタル記録方式の高感度地震計観測が世界で採用され始めた。新しい方式の特徴は、周波数帯域が広く、しかももダイナミック。レンジが大きいため、大地震であっても地震波を捉えやすくなることなく取り扱えることにある。最近では、長周期からやや長周期（地震学の分野では短周期といふことが多い）にわたって大地震のスペクトルが調べられるようになった。観測データから地震計や減衰などの伝播特性を取り除くことによって震源スペクトルが求められる。図5は震源スペクトルの例である。震源は有視界大きさをもつためにスペクトルは短周期ほど小さくなる。その減り方は周波数の2乗に反比例した式で近似される。メキシコ地震のスペクトル図に示されている太い破線は  $M_w = 8.0$  に相当した巨大地震の平均値である。これや1985年のチリ地震を参照してみると、メキシコ地震は30秒付近の周期でスペクトル成分に富むが、1秒から10秒の間のやや長周期成分は平均より小さいである。一方、チリ地震は周期1-5秒でスペクトルが大きく、1983年日本海中部地震はチリ地震に近いスペクトルをもつ。やや長周期成分での小さな震源スペクトルは、今回の地震に限らず、今回の最大余震や1981年フランクフルト地震、1979年ペタトラン地震などに共通してみる、メキシコの地震の特徴とみなす。震源域でとれた強震計記録のスペクトル解析も行なわれていて、そのスペクトルひじやや長周期成分が特に卓越していようとは見えない。

メキシコ地震の特徴の一つに、メキシコ市内の一部で周期2-4秒の波が異常に大きかった点が指摘されていく。図6は最大加速度の水平成分の距離による減衰を示す。震央から減衰してきた地震動がメキシコ市内で著しく増大したことがあがる。図7はメキシコ市内での加速度の応答スペクトルである。図中の点線は、地盤種別を含めた設計用スペクトルである。観測点は上から順に地盤

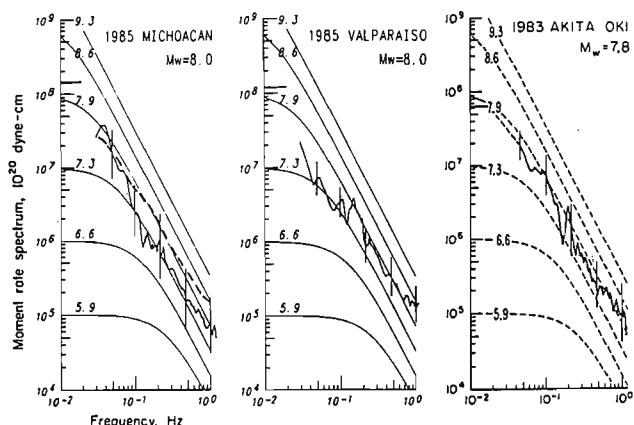


図5. 巨大地震の震源スペクトル. Houstonセイモア.

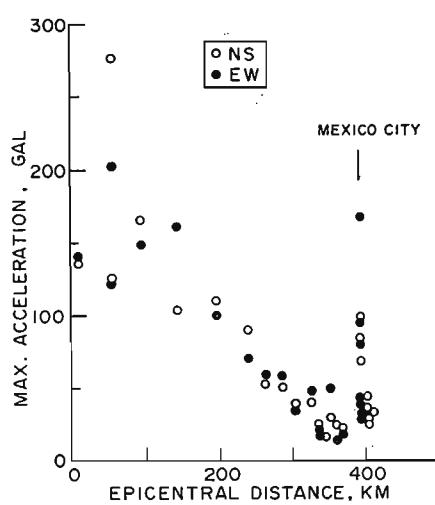
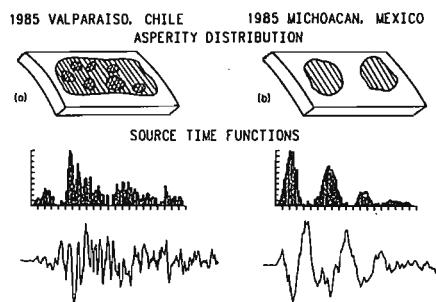


図6. 最大地震加速度の減衰とメキシコ市内での增幅。

が悪い。メキシコ自治大学のあるUNAM観測点は岩盤が硬く、VIVは昔の湖の湖岸にある。CDAとSCTは昔の湖のところにあり、軟弱層が厚い。メキシコ市内でのこのような波は震源から最初に放射されたというよりは、メキシコ市内での異常伝播効果によって生じたと思われる。

断層運動の破壊特性を表現するモデルに、アスペリティモデルとリラクゼーションモデルがある。アスペリティとは断層面の固く固着した部分をいう。短周期の波は比較的小さなアスペリティの破壊から生じる。震源スペクトルに短周期の成分を多く持つことは小さなアスペリティが少ないと示唆される。図8のように、チリ地震では断層面上にマヨエ等の大さな強度をもつアスペリティが分布するためには強度が複雑になって短周期の波が放射される。これに対して、メキシコの地震は均質で大きなアスペリティのために比較的にならかな破壊がおきたと解釈される。このモデルは、チリ地震などに比べてメキシコの地震では余震が少ないことを説明する上でも都合よい。



本稿は、現在準備中の「1985年メキシコ地震災害調査報告」の一部を抜粋・加筆したものである。詳しくは「報告」を参照して頂きたい。筆者が参加した文部省学術調査団からは本年3月に「1985年メキシコ地震に関する調査研究(文部省科学研究所自然災害特別研究実験災害研究成果, B-60-6, 研究代表者東北大和泉正樹)」が公表されている。

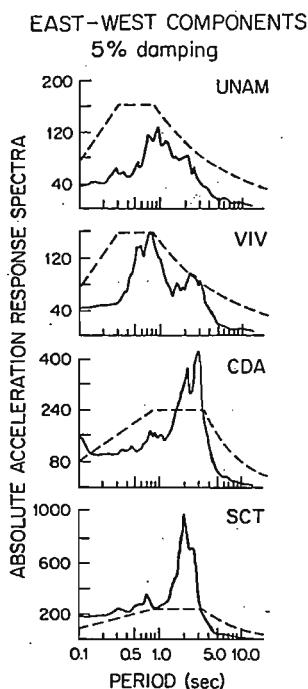


図7. メキシコ市内での加速度の応答スペクトル. Anderson他による.

図8. アスペリティ・モデル.

上段はチリ地震とメキシコ地震のアスペリティの分布、中段と下段はそれらの典型的な震源時間函数と実体波を示す. Houston他による.

## 工学的立場から

## —1985年メキシコ地震の被害と地盤振動—

鹿島建設技研 太田 外気晴

## § 1 まえがき

1985年9月19日のメキシコ地震はマグニチュード8級の地震で、震央から遠く400kmも離れたメキシコ市に甚大な被害をもたらしたことから、世界の耳目を集めた。

この地震に関する地盤震動の議論を地盤震動シンポジウムで行なうに際し、被害との関係を認識しておく必要がある。また、外國の地震であることから、理解のための情報も必要である。

このため、被害の全容にかかわる資料の一部と、地震工学的理解のための地質・地盤等の資料を示し、最後に工学的立場でこの地震をみる場合に考えられる各種の課題を整理して示す。

## § 2 地震動と被害の概要

## 2.1 地震動の概要

この地震は表面波マグニチュード  $M_s = 8.1$  で、内陸にも震源域が及ぶもので、しかも震源域内で強震記録が得られていることは地震工学的にも、地震学的にも極めて意義が大である。

強震観測点と本震の最大加速度  $A_{max}$  を図1に示す。図1には今回の地震の余震域や、過去の地震の余震域も併記してある。

加速度記録のうちメキシコ市の水平成分について、時刻を合せて図2に示し、図3には地盤地域区分図に  $A_{max}$  を記入した。

また、加速度応答スペクトル  $S_A(T)$  を図4に示す。この図には参考のため、他の地震の  $S_A(T)$  も併記する。

図4より、特徴的なメキシコ市の軟弱地盤における2~4秒にわたるやや長周期のピート状の加速度波形と、3分にも及ぶ長い継続時間が読みとれる。また、2秒または4秒のピークは他の地震に比して極めて鋭い立ち上がりであり、日本海中部地震の大潟村はメキシコ市と類似点があることがわかる。

本震における  $A_{max}$  の距離減衰を調べて特徴的な点として指摘できることは、震源域における  $A_{max} = 277\text{Gal}$  の小ささと、メキシコ市における  $A_{max}$  の大きさである。メキシコ市の軟弱地盤では周辺硬質地盤の  $A_{max} = 30 \sim 40\text{Gal}$  に対して通信運輸省(SCT)で  $A_{max} = 168\text{Gal}$  と、数倍にも及ぶ增幅倍率である。

メキシコ市中心部における加速度値の増大は地盤の性質によるところが大きく、地表数10m以浅の湖成粘土層が注目される。

## 2.2 震源域及びグスマンの被害

## 1) ラサロ カルデナス市の被害

ラサロ カルデナス市はバルサス河の河口西岸に発達した新興工業都市である(図5)。市街地は河の氾濫によって堆積した第四紀の地盤上にあり、その基底は古第三紀の砂岩または礫岩である。また、バルサス河の三角洲には工業団地がある。

地盤の液状化は図5の斜線部分で、かなり大規模に発生した。地層断面を図6に示す。G L - 10m以浅にあるN値の小さい地層が液状化を起こしたものと考えられる。

市街地のRC造の被害調査結果を図7に示す。RC造の中破以上の被害率は15% (24棟) で4階建以上の被害率が大である。

## 2) イスタバの被害

本震の余震域の東端近くに位置するイスタバは岩場の間に発達した砂浜にあり、観光地として開発中のホテル街である。

図8にシワタネホとイスタバの地図を示すが、ホテル街はイスタバの海岸の東側に10棟ある。図8のNo.7はN値20前後の砂層が17mあり、その他殆どどの建物は杭支持の様である。被害は中破が1棟(図8のNo.3)で、その他は小破以下であった。

## 3) グスマン市の被害

グスマン市はラサロ カルデナス市の北西約200kmに位置し、標高約1500mで、周辺にいくつかの火山があるカルデラ状地形の盆地東縁に発達した街である(図9)。

市当局の発表した被害の概要は表1の通りで、図10に建物の被害調査箇所を示す。同図には水道の被害箇所等も併記した。

今回の地震の数ヶ月前から地変(市当局は断層と称していること)が確認されており、地震後には更に地割れの長さ、幅、ずれ量等が増加した。図10にその位置を示すが、この断層にそって多数のアドベ住宅や上、下水道の被害が集中的に発生し、その東側の市の中心部では教会が1棟崩壊した他、中層ビルが被害を受けた。図11は地形図、地質図及び井戸掘削時の情報から推定されたグスマン市付近の地質断面図である。

## 2.3 メキシコ市の被害

震央距離約400kmのメキシコ市は、震央の北東方向の高原上にあり、標高2240mのメキシコ谷の西縁に発達してきた。メキシコ市の被害の概要を表2に示す。

## 1) 建物の被害

市内における建物の被害分布を図12に示す。また、日本によるRC造の調査区域を図12と図13に、全数調査の区域を図13に、

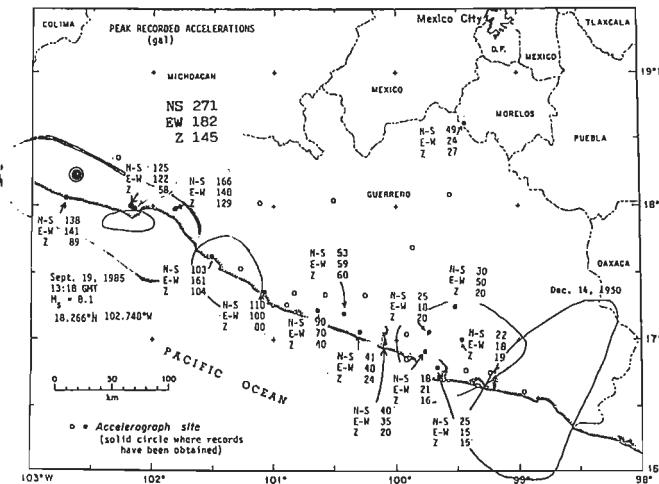


図1 本震とその余震域及び最大加速度値(!)に加筆

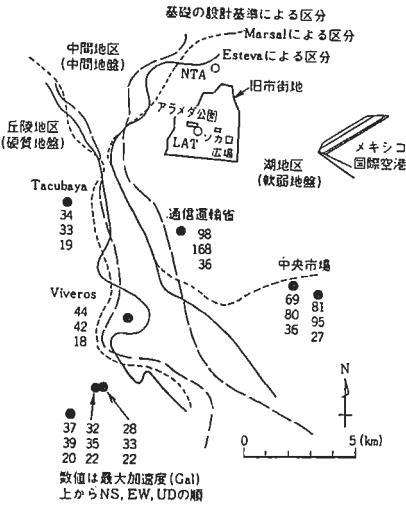
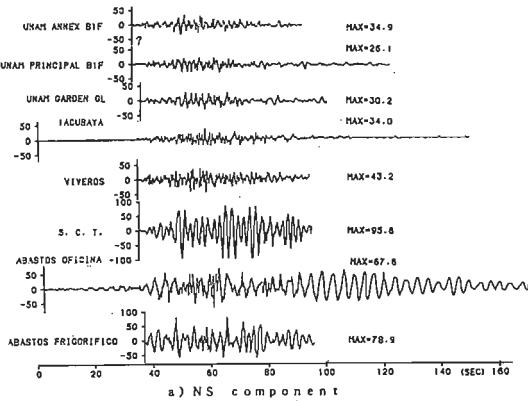
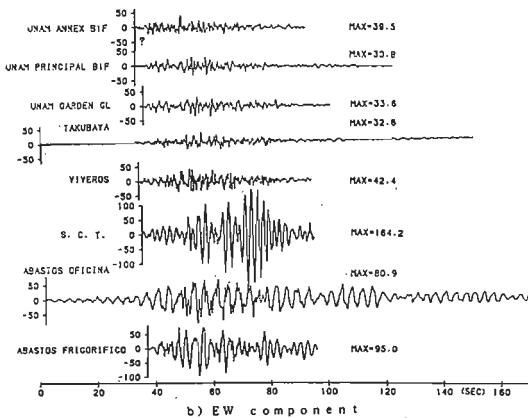


図3 地域区分と各観測点の最大加速度  $A_{\max}$



a) NS component



b) EW component

図2 メキシコ市内の加速度記録(水平方向)<sup>2)</sup>

調査結果をまとめて図14に示す。

図14によれば、大破以上のR.C.造の被害率は5階建以下が5%以下、6~8階建が6~18%、11階建を除く9~15階建が10~100%、16階建が0、17階建が50%である。

上記の結果には18階建以上がないが、高層ビルの大破以上の

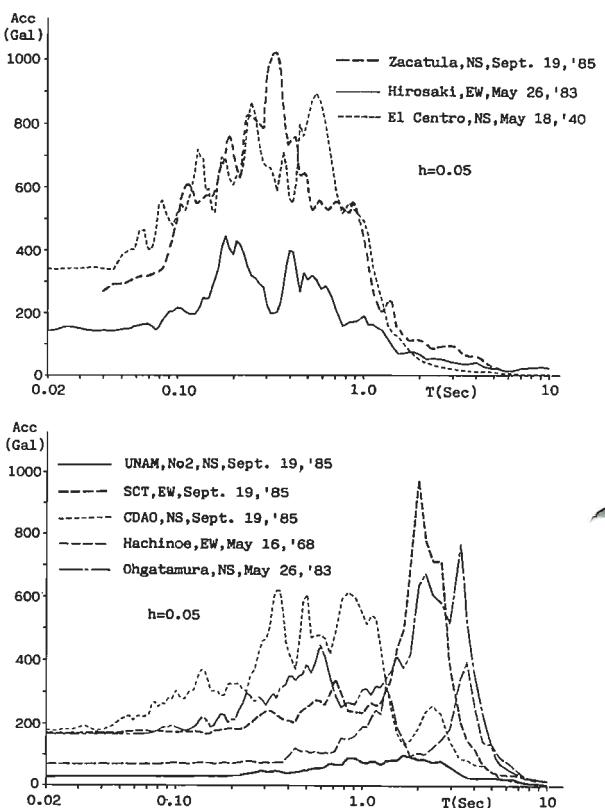


図4 加速度応答スペクトルの比較

被害はビノスワレスの21階建鉄骨造(1棟が倒壊し隣の14階建(昔の写真で確認)を圧壊、1棟が傾斜)で、20~30階以上の建物は無被害または被害軽微であった。12~17階の被害率が特に大きかったことは、2秒余りの地震によると考えられる。

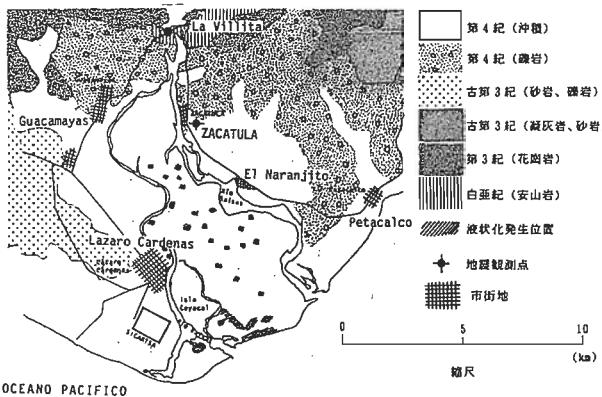


図5 バルサス河の河口周辺の地質図と液状化発生位置

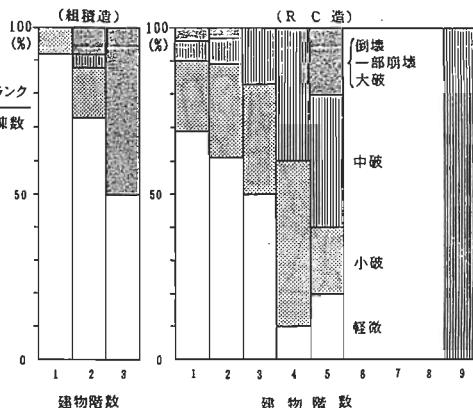


図7 ラサロ カルデナスの建物被害<sup>4)</sup>

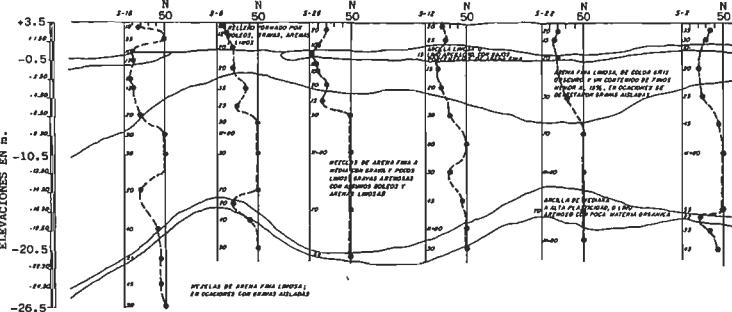


図6 ラサロ カルデナス工業団地の地層断面図<sup>3)</sup>

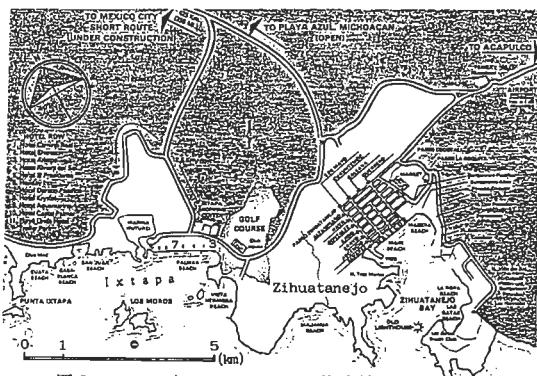
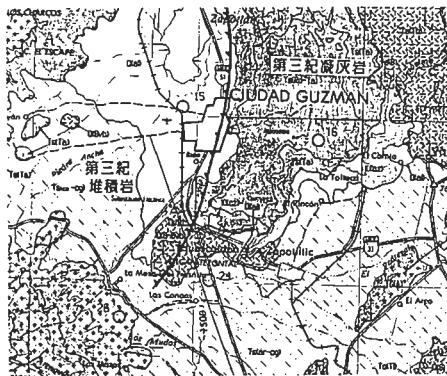


図8 シワタネホ、イスタバの海岸線

断層 (Fault) 鉄道 (Railroad)

図9 グスマント市地質図

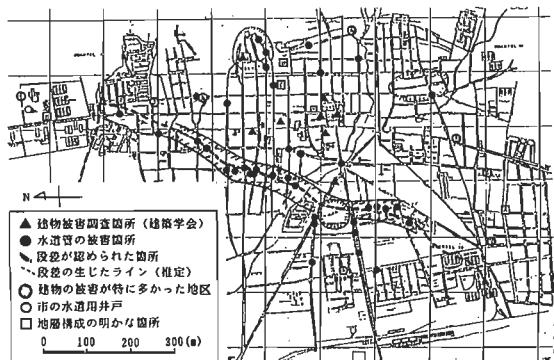
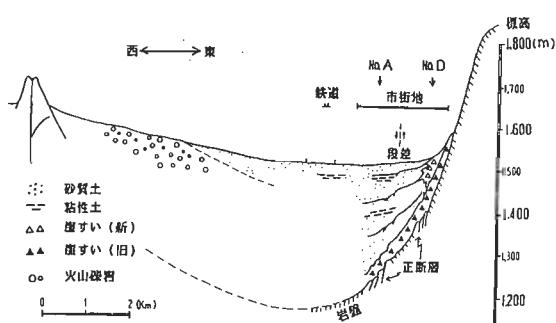


図10 グスマント市地盤構成の明かな箇所



(注1.) 地表面は地形図より描いた。

(注2.) Ha A, Ha D の岩盤深さは、Nishino 氏からの情報による。

図11 グスマント市地盤構成の明かな箇所<sup>6)</sup>

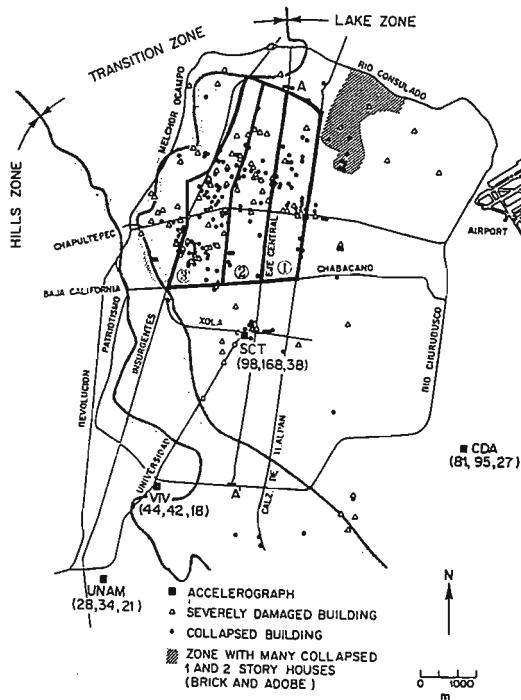


図12 メキシコ市の建物被害分布<sup>7)</sup>

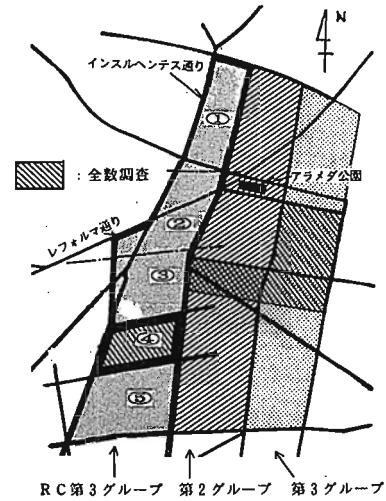


図13 建物被害調査位置(建築学会)

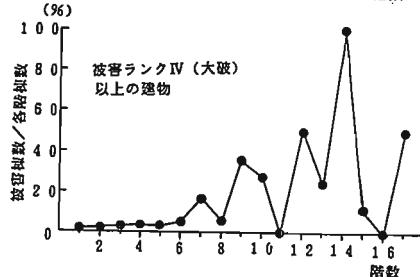
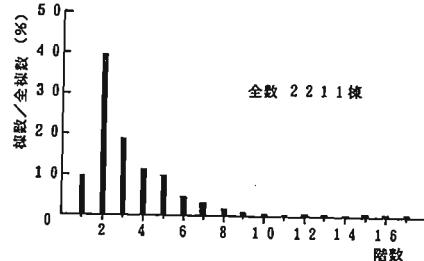


図14 メキシコ市の建物被害<sup>8)</sup>

表1 グスマニ市 の被 害

I) 人的被 害	学校の被 害率	4割
	死者	88人
II) 物的被 害	重傷者	25人
	被 害家屋総数	約3500棟
III) 物的被 害	全壊・修復不能	約 900棟
	一部崩壊	約 763棟
IV) 修復可能	修復可能	約1500棟
	解体	1棟

表2 メキシコ市の被 害概要

推定死 者	8,000~10,000人																						
負 傷 者	10,000~30,000人																						
家を失った人	100,000人、うち35,000人は地震1カ月後もキャンプや避難所で生活している。																						
被 害 総 額	8,000億円~2兆円																						
建 物 被 害	被 害建物の総数 : 1132 連邦区建物数に対する割合: 0.075%																						
内訳	<table border="1"> <tbody> <tr><td>学校</td><td>448</td></tr> <tr><td>公共建物</td><td>57</td></tr> <tr><td>個人住宅(含ビル)等</td><td>421</td></tr> <tr><td>医療センター、病院等</td><td>39</td></tr> <tr><td>ホテル、映画館、劇場</td><td>97</td></tr> <tr><td>スポーツ施設</td><td>9</td></tr> <tr><td>市場</td><td>60</td></tr> <tr><td>団地</td><td>1</td></tr> <tr><td>全壊及び取り壇しを要する建物数</td><td>566</td></tr> <tr><td>うち、全壊</td><td>417</td></tr> <tr><td>修復不能</td><td>149</td></tr> </tbody> </table>	学校	448	公共建物	57	個人住宅(含ビル)等	421	医療センター、病院等	39	ホテル、映画館、劇場	97	スポーツ施設	9	市場	60	団地	1	全壊及び取り壇しを要する建物数	566	うち、全壊	417	修復不能	149
学校	448																						
公共建物	57																						
個人住宅(含ビル)等	421																						
医療センター、病院等	39																						
ホテル、映画館、劇場	97																						
スポーツ施設	9																						
市場	60																						
団地	1																						
全壊及び取り壇しを要する建物数	566																						
うち、全壊	417																						
修復不能	149																						

## 2) 都市施設の被 害

都市施設の被 害のうち主たるものは水道、電話が挙げられよう。上水道の被 害は、大口径の1次配水管が130か所、小さな2次配水管が約3300か所の被 害を受けた。これ程の多數にのぼる原因は水管が材料・構造的に破損しやすいものであったことと、旧テスコ湖跡の軟弱地盤の変形によると考えられる。

電話の不通は、国際回線を含む長距離電話局の建物被 害が原因で、機能の回復は1ヶ月以上にわたるものであった。

なお、電力施設の軽微な被 害もあったが、主要電施設の被 害は約1時間で応急措置により回復し、その他も3日で殆どの機能を回復した。またプロパンガスによる火災として目立つものは1、2件あった程度である。

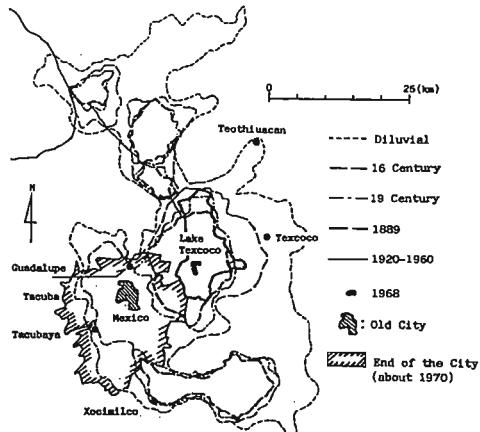


図15 メキシコ谷の湖の変遷とメキシコ市の拡大

### § 3 メキシコの地震工学的背景

#### 3.1 メキシコ市の地質・地盤

メキシコ市の東西には、第三紀に噴出した火山脈がほぼ南北に走っており、第四紀に小火山が多数噴火して谷がせき止められ、盆地が形成された。この盆地はメキシコ谷と呼ばれている。

メキシコ谷の水系は全て盆地の内側に向うもので、このためテスココ湖その他の大きな湖ができた。16世紀の初めまでのアステカ帝国の首都Tlnochitlanはテスココ湖の中に作られた人工島であったが、スペイン統治時代に水路が北の川に向けて掘削され、テスココ湖その他の水が排出される様になった。干上がった所が埋立てられ、メキシコ市は発展してきた。図15には湖の変化の様子が示されている。

メキシコ谷の地形・地質区分図と地質断面を図16に示す。メキシコ市周辺の地盤は i) 火山岩またはその風化・堆積層からなる硬質地盤の西側丘陵地区、 ii) 火山灰や風化物質からなるゆるい沖積層の湖地区、 iii) 中間地区に区分されている。その区分は図3に示した如く、3種類の線が資料に示されている。

深い地盤の速度構造は  $V_p$  について、  $V_S$  は数10mの浅い構造について1, 2例得られており、これらを図17に示す。

地下数10mまでの地盤断面を図18に示す。最表層の埋土の下にはTacubaya粘土層があり、その下位に洪積世から鮮新世に堆積したTarango 砂層の第一層と第二層があり、N値は50以上で堅固であることから、上位の第一砂層が基礎杭の支持地盤に用いられている。Tarango 砂層の等深度曲線を図19に示す。

この様な軟弱地盤であることから、メキシコ市では摩擦杭が多く用いられており、不同沈下が進むとコントロール杭と呼ばれる杭の追加工事を行なうことがある。

#### 3.2 メキシコ市の地震動と耐震設計基準

今回の地震による主たる被害区域と過去の地震における被害

区域を重ねて図20に示す。今回の被害区域は旧湖地区にあり、過去の被害区域と極めて類似していることがわかる。

メキシコ市では過去にも強震観測が行なわれてきた。アラメダ公園の地表における1962年の地震の加速度記録による速度応答スペクトル  $S_v(T)$  を図21に示す。<sup>12)</sup> この図によれば、約2.5秒に鋭いピークが認められる。この図には資料から推定した地盤モデルの伝達関数も示す。表層数10mの地盤の性質によって2次周期の約2.5が顕著に現われ、深さ1000mの構造から決まる1次周期の約4秒はあまり刺激されない。

これらの周期が考慮され、建物の耐震設計基準にも取り入れられている。即ち日本の設計用せん断力係数に比してかなり長周期の3.3秒まで一定値がとられている。然し、地震力のレベルはアメリカに近く、低層建物は日本よりかなり小さい。

### § 4 地震と地盤震動の課題

#### 4.1 地震動強さ

今回の地震における地震動の特徴は、震源域における加速度値の低さと、メキシコ市における軟弱地盤の極端な増幅である。

震源域における加速度値の低さはメキシコ南西部の地震にある程度共通した性質の様である。 この様な性質は日本の地震はどうかということが関心事となる。

また、今後震源域における加速度記録の評価が詳細に進められる場合、最大加速度の起生に関与するせん断波の発生域と、アスペリティまたはバリヤーとの関係が課題となろう。

軟弱地盤において地震動が増幅されることは一般に知られた事実であった。然し、今回の地震におけるメキシコ市の増幅の程度は大であることが注目された。その理由は、軟弱地盤の動的性質が歪依存性をもち、歪の進行によって見かけの減衰性は大幅に増え、増幅の程度はそれ程大とはならない可能性が一般に考えられていたからである。今回の地震はその可能性をある程度否定するものであるが、この原因については後述する。

#### 4.2 地質・地盤

メキシコの地質・地盤に関する資料はそれなりに多数ある。然し、加速度地震動の議論をするには表層地盤の詳細な資料を必要とするが、メキシコの場合それほど充分な資料があるわけではない。そこで、基本となる情報の不足が研究成果に大きく影響する点として、地盤構造の深さ方向の情報と、上の動歪依存性を掲げたい。そのうち、後者について以下に述べる。

テスココ湖の湖成粘土の動的性質に関する室内試験の結果はLeon et alと、Arechigaによって得られている。これらのうちの一部を図22に示す。これらはTacubaya粘土層であり、歪 $\gamma$ の增加に対する剛性  $G/G_0$  の低下と減衰性の増加は日本の粘性

土ほど頭しくない。剛性低下が頭しい例もあるが、これは顕著すぎて試験条件に疑念が持たれる面があるので省いた。

メキシコ国立自治大学（U N A M）により、加速度記録の積分による速度値  $V$  が求められている。また、旧湖地区の Tarang o 第一砂層以浅の  $V_s$  の平均値も推定されている。これらにより、強震観測点の最大平均歪を  $\gamma = V_{max} / V_s$  より求め、図 22 に示した。それらはメキシコ市粘土の  $G / G_0 \sim \gamma$  特性と調和的であり、日本の実験結果より剛性低下は少ない。また、原昭夫による評価式<sup>15)</sup> を用いて減衰定数  $h$  を求めた結果を図 22 b) に示すが、この値も日本の実験結果より小さい。

メキシコ市粘土の歪依存性が顕著ではない理由は、平均含水比 300% (日本の沖積粘土は 40~110)、間隙率 90% (体積の 90% が水) といった性質が影響しているであろう。この傾向は湖成層地盤の大幅な加速度増幅や長い後続波の発生と調和的であるが、土の動的物性についてはより一そうの明確化が必要と考えられる。また、水の影響を大きく受ける土の粘弾性的取り扱いの解析方法も検討する必要がある。

#### 4.3 盆地平野の振動

メキシコ市の旧湖成層地盤 (SCT、CDAO、CDAF)<sup>16)</sup> における強震記録は i) 盆地周辺の溶岩より大きく增幅されること、ii) 後半にピート状の振動が顕著に現われていること、iii) 繼続時間が 3 分前後の長いものであったこと等が関心をひいた。

i) については、4.2 項で述べた如く顕著な非線形性を示さないならば理解できる。ii) と iii) は後続の表面波によると考えられるが、極端な現象であることと、被害との相関性が強いことから各種の検討がなされてきた。それらの解釈、評価法には一長一短あるが、詳細についてはそれぞれの議論にゆずり、ここでは基本事項と考えられる諸点を挙げる。

a) 湖成層の剛性、減衰性はある程度非線形性を示す領域にあるが、その程度は大ではなく、当面、線形計算を行うとしても誤差はそれ程大ではないであろう。

b) 旧湖地区の軟弱地盤におけるやや長周期の特徴的な振動を、盆地平野全体の振動ととらえるか、表層の局部的な振動ととらえるかで大きく異なるので注意を要する。

c) 西に近い震央からの伝播波が盆地平野の東側に到達したものの反射波を調べる必要はあるが、2~4秒の成分が如何なる深さの地層構造まで含むかで、反射波が観測記録に現われる時刻は大幅に異なる。このことは、地層構造の正確な把握とモデル化が重要なことを意味する。

なお筆者は b) について局部的な振動と理解する立場をとる。特に、CDAO は南の小火山からの地震波の回り込みにより、波が複雑に伝播しているものと考える (図 23)。<sup>21)</sup>

#### 4.4 海外の地震調査

##### 1) 國際協力

メキシコ地震では過去に例を見ない派遣調査団の数となり、調査員は総計 100 人を越えるものとなった。このため、日本の調査団と受け入れ側との円滑な運営と、「協力」できる調査・研究項目が多くなる様な努力がなされた。

その例として、地盤と建物の常時微動測定の結果が掲げられる。東京工大調査団と建築学会調査団によるメキシコ市における常時微動の測定記録の磁気テープは U N A M で活用して頂ける様に手渡された。また、メキシコでは用いられてない変位振動計が J I C A より U N A M へ寄贈された。今後の研究成果の還元も広義の研究協力になると考えられる。

##### 2) 強震記録

メキシコ地震における強震記録は多数の調査団から入手希望が出されたので、国際地震工学協会 (I A E E) より依頼して日本用に入手され、震災予防協会より頒布されている。今後、この方式の定着と、記録の交換を含む国際交流が望まれよう。

メキシコの強震観測は 10 年程前から本格化したため、新しい強震計が用いられており、アメリカの人工衛星からの電波を受信して絶対時刻が記録されている (詳細は別稿参照)。

日本の強震観測の歴史はより古いことから、絶対時刻の刻時装置をもった強震計はごく少数であり、また、電波そのものが発信されてない。国と関係学協会の協力による電波の発信を実現することと、既に設置済みの強震計に絶対時刻の受信装置を取り付けることが望まれる。これによる地震工学と地震学の両分野に貢献するものは大であると考えられる。

##### 3) 情報不足と研究の推進

海外における地震調査には情報不足が止むを得ぬ制約条件としてある。然しそれ研究が必要な場合には、入手可能な資料に基づく定性的な検討を行わざるを得ない。本シンポジウムではこの方法をとったが、国際化が進むにつれてこの種の機会は増えると考えられ、今後のための試みともなる。

#### 5 日本におけるやや長周期の地震動

##### 5.1 メキシコと日本のやや長周期地震動

メキシコ地震ではメキシコ市において 2~4 秒のやや長周期地震動が注目され、日本で類似の現象が発生するか否かの疑問が持たれた。

日本における、いわゆる「やや長周期地震動」は 10 年前から活発化した。その議論は他でもない本シンポジウムの場で多くなってきた。ここでその一部について簡単にふれる。

やや長周期地震動 (周期 1~2 秒程度から 10 数秒) の研究の

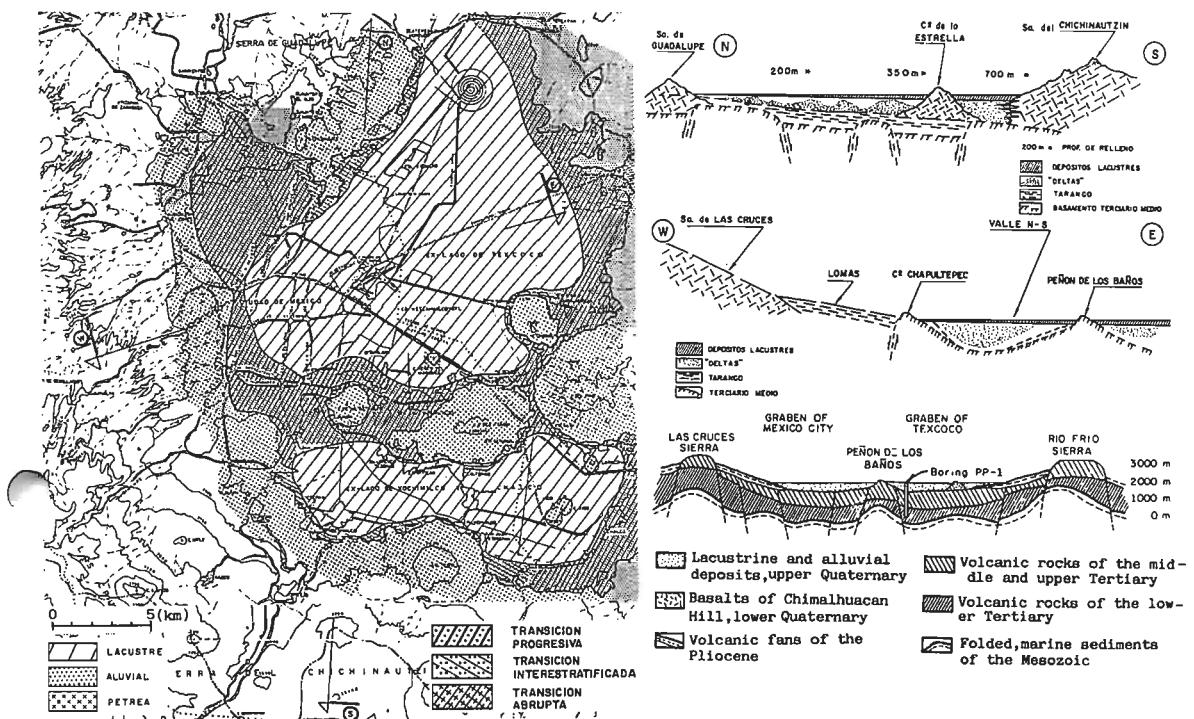
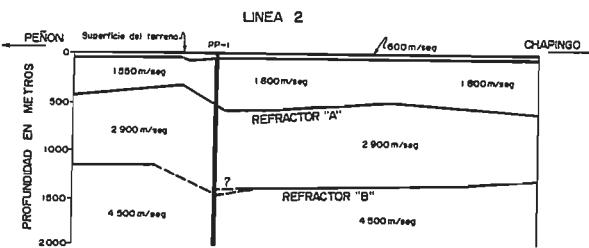
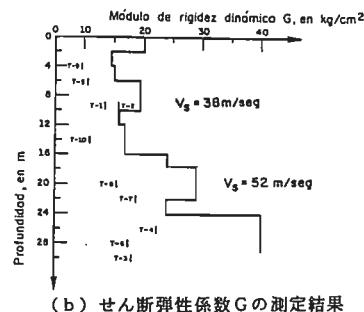


図 16 メキシコ谷の地形、地盤区分図と地層断面図(22)

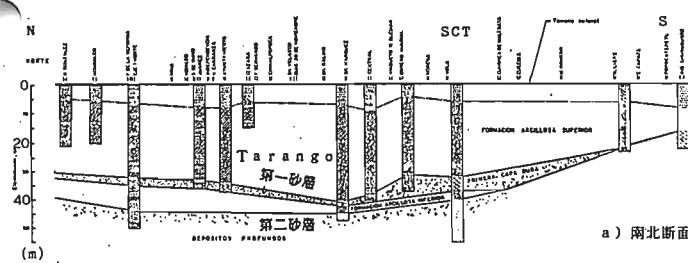


(a)  $V_p$  の測定結果

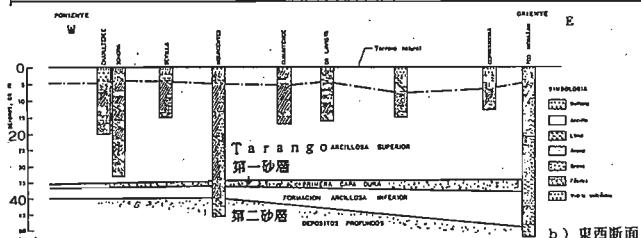


(b) せん断弾性係数 G の測定結果

図 17 メキシコ市地盤の速度構造調査(9)(10)



a) 南北断面



b) 東西断面

図 18 メキシコ市の地層断面図(11)

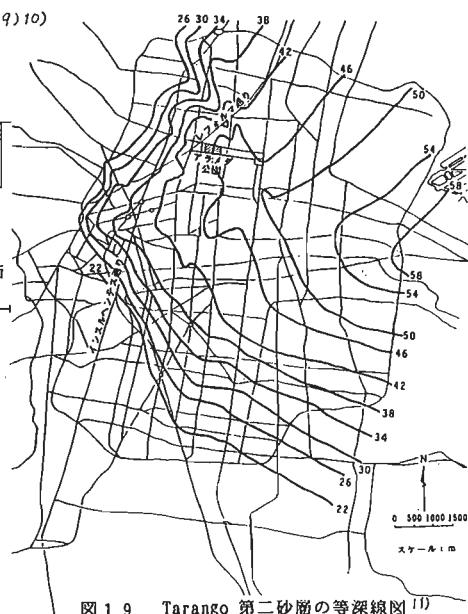


図 19 Tarango 第二砂層の等深線図(11)

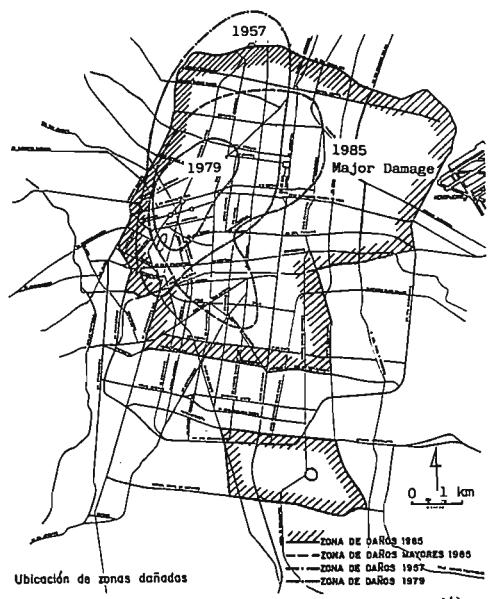


図 2 0 今回と過去の地震の主要被害区域<sup>11)</sup>

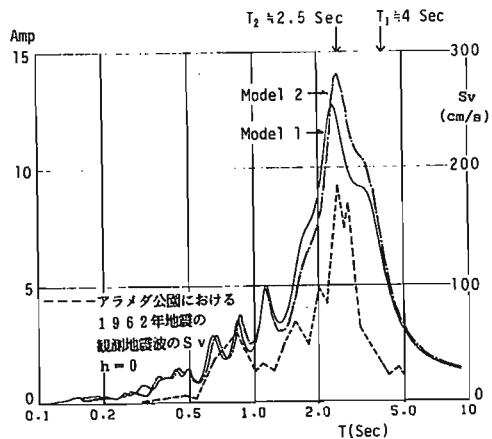
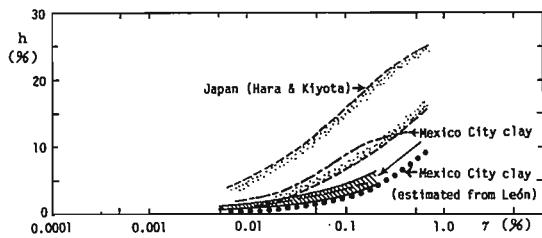
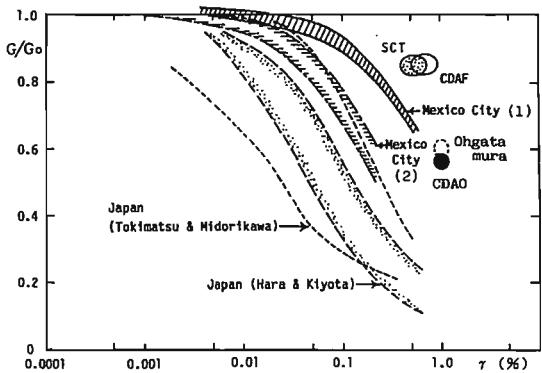


図 2 1 1962年地震の  $S_v$  と LAT の伝達関数



b) 減衰定数の歪依存性

図 2 2 メキシコ市と日本の粘性土の動歪特性<sup>13)(14)</sup>



a) せん断弾性定数の歪依存性,(1) Leon (2) Arechiga

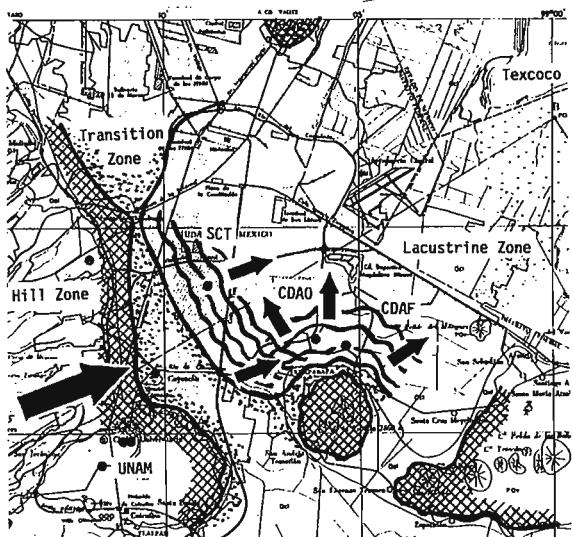
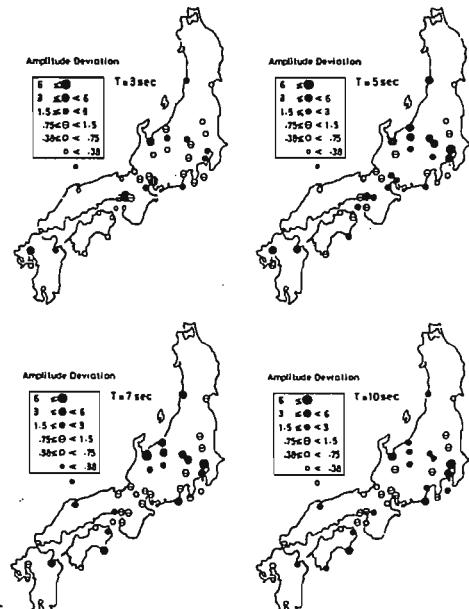


図 2 3 メキシコ市の軟弱地盤における地震波伝播の模式図

図 2 4 やや長周期地盤動のゆれ易さとゆれ難さ<sup>18)</sup> —



必要性が高い地域は厚い堆積層のある所であり、それらの多くは軟弱地盤地域を含み、都市が発達した所である。

岡田・鏡味は全国的にやや長周期のゆれ易さとゆれ難さを求めた。<sup>17)</sup> また、工藤はこれを発展させて周期領域の性質を示した（図24）。各種の地盤資料や、基盤以浅を成層地盤と見なした卓越周期や基盤までの深さが得られている地域について、岡田・鏡味の結果その他と図24を併記し、表3に示す。

表3に示されたゆれ易さは数百米からkm単位の深い基盤からの1次モードまたはそれに近い低次のモードが刺激された結果と考えられる。例えば、日本海中部地震の新潟は深さ3.5～5kmの地層が11秒でゆれた。これに対し、メキシコ市の軟弱地盤における2～4秒のゆれは図21にも示した様に、地表数十米の深さの地層の特性によるものである。

### 5.2 やや長周期地盤震動の例

やや長周期地盤震動が顕著に現われた日本の地震とメキシコ地震における速度応答スペクトル  $S_v(T)$  を図25に示す。

日本海中部地震における大潟村の3秒強と、新潟における約11秒のパワーは大である。<sup>18)</sup> 大潟村はメキシコ市とかなり類似の条件下にある。NS方向の加速度波形によれば（図26）、本震第一破壊では周期約2.3秒を主として短周期を含み、第二破壊が始まつて間もなく短周期成分は消えて約3.2秒のゆるいピート状の震動となっている。<sup>19)</sup>

大潟村のNS成分を積分して  $V_{max}$  を求め、4.3項と同様にして  $\alpha$  と  $G/G_0$  の関係を求めた結果を図22に示した。日本海中部地震では CDAO と同程度の剛性低下であった様である。

大潟村及びその周辺では埋立地や盛土の地変と砂の液状化が発生したが、この強震観測点でもかなり非線形の振動であったことが検討されている。

伊豆半島沖地震では東京において顕著なラブ波が観測され、その周期は7～10秒であった。北伊豆地震や新潟地震における東京のピーク周期は3.5秒、4.5秒、6秒等が刺激されている。

### 5.3 やや長周期地盤震動と高層建築技術指針

以上の如き研究に関連して、やや長周期地盤震動による構造物の耐震安全性の議論もなされてきた。ここで高層建築技術指針とやや長周期地盤震動の関係について、見直しを試みる。

太田（裕）は震源スペクトルの性質を考慮した実体波に関するやや長周期地盤震動の平均像を求め、日本建築学会の高層建築技術指針（以下、指針）のベースシアー係数  $C_B$  と比較して耐震安全性の検討を行った。<sup>20)</sup> その後、工藤は表面波について同様の検討を行った。<sup>18)</sup>

ここでは図25を参考に  $S_v(T)$  を仮りに設定し、上記の2つの検討に際してふれられてなかった指針の下限値、及び設計の

際に考慮されている点を明らかにして述べる。即ち

- i) 設計的な立場で考慮する  $S_v(T)$  は建物の減衰定数として例えば  $h = 0.03$  を考え、75cm/sを仮定する。この75cm/sは現在の弾性計算用の25cm/s、最大耐力検討用の50cm/sも考慮した仮定値である。
- ii) 超高層ビルの設計では指針の  $C_B$  に近い値で弾性設計を行ない、その2倍程度の入力でも柱が降伏しない（崩壊防止）ように設計されている。これを  $2C_B$  として示す。
- iii) 指針では  $C_B \geq 0.05$  が設定され、耐震安全性の確保に努めているので、その関係も明らかにする。

以上によって得られる  $C_B(T)$  を上記の2種類の検討に従って図27に示す。図中には篠が関ビルの設計で用いられたEI Centroのスペクトルのレベルを参考までに併記する ( $A_{max} = 300$  と  $500$  Gal)。黒丸印の線で示した  $S_v(T) = 75$  cm/sの線は保有耐力  $= 2C_B$  以下であり、安心感が持てる。但し、ここでの議論は多くの単純化が行われ、誤差を含んだ諸量の取り扱いによることと、平均的な値であることから、ある幅をもって判断すべきであることは上記2種類の検討と同様である。

次に、地震のマグニチュード  $M$  と震央距離  $\Delta$  との関係で安全な範囲を調べた結果を図28に示す。この図によれば、 $\Delta = 50$  kmのところに M 8 級の地震が発生した場合の実体波、表面波に対して、保有耐力設計は安全側にあることになる。  $C_B$  の下限値によって、 $C_B = 0.05 \geq 0.3/T$  の場合の長周期側は影の部分に広がり、この部分は表面波に対する余裕度といえる。以上の如く安全とはいえ、数秒以上の表面波に対しては、より余裕度のある設計がなされるべきであることは論を待たない。

## § 6 結び

1985年のメキシコ地震について、工学的立場から被害と地震動の問題をまとめた。内容は、i)シンポジウムにおける議論の参考となる様多数の資料を示し、ii)メキシコ地震の地震動研究に関する課題をまとめ、iii)日本における高層建築の耐震設計と安全性について述べたものである。

iii)の安全性に関する検討は数年来なされてきたが、当時十分に議論がつくられない面もあったので、改めて取り上げた。ここでは平均像を把握するための簡単な検討であり、幅をもって評価しなければならないことを再度強調したい。特に表面波の研究に関する最近の進歩を考えれば、今後改めて詳細な検討がなされる必要がある。

本資料の作成にあたって、一部の計算に協力頂いた鹿島建設技研の仲圓成人氏に感謝の意を表する。

表2 各地のゆれ易さと想測又は計算のT及び基礎深さ

	青森	八戸	仙台	新潟	小名浜	東京	御嶽峰	名古屋	大阪
固定期(秒)			3.5~7.0			3.5~7.0	3.5~7.0	3.5~7.0	3.5~7.0
ゆれ易さ	大	-○-	-○-	-○-	-○-	○	●	●	○
中	○	-○-	-○-	-○-	-○-	●	●	●	○
小	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	●	●	●	○
ゆれ難さ	小	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-
中	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-
大	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-	-○-
観測(計測) 周期T(秒)	3	*2	1 (3.2)	(12)		8~10 (*10)	4	4~5 (7~8)	2~4
基盤深さH(km)	0.66	0*	1.0	3.5~5	15~27	2~3~3	约4	1.9	1.5

\*1: 気象庁の測候所は岩盤とも、北に位置する、最深部で約1.1km、浅瀬で0.7km、2.4km

\*2: トリ短周期を多く観測されるが、省略。 \*3: 浅瀬の震源距離より長周期。

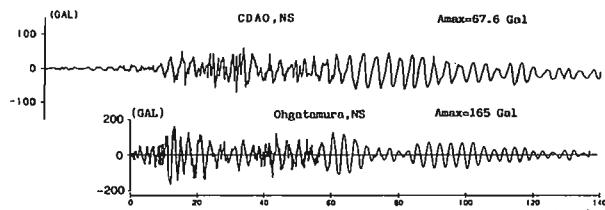


図2-6 メキシコ地震のCDAOと日本海中部地震の大潟村の加速度波形

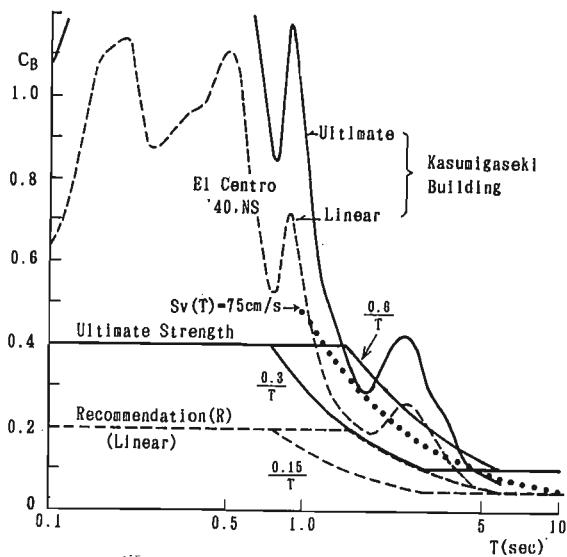


図2-7 高層建築の各種耐震設計用  $C_B$

## 参考文献

- Anderson, J. G., et al: U.C, San Diego, 1985
- Prince, J., et al: UNAM, IPS-10A-0, 1985
- Alechiga, J.I.L.: Estratigrafica y Propiedades, 1982
- 小谷俊介: 地震付近の鉄筋コンクリート造の被害、日本建築学会速報、1986年 1月
- 鹿島建設㈱: 1985年メキシコ地震の調査報告書、1986年 6月を基に、遠藤他: グスマントン市における被害、日本建築学会速報、1986年 1月を加筆
- 三村長二郎他: 1985年メキシコ地震による被害と地盤の関係(その2)、土木学会第41回年次学術講演会(投稿中)、昭和61年11月
- Anderson, J.G., J. Prince et al: Science, Dec., 1985に加筆
- 日本建築学会: 1985年メキシコ地震災害調査速報(1986年 1月)を整理
- Marsal, R.J.(1969): The Subsoil of Lake Texcoco, Mabor Carrillo,
- Hartinez, B. et al : UNAH, 1974.4
- Instituto de Ingenieria , UNAH, 1985.9
- Zeevaert, L. : B.S.S.A. Vol.54 , No1 , Oct. , 1964
- Leon et al: Seismic Risk and Engineering Decision(by Lomnitz, C. et al), E.S.P. Company , 1976
- Arechiga, J.L.L. : X reunion national de mecanica de Suelos.
- 原昭夫: 上の動的変形特性と地盤の応答解析に関する研究昭和55年 2月
- CDAO: Central de Abastos, Oficina , CDCAF: 周、Frigerio
- 岡田成幸、鏡味洋史: やや長周期の地盤特性とその全国分布、第5回地盤震動シンポ、1977年 2月
- 工藤一郎: 長周期地動、第6回地盤震動シンポ、1984年 6月
- 東北工大、浅田研究室: 日本海中部地震速報、昭和58年 8月
- 太田裕: 耐震工学上考慮すべき地盤波の周期の上限と振幅下限、第4回地盤震動シンポ、1976年 1月
- 太田外気晴、源米正人、他: 1985年メキシコ地震における地盤動の特性、その2、日本建築学会大会、昭和61年 8月
- Marsal, R.J. : The Lacustrine Clays of the Valley of Mexico, 1975

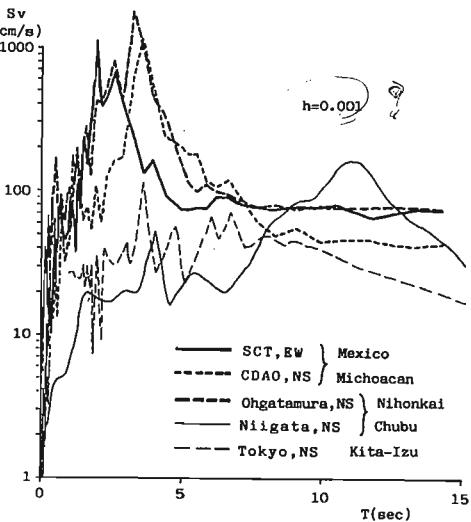


図2-5 やや長周期が顕著に現われた地震の  $Sv$  (T)

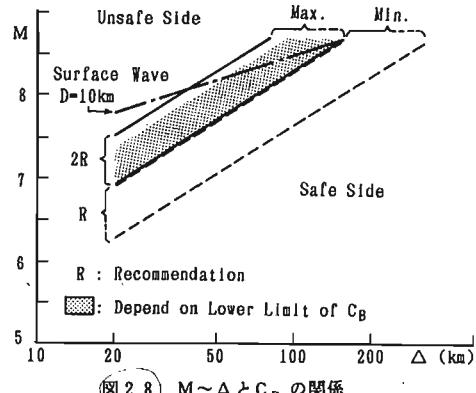
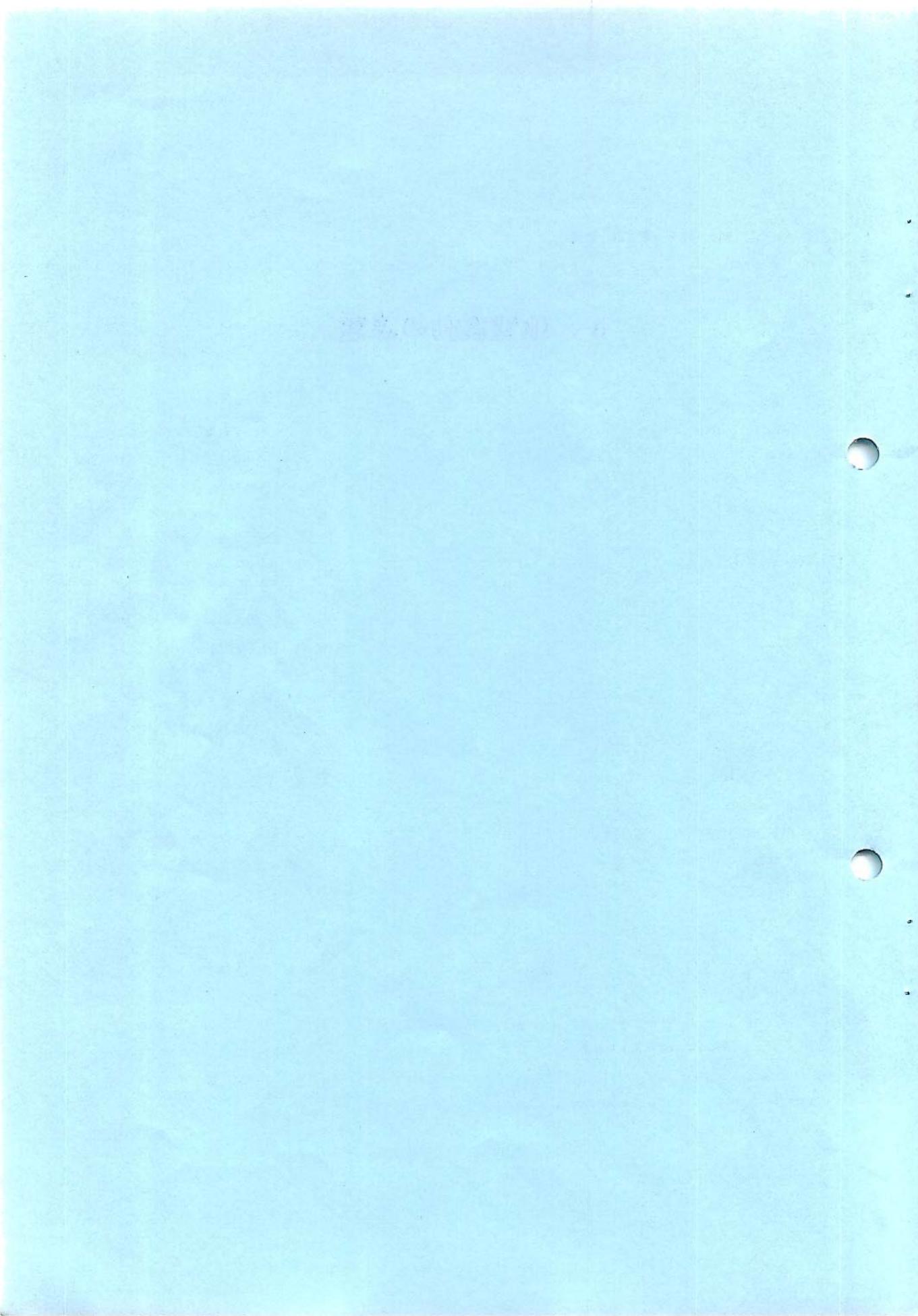


図2-8  $M \sim \Delta$  と  $C_B$  の関係

### 3. 地盤震動の課題



## 強震観測体制について

東京大学地震研究所 工藤一嘉

## 1.はじめに

昨年の本シンポジウムで「地震動観測のあり方とその利用法」が取り上げられ、強震観測が合目的、かつ多目的に利用される体制の重要性が指摘された。1985年メキシコ地震は、地震災害研究の立場からは無論の事であるが、強震計システム、配置、記録の公表などにも多くの学ぶべき点がある。昨年のテーマとの関連を重視しながら、メキシコにおける強震観測について整理を試みる。

## 2.メキシコにおける強震観測の概要

メキシコ地震の被害・他の調査をする機会を得、各種報告書・関係者の話から、メキシコにおける強震観測の概況を把握出来たが、細部にわたっては不明の点がある事を御容赦頂きたい。

## 2—1. メキシコにおける強震観測の歴史

1985年メキシコ地震でメキシコ市に甚大な被害をもたらしたが、この地震以前にメキシコ市が大きな被害を受けたのは1957年Guerrero沖に発生した地震( $M=7.7$ )である。しかし、1957年の地震調査・研究論文<sup>1)</sup>には、強震記録にふれられておらず、当時メキシコには強震計が設置されていなかったと考えるべきである。我が国ではSMAC型強震計による観測が開始された時期にあたる。

メキシコで最初に設置されたと考えられる強震計は我が国で開発されたSMAC-B型強震計で、1959年メキシコ大学構内土木研究所地下室、アラメダ公園の地下室の2箇所に設置された。次いで、1962年にラティノ・アメリカーナ、アセグラドラアナハック SA、ホテルマリアイサベルの各地下2階に設置されている(明石製作所による)。最初の記録は1961年12月10日の地震( $M=5$ )と考えられ、1962年5月11日19日の地震( $M=7.7^{1/4}$ )の強震記録は各方面で利用され、極軟弱地盤上の記録として注目をあびた<sup>3), 4), 5)</sup>。

その後、Nonoalco-Tlatelolcoにも設置され、地盤条件の違いによるスペクトルの差が議論されている<sup>6)</sup>。観測された地震は、1964年7月6日( $M=6.7$ )、1965年8月23日( $M=6.9$ )、1968年8月2日( $M=6.3$ )などである。追加された強震計の型、特性などの詳細は不明である。

1973年、ローマで開催された第5回世界地震工学会議において、メキシコ市とその周辺地域の新しい強震観測システムが紹介されている<sup>7)</sup>。このシステムは無線テレメータを用いて集中観測すること、および大半の観測点では2段、または3段階のレンジで記録すること等、当時では世界でも最も進んだ観測体制の一つと言えよう。Fig. 1にその観測点配置を示す。このシステムはSeismotelemetric Information System of Mexico (SISMEX)と呼ばれ、輸入部品が含まれてはいるものの基本的にはメキシコ大学で設計され、作製されたユニークな計器・システムと言える<sup>7), 8), 9)</sup>。1976年ガテマラに大被害をもたらした地震をSISMEXが記録し( $\Delta > 100\text{km}$ )、最大加速度が2ガル以下<sup>8)</sup>ではあるが解析に耐え得る質を有している。しかし、1973年から数年間大きな地震が発生していないことによると考えられるが、その後の国際会議や国際的なジャーナルには上記以外の観測記録は見当たらない。1978年Oaxaca地震、1979年Guerrero地震の記録など、1985年Michoacan地震との比較の意味で興味の持たれる所である。

メキシコ市以外における強震観測は不明の点が多いが、SISMEXが開始された時期とあい前後して、Acapulco, OaxacaなどにSMA-1(Kinemetrics)が設置された模様で、1974年(Acapulco)、1978年(Oaxaca)の地震記録が得られている<sup>10)</sup>。1975年Acapulcoの地震では、 $M_b = 5$ であったが、震央距離35kmで最大加速度500 galを記録した。

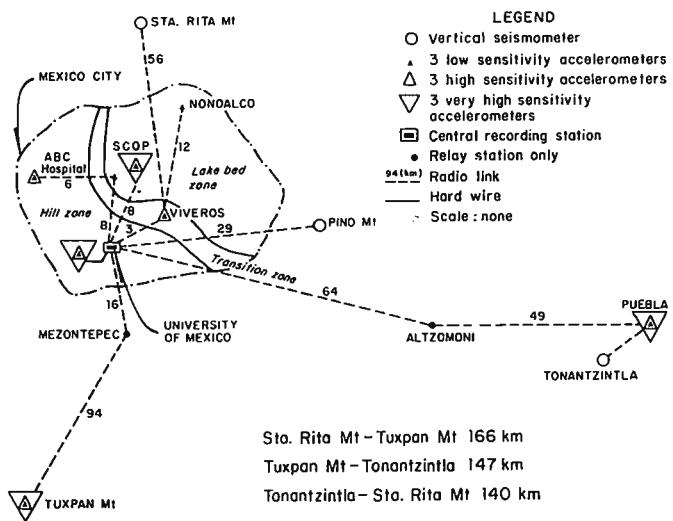


Fig 1. Layout of SISMEX network (文獻 8)

## 2-2. 現在の強震観測システムと観測体制

1978年から現在に至るメキシコの強震観測は、デジタル強震計の普及と共に構築されてきたと言えよう。カルフォルニア大学サンディエゴ校(UCSD)とメキシコ大学(UNAM)は協同で、米国との国境付近(Mexicali Valley, Baja California)に1978年から1981年にかけてデジタル強震計を設置し、1979年インペリアルバレーボー地震を始めとして、既に有効な記録が得られている<sup>11)</sup>。

1978年、IAEEの主催、NSF・UNESCOの後援で開催された International Workshop on Strong-Motion Instrument Arrays<sup>12)</sup>はメキシコのデジタル強震計による観測をさらに促進させたことが伺われる。上記 Workshopで、メキシコでの観測強化地域として指定されたのは Oaxaca 沿岸であったが、同年11月29日にM=7.8 の地震が発生してしまったため、次に大地震の発生が予想された<sup>13)</sup> Guerrero沿岸に強震アレー観測が立案され<sup>14)</sup>、1985年から強震計の設置が開始された<sup>15)</sup>。

メキシコ市とその周辺の観測システムも強震観測にかぎっては、SISMEX の無線テレメータによるシステムから現地収録のデジタル強震計またはアナログ強

震計にとって替わられた。このシステムが変更された時期は1980年頃のようである<sup>16)</sup>。

これまで紹介した強震観測はすべてUNAM独自あるいはUCSDとの協同で実施されているものに限られているが、観測地点をFig.2に示す。

メキシコ国内では他に電力庁(Comision Federal de Electricidad)による強震計の設置が行われており、現地調査時にCFEから入手した観測点位置をFig.3に示す。但し、観測点の正確な緯度・経度は不明であり、CFEから提供された概略図を基に作成されている。強震記録はUNAMに届けられ、記録の管理や解析はUNAMで実施されている。

## 3. 観測体制、強震計、記録などの特徴

これまでメキシコにおける強震観測の時代に伴う変遷と、現状の観測点配置について概観した。

1985年メキシコ・ミチヨアカン地震では、震源域や大被害をもたらしたメキシコ市での強震記録が得られ、地震学・地震工学に貴重な資料を提供した。観測記録の概要と初期的解析結果がいち早く報告書の形で公表され、現地調査や地震の概況を知る上で大変有益であったが、強震計がデジタル記録方式であった事に依るところが大きいと考えられる。

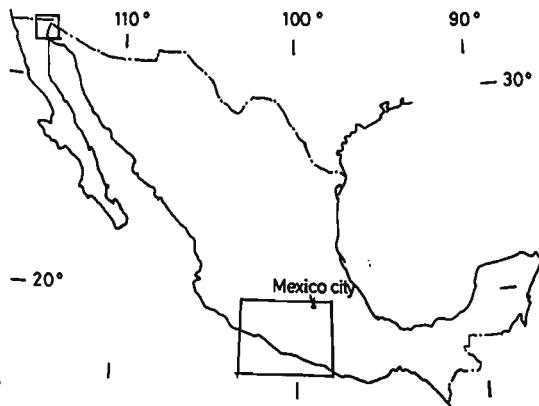


Fig. 2 メキシコ全体図。□内は  
Fig. 2a, Fig. 2b に対応

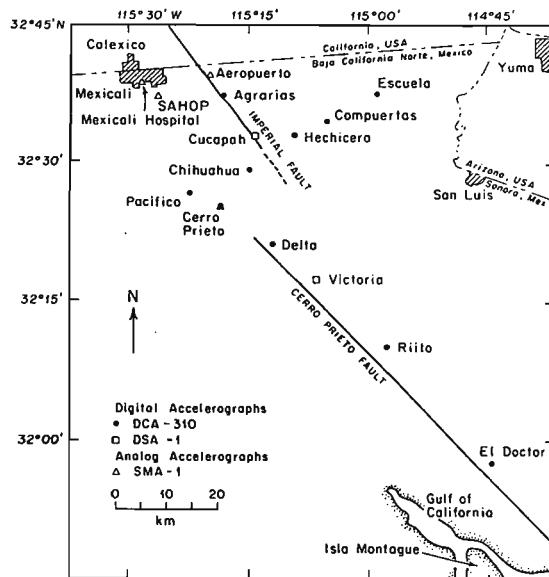


FIG. 1. Map showing locations of digital accelerographs in the Mexicali Valley as the network was configured in 1979 and 1980. Analog accelerograph sites maintained by UNAM are also shown. The location of the Cerro Prieto fault may be in error by a few kilometers at any given point.

Fig. 2 a (文献11)

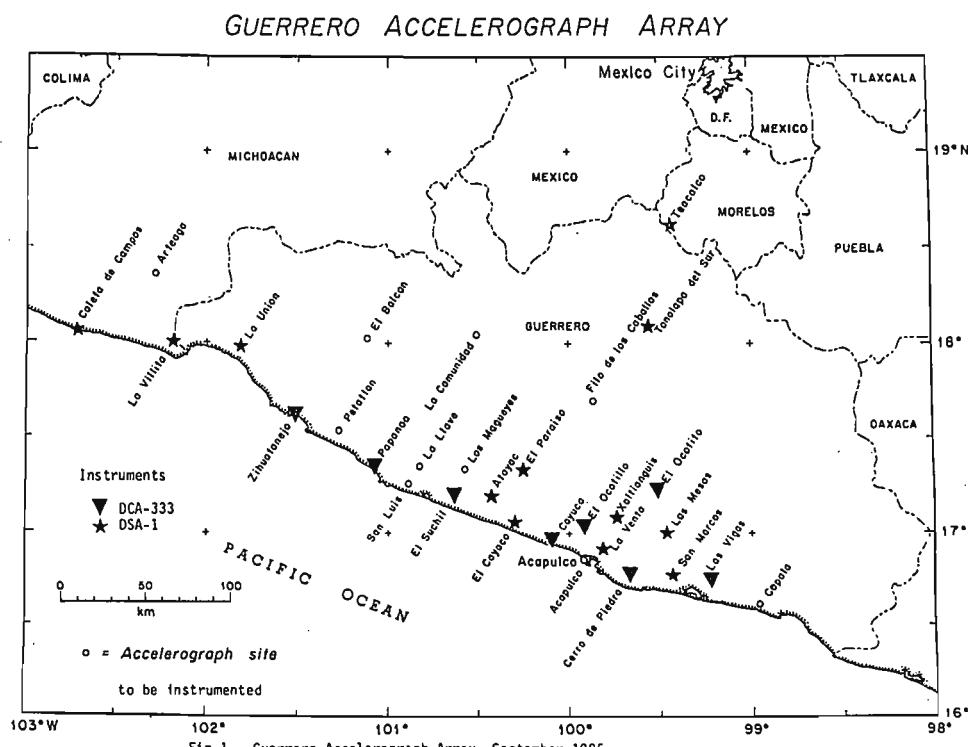


Fig. 2 b (Fig. 15)

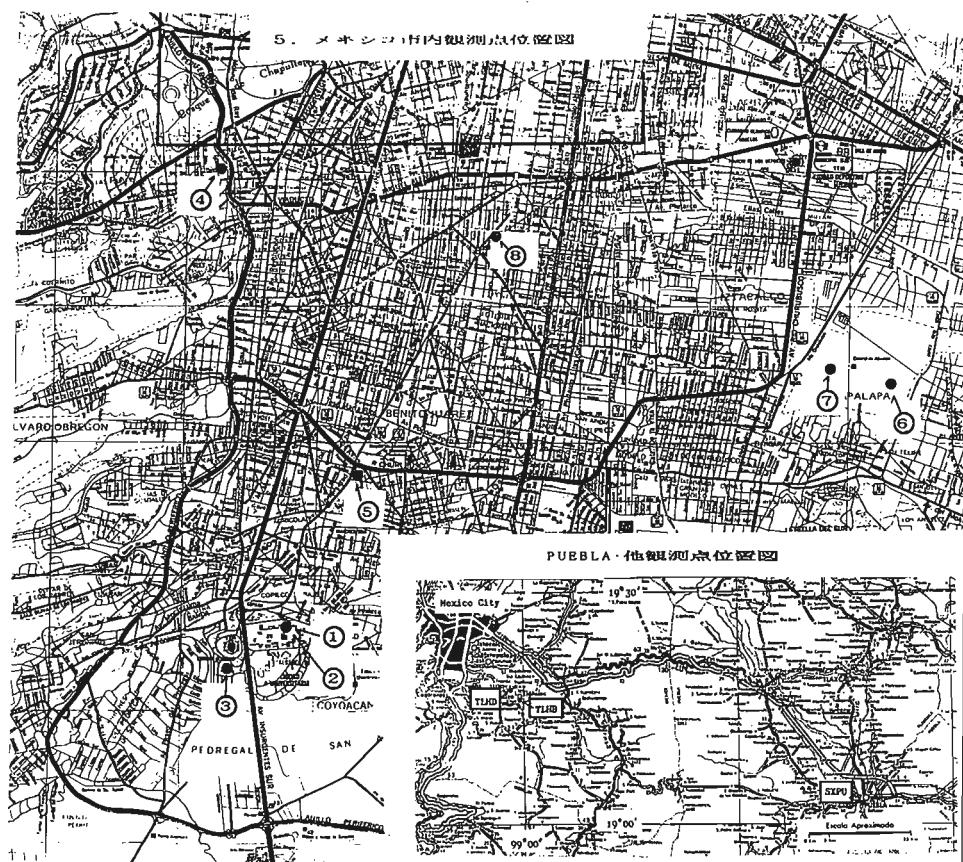


Fig. 2c. メキシコ市と周辺の観測点

現在のところ、取得された記録の全容を知るまでには至っていないがメキシコ大学・他から出されている Preliminary reports, Preprints から、強震観測の体制、強震計、記録の特徴などについてふれてみたい。

### 3-1. 震源域における強震観測と記録

震源近傍で取得された強震記録は決して多いとは言えないまでも、現在ではそれほど稀である訳ではない（我が国での事情は異なるが）。しかし、サブダクションゾーンで大地震の震源直上で得られた記録は極めて少ない。

前節でも述べたように、この観測網（Fig. 2-b）は、Guerrero Array と称され、強震アレイ観測の Work-shop の後に立案された。

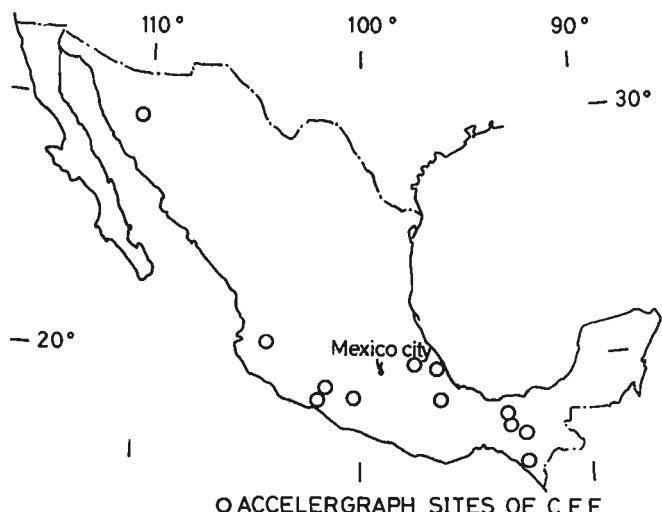


Fig. 3. 電力庁 (C.F.E.) による強震観測点

1983年に設置点の選定が行われ<sup>14)</sup>、1985年2月から設置が開始された<sup>15)</sup>。

1985年9月19日までに予定の2/3を設置し、本震を迎えた。この観測網は、Guerrero沖に発生する地震を想定して立案されたが、今回は隣のサイスミックギャップと考えられていたMichoacanに発生した。その意味ではGuerrero Arrayが狙いどうりであったと言えないまでも、積極的な合目的観測の意義は大きい。Fig.2-bから理解されるように、Guerrero沖の地震を想定して、Acapulcoから北西約100kmの海岸線に沿って、強震計が密に配置され、さらに内陸側にも2重・

3重の観測点が設けられている(設置予定地点も含む)。更に特徴的なことは、海岸からメキシコ市に向けて50km程度の間隔で観測点が配置されている。メキシコ市は過去幾度か、太平洋沿岸で発生した地震によって被害を受けており、波動伝播機構を探る目的で配置されたものと考えられる。

観測点の大半は、火成岩または古い堆積岩上に設置され、地表の軟弱層による影響を避けている。使用している強震計は全て米国製のDSA-1, DC-333などのデジタル強震計である。何れの強震計もフルスケールが2gで、今回得られた加速度記録はZacatulaを除き200gal以下であった。観測記録のダイナミックレンジは46dB程度で、短周期の地動に関しては、アナログ式のSMA-1(フルスケール1g), SMAC-B2(フルスケール0.5g)などの記録と比較して若干精度が良い程度である。しかし、長周期に関しては、はるかに高い質を有している。Fig.4は、Caleta de Camposでの加速度記録をIwan et al<sup>17)</sup>の方法に従って積分し、速度・変位を求めたもので<sup>18)</sup>、アナログ式の記録に通常施されるハイパスフィルターは用いられていない。加速度記録によって地盤変動量に相当する残留変位が検出されたことは、強震計の役割をさらに拡大させたと言える。

地震の断層運動や、波動伝播機構を検討する上で絶対時刻の情報が欠かせないが、メキシコではOMEGAによる時刻信号を利用している。刻時精度は±10msecであり、特殊な使用目的以外では充分な精度である。しかし、残念なことに、1985年9月の地震では、観測された中の約半数の地点で時刻の情報が得られなかっただ<sup>15)</sup>。受信環境に問題があるらしい<sup>15)</sup>。

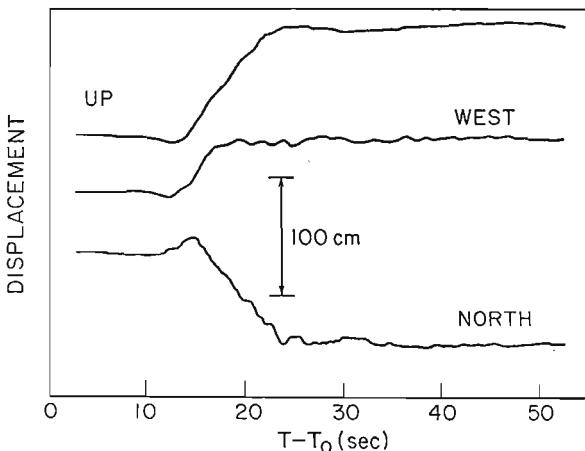
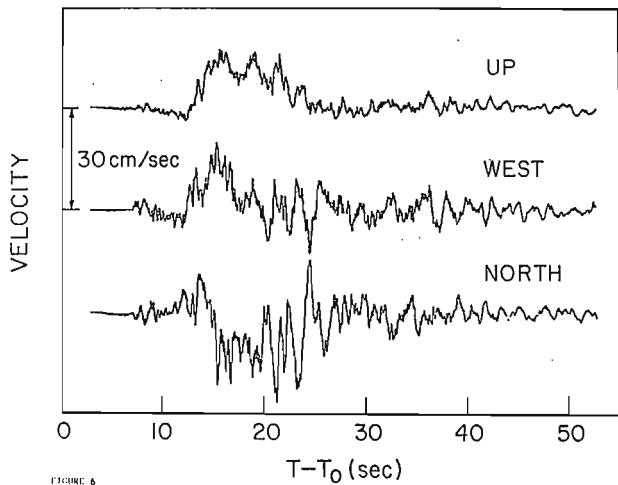
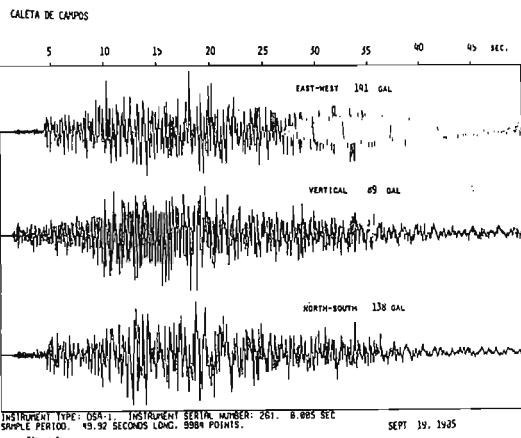


Fig.4. Caleta de Camposでの加速度記録とその積分波形。(文献14, 18)

ディジタル強震計の大きな特徴の一つは、Pre-event memory が付加されることである。Fig.4 に示したCaleta de Campos の記録は明らかに P 波初動から記録されている。しかし、他の震源域の記録は P 波初動の後から記録されている。遅延時間(2~2.5 秒)が少なかったことによる。トリガーレベルを低くすることも考えられるが、環境条件に支配されるため、遅延時間を延ばすことが得策であろう。

### 3—2. メキシコ市と周辺の強震観測

現在のメキシコ市内の観測点は Fig.2-C に示すように、ディジタル強震計が 8 個所設置されている。観測記録については、このシンポジウムでも色々紹介されるので重複を避けることにする。

Fig.2 の中で番号 1, 2, 3 は大学構内で、1~5 の地点は熔岩台地に位置し、6~8 がもと湖を干拓してきた土地である。地盤条件の違いに着目した配置になっている。幾何学的配置は、我が国の観測の状況に比べて決して粗い配置ではない。しかし、6~8 の軟弱層上で得られた記録の時刻歴特性が相当異なっている。表層の弾性波速度が小さいため、卓越している周期は 2 ~ 4 秒と長いにもかかわらず波長が短いために、相互の対応関係が読み取り難いと考えられる。

メキシコ市の極軟弱地盤で、地震動がどのように成長され、伝播していくかを明らかにするためには現在の配置にさらに観測点を追加する必要がある。観測点の増加のみを図るのではなく、地下構造探査等の基礎調査も同等に重要であることは言うまでもない。

市内の建物内、特に上層階に強震計が設置されていない(公表されていないだけかもしれないが)ことは、我が国の強震観測と大きく異なる点である。

### 4. 我が国との比較

大都市で、幾度か地震被害を受けているにもかかわらず、建物上層階に強震計が設置されていない(または少ない)のは国情に依るものであろうか。我が国は世界の有数の強震観測国であり、特に建築物への設置数では、世界で右に立てる国はない。Strong Motion Accelerometer Committee (SMAC) に關係された諸先輩

の努力に依るところが大である。

その他、我が国で多数実施されている地中地震観測や近年盛んになってきたローカルアレーなどはメキシコでは実施されていない。

強震観測点数や観測の総合性では我が国が相当進んでいると考えられる。しかし、地震の発生機構を探る、あるいは総合的に波動伝播機構を探る目的の強震観測システムは、学ぶべき点が多い。例えば、我が国では駿河湾地震を想定した時、現在では土木研究所と地震研究所のネットワークが考えられる。土木研究所のシステムは震源域における堆積層の振る舞いに焦点が当たられ、独特な観測であるが、地震研究所のシステムはメキシコ・グエロ(Guerrero)アレーと類似している。しかし、地震研究所のシステムだけでは、波動伝播機構を知る目的には充分な体制とは言えない。特に東京や名古屋という大都市に向けたアレーが欠けているのではないか。

メキシコ地震の震源を取り巻く観測記録に関して詳しい情報がまだ提供されていないため、具体的に観測網の検討は今後の課題となっている。しかし、メキシコ地震の記録が我々に多大な示唆を与えてくれることには疑う余地がないであろう。

### 5. おわりに

地震をある程度予測して震源近傍に強震計を配置する事の重要性の他に、強震動の地表層による影響を総合的に理解するため、各種の手法(強震観測、小地震・微動の観測、地盤探査、地質調査、計算手法など)を持ち寄り、テストフィールドを設けて集中的に取り組もうとする気運が高まりつつある。昨年開催されたIASPEI に、the Effects of Surface Geologyに関する Working Group が発足され、中規模の地震発生が予測されている Parkfield に、テストサイトが設けられつつある。IAEEとのジョイントも進められているとのことである。震源からサイト効果まで、特定の地域で集中的に観測や研究を進めることの重要性を本シンポジウムで再認識できるものと期待している。

## 参考文献

- 1) Duke,C.M. and D.J.Leeds,1959, Soil conditions and Damage in the Mexico earthquake of July 28,1957, B.S.S.A.,49,179-191.
- 2) Rosenblueth,E.,1960,The earthquake of 28 July in Mexico City, Proc.2nd W.C.E.E.,359-378.
- 3) Zeevaert,L.,1964,Strong ground motions recorded during earthquakes of May the 11th and 19th 1962 in Mexico City, B.S.S.A.,54,209-231.
- 4) Bustamante,J.I.,1964, Response spectra of earthquake on very soft clay,B.S.S.A.,54,855-866.
- 5) Herrera,I.,E.Rosenblueth and O.A.Rascon,1965, Earthquake spectrum prediction for the Valley of Mexico, Proc. 3rd W.C.E.E.,1,61-73.
- 6) Faccioli,E.,1976, A stochastic approach to soil amplification,B.S.S.A.,66,1277-1291.
- 7) Prince,J., H.Rodriguez, E.Z.Jaworski and G. Kilander,1973,A strong motion radio telemetry network, Proc. 5th W.C.E.E.,1095-1103.
- 8) Prince,J. and H.Rodriguez,1976,An evaluation of the Mexican strong motion radio telemetry network after three years of operation, Proc. 6th W.C.E.E.,2931-2936.
- 9) 表俊一郎・太田外気晴・越田洋,1979,米国・メキシコにおける地震観測施設の調査 報告書 ,研試79—32・A号。
- 10) Prince,J. and L. Alonso, 1980, The relative light damage produced by two strong motion earthquakes in southern Mexico, Proc. 7th W. C.E.E.,57-64.
- 11) Anderson,J.G., J.N.Bruno, J.Prince and R.L. Vernon,III, Preliminary report on the use of digital strong motion recorders in the Mexicali Valley,Baja California,B.S.S.A.,73, 1451-1467,1983.
- 12) Iwan,W.D.(Editor),1978, Strong-motion earthquake instrument arrays,Proc. Intern.Workshop on strong-motion earthquake instrument arrays ,Honolulu, Hawaii
- 13) Singh,S.K.,L.Astiz and J.Havkov,1981, Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone, A reexamination, B.S.S.A.,71,827-843.
- 14) Anderson J.G., P.Bodin,J.N.Bruno, J.Prince and S.K.Singh, 1985, Strong ground motion and source mechanism of the Mexico earthquake 19, 1985, Preliminary report GAA-1A.
- 15) Quaas,R.,J.Prince,M.Onate,D.Almora, P. Perez J.M.Velasco,S.Medina,R.Carerra,R.Vazquez,J.G. Anderson,P.Bodin and J.N.Bruno, 1985, The Michoacan-Guerrero,Mexico earthquake of September 1985: Preliminary description of the strong motion accelerographic array, Preliminary report GAA-1B.
- 16) Quaas.R.,1985(Sep.) ,Personal communication.
- 17) Iwan,W.D., M.A.Moser and C.Y.Peng, 1985, Some observation on strong-motion earthquake measurement using a digital accelerograph, B.S.S.A.,75,1225-1246.
- 18) Anderson,J.G.,P.Bodin,J.N.Bruno,J.Prince and S.K.Singh,1985,Strong ground motion and source mechanism of the Mexico earthquake 19,1985(Ms =8.1),Preprint.

## 参考資料

TABLE I  
DIGITAL STRONG MOTION STATIONS IN NORTHERN BAJA CALIFORNIA

Name	Location and Eleva- tion	Instrument (1979-1980)	Surface Geology and Water Table Elevation
Isla Agronias	32° 37.25'N 115° 18.07'W	Terra- Technology 15 m DCA-310	Alluvium ?
Cucapah	32° 32.72'N 115° 14.08'W	Kinemetrics 17 m DSA-1	Alluvium ?
Cerro Prieto	32° 25.23'N 115° 18.07'W	DCA-310 40 m	Basaltic tephra ?
Delta	32° 21.37'N 115° 11.70'W	DCA-310	Alluvium ?
Victoria	32° 17.32'N 115° 06.18'W	Kinemetrics 13 m DSA-1	Alluvium 5 m
Rito	32° 09.84'N 114° 57.66'W	DCA-310 11 m	Alluvium ?
El Doctor	31° 57.65'N 114° 44.93'W	DCA-310 10 m	Alluvium ?
Pacifico	32° 26.55'N 115° 22.35'W	DCA-310* 9 m	Alluvium ?
Chihuahua	32° 29.05'N 115° 14.40'W	DCA-310 15 m	Alluvium ?
Compuertas	32° 34.35'N 115° 05.00'W	DCA-310 23 m	Alluvium 7 m
Hechicora	32° 32.80'N 115° 08.75'W	DCA-310 20 m	Alluvium ?
Escuela	32° 37.35'N 115° 69.13'W	DCA-310* 25 m	Alluvium 7 m
El Golfo	31° 41.18'N 114° 29.82'W	None† 10 m	Alluvium ?

\* Abandoned in 1981.

† DCA-310, installed in 1982.

Table 25.1 Geographic coordinates, type of accelerograph and installation date(8)

STATION	LOCATION	INSTRUMENT	S/H	DATE OF INSTALLATION
CALETA DE CAMPOS	18.0727 102.7552	DSA-1	261	18/AUG/85
LA VILLITA	18.0475 102.1840	DSA-1	260	18/AUG/85
LA UNION	17.9824 101.8054	DSA-1	259	17/AUG/85
AEROPUERTO	17.6030 101.4550	DCA333	106	20/FEB/85
PAPAMOA	17.3278 101.0399	DCA333	111	21/FEB/85
EL SUCHIL	17.2258 100.6418	DCA333	109	21/FEB/85
ATOYAC	17.2113 100.4309	DSA-1	256	15/AUG/85
EL PARALSO	17.3444 100.2145	DSA-1	257	15/AUG/85
EL CAYACO	17.0452 100.2664	DSA-1	258	16/AUG/85
COYUCA	16.9967 100.0900	DCA333	107	23/FEB/85
OCOTILLO	17.0378 99.8749	DCA333	110	23/FEB/85
XALTIANGUIS	17.0956 99.7201	DSA-1	253	13/AUG/85
OCOTITO	17.2500 99.5106	DCA333	104	23/FEB/85
LA VENTA	16.9129 99.8159	DSA-1	252	13/AUG/85
CERRO DE PIEDRA	16.7692 99.6326	DCA333	112	22/EED/85
LAS MESAS	17.0070 99.4565	DSA-1	254	14/AUG/85
SAN MARCOS	16.7760 99.4077	DSA-1	255	14/AUG/85
LAS VIGAS	16.7568 99.2359	DCA333	108	22/FEB/85
TONALAPA	18.0975 99.5594	DSA-1	249	25/JUL/85
TEACALCO	18.6174 99.4528	DSA-1	248	25/JUL/85
ARTEAGA	18.3539 102.2925	.....	....	.....
PETATLAN	17.5418 101.2707	.....	....	.....
EL BALCON	18.0113 101.2162	.....	....	.....
LA COMUNIDAD	18.1235 100.5236	.....	....	.....
SAN LUIS	17.2715 100.8910	.....	....	.....
LA LLAVE	17.2715 100.8910	.....	....	.....
LOS MAGUEYES	17.3767 100.5767	.....	....	.....
FILO DE CABALLO	17.6515 99.8417	.....	....	.....
ACAPULCO	16.8600 99.8967	.....	....	.....
COPALA	16.6000 98.9717	.....	....	.....

CHARACTERISTIC	DSA-1	DCA-333
RECORDING MEDIUM	DIGITAL CASSETTE	SAME
RECORDING TIME	28 MINUTES	14 MINUTES
TRANSDUCERS (3)	FORCE BALANCE	SAME
RANGE	+/- 2G F. S.	+/- 2G F. S.
NATURAL FREQUENCY	50 Hz	30 Hz
DAMPING	B.7 OF CRITICAL	SAME
OUTPUT	+/- 2.5 V F. S.	+/- 2.5 V F. S.
SAMPLING RATE	200 SPS/CHANNEL	100 SPS/CHANNEL
WORD LENGTH	12 BITS	SAME
DYNAMIC RANGE	72 db	SAME
CLOCK	EXTERNAL ONLY	INTERNAL AND EXTERNAL
TRIGGER	VERTICAL IF GAL. ADJUSTABLE	OMNIDIRECTIONAL, SELECTABLE
POWER	BIPOLAR: +/- 12 VDC BATTERIES-SOLAR PANEL	UNIPOLAR: +12 VDC BATTERY-SOLAR PANEL

Table 2. General specifications of instruments fully operational at the time of the earthquake

The OMEGA navigation system is used for external timing purposes. Time marks are recorded simultaneously with the three acceleration components. The timing signal is received at the top of a mast by one unit (OMEGAREC) and decoded by another unit (OMEGAFACE) inside the steel box that houses transducers and recorder. A timing precision of  $\pm 10$  m sec is attainable.

### Guerrero Array の位置・他

### ↑ 使用強震計のスペック

STATION	CODE	LAT. NORTH	LONG. WEST	TYPE & No.	ACCELEROGRAPH COMP-O. HENT. FREQ.	DAMPG.	SITE DESCRIPTION	
1 C.U. D.F.	CUB1	19.338	99.183	DCA333 -121	S/B/E VERT NSBW	22.8 21.8 32.0	8.64 8.66 8.78	Rock basalt, 1st floor of a 3 stories Idel main building, Hilly zone
2 Idel Patio	CUIP	19.338	99.183	DCA333 -164	S/B/E VERT NSBW	31.8 31.8 33.4	8.73 8.66 8.68	Rock, basalt, Free field, Idel yard,
3 Mesa Vibradora C.U.	CUHV	19.338	99.183	DCA333 -146	S/B/E VERT NSBW	31.8 31.8 33.8	8.78 8.66 8.76	Rock, basalt, Shacking table,
City of Puebla, Mexico	SXPU	19.473	98.212	DCA333 -148	ROSE VERT NSBW	32.8 31.8 31.8	8.71 8.77 8.74	Hard soil, sand and gravel, Free field, Puebla valley,
4 Tacubaya D.F.	TACY	19.483	99.194	DCA333 -168	S/B/E VERT NSBW	36.8 36.8 36.8	8.76 8.76 8.76	Hard soil, Free field, Hilly zone, D.F.
5 Sismex Viveros	SXVI	19.358	99.171	DCA333 -123	S/B/E VERT NSBW	36.4 35.8 35.8	8.66 8.67 8.76	Soft soil, clay, Free field, Transition zone, D.F.
6 C. de Abastos Frigerifico	CDAF	19.368	99.088	DCA333 -114	S/B/E VERT NSBW	31.8 31.8 31.8	8.78 8.78 8.78	Very soft soil, clay, Free field. Texcoco lake bed zone, D.F.
7 C. de abastos Oficina	CDAO	19.360	99.088	DCA333 -115	S/B/E VERT NSBW	31.8 31.8 31.8	8.78 8.78 8.78	Very soft soil, clay, One story building, Texcoco lake bed zone, D.F.
8 Secretaria de Comunicaciones y Transportes	SCTI	19.393	99.147	DCA333 -144	S/B/E VERT NSBW	36.8 35.8 35.8	8.75 8.66 8.78	Very soft soil, clay, Free field. Texcoco lake bed zone, D.F.
Valley of Mexico	Tlahuac Bombas	19.279	99.088	SHAI -169B	ROSE VERT NSBW	18.3 19.8 18.6	8.68 8.68 8.68	Soft soil, clay, Free field, Kochimilco lake bed zone
	Tlahuac Deportivo	19.293	99.088	SHAI -169I	ROSE VERT NSBW	18.3 19.8 18.6	8.68 8.68 8.68	Soft soil, clay, Free field, Kochimilco lake bed zone

### ↑ メキシコ市とその周辺の強震観測点 (富士平防協会, 1985年9月19日メキシコ地震の強震記録

(メキシコ市とその周辺) 利用の手引き) による。

## 震源域およびその周辺地域における強震地動特性

武村 雅之

## 1. まえがき

我国周辺でもマグニチュード 7.5 以上の地震は、数年に 1 度発生しており、その大半はメキシコ地震 ( $M_s=8.1$ ) と同様、海洋プレートのもぐり込みに伴うものである。近年発生した海溝沿いの代表的な地震としては 1968 年十勝沖地震 ( $M_s=8.1$ ) が、また記憶に新しいものとしては 1983 年日本海中部地震 ( $M_s=7.7$ ) がある。これらの地震については、震源における破壊の多重性、短周期地震動の距離減衰の地域性、地盤の違いによる地震動増幅特性の差、さらには、震央距離が 300km 近く離れても被害をもたらしたやや長周期地震動の特性等について様々な研究が進められている。<sup>1)</sup> 本稿では、このような我国における地震についての研究成果を手掛かりにメキシコ地震の震源域およびその周辺地域における強震地動の特性を明らかにすることを目的とし、合わせてその解釈も試みる。

## 2. 強震地動の概要

強震地動を概観する前に、メキシコ地震および最大余震の地震規模を確認すると、本震は表面波マグニチュード  $M_s=8.1$ 、地震モーメント  $M_0=9.3 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ <sup>2)</sup>、最大余震は  $M_s=7.5$ 、 $M_0=3.6 \times 10^{27} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ <sup>2)</sup> である。<sup>2)</sup> 図 1 で世界中の主な大地震の  $M_0$ — $M_s$  関係とこれらの値を比較する。図ではプレート境界地震（丸印）とプレート内地震（四角印）を区別し、さらにプレート境界地震のうちいわゆる低周波地震（津波地震）が区別されている。低周波地震以外はいわば普通の地震で、その平均的関係が実線で示されている。メキシコ地震の本震や最大余震は、1968 年十勝沖地震や 1983 年日本海中部地震と同様、普通の地震のグループに属していることが分る。 $M_s$  や  $M_0$  が、それぞれ周期 20 秒および  $\infty$  秒の震源スペクトル振幅に対応していることから考え、上記の結果は、メキシコ地震の震源スペクトルが周期 20 秒以上の長周期領域で、普通の大地震と同様の性質をもつことを示唆している。

次に周期 1 秒以下の短周期地震動を概観するため最大加速度分布を示す。図 2、図 3、図 4 は、メキシコ地震の本震および最大余震と日本海中部地震の最大加速度分布である。<sup>1), 4)</sup> メキシコ地震に対し注目されることは、点線で示す震源域内およびその近傍で多数の加速度記録が得られていることである。図 5 に震源域内の観測点の例として Zacatula における観測波形と積分により求まった速度および変位波形を示す。<sup>5)</sup> Zacatula をはじめ震源近傍の観測点での加速度波形には顕著な 2 山が見られ、日本海中部地震と同様、震源でほぼ同規模の 2 つの主破壊が続いていると想定される。<sup>6)</sup>

メキシコ地震に対し、今回最も注目された点は、震央距離が約 350km も離れたメキシコ市においてやや長周期地震動による大きな被害を出したことである。これについては主に、メキシコ市の表層地盤の増幅特性の問題として、様々な検討がなされているが、本稿では視点をかえて、震源近傍で観測された加速度記録の積分波形（図 5）やスペクトルの値をもとに、震源から励起されたやや長周期地震動の強さについても検討する。

## 3. 地震動最大値

## 3—1. 最大加速度

最大加速度の距離減衰について、十勝沖地震や日本海中部地震との比較を試みる。我国における大地震の最大加速度の距離減衰特性については、武村他により詳細に調べられている。<sup>7)</sup> それによれば、東北日本において、図

6に示す火山フロントを境として太平洋側の観測点では、太平洋沿岸沖の地震に対し、金井<sup>8)</sup>の距離減衰式と同様の距離減衰特性が認められるが、日本海側の観測点ではより大きな距離減衰を示す。一方日本海で発生する地震に対しては、どちら側の観測点でも金井式を大きく上まわる距離減衰を示している。これについては、比較的Q値の高い太平洋プレートのもぐり込みと、火山フロントより日本海側の、上部マントルにおいて低Q領域のあることが原因として指摘されている。<sup>7)</sup>図7に、今回のメキシコ地震の震央と火山の分布が示されている。<sup>9)</sup>メキシコ地震を我国における太平洋沿岸沖の大地震と対応させると、図2、図3の観測点は、火山列より海溝側にあることから、我国では太平洋側の観測点に対応することになる。

図8に本震および最大余震の最大加速度と金井式を比較する。震央距離が100km以上（図の震央距離は震源域の中央より評価している。）では、いずれの場合も、我国の場合と同様、金井式に近い距離減衰を示している。図9、図10でメキシコ地震の本震と十勝沖地震および日本海中部地震を比較する。図9で両者は良い一致を示す。これに対し、図10では、震央距離が150km付近で日本海中部地震の方が大きな最大加速度値を示すが300km付近ではその関係が逆転し、全体として日本海中部地震の方が大きな距離減衰を示すことが分る。以上の結果は、メキシコ地震の場合も、我国の太平洋沿岸沖の地震と同様、短周期の地震波が伝播過程において、もぐり込むプレートの影響を強く受けていることを示唆するものである。

次に震央距離が100kmより近い震源近傍の観測値に着目すると図9に示すように一定の加速度レベルであることが分る。図11に、他の地震に対し震源域内で観測された最大加速度値とメキシコ地震の最も大きな最大加速度値（図2、図3参照）を比較する。図から今回観測された値がマグニチュード7以下の地震に比べてもかなり小さな値を示していることが分る。震源域での最大加速度値がこのように小さいことに対し考えられる原因としては観測点の地盤条件がある。震源近傍の大半の観測点は、岩盤上に設置され、最も大きな最大加速度を記録したZacatulaも沖積地盤上とは言え一般に地震動の増幅がそれほど大きくなないとされている砂礫地盤の上にある。<sup>10)</sup>（Zacatulaの最大加速度は、地震計の設置条件に問題があり見かけ上大きな値を示しているという指摘もある。）<sup>11)</sup>また他に考えられる原因としては、震源において短周期地震波があまり励起されなかつたということであり、この点については後で詳しく議論する。

### 3-2 最大変位

今回、メキシコ市において大きな被害を出した地震動は、周期数秒のいわゆるやや長周期成分の卓越によるものである。この周期帯の地震波が他の大地震と比較して震源でどの程度励起されたかは、メキシコ市の地震動を考える上でも非常に重要な課題である。そこで、本稿では、加速度記録の積分やスペクトル解析の結果を用いて検討を行なう。ここでは震源域内の観測点のうち積分波形が報告されているZacatula（図5）と、メキシコ市の記録のうち第3紀層上のTacubayaの最大変位振幅を用いる。

図12および図13に、十勝沖地震と日本海中部地震の際に気象庁で観測された最大変位振幅と上記2地点の観測値を比較する。図11の十勝沖地震に対しては、気象庁の一倍強震計の特性の影響が少ないと考えられるみかけの周期Tが7秒以下の振幅値を選び、岡田・鏡味による地盤の揺れ易さ係数で平均的地盤の値に補正した値が示され、また図12の日本海中部地震に対しては、T≤7秒のデータがほとんど無いためT>7秒のデータに関し一倍強震計の応答倍率で計器補正をした値と、予想外の大振幅で注目を集めた新潟についての推定値が示されている。さらに、変位データの無い震央近傍では、加速度記録の積分により求められた我国での代表的な最大変位に関する距離減衰式も示されている。<sup>12)</sup>ZacatulaとTacubayaの震央距離はN-E I-Sの震央より評価されたものである。

以上の結果から、Tacubayaでは、いずれの場合と比較しても振幅が大きく、少なくとも我国における気象庁の観測点のうち平均的地盤上の観測値を上まわっていることが分る。またZacatulaに関しては、変位データと直接比較することはできないが、例えば、地盤種別毎に求めた川島他の経験式と比較するとはば第2種地盤（4種分類の2種と3種に対応）の値に対応している。また、メキシコ地震に比べ地震規模は小さいが、内陸で発生した

逆断層型の地震の例と比較すると、Zacatula の最大変位が平均13 cmであるのに対し、サンフェルナンド地震 ( $M_s = 6.6$ )<sup>19)</sup> で Pacoima Dam が 24 cm<sup>20)</sup>、ガズリ地震 ( $M_s = 7.0$ ) で Karakyr が 10 cm とほぼ同程度の値である。ここでもし Zacatula と Tacubaya の結果がやや長周期地震動に関し、震源付近とメキシコ市付近（軟弱地盤を除く）の代表的なものであると仮定すれば、Tacubaya の振幅の大きさを説明するためには、震源からの地震動が減衰しにくい何らかの伝播過程を考えてみる必要がある。

#### 4. スペクトル

震源付近の観測点のスペクトル比較は工藤によって行なわれている。図14は、震源域内の岩盤上の3点とメキシコ市に近い震央距離が約300 Km の Teacalco の NS 成分の速度応答スペクトル（減衰 0 %）を比較したものである。0.5 秒以下の周期帯では Teacalco の振幅が大きく減衰しているが、1 秒以上の領域では、震源域のスペクトルと高々 2 倍程度の差しかなく、ここでもやや長周期地震動に関し伝播経路での減衰の小ささが指摘されている。<sup>6)</sup>

また図15では、震源域で岩盤上の La Villita と、砂礫地盤上の Zacatula のスペクトルを比較しているが、周期 2 秒以下でのみ顕著な差が生じている。また同図には、日本海中部地震に対し震央距離が約 50 Km の不老不死（電力中央研究所）でのスペクトルが示されているが、周期が 0.3 秒以上では、La Villita のスペクトルとほぼ同等であり、0.3 秒以下では、Zacatula のスペクトルと同等であることが指摘されている。不老不死も岩盤上の観測点であることから、地震動の增幅特性に関し、仮に La Villita と同等の地盤であるとすれば、周期が 0.3 秒以下の領域での両者の差は、震源での短周期地震波の励起の違いに起因していると考えられ、最大加速度に関する先の指摘と整合する。

図14や図15で、震源域内において比較的観測点毎に差の少ない周期 1 秒以上のやや長周期領域のスペクトルに着目し、我国の硬質地盤（表層付近に岩盤があり、堆積層が薄いと考えられる地盤）における観測記録のスペクトルや経験式から推定されるスペクトルを集めて比較する。観測記録の選択や推定の条件は以下の通りである。

i) 対象は、マグニチュード  $M = 8$ 、震央距離  $\Delta = 50 \text{ Km}$  および  $100 \text{ Km}$  の地震動で硬質地盤上のものとし、減衰 5 % の速度応答スペクトルのレベルを推定する。

ii) 檢討に用いる観測記録や回帰式は、できるだけ硬質地盤上のものを選ぶ。具体的には加速度記録について<sup>16)</sup>は、第 1 種地盤のもの、気象庁記録については、岡田・鏡味により、ゆれ易さの平均値よりも揺れにくくと判定された観測点の記録またはそれらに基づく解析結果である。回帰式のなかには上記の条件を満足しないものもあるがその場合ゆれ易さ係数を用いて補正が加えられている。また気象庁記録は計器補正のなされたものを用いる。

iii) 観測記録についての  $M$ 、 $\Delta$  は後藤他の式により補正し所定の  $M$ 、 $\Delta$  の値にする。

iv) 応答スペクトルの減衰が 0 % の結果は、減衰 5 % の場合との比を 1.4 倍として補正する。

図16 で以上のスペクトルと震源域での代表的な観測値として Caleta de Campos のスペクトルを比較すると、Caleta de Campos のスペクトルは  $M = 8$ 、 $\Delta = 50 \text{ Km}$  のスペクトルのバラツキの範囲内に入り、ほぼ平均的なレベルであると考えられる。ただし図15や図16において、観測点が震源域内に含まれているメキシコ地震の場合と、不老不死等、比較的震源域に近いが震源域外にある観測点の場合とでは観測点と地震断層との距離に差があることも考えられ、より詳細な検討には、その点の考慮も必要であろう。

#### 5. 議論

周期 1 秒以下の短周期領域から、地震モーメントに対応する極長周期領域に至るまでのメキシコ地震の地震動を主に我国の大地震の場合と比較して、次のような特徴があることが分った。

メキシコ地震の地震動は周期 20 秒以上の領域では普通の大地震とほぼ同様の性質を示しているが、周期が短くなり短周期領域になると、地震動の振幅が小さくなる傾向にある。特にその傾向は、震源域における地震動

に顕著にあらわれている。

このような傾向を震源の破壊過程の特殊性に原因するものと断定するためには、震源近傍における観測点地盤の地震動増幅特性を定量的に評価することが必要である。またメキシコ市に到達した地震動の特性を説明するためには、震源域内の最大加速度が小さいのに反し震源距離が大きい領域( $\Delta > 100 \text{ Km}$ )の観測点の加速度レベルが十勝沖地震とほぼ同程度であること、メキシコ市周辺の硬質地盤上におけるやや長周期地震動の振幅が震央距離の割に大きいこと等、伝播経路に関すると思われる現象の解明も必要である。

しかしながらこれらの問題点の解明には今後さらに時間を要することが考えられるため、ここでは上記の地震動の特徴が仮に震源の破壊過程に原因したものと考え、その場合、震源で如何なる現象が起った可能性があるかについて議論する。

用いる方法は、小地震記録を用いた半経験的地震動評価法で、日本海中部地震の強震波形のシミュレーションを例に検討する。図17に評価法の考え方を示す。本方法の特徴は、断層面上のすべりを平均値 $D_0$ とそれからのずれ $\Delta D$ に分けて波形合成を行なうことである。 $D_0$ に対する合成 $S_L$ は、要素地震との地震モーメント比により決まり震源パラメータの相似則を満足している。また $\Delta D$ に対する $S_s$ は、断層面上の不均質サイズ(パッチサイズ) $\Delta L$ に対応したサイズの要素地震を選び、標準偏差 $S_D$ で平均値ゼロの確率変数 $K_{\ell m}$ によって合成される。 $S_L$ は主に長周期地震動に寄与するのに対し $S_s$ は短周期地震動の大きさに寄与し、その大きさは、断層面上のすべりの不均質性の大きさに対応する $S_D$ によって決められる。<sup>23)</sup>

図18に、日本海中部地震の断層面および秋田の位置を示す。破壊は南西端から $1.5 \text{ Km/sec}$ で進むと仮定し、短周期地震動を主に励起したE1とE2を対象とした。<sup>23)</sup>要素地震としては、断層面上の不均質サイズに対応したM=6.1の余震(1983年6月9日)の記録を用いた。図19が、その結果で、 $S_D=1.6$ の場合、観測波と合成波の振幅がほぼ一致することが分る。

図20は、 $S_D$ を変化させた場合の $S_s$ と $S_L$ を示す。 $S_L$ は $S_s$ に比べ相対的に長周期に富み、 $S_s$ の振幅は $S_D$ に大きく依存していることが分る。次に様々な $S_D$ に対し、 $S_L$ と $S_s$ の和を求め最大加速度 $A_{max}$ 、最大速度 $V_{max}$ 、最大変位 $D_{max}$ の変化を調べる。この場合、要素地震波はノイズレベルの関係で周期5秒以上の成分が除去されているため、 $V_{max}$ および $D_{max}$ は周期5秒以下でのやや長周期成分の特性を反映していると言える。図21は、 $S_D=0$ の場合の値で規準化した各最大値の値が $S_D$ によってどのように変化するかを示している。この図から断層面上のすべりの不均質性 $S_D$ が小さくなつた場合 $D_{max}$ や $V_{max}$ に比べ $S_D$ に対する傾きの大きい $A_{max}$ がより大きく減少することが推定される。また長周期領域(例えば周期20秒以上)では、理論的に振幅は $S_L >> S_s$ となるためすべりの不均質性 $S_D$ が小さくともほとんど地震動特性に影響を与えないことが予想される。メキシコ地震が、我国の大地震等に比べ長周期領域で地震動特性に差がないにもかかわらず短周期領域で振幅が小さくなることを上記の結果と対比すると、メキシコ地震の断層面上のすべりの不均質性 $S_D$ が、他の大地震に比べ小さかったという1つの解釈が成り立つ。

## 6. あとがき

メキシコ地震に関するいくつかの資料を参考に、強震地動の特性を我国の大地震等と比較して周期帯域別に検討し、結果に対する1つの解釈を示した。ここで参考にした資料は、速報的なものが多数含まれており結果の検討も不十分な面がある。このため本稿で取り上げた大半の問題点の解決は今後に残されており、その中でも特に重要な問題点の1つは、メキシコ市に大災害をもたらしたやや長周期地震動が、メキシコ市特有の地盤の増幅特性のみで説明できるのか、それとも震源からの伝播経路で地震波を減衰させにくい地殻構造や震源での特異な地震波の励起を合わせて考える必要があるかということである。本稿でもこの点について若干の検討を加えているが、明確な結論を得るには至っていない。

なお、本稿をまとめるにあたり、5.の合成波形の評価に関し、鹿島建設技術研究所 池浦友則研究員に大変

お世話になりました。深く感謝いたします。

## 参考文献

- 1) 武村雅之：強震地動，第12回地盤震動シンポジウム，1984.
- 2) UNAM Seismological Group : The September 1985, Michoacan, Mexico Earthquakes : Some Seismological Aspects, Fall Meeting of Amer. Geophys. Union, San Francisco, 1985.
- 3) 武村雅之, 小山順二：低周波地震のスケーリングモデル, 地震, Vol. 36, 1983.
- 4) Anderson, J.G., J. Prince et al. : Preliminary Presentation of Accelerogram Data from the Guerrero Strong Motion Accelerograph Array. Michoacan-Guerrero, Mexico, Earthquakes of 19 and 21 September, 1985. Preliminary Report GAA-1A, UNAM and U.C. San Diego, 1985.
- 5) Mena, E., C. Carmona, L. Alcantara and R. Delgado : Analisis del Acelerograma "Zacatula" del Sismo del 19 de Septiembre de 1985, Informe IPS-10 E, UNAM, 1985.
- 6) 工藤一嘉：メキシコ地震の概要と強震記録，第2回震災予防協会講演会資料，1986.
- 7) 武村雅之, 太田外気晴, 池浦友則：大地震により励起された短周期地震波の減衰過程, 鹿島建設技研年報, 第32号, 1984.
- 8) 金井清：地震工学, 共立出版, 1969.
- 9) Kelleher, J., J. Savino, H. Romlett, and W. McCann : Why and Where Great Thrust Earthquakes Occur Along Island Arcs, J. Geophys. Res., Vol. 79, 1974.
- 10) Shakal, A., and D. Bernreuter : Empirical Analysis of Near-Source Ground Motion, NUREG/CR-2095, UCRL-53028, 1981.
- 11) 田村直四郎他：メキシコ地震震源地調査報告(3-1 震源域の被害), 震災予防協会資料, 1986年1月
- 12) 大町達夫他：1985年メキシコ地震について, (1) 1985年メキシコ地震の震源域強震観測地点の現地調査, 第18回工学地震学・地震工学談話会資料(東工大), 1986.
- 13) 応用地質, 平田建築構造研：1985年9月19日メキシコ地震被害調査速報, 1986.
- 14) Prince, J., et al. : Espectros de las Componentes Horizontales Registradas por los Acelerografos Digitales de Mexico D.F. Sismo del 19 de Septiembre de 1985, Informe IPS-10 D, UNAM, 1985.
- 15) 武村雅之, 太田外気晴：大地震により励起されたやや長周期地震波の距離減衰特性, 地震学会誌, 1985.
- 16) 岡田成幸, 鶴味洋史：日本各地におけるやや長周期の地震特性の定位評価の試み, 日本建築学会論文報告集, 第267号, 1978.
- 17) 川島一彦, 相沢興, 高橋和之：最大地震動及び地震応答スペクトルの距離減衰式, 土木研究所報告, 第166号, 1985.
- 18) 後藤, 亀田, 杉戸：地震動の最大地震動予測におけるN値を用いた地盤条件の評価法について, 土木学会論文報告集, No. 317, 1982.
- 19) Heaton T.H and D.V. Helmberger : Generalized Ray Models of the San Fernando Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 69, 1979.
- 20) Hartzel S.H. : Faulting Process of the May 17 1976 Gazli, USSR Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 70, 1980.
- 21) 沢田俊博, 矢島浩, 佐々木俊二：日本海中部地震による岩盤上波形の特性について, 評議報告, 印刷中, 1986.
- 22) Prince J., J.G. Anderson et al. : Preliminary Response Spectra from Accelerograms Recorded at Close Range, by the Guerrero Accelerograph Array for the September 1985 Events, Preliminary Report GAA-1C, UNAM and U.C. San Diego, 1985.
- 23) 武村雅之, 池浦友則：不均質なすべりを考慮した半経験的方法による強震動の推定, 地震学会誌, 1986.

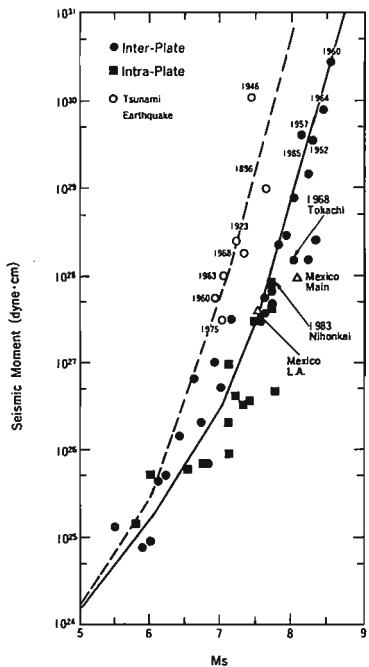


図1  $M_0 - M_s$  の関係<sup>3)</sup>に加筆

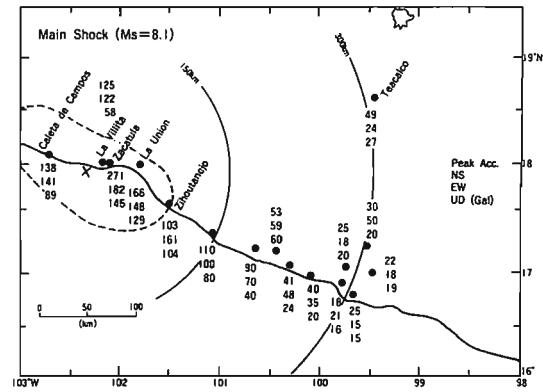


図2 メキシコ地震本震の最大加速度分布

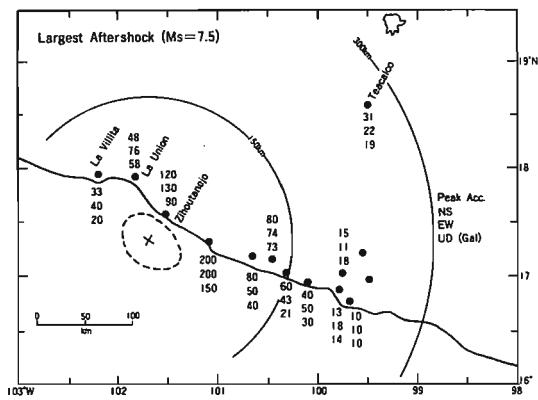


図3 メキシコ地震最大余震の最大加速度分布

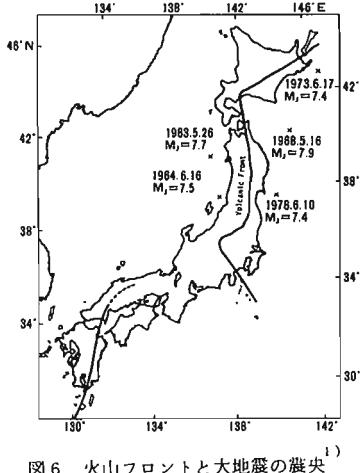


図6 火山フロントと大地震の震央<sup>1)</sup>

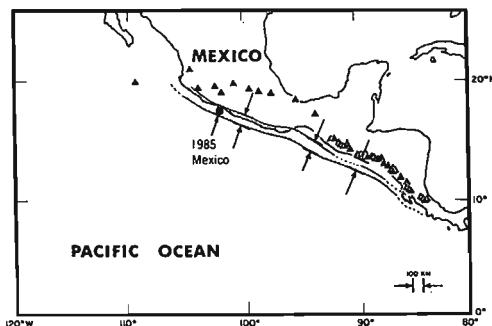


図7 火山の分布とメキシコ地震の震央<sup>9)</sup>に加筆

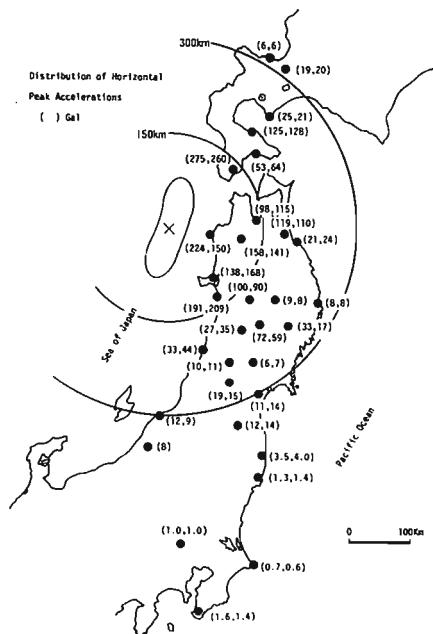


図4 日本海中部地震の最大加速度分布<sup>1)</sup>に加筆  
(図2～4の×印は震源域の中心)

SISMO	GRO-MICH	REGISTRO	ZACAR850919AL.T	CORRECCION
DATOS	IDEI	ESTA	ZACA	METODO CALTECH.
FECHA	850919	INST	03-146	FILTRO 0.070 0.080 45.0 47.0
HORA	13:17:56	COMP	500E	$\Delta T$ 0.010
EPIC	17.680 102.470	HORA	13:17:55	MAX ACEL 264.17 -271.12
M	7.8	OUR	89.99	MAX VEL 30.39 -30.35
H	33	DIST	48	MAX DESP 11.75 -18.18

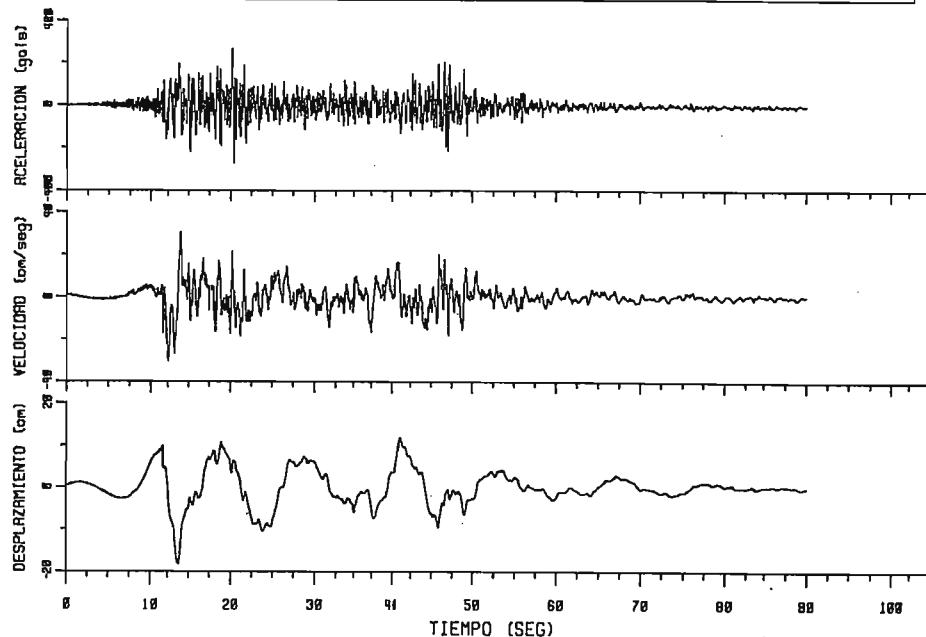


図 5 Zacatulaにおいて観測された加速度波形 (NS) と積分による速度  
および変位波形<sup>5)</sup>

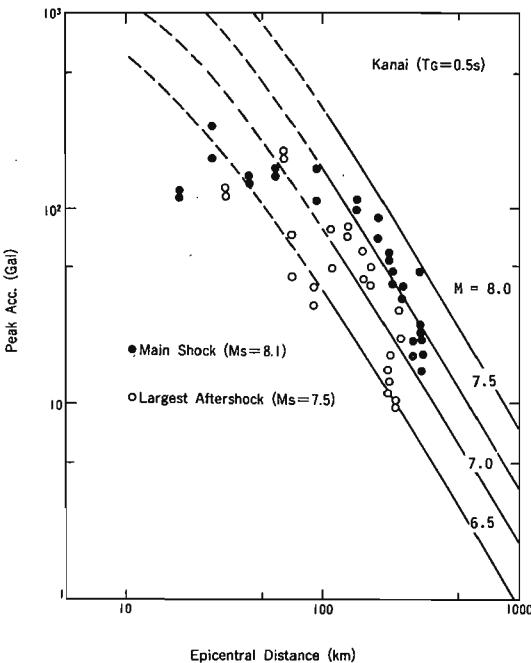


図 8 本震および最大余震の最大加速度値  
と金井式の比較

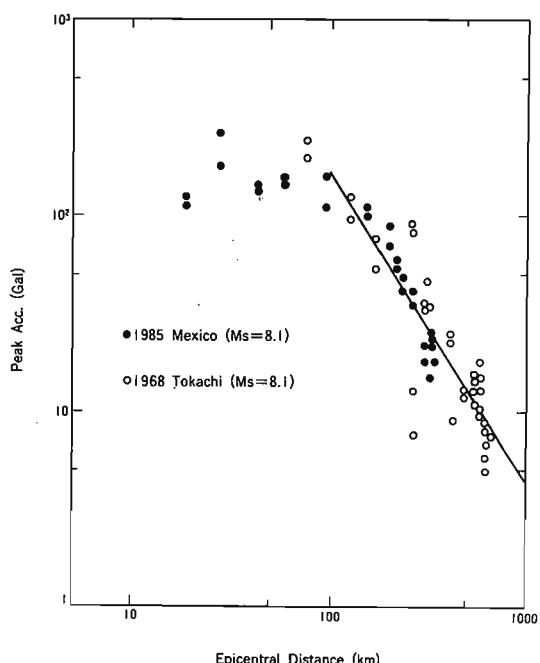


図 9 メキシコ地震と十勝沖地震の最大加  
速度値についての比較

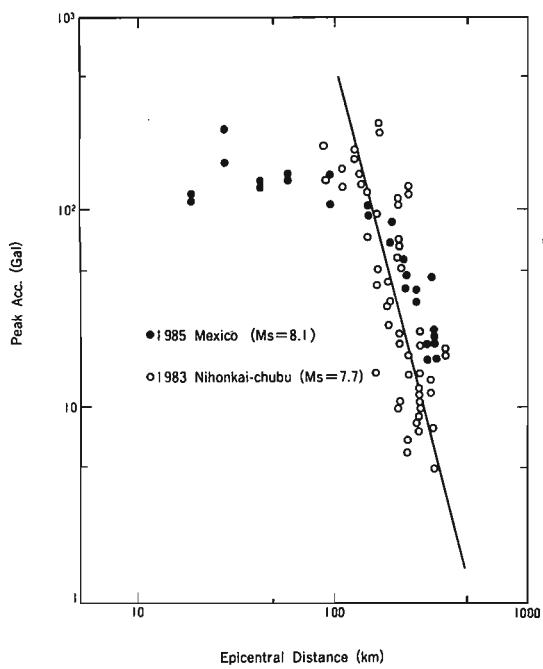


図 10 メキシコ地震と日本海中部地震の最大加速度値についての比較

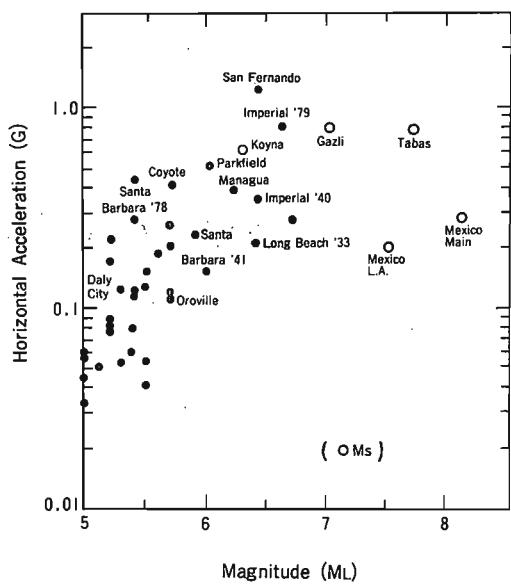


図 11 メキシコ地震の本震および最大余震の震源での最大加速度値と震源域内(断層から20km以内)の他の地震の観測値との比較 $^{10}$ に加筆

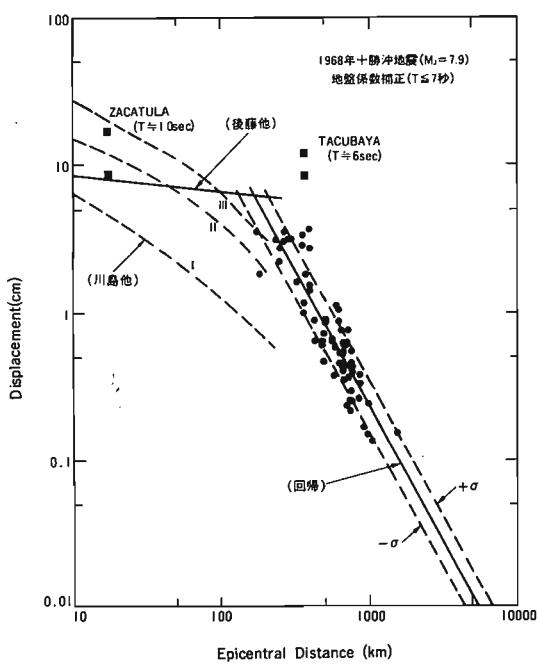


図 12 メキシコ地震と十勝沖地震の最大変位についての比較 黒丸は気象庁の観測値(ゆれ易さ補正済)

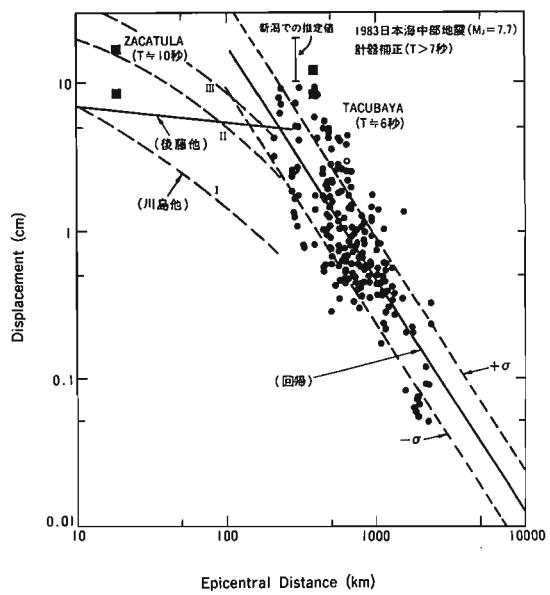


図 13 メキシコ地震と日本海中部地震の最大変位についての比較 黒丸は気象庁の観測値(計器補正済)

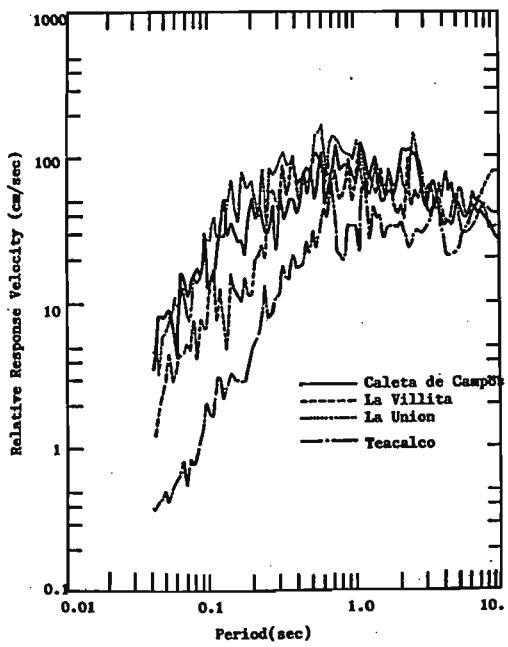


図 14 震源域内の 3 観測点と Teacalco の速度応答スペクトル(減衰 0 %)の比較<sup>6)</sup>

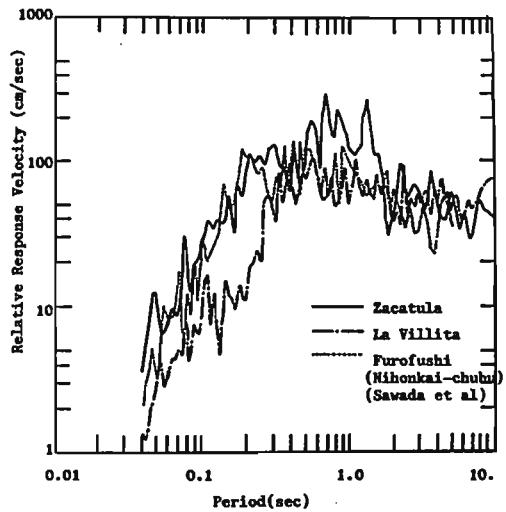


図 15 震源域の 2 観測点と不老不死の速度応答スペクトル(減衰 0 %)の比較<sup>6)</sup>

- |                   |                |               |
|-------------------|----------------|---------------|
| 1. 川島他(1985)      | 7. 桥圓他(1985)   | 13. 宮古(JMA)   |
| 2.                | 8. 田中他(1979)   | 14. 広尾(JMA)   |
| 3. Trifunac(1980) | 9.             | (日本海中部地震)     |
| 4. Faccioli(1978) | 10. 太田説味(1976) | 15. 不老不死(ACC) |
| 5. 小林良橋(1976)     | 11. 工藤(1978)   | (日向灘地震)       |
| 6.                | (十勝沖地震)        | 16. 足羽( JMA ) |
|                   | 12. 横須賀(SMAC)  | (宮城県沖地震)      |
|                   |                | 17. 大船渡(SMAC) |

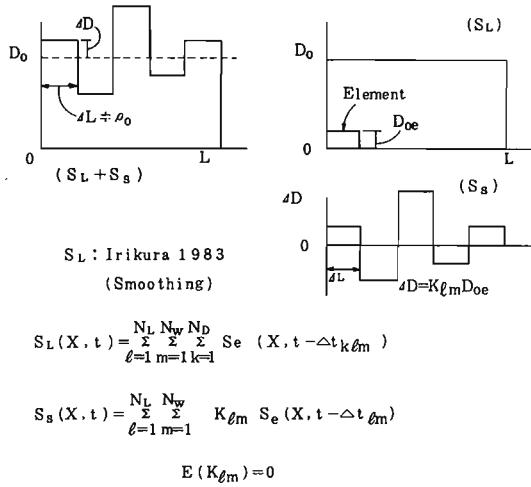
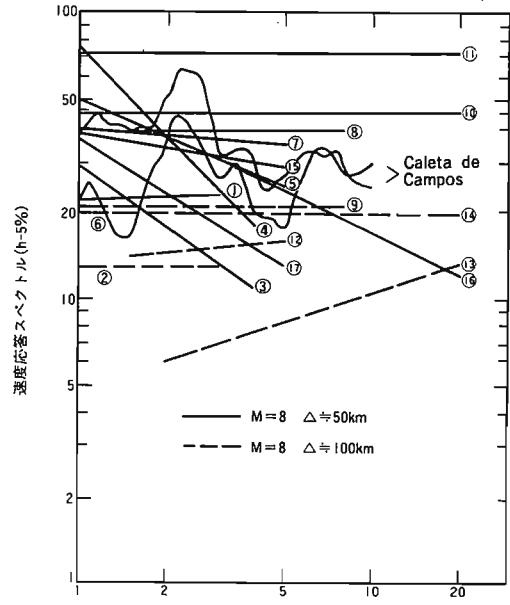


図 17 断層面上のすべりの不均質性を考慮した半經驗的波形合成法の考え方  
S<sub>L</sub> + S<sub>s</sub>:合成波  
S<sub>e</sub>:要素地震波形, N<sub>L</sub>, N<sub>w</sub>, N<sub>p</sub>  
は地震モーメント比により決まる。



注) ⑩⑪の結果は地盤の定数として東京のものを用い、理論的にスペクトル値を評価したものであり他のスペクトルと性格がやや異なる。

図 16 我国で評価された硬質地盤上のや  
や長周期地震動のレベルと震源域  
での速度応答スペクトル  
(減衰 5 %) の比較

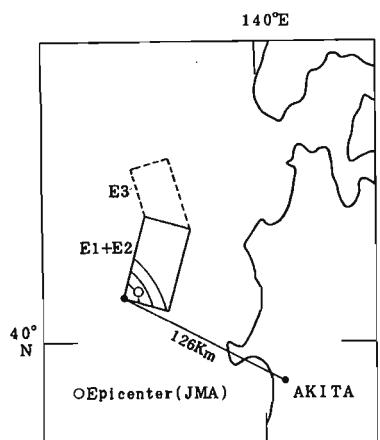


図 18 日本海中部地震の合成モデル<sup>23)</sup>

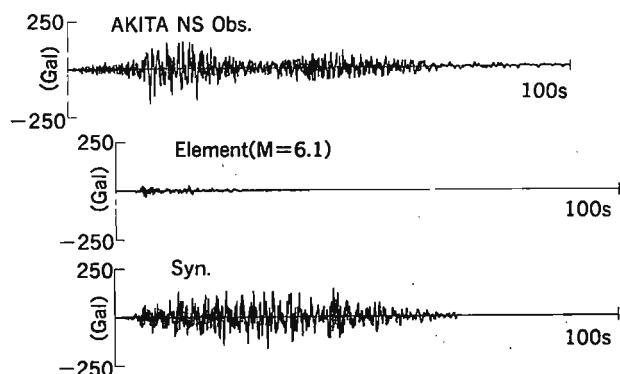


図 19 秋田における観測波、要素波、合成波、合成波は  $S_D = 1.6$  の場合

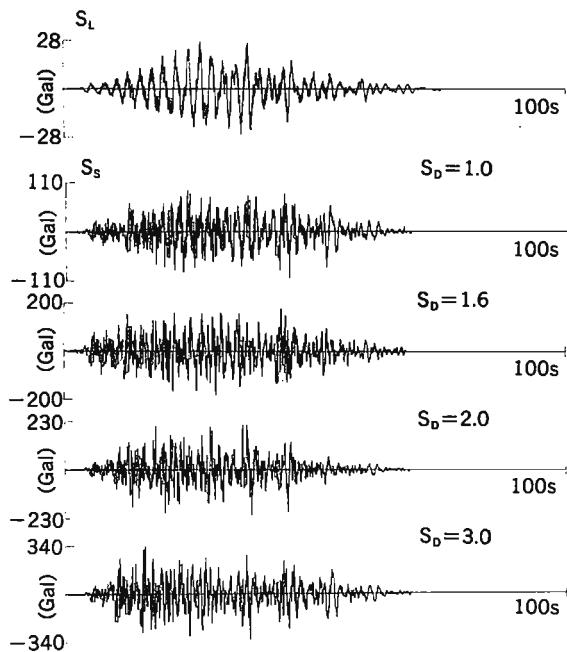


図 20  $S_L$  波と各種  $S_D$  に対する  $S_s$  波

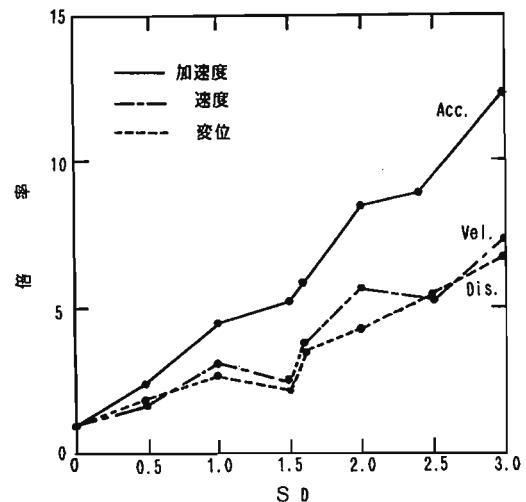


図 21 すべりの不均質性  $S_D$  に対する最大加速度、最大速度、最大変位の変化

## 日本の軟弱地盤とその震動特性

殿内啓司・金子史夫・今野政志

## 1. はじめに

1985年9月19日午前7時18分（現地時間）頃、メキシコ西海岸付近で発生したマグニチュード（Ms）8.1の地震は、震源から400km近くも離れたメキシコ市に大きな被害をもたらし、とくに旧市街部の比較的近年に建築された8～15階建の中・高層の建物に被害が集中した。その原因として種々のことが考えられるが、メキシコ市の地盤が軟弱地盤であったこともその主要因の一つと考えられている。メキシコ市内での強震観測記録によると、被害が集中した軟弱地盤での記録は岩盤上の記録から予想される基盤入射振幅に対して高い増幅特性を示しており、建築物の固有周期とマッチした特定の周期の波が選択的に増幅されている。このような今回のメキシコ地震の例を含め、地震被害が地盤と密接な関わりのあることは過去の震害事例からも明らかな事実であり、地震防災対策を推進するうえで、地盤の震動特性を把握しておくことは極めて重要なことである。このような背景のもとに、本報はメキシコ市の軟弱地盤との対比との観点から日本の軟弱地盤に焦点をあてて、地盤構造ならびに物理を明らかにするとともに、その震動特性について検討を行ったものである。

## 2. 軟弱地盤の地震被害

検討を進めるに先立って本邦における軟弱地盤の震害の事例を抽出し、表-1に示した。資料は主として宇佐美（1975）<sup>1)</sup>を用いたが、一部別の資料<sup>2), 3)</sup>も参考にした。震央からの距離の近い地域では軟弱地盤でなくても被害が発生しているが、やはり軟弱地盤での被害が大きい。また、規模の大きい地震では、震央から遠く離れたところにも被害が発生しており、その多くは軟弱地盤である。表-1によれば、古くは1707年宝永地震の際に震央から500km近くも離れた筑紫平野で住家が壊れ死者が出ている。また最近の例では1968年十勝沖地震で震央から300km離れた八郎潟で堤防に大きな被害を生じている。このように軟弱地盤の震害事例は決して少なくはないが、今回のメキシコ市の被害に匹敵するような事例はほとんど見られない。

## 3. 日本の軟弱地盤

日本に分布する軟弱地盤には、その生成過程を含めて考え合せると、メキシコ市の地盤と同種のものが全くないわけではなく、例えば諏訪湖や琵琶湖周辺などに局所的に見られる。しかしながら、その規模や軟弱層の厚さは、メキシコ市の地盤とは比較にならない程小さく、メキシコ市の地盤に匹敵するような地盤はほとんどない。このようなことから、ここでは生成過程こそ異なるものの、軟弱層の広がりや厚さではメキシコ市の地盤に相当するような地盤の分布する平野部を中心に検討することにした。

周知のように、日本は国土面積の1/4が台地・低地をあわせた平野部であり、さらにその1/2の面積約46,400km<sup>2</sup>は軟弱地盤が分布する沖積低地である。図-1には日本の代表的な平野をとりあげその分布を示した。<sup>4), 5)</sup>また、表-2には、図-1に示した平野の地形的特徴および平野を流下している主要な河川を一覧にして示した。日本の大きな平野には、いずれも大きな河川が流下しており、平野のほとんどが河川堆積物で構成されている。平野の地形は、土砂が河川の山麓部出口から平地にかけて堆積し形成された扇状地性平野、河川の河口部で堆積されて形成された三角州平野に大別される。これらの典型的な例は、前者が富山平野、後者が筑紫平野である。

また、日本の平野の特徴として、石狩平野、新潟平野、関東平野、濃尾平野、大阪平野および筑紫平野のように、大きな平野は海岸に面して分布している。海岸地域に分布する沖積平野には、河成の堆積層の下位に海成の堆積層が分布するのが一般的であり、この海成の堆積層はシルトや粘土ときには細砂質のものを混え、内湾性の貝殻を含んでいる。これら河成および海成の沖積層の厚さは一般に20～30mである。沖積層の土質の一般的な

特徴は堆積時代が新しいために縮りが悪く、砂質土層ではN値5～20と緩く、粘土・シルト層ではN値0～5と軟かく地盤は軟弱な場合が多い。一方、沖積層の下位に分布する洪積層は、一般的に沖積層よりも縮りが良く、砂質土層のN値は20以上を示すことが多い。また粘性土層はN値5～15を示し、地盤は沖積層に比べて安定している。この他、軟弱な土質としては腐植土や泥炭があり、N値0～5で非常に軟かいが、分布は局所的なことが多い。

#### 4. 軟弱地盤の土質と物性

軟弱地盤については、土質工学の分野では「そこに設けられる建造物の種類や大きさによって異なるが、一般にはN値が0～4のものをいう」とされており、明確な定義はない。ここでは、前章でとりあげた軟弱地盤を含んでいる平野の中から全国的な分布を概観する観点に立って、軟弱地盤が比較的広く分布している10地区の平野<sup>6)～21)</sup>を選定し、土質構成およびその物性を調べた。<sup>6)～21)</sup>表-3は選定した平野の地形概要と分布する沖積層の土質概要を示したものである。また図-2には各平野の典型的なモデル柱状を示した。これらは、平野部の中でも比較的良質のデータの整っている地区を対象に、局所的に分布する地盤を除いて設定したものであるが、各平野とも、その地域の地形、地質的特性を反映して、複雑な土質構成を示しており、必ずしもその地域の代表モデル柱状ではない。したがって、平野によっては複数のモデル柱状を選定している場合もある。同図には各地層毎に実測にもとづいたS波速度ならびに密度もあわせて示している。腐植土層や沖積粘性土層ではVs=50m/s以下のものも見られる。中でも関東平野の北浦では表層から深度30mまでVs=30～60m/sの低速度層が分布している。なお、これらの地盤モデルでは地震工学的な地震基盤を仮にVs=400m/s以上の洪積層あるいは第三紀層に設定している。

表-4にはモデル柱状に示している各地層の物性値を示す。物性値としては代表的なものとして、N値、含水比、間隙比および一軸圧縮強さをとりあげた。これらの値には、地域としてまとめられたものもあるが、一地点の値を示しているものもある。各地層の物性値は様々な値を示しているが、とりわけ腐植土層はw=150～850%、e=2～15など他の土質と比べても特異な値となっている。全体的には後述するメキシコ市の地盤の物性値に比べ良好な値（縮っている）を示していると言える。

一方、各地層の動的な変形特性については、地域ごとの特性を把握できる程のデータが得られておらず、図-3、4に示す曲線が一般的に日本において実測データがない場合によく用いられているものである。<sup>22)</sup>同図にはメキシコ市において得られている数少ないデータ<sup>23), 35)</sup>をあわせて示した。メキシコ市に分布する土の動的特性は日本の土に比べて粘性土ではヒズミに対する依存性が小さく、砂質土では逆に大きい特性を示している。

#### 5. 軟弱地盤の震動特性

地震時におけるある地点での震動は、大きく震源特性、伝播経路の特性およびその地点での表層地盤の震動特性に支配される。このうち、震源特性と伝播経路の特性はあわせて表層地盤への入射特性としてくくることができる。したがって、震動を支配する特性としては、大きく入射特性と表層地盤の震動特性の2つに大別することができよう。前者については、地震毎にその特性が異なるが、後者の特性はその地盤に固有のものである。ここでは、後者に限って以下の検討を進めることとし、この震動特性を表現するものとして、卓越周期および増幅度をとりあげた。

まず、前述した各軟弱地盤のモデル柱状を用いてS波の重複反射理論による伝達関数を計算し、その卓越周期と増幅度を求め、さらに至近の範囲内における観測地震動および常時微動観測による卓越周期をまとめて、表-5に示した。<sup>25)～32)</sup>なお、ここで伝達関数の計算に際しては減衰をQ=Vs/10として用いている。全ての地域での資料が揃ってはいないが、どの地域についても卓越周期はおよそ1秒かそれ以上となっている。一般的の沖積地盤や洪積地盤でのそれは通常は1.0秒以下であり、これに比べると軟弱地盤ではかなり長い周期となっている。こ

のことは、一つには表層の S 波速度が極端に小さいことに起因しているものと考えられる。すなわち、一般的沖積層では砂質土・粘性土とも柔かくても S 波速度は  $100\sim200 \text{ m/s}$  程度であるのに対して、埋立（浚渫）土・ヘドロ・腐植土および年代のごく新しい海成・湖成の堆積土などでは、 $30\sim100 \text{ m/s}$  程度となっている。なかでも腐植土（あるいは泥炭）は湿地帯や谷底平野などに局所的に分布し、N 値  $0\sim5$  程度で含水比が大きく、地域的には  $10\sim30 \text{ m/s}$  と人が乗っただけで沈むような軟弱さを示すこともしばしばである。また、こうした極軟弱な土層がみられなくても、関東平野・濃尾平野・大阪平野・筑紫平野の海岸部（大河川の河口部）のように、S 波速度  $100\sim150 \text{ m/s}$  の層が  $20\sim40 \text{ m}$  も連続し、地震基盤層が  $50\sim100 \text{ m}$  と深くなっていることももう一方の要因である。実際に、鳩ら（1978）<sup>24)</sup> はこうした点に着目して、地震基盤層と表層の S 波速度の比と増幅度の関係を求めて、地震動の相対的な分布像を得ている。なお、本報ではとりあげていないが、宅地開発などの進行するなかで、上述のような極軟弱な地盤の問題が顕在化しつつあるのも今一方の現実である。

ついで、3 つの方法によって求められた周期のスペクトルの例を図-5 に示す。全般に地震観測による卓越周期と常時微動観測によるものとは比較的よい対応を示しているが、周期がごく長い部分では地震観測によるものの方がより長い周期が卓越する傾向が見られている。また重複反射による伝達関数の卓越周期は、地震観測によるものに比べてやや短い傾向が見られる。

伝達関数の最大ピークの増幅度については、表-5 に併記してあるが、これらの結果から横軸に卓越周期、縦軸に増幅度をとって示したのが図-6 である。増幅度に関しては、おおよそ  $6\sim10$  倍となっており、中でも姫沼や御町では 10 倍前後と高い値を示している。また浮島では実測の地震動の地震基盤層と地表での振動の比が約 3 倍であるのに対して伝達関数の卓越周期での増幅度は 8 倍となっており、時刻歴における増幅度とここで示したスペクトルにおける増幅度とは必ずしも一致しないことに注意する必要がある。日本の軟弱地盤の増幅度に対してメキシコ市の例を図-6 にあわせて示しているが、メキシコ市の場合には、卓越周期が  $1.6\sim2.1$  秒で増幅度は 10 数倍となっており、日本の地盤に比べて増幅度が大きい。

なお、常時微動観測の結果としていわゆる短周期のもの（1 秒計による）を用いている。最近のビルの高層化、石油タンクの巨大化、橋梁の長大化などに伴って、“やや長周期”と呼ばれる周期数秒の範囲を対象とする地震動が重要視されるようになり、常時微動観測をはじめとして、より深い地盤構造との関連についての調査・研究が進められている。これらの成果には目を見張るものがあるが、いわゆる軟弱地盤とはやや観点が異なるために本報では割愛した。また、地震動の継続時間についても、一般に軟弱な地盤ほど表面波などによる後続位相が励起され易いことが指摘されているが、実際の地震動を対象にして議論すべき性質のものであり、ここでは割愛した。

以上、日本の軟弱地盤についてその分布、物性および震動特性について検討した。しかし上述したように、日本全国の軟弱地盤を全て網羅したものではなく、ここでの検討はあくまでも代表的な軟弱地盤のいくつかの典型例を示したにすぎない。すなわち、関東平野を例にとってみても、ここでとりあげた 3 種類のモデル柱状が関東平野の軟弱地盤の全てではないことは言うまでもない。すでにみてきたように、地盤は、その生成過程も含めて、地域あるいは地点ごとに固有の特性を有しており、とくに軟弱地盤は地震防災の観点からより重視しなければならない。サイズミックマイクロゾーニングに関する研究が急速な進展を見せており、その成果を用いてここでとりあげた地域ごとにより詳細な軟弱地盤のゾーニングとその震動特性の検討が次の課題と考えている。

## 6. メキシコ市の地盤と震動特性

これまで述べてきた日本の軟弱地盤の物性や震動特性と対比するために、補足的に今回のメキシコ地震により大きな被害を蒙ったメキシコ市の軟弱地盤の土質構成・物性および震動特性について以下に概説する。

メキシコ市は、18世紀末まで多くの湖が分布した閉塞盆地に発達した街であり、低地部には圧縮性の極めて高い粘土層が分布している。メキシコ市付近の地質は概括的に言って、中世代白亜紀の褶曲した海成層を基盤

として、その上位に第三紀の火山岩および扇状地堆積物が分布し、さらにその上位に更新世ならびに完新世の堆積物が分布している。図-7に示すようにメキシコ市の表層地盤は、大きく火山岩、漸移帶および湖成層に区分されている。そして、中心市街地は地震による被害が集中した地域も含めて大部分が湖成層地盤上に位置している。湖成層地盤は、図-8の断面図に示すように、5層に区分されており、大部分の建築物の杭基礎はCD層で支持されている。また、最下層のDP層以深のデータはほとんどないが、基盤までの深度はおよそ千数百mと言われている。

このようなメキシコ市の地盤の中から、ここではとくに被害が集中した地域（図-7参照）についてその震動特性を見てみた。メキシコ市内では建築基礎設計のために数多くのボーリング調査が実施されているが、動力学的な土の特性に関する調査・試験のデータは少ない。数少ないデータの中から Faccioli, E. et al. (1975) によるものをベースとして設定した地盤モデルを表-6に示す。このモデルを用いて算出した伝達関数を図-9に示す。同図中には地盤モデルを設定した地点の近傍での常時微動の観測スペクトル<sup>33)</sup>ならびにこれらの地点とは若干離れるが被害集中地域に含まれる強震観測地点（SCT）のメキシコ地震の観測スペクトル<sup>34)</sup>も併せて示した。卓越周期はいずれも2秒前後と共通している。また増幅度に関しては、伝達関数のピーク値が観測波形上での増幅度（地表最大振幅／基盤入射最大振幅）とは必ずしも一致しないことはすでに述べたとおりであるが、図-9に示す伝達関数の増幅度は若干の幅はあるものの10数倍になっている。

#### 参考文献

- 1) 宇佐美龍夫（1975）：資料日本被害地震総覧，東京大学出版会
- 2) 中央気象台（1947）：昭和21年12月21日南海道大地震調査概報
- 3) (株)応用地質調査事務所（1984）：1983年5月26日日本海中部地震被害調査報告
- 4) 井関弘太郎（1983）：沖積平野，東京大学出版会
- 5) 貝塚爽平他（1985）：日本の平野と海岸，岩波書店
- 6) 北海道地震災害グループ（1966～1971）：北海道に於ける特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究
- 7) 日本国鉄道盛岡工事局（1971）：十勝沖地震による鉄道盛土の被害に関する研究
- 8) 岩本利行他（1982）：耐震ダクタイル管路の地震時挙動観測，第6回日本地震工学シンポジウム
- 9) 志賀敏男他（1984）：大地震時における都市生活機能の被害予測とその保全システムに関する研究
- 10) 建設省土木研究所（1985）：1983年日本海中部地震災害調査報告，土木研究所報告，第165号
- 11) 日本国鉄道第一工事局（1968）：関東地盤図
- 12) 東京都土木技術研究所（1977）：東京都の地盤
- 13) 建設省土木研究所（1977）：地震動入力の設定法に関する研究，土木研究所資料，第1192号
- 14) 建設省北陸地方建設局（1981）：新潟県平野部の地盤図集
- 15) 北陸農政局計画部（1977）：福井県の水理地質と地下水
- 16) 愛知県防災会議地震専門部会（1978～1980）：愛知県の地質・地盤
- 17) 運輸省港湾技術研究所（1967, 1970, 1973, 1978, 1980）：港湾地域強震観測地点資料（その1）～（その5），港湾技研資料，№34, №107, №156, №298, №351
- 18) 建設省土木研究所（1976）：地中地震動の観測結果（その1），（その2），土木研究所資料，第1103号
- 19) 大場新太郎（1976）：大阪平野の震動特性について、第4回地盤震動シンポジウム
- 20) 大島恒彦（1977）：佐賀平野の地盤沈下、土と基盤、Vol.25, №6
- 21) Imai, T. et al. (1981) : Correlation of N-Value with S-Wave Velocity and Shear Modulus, ESOPT II

- 22) 建設省土木研究所 (1976) : 広範囲な亜領域での砂の動的セン断変形特性－低周波動的セン断試験装置の開発一、土木研究所資料、第 1080 号など
- 23) Faccioli, E. et. al. (1975) : Respuestas Sismicas Maximas Probables en las Arcillas de la Ciudad De Mexico
- 24) 東京都防災会議 (1978) : 東京区部における地震被害の想定に関する報告書
- 25) 鏡味洋史 (1976) : 1968 年十勝沖地震や長周期微動による深い地盤特性の把握と強震記録の解釈、第 4 回地盤震動シンポジウム
- 26) 中村豊他 (1981) : 軟弱地盤における地震動の高密度観測、第 16 回地震工学研究所発表会
- 27) 横田治彦 (1977) : 東京の軟弱地盤における地中地震観測、第 5 回地盤震動シンポジウム
- 28) 小林啓美他 (1968) : 常時微動の観測資料 No. 1, 川崎市の震災予防に関する基礎調査報告書
- 29) Kanai, K. et al. (1966) : On Microtremors. X, 地震研究所集報, Vol. 44
- 30) 運輸省港湾技術研究所 (1968) : 港湾地域強震観測年報 (1963・1964), 港湾技術資料, No. 55
- 31) 富樫豊他 (1981) : 微動の伝搬性に関する観測、地震学会予稿集
- 32) 正木和明他 (1982) : 濃尾平野とその周辺地域において測定されたやや長周期微動の卓越周期、物理探鉱、第 35 卷、第 1 号
- 33) 応用地質株式会社他 (1986) : メキシコ地震被害調査速報
- 34) Instituto De Ingenieria UNAM (1985) : Los Acelerograms del Sismo de Sep. 19. 1985, Informe IPS - 10A, 10B, 10C, 10D
- 35) Faccioli, E. (1976) : A Stochastic Approach to Soil Amplification, BSSA. Vol. 66 No. 4

---

応用地質株式会社地盤工学研究所

表-1 日本の主な軟弱地盤の震害事例（震央距離およそ100km以上）

地震名 (発生年 マグニチュード)	被害摘要	被害地域 (震央距離)	被害概要
宝永地震 (1707,M=8.4)	震度 28000、死者 4000。 震度Ⅳが範囲は、東海道から中国、九州に及ぶ。 震度は東海道、伊勢湾、紀伊半島でも最も大きい。	金沢平野南部 <sup>2</sup> (350km) 出雲平野 <sup>3</sup> (370km) 備後三原 <sup>4</sup> (280km)	震度あり。 倒壊家屋 130。 城の石垣たわむ。塙家多し。
		筑紫平野 <sup>5</sup> (520km)	塙家、死者有り。
		関東平野(江戸) <sup>6</sup> (250km)	小破壊有り。
安政東海地震 (1854,M=8.4)	震度Ⅳが範囲は、伊豆から伊豆に至る沿岸と、甲斐、信濃、近江、越前、加賀に及ぶ。 倒壊没出家屋 8200、死者 1000。	福井平野 <sup>7</sup> (270km) 三重郡津市付近 <sup>8</sup> (140km) 甲府盆地 <sup>9</sup> (180km) 松本盆地 <sup>10</sup> (250km)	福井城大破、震度 240、死者 4。 塙家 157、死者 5。 町屋 7倒壊れる。 塙家 52、死者 5。
	震度Ⅳが範囲は、近畿、中国、四国全般と九州、中部地方の一部に及ぶ。 震度 128280、死者 3000。	大分県杵筑市付近 <sup>11</sup> (370km) 松山平野 <sup>12</sup> (220km)	震度 150 (津波?) 大崩城破壊、被害家屋 2500。
	全壊 4782、死者 500。 見石、浜田の被害が大。	出雲平野 <sup>13</sup> (80km)	全壊 482、死者 15。
	糸川、愛知、相模をはじめ各地に被害。 全壊 86000、死者 7273。	奈良盆地 <sup>14</sup> (130km)	全壊 18、死者 1。
	震度は、東京を中心に、関東一円に及ぶ。 全壊 128280、死者 83331、山々が多い。	関東平野全壇 <sup>15</sup> (0~80km) 甲府盆地 <sup>16</sup> (80km)	震度被壊大、大火災発生。 震度被壊大 (50%)。
	静岡、愛知、三重で大被害。 岐阜、奈良、奈良、大阪、和歌山、山梨でも小被害。 (E観全壊16300、死者1202)。	遠尾平野南端 <sup>17</sup> (170km) 四崎平野 <sup>18</sup> (140km) 越後太田川流域 <sup>19</sup> (180km)	住家全壊1024、埋立地で被害大 (液状化?)。 津波被壊大 (液状化?)。 全壊率 80~100%。
西南地震 (1946,M=8.1)	被害は、中部以西、各地に及ぶ。 津波被壊が大きく、因勢被壊は比較的小さい。 全壊 11581、死者 1330。	岡山県尼崎市干拓地 <sup>20</sup> (240km) 瀬戸内海、西諸、南諸 <sup>21</sup> (270km) 四万十川流域 <sup>22</sup> (250km) 鳥取県弓浜半島 <sup>23</sup> (380km) 出雲平野 <sup>24</sup> (380km)	埋立地に被災集中。 全半壊被壊50%以上。 全壊 112、死者 18。 全壊2421、全焼82、死者 273 (船団?)。 全壊 19、死者 2。 全壊 70、死者 8。
	上勝沖地震 (1952,M=8.1)	十勝平野南端 <sup>25</sup> (60km)	全半壊被壊50%以上。泥炭地。
	上勝沖地震 (1988,M=7.9)	舟糸島を中心とした北緯37度、北緯38度付近。 八郎潟 <sup>26</sup> (300km)	津波被壊の被害多致。震波上岸 (陣雨の影響)。 液状化により干拓堤防に被害。
	日本南中部地震 (1983,M=7.7)	秋田、青森、北海道に被害。 全壊 834、死者 104 (駿河)。	八郎潟 <sup>27</sup> (90m) 津軽平野 <sup>28</sup> (130km)

\* : 主な被害地域からははずれて局地的に被害があった場合を示す。

表-2 日本の主な平野の概況

No.	平野名	県名	面積 (km <sup>2</sup> )	代表的な地形	主な河川	今回の検討に採用
1	鍋路	北海道	880	泥炭地	鍋路川	
2	十勝	北海道	2,880	台地	十勝川	
3	勇払	北海道	800	泥炭地	勇払川	
4	石狩	北海道	2,750	泥炭地	石狩川	○
5	津軽	青森	850	氾濫低地	岩木川	
6	八戸・小川原	青森	1,280	台地	馬鹿川 (小川原川)	○
7	仙台	宮城	1,470	氾濫低地、後背低地	名取川	○
8	秋田	秋田	740	砂丘、干拓地	米代川、雄物川 (八郎潟)	○
9	庄内	山形	850	三内州低地	最上川	
10	関東	1. 恵那・飛騨	8,800	台地、氾濫低地	利根川、荒川 (霞ヶ浦)	○
11	九十九里	千葉	880	台地、砂丘	-	
12	新潟	新潟	1,780	氾濫低地	信濃川	○
13	富山	富山	840	扇状地	神通川、庄川	
14	金沢	石川	530	扇状地	手取川	
15	福井	福井	500	名古屋低地	九頭龍川	○
16	岡崎	愛知	430	台地	矢作川	
17	諫尾	愛知、岐阜	1,700	氾濫低地、干拓地	木曾川	○
18	伊勢	三重	1,180	台地	鴨川	
19	大阪	大阪、兵庫	1,030	台地、氾濫低地	淀川	○
20	福岡	福岡	450	氾濫低地	市川	
21	岡山	岡山	310	三角州低地、干拓地	旭川 (児島川)	
22	琵琶島	琵琶島	380	氾濫低地、三角州低地	吉野川	
23	豊崎	香川	320	扇状地	香川川	
24	筑紫	福岡、佐賀	1,680	三角州低地	筑後川	○
25	熊本	熊本	440	三角州低地、干拓地	錦川	
26	宮崎	宮崎	550	台地、氾濫低地	大淀川	

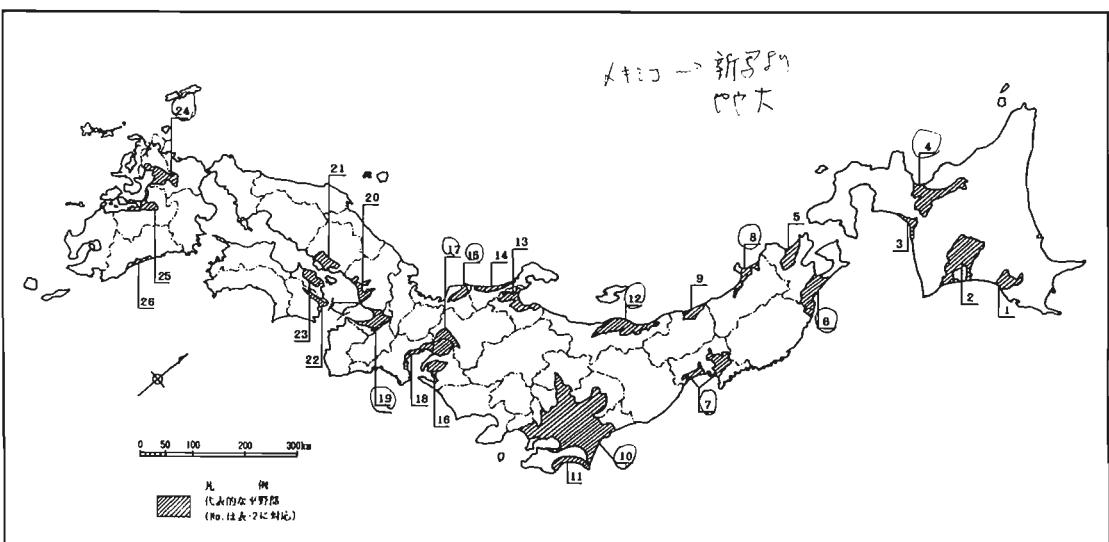


図-1 日本の主な平野の分布

表-3 主な軟弱地盤地域の地形および土質の概要

平野名	地形概要	沖積層の概要	平野名	地形概要	沖積層の概要
石狩	石狩川及びその支流の三角州平野と豊平川などの扇状地とからなる。	上部は砂層、泥炭層、中～下部は軟弱粘土層で、層厚は30～40mである。石狩町村近で厚くなっている。	新潟	海岸沿いに砂丘が発達している。信濃川、阿賀野川流域の低地には、旧河跡氾濫原、自然堤防、三ヶ月湖等が発達している。	冲積層と級上部洪積層をあわせた軟弱層の厚さは約100mになる。新潟地域では上部に砂層が分布しているが、白根地帯では軟弱粘土層が厚く堆積している。
八戸・小川原	洪積段丘と冲積段丘が広く分布し、冲積層は小川原湖周辺と馬鹿瀬川沿いに分布している。	深さ約20mの埋没谷に點在、砂、腐葉土、火山灰が堆積して冲積層を形成している。	福井	平野東部は扇状地、南部は谷底低地。北西部日本海沿岸には砂丘、三角州海岸低地が分布している。	厚さは30m程度であるが、沿岸部の三国町では、最大60mになる。冲積層中部には腐葉土を混入する軟弱粘土層が分布する。
仙台	太平洋沿岸から砂丘、後背低地、氾濱低地が分布し、七北田川、名取川の山間部より出口に段丘と扇状地が分布している。	氾濫低地の冲積層は砂、シルト、泥炭と薄い砂礫からなり、層厚は10数mである。砂丘部の冲積層は上部砂層と下部氾濫成粘土層からなり20～30mの厚さである。	福尾	山間出口には扇状地、平野中央部には広大な氾濫低地、三角州低地が発達しており、特に平野西側部のゼロメートル地帯は海岸から25km内陸にまで及んでいる。国道1号線より海側は干拓地と埋立地である。	冲積層は軟弱な粘性土層を主体としているが、上部には10～20mの三角湖性の砂層をはさんでいる。層厚は木曾川河口で最大50mである。
八郎潟	水代川、雄物川の大量の土砂により陸けい化した男鹿半島のつけ根に生じた治水堤であり、昭和32年に干拓が開始された。	砂州に囲まれた八郎潟は、八郎潟治水堤と呼ばれる軟弱粘土層が厚く分布し、湖の中央部では50m以上もある。	大坂	平野南部に位置する泉市丘陵よりせり出した形の上町台地の東側は後背湿地、西側は淀川、大和川より形成された三角州低地が分布している。低地は段丘で周囲を囲まれ、大阪湾岸には埋立地が分布する。	上部層は、砂質土主体で数m～10mであり、中部層は軟弱な海成粘土層で15m以上地盤し、下部層は数m～数10mの腐葉物を多量に混入した砂泥互層である。層厚は淀川河口付近で最大35mである。
閑東	日本最大の平野。その半分は台地で広く関東ロードで覆われている。低地は利根川、荒川などの河川の堆積作用によって形成された三角州低地が広く分布している。また、東京湾沿いは広く埋立地になっている。	特に冲積層の広く分布する閑東平野中央部における冲積層は、一般的に、上部層は5～10mの砂層と20～30mの均質な軟弱粘土層からなり、下部層は10～30mの砂泥互層で構成されている。層厚は変化に富んでおり、荒川河口から南の埋立地で最大50～80m、また、内陸の荒川、中川流域では40～60mとなっている。	筑紫	筑後川下流域に発達した三角州平野で、周囲の山地との間に段丘が形成されている。有明海沿岸は江戸時代から干拓されている。	冲積層は有明粘土層と呼ばれる軟弱な海成粘土層で平均15～20mの厚さであるが、白石地区では最大30mになっている。この下に洪積の砂層や砾石層が続く。

No.	平野名	地域	項目	深度	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1	石狩	札幌市北区	土質記号	A <sub>p</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>c2</sub> A <sub>s</sub> D <sub>r</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.0	1.7	1.8	1.8	1.8				
			V <sub>s</sub> (m/s)	40 150		80 140	400							
2	八戸	綿沼	土質記号	F A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.2	1.8	1.7	1.6	1.8				
			V <sub>s</sub> (m/s)	50		130	110	200	500					
3	小川原	八戸市北部	土質記号	A <sub>v</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>c2</sub> A <sub>e</sub> D <sub>c1</sub> D <sub>s</sub> D <sub>d</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.35	1.3	1.85	1.45	1.6	1.8	1.55	1.9	2.1
			V <sub>s</sub> (m/s)	40 60 180		110	160	235	170	270	470			
4	仙台	卸町	土質記号	F <sub>a</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c2</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.4	1.9	1.4				1.8		2.0
			V <sub>s</sub> (m/s)	70 150 50				200				800		
5	八郎潟	正田寺跡	土質記号	F <sub>a</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c2</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.85		1.5	1.8	1.85	1.8	2.2		
			V <sub>s</sub> (m/s)	220		85		170	200	200	400			
6	閑東	北浦	土質記号	A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub> T <sub>s</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.2	1.23	1.3	1.8	1.8	1.8	2.0		
			V <sub>s</sub> (m/s)	30		40	80	150	260	280	400			
7	福井	荒川河口	土質記号	F <sub>a</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>c2</sub> A <sub>s</sub> D <sub>c</sub> D <sub>s</sub> D <sub>r</sub> T <sub>s</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.7	1.85	1.85	1.85	1.85	1.8	2.1		
			V <sub>s</sub> (m/s)	150 180		140	180	250		250	500			
8	福尾	浮島	土質記号	F <sub>a</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.8		1.8		1.85	2.0			
			V <sub>s</sub> (m/s)	170		120			140	540				
9	新潟	白根市村附近	土質記号	A <sub>c</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c2</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.3	1.4	1.8	1.8	1.8	1.7	2.2		1.8
			V <sub>s</sub> (m/s)	40 80		180	200	150		220		270		400
10	福井	九頭龍川下流域	土質記号	A <sub>s</sub> A <sub>c1</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c2</sub> A <sub>s</sub> A <sub>d</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.8		1.8	1.8	1.8	1.7	2.1		
			V <sub>s</sub> (m/s)	150		100	150	100		200	150	500		
11	福尾	名古屋港	土質記号	A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub> D <sub>r</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.7	1.8	1.7	1.9	1.8	2.0	2.2		
			V <sub>s</sub> (m/s)	120		150	180	260		240	320	340		600
12	福尾	木曾川河口	土質記号	A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub>	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.8		1.7	1.8	1.8	2.0	2.2		
			V <sub>s</sub> (m/s)	150		180		240	260	240	450			
13	大坂	南港	土質記号	F <sub>a</sub> F <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub> D <sub>c</sub> D <sub>s</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.5	1.7	1.5	2.0	1.6	1.8	1.8		1.8
			V <sub>s</sub> (m/s)	110		110	180	230		330	300	300		400
14	筑紫	白石町村附近	土質記号	F <sub>a</sub> F <sub>c</sub> A <sub>s</sub> A <sub>c</sub> D <sub>r</sub> D <sub>s</sub> D <sub>c</sub> D <sub>s</sub> T	密度(g/cm <sup>3</sup> )	1.35		1.8	1.8	1.8	1.7	2.0		
			V <sub>s</sub> (m/s)	100		300	170	300		170	400			
			深度(m)	10 20 30 40 50 60 70 80 90 100										

凡例	
F,Fc,Fs	埋土、盛土
A <sub>c</sub>	冲積粘土性土層
A <sub>s</sub>	冲積砂性土層
A <sub>c1</sub>	冲積砂質粘土層
A <sub>c2</sub>	冲積砂質土層
A <sub>d</sub>	冲積腐殖土層
A <sub>v</sub>	(冲積)火山灰
A <sub>g</sub>	冲積鈍質土層
D <sub>c</sub>	洪積粘土性土層
D <sub>s</sub>	洪積砂質土層
D <sub>r</sub>	(冲積)火山灰
T <sub>s</sub>	冲積器質土層
T	第三紀層

図-2 モデル柱状一覧

表-4 物性値一覧

No.	平野名	地城	土質記号	N値	自然含水比w (%)	間隙比e	一軸圧縮強度qu (kgf/cm²)	No.	平野名	地城	土質記号	N値	自然含水比w (%)	間隙比e	一軸圧縮強度qu (kgf/cm²)				
1	石狩	札幌市* 北部	Ap Ac <sub>1</sub> Ac <sub>2</sub> As Dv	0 ~ 1 2 ~ 5 0 ~ 3 3 ~ 7 50 <	400 ~ 850 50 ~ 55 50 ~ 70 — —	11.5 ~ 14.5 1.3 1.4 ~ 1.8 — —	0.10 ~ 0.21 0.83 ~ 0.89 0.92 ~ 0.92	8	闘戸	浮島*	Fs Ac As Ac Dv T	— 0 ~ 3 1 ~ 8 0 ~ 2 8 ~ 38 50 <	85 ~ 82 150 ~ 400 20 ~ 50 80 ~ 130 8 ~ 65 15 ~ 48	1.72 ~ 2.88 2.21 ~ 10.3 1.84 ~ 4.42 1.81 ~ 3.47 1.43 ~ 2.05 —	0.18 ~ 0.41 0.22 ~ 0.74 0.37 ~ 0.81 0.37 ~ 1.23	5 ~ 8 2 ~ 4 5 50 <	22 ~ 40 40 ~ 72 30 ~ 40 30	1.05 ~ 1.1 1.85 ~ 2.08 0.72 ~ 0.76 —	0.28 ~ 0.58 1.5 ~ 1.9 —
2	八戸	鍋沼**	Fs Ap As Ac Dv T	— 0 ~ 3 1 ~ 8 0 ~ 2 8 ~ 38 50 <	85 ~ 82 150 ~ 400 20 ~ 50 80 ~ 130 8 ~ 65 15 ~ 48	1.72 ~ 2.88 2.21 ~ 10.3 1.84 ~ 4.42 1.81 ~ 3.47 1.43 ~ 2.05 —	0.18 ~ 0.41 0.22 ~ 0.74 0.37 ~ 0.81 0.37 ~ 1.23	9	新潟	白根市* 村近	Ac As <sub>1</sub> As <sub>2</sub> Ac <sub>3</sub> T	— 5 ~ 15 3 ~ 7 15 ~ 40 50 <	140 ~ 380 25 ~ 50 46 ~ 80 44 ~ 48 —	0 ~ 5 25 ~ 50 1.3 ~ 1.6 1.1	140 ~ 380 25 ~ 50 46 ~ 80 44 ~ 48 —	1.05 ~ 1.1 1.85 ~ 2.08 0.72 ~ 0.76 —	0.20 ~ 1.18 2.8 1.34 ~ 2.21 —		
3	八戸原	八戸市** 北部	Av As <sub>1</sub> As <sub>2</sub> Ac <sub>1</sub> Dc <sub>1</sub> Dg Dc <sub>2</sub> Ds T	0 ~ 3 1 ~ 6 8 ~ 20 0 ~ 2 2 ~ 7 17 ~ 50 3 ~ 7 10 ~ 40 50 <	23 ~ 400 20 ~ 50 14 ~ 40 80 ~ 130 50 ~ 120 15 ~ 50 45 ~ 80 8 ~ 22 15 ~ 48	2.21 ~ 10.3 1.94 ~ 4.42 0.37 ~ 1.08 1.81 ~ 3.47 1.83 ~ 2.95 0.40 ~ 1.33 1.00 ~ 2.50 0.21 ~ 0.58 —	0.18 ~ 0.41 0.22 ~ 0.74 0.37 ~ 0.81 0.37 ~ 1.23	10	福井	九頭龍川* 下流部	As <sub>1</sub> As <sub>2</sub> As <sub>3</sub> Ac <sub>2</sub> Ds	2 ~ 11 0 ~ 2 4 ~ 8 15 ~ 50 50 <	35 55 ~ 73	—	0.88 1.47 ~ 1.87	0.50 0.47 ~ 0.94	—	—	
4	仙台	即町*	Fs Ac Ap As Ac <sub>2</sub> Dg T	5 2 ~ 8 1 12 ~ 18 3 ~ 8 35 ~ 50 50 <	30 72 200 40 60 —	1.0 1.87 5.0 1.2 2.0 —	—	11	浪尾	名古屋港*	Ac <sub>1</sub> As Ac <sub>2</sub> Ds <sub>1</sub> Ds <sub>2</sub> Dc <sub>2</sub> T	0 ~ 2 10 ~ 20 0 ~ 4 10 ~ 30 10 ~ 20 30 ~ 40 50 <	20 ~ 80 30 ~ 40 40 ~ 80 — — — —	0.54 ~ 1.02 0.80 ~ 1.08 1.08 ~ 2.16 — — — —	—	—	—	—	
5	八郎潟	正面堤防*	Fs Ac <sub>1</sub> Ac <sub>2</sub> As Ac <sub>3</sub> Dg	1 ~ 20 0 ~ 4 4 ~ 7 5 ~ 14 —	22 ~ 24 50 ~ 200 50 ~ 70 — <td>0.58 ~ 0.84 1.35 ~ 5.4 1.35 ~ 1.09 —</td> <td>0.25 ~ 0.80 0.70 ~ 1.10 —</td> <td>—</td> <td>12</td> <td>木曾川**</td> <td>阿口館</td> <td>As Ac Ds Dg Ds</td> <td>6 ~ 18 2 ~ 8 10 ~ 18 21 50 &lt;</td> <td>20 ~ 35 35 ~ 80 15 ~ 30 30 ~ 60</td> <td>0.53 ~ 0.83 0.85 ~ 2.16 0.40 ~ 0.80 0.81 ~ 1.82</td> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td>	0.58 ~ 0.84 1.35 ~ 5.4 1.35 ~ 1.09 —	0.25 ~ 0.80 0.70 ~ 1.10 —	—	12	木曾川**	阿口館	As Ac Ds Dg Ds	6 ~ 18 2 ~ 8 10 ~ 18 21 50 <	20 ~ 35 35 ~ 80 15 ~ 30 30 ~ 60	0.53 ~ 0.83 0.85 ~ 2.16 0.40 ~ 0.80 0.81 ~ 1.82	—	—	—	—
6		北浦*	Ac As Ag Ds <sub>1</sub> Ds <sub>2</sub>	0 ~ 1 15 ~ 50 35 ~ 50 45 ~ 50 50 <	80 ~ 230 20 ~ 50 30 ~ 50 —	2.18 ~ 8.21 0.53 ~ 1.33 0.80 ~ 1.33 —	—	13	大阪	南堀*	Fs Fc Ac Dg Ds <sub>1</sub> Ds <sub>2</sub>	5 ~ 50 0 ~ 3 0 ~ 4 30 ~ 50 5 ~ 15 20 ~ 50	83 ~ 102 54 ~ 74 — 70 ~ 75 —	2.51 ~ 2.75 1.14 ~ 1.58 — 1.89 ~ 2.03 —	0.2 ~ 0.35 0.45 ~ 1.0 — 1.38 ~ 2.80 —	—	—	—	
7	闘戸	荒川** 阿口館	Fs As <sub>1</sub> As <sub>2</sub> Ac <sub>1</sub> Ac <sub>2</sub> As <sub>3</sub> Dc Ds Tg	2 ~ 10 2 ~ 10 0 ~ 2 1 ~ 3 3 ~ 30 3 ~ 10 30 ~ 50 30 ~ 50	— 20 ~ 50 40 ~ 80 40 ~ 80 20 ~ 50 — <td>0.53 ~ 1.33 1.08 ~ 2.18 1.08 ~ 2.18 0.53 ~ 1.33 —</td> <td>— —<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td></td></td></td></td></td>	0.53 ~ 1.33 1.08 ~ 2.18 1.08 ~ 2.18 0.53 ~ 1.33 —	— — <td>—<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td></td></td></td></td>	— <td>—<td>—<td>—<td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td></td></td></td>	— <td>—<td>—<td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td></td></td>	— <td>—<td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td></td>	— <td>—<td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td></td>	— <td>—<td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td><td>—</td></td>	— <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td> <td>—</td>	—	—	—	—	—	

注) \* 1地点の値

\*\* 地域としての値

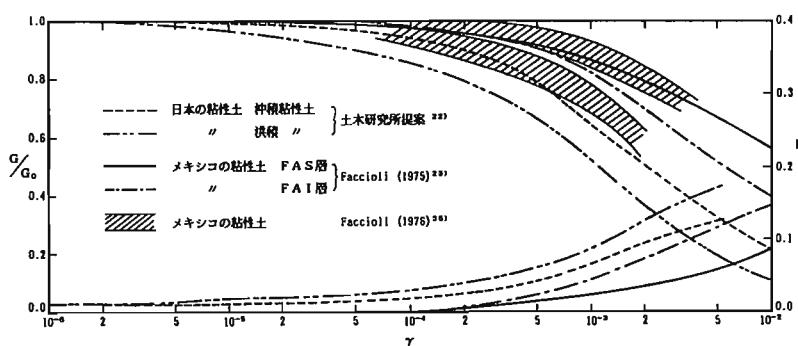


図-3 粘性土の動的変形特性

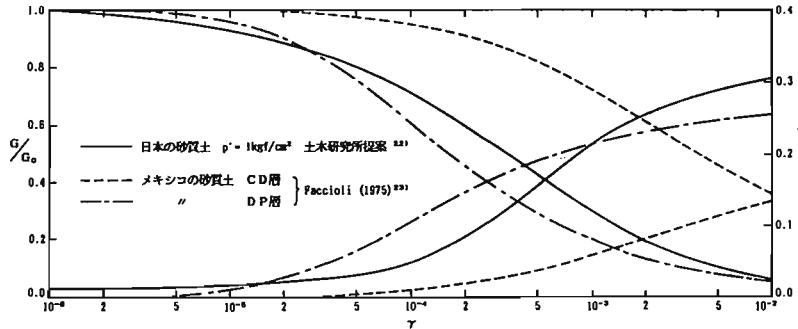


図-4 砂質土の動的変形特性

表-5 卓越周期および増幅度一覧

No.	地 区 (平野・地域)	卓越周期および増幅度		
		地盤調査記録	常時微動	伝達関数による伝達関数
1	石狩・札幌市北部	1.0秒(SV)	2.0秒	0.85秒(8.5)
2	八戸・小川原・鶴根	2.0, 1.3秒	1.0~1.1秒	0.88秒(10.4)
3	八戸・小川原・八戸市北部	1.1秒	1.1秒	0.88秒(7.1)
4	仙台・郷町	—	1.4~1.5秒, 0.4秒	1.2秒(9.5)
5	八郎沼・正面堤防	2.8秒	—	1.8秒(8.5)
6	関東・北浦	—	—	2.8秒(8.5), 1.1秒(3.8)
7	関東・荒川河口部	1.2~1.5秒	1.2~1.4秒	0.85秒(8.4)
8	関東・浮島	1.2~1.4秒	1.0~1.5秒	1.7秒(8.0)
9	新潟・白根市村近	—	2.0秒	0.75秒(7.4), 1.3秒(5.8)
10	福井・九頭竜川下流域	—	1.0秒	1.8秒(8.1)
11	福井・名古屋港	1.8秒	1.2~1.4秒	1.3秒(7.4)
12	福井・木曾川河口部	—	1.2~1.4秒	1.2秒(8.3)
13	大阪・南港	1.0秒(SV)	0.9~1.2秒	1.3秒(5.6)
14	筑紫・白石町付近	—	—	1.2秒(8.1)

( ) 内は増幅度

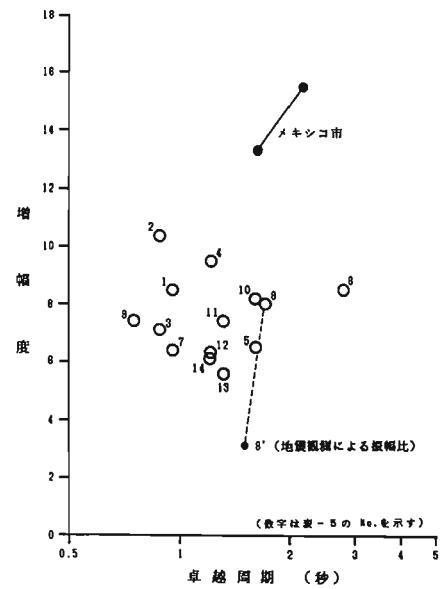
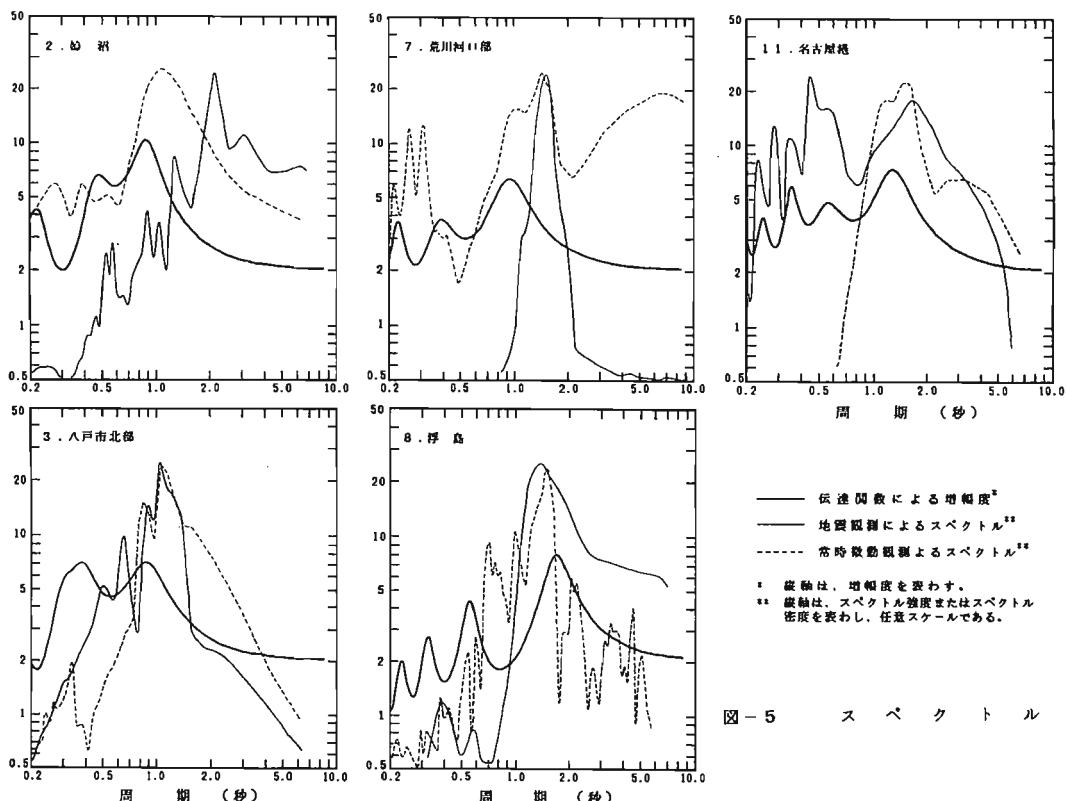


図-6 伝達関数による増幅度と卓越周期



— 伝達関数による増幅度<sup>\*</sup>  
— 地盤説明によるスペクトル<sup>\*\*</sup>  
- - - 常時微動観測によるスペクトル<sup>\*\*</sup>

\* 繊維は、増幅度を表わす。  
\*\* 繊維は、スペクトル強度またはスペクトル密度を表わし、任意スケールである。

図-5 スペクトル例

表-6 メキシコ市の地盤モデル

モデルA(トテロルコ地区)		モデルB(アラメダ公園)					
深度 (m)	地質	$\gamma_t$ (g/cm <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/sec)	深度 (m)	地質	$\gamma_t$ (g/cm <sup>3</sup> )	$V_s$ (m/sec)
5	F	1.30	40	15	F A S	1.30	47
		1.30	30				
		1.20	78				
		1.17	110				
		1.20	245				
		1.70	245			1.20	75
30	CD	1.70	245	30	C D	1.77	105
		1.20	245			1.27	138
		1.77	245			1.77	245
		1.80	285			1.80	285
		1.80	275			1.80	275
		2.00	287			2.00	287
80	(D P)	2.10	1040	80	(D P)	2.10	1040

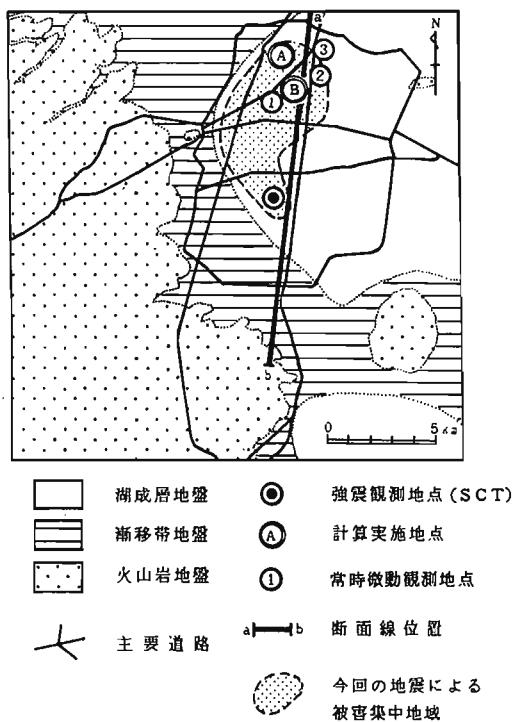
注) 減衰は  $Q = V_s / 10$ とした。

図-7 メキシコ市の地盤区分

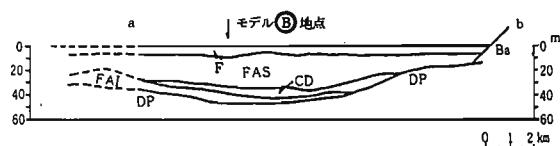


図-8 メキシコ市の地質断面図

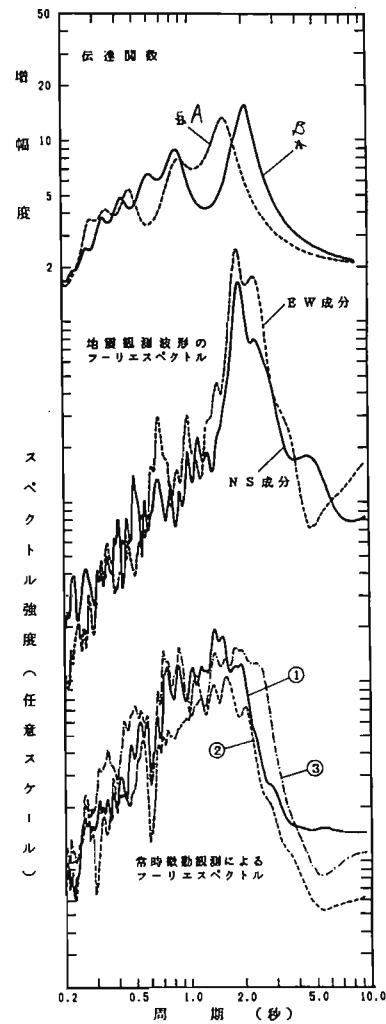


図-9 スペクトル一覧

## 地盤構成と微動および地震動特性について

河野允宏

## 1. まえがき

1985年9月19日に発生したメキシコ地震は、震央域での最大加速度がマグニチュードに比較して大きくなりにもかかわらず、約350kmも離れているメキシコ市の建築構造物に大きな被害を与えた。この地震動の特徴は、大きく分けて震源特性、伝播経路の地盤による地震波のattenuation特性、メキシコ谷の軟弱な不整形地盤による增幅特性の3つの物理的特性によって説明されるだろう。ここでは、岩盤上にあると思われるUNAMの最大加速度に較べ、メキシコ谷の強震地動の最大加速度が約6倍もあるという事実から、この3つの特性の中で、メキシコ谷の軟弱な不整形地盤の振動特性が観測された強震地動特性に大きな影響を与えたという前提に立ち、先ずメキシコ谷の地震被害の大きな地域を中心に常時微動を測定し、メキシコ谷の地盤振動特性を評価した。次に、半無限弾性体内にメキシコ谷の軟弱地盤と想定した半球形の弾性体が存在している場合の不整形地盤の振動特性を解析し、地盤の層厚、地盤常数、方位、入射波の角度等とスペクトルの構成との関係について検討を行っている。更に、この地盤モデルの理論解析結果を基に、メキシコ谷の常時微動特性、観測されたSCT及びCentral Abastosの強震地動特性の構成について不整形軟弱地盤の振動の観点から考察を試みている。

## 2. メキシコ谷の地盤振動特性

## 2-1 地盤の常時微動測定点

地盤の常時微動は、Fig. 1に示されるようにメキシコ谷の地震被害の最も大きい地域を横切るA, B, Cの測線と、比較的被害の少ない地域を横切るD測線を設定し、これらの測線上を1~2km程度の間隔で測定された。これらのA, B, C, Dの測線は以下のように設定された。

(1) A測線は、国際空港近辺の深い堆積層からチャブルテベック公園の岩盤へ、東西へ地盤深さの等高線を横切る線。

(2) B測線は、最も地震被害の多い地域の地盤の深さの等高線を横切る線。

(3) C測線は、B測線をほぼ直角に横切る線。

(4) D測線は、比較的被害の少ない地域の地盤の深さの等高線を横切る線。

又、A, B, C, Dの各測線上の測点の他に、メキシコ谷での強震観測点である、UNAM, SCT, Central Abastos, Viveros, Tacubayaの5測点でも測定を行っている。地盤の振動特性の考察を容易にするために、Fig. 1に示されている地盤の深さの等高線沿いに測定をおこなっているので、測定された地盤の振動特性に与える影響の差は地盤定数、地盤形状によると考えられる。

## 2-2 測定結果

測定された微動の波形周数を0.01秒でサンプリングし、そのpseudo velocityのフーリエ・スペクトルの計算には4096点を採用している。A, B, C, Dの各測点での波形周数及びフーリエ・スペク

トルは前報 [1] に示されている。これらの解析の中から 1 例として D 測線上の測定点と強震観測点のフーリエ・スペクトルを Figs. 2, 3 に夫々示してある。前報 [1] で出示されているメキシコ谷の常時微動による地盤振動特性は次のようにまとめらるであろう。

- (1) A, B, C, D 測線上の測点のフーリエ・スペクトル特性から、これらの各測線に共通して、大きく分けて 2 つのスペクトルのピークが存在している。
- (2) この 2 つのスペクトルのピークの位置は、UNAM の岩盤に近い浅い地盤では、0.3 秒と 1 秒前後であるが、空港近くの深い地盤では、0.5 秒と 5 秒前後である。しかも、この 2 つのピークは地盤が浅い所では周期の短い方のピークが長い方のピークよりも大きいが、地盤が深くなるにつれて周期の長い方のピークが短い方のピークよりも大きくなるという明確な傾向を示している。又、この 2 つのピークの位置は地盤が深くなるにつれて、夫々が周期の長い方へ移動する。
- (3) UNAM が存在する岩盤地域では、0.3 ~ 0.5 秒に大体平坦な成分が存在し、5 秒前後に脈動と思われる長周期成分が存在している。
- (4) 日本建築学会と東京工大 [2] の両調査団が異なった日時で測定した結果と比較しても、大体、(1) ~ (3) の解析結果は共通して示されており、メキシコ谷の地盤特性は、(1) ~ (3) のような性質を基本的に示すと考えられる。

上記の地盤振動の特徴は Fig. 2 の D 測線、Fig. 3 の強震観測点のスペクトル特性にも典型的に見られることが分かる。

### 3. 不整形軟弱地盤の振動特性の解析

#### 3-1 地盤モデルと入力機構

2. で示されているように、メキシコ谷の地盤特性がその不整形と軟弱性によって大きく特徴づけられており、又、この地盤振動特性がメキシコ谷で観測された強震地動の特徴を生み出す原因とも考えられる。従って、このような地盤の振動特性を調べるために、ここでは Fig. 4 に示されているように半無限の弾性体の中に半球形の弾性体が埋込まれている地盤モデルを想定し [3]、この地盤モデルに任意の入射角をもつ SH 波が入るとときの半球形の表面の振動特性の解析を行っている。この地盤モデルの振動特性は、メキシコ谷を半球形の弾性体で表現し、半無限弾性体はメキシコ谷を取り囲む岩盤と考えれば、大きな平野全体の振動性状を示し、メキシコ谷の地盤の中で剛性や密度、ポアソン比が異なる不整形状の地盤が存在すると考えると、平野でのある部分の地盤振動性状を示すと考えられる。

#### 3-2 解析結果

Fig. 4 に示されている地盤モデル及び入力機構に対する解析結果が Fig. 5 に示されている。これらの図の中で CSF / CSF 1, RF / R 1 はメキシコ谷を取り囲む岩盤に対するメキシコ谷の地盤のせん断波速度比及び密度比を示している。又、P (Rock), P (Soil) は岩盤とメキシコ谷の地盤のポアソン比を示している。FAI は X 座標から反時計回りの方向へ測った角度、B/A は半径方向での観測点の位置である。又、入射波は図の X 座標方向に進むと想定している。この不整形地盤での地盤振動のスペクトル構成が入射角、地盤の層厚、地盤定数、方位によってどのように変動するかを考察することとは重要である。

##### (1) CSF / CSF 1 = 0.5 のスペクトル特性

Figs. 5 (a) ~ (f) の上の図が NS 方向成分、下の図が EW 方向成分の図である。これらの図から、殆ど真下から SH 波が入射する場合は、その応答倍率は最大で約 1.5 倍 (ポアソン比 = 0.35) であり、地盤の深い所でのスペクトル形成及び応答倍率が、例えば B/A = 0.0, 0.6 で比較しても異なっ

ているのが分かる。これは、明らかに整形地盤の場合には見られないことから地盤の不整形性によると考えられる。入射角が $30^\circ$ の場合は、深い地盤での基本的なスペクトル構成は入射角 $8.5^\circ$ の場合とほぼ同じであるが、地盤が浅くなると、入射角 $30^\circ$ の場合のスペクトルと大きく変動することが分かる。この意味で、不整形地盤の振動特性は、地震波の入射角がスペクトルの基本構成に大きく影響することが分かる。

#### (2) $C S F / C S 1 = 0.3$ のスペクトル特性

Figs. 5 (d) ~ (f) から非常に軟い地盤は、せん断波、縦波の固有振動によるスペクトルのピークが前後に出現し、スペクトル特性が複雑になること及び応答倍率が最大50倍（ポアソン比=0.35）程度になることが分かる。入射角 $30^\circ$ の場合の図から、地震波の入射角の影響は  $C S F / C S 1 = 0.5$  の場合よりも更に大きく、特に地盤の浅い所では極めて複雑なスペクトル構成になることが分かる。

### 4. メキシコ谷の常時微動特性の解析

3. で示された不整形軟弱地盤の理論解析結果とメキシコ谷で測定された地盤振動特性との対応関係を調べるために先ず、メキシコ谷の中心部を国際空港近辺と考え、Fig. 1でのCA, D6, D5, SCT, D4の位置関係に対応する変位応答のスペクトルを計算する。次に、UNAMでのスペクトルと夫々の微動観測点での変位応答のスペクトルとの積から観測点のスペクトル特性を理論的に評価し、計測された微動のスペクトル特性との比較を行っている。Figs. 6 (a) ~ (h) に、CA, D6, D5, SCT, D4での理論解析結果（実線）と計測結果（点線）が示されている。この比較のためにCA (Freezing House) のスペクトル特性の2秒前後のピークとFig. 5で示されているスペクトルの2次のピークを合わせるように理論解析によるスペクトルの横軸の周波数の有次元量を定めてある。他の、CA, D6, D5, SCT, D4の計測点の理論解析のスペクトルも全てこの周波数の有次元量を基準としている。一方、スペクトルの応答倍率については合わせるための何の調整も行っていない。理論解析に用いられた地盤モデルの地盤常数は、 $C S F / C S 1 = 0.5$ ,  $R F / R 1 = 0.5$ ,  $P (Rock) = 0.25$ ,  $P (Soil) = 0.35$ である。

#### (1) Central Abastos (Freezing House) の場合 (Fig. 6 (a))

これらの図で、スペクトルの大きさを含めて全体の傾向では理論解析結果と計測結果とが比較的よく一致していると考えられる。この一致は、特に $0.5\text{ Hz}$ 以下でみられ、 $0.5\text{ Hz}$ 以上では定性的には一致しているが、スペクトルの大きさに差がみられる。

#### (2) D6 の場合 (Fig. 6 (b))

D6の計測地点は、CA (Office) に近い所にあり、その卓越周波数が $0.25\text{ Hz}$ であるが、NS, EW成分共に全体に良好な一致が見られる。これらの図でも高い周波数域で若干のスペクトルの大きさの違いが見られる。

#### (3) D5 の場合 (Fig. 6 (c))

D5の場合、基本的にはD6と同様の傾向が見られるが、Fig. 6 (a) に見られるスペクトルの傾向、即ち地盤が深い所では周期の長い方のピークが周期の短い方のピークよりも大きい傾向は、D6もD5の理論解析結果と計測結果の両方に見られる。

#### (4) D4 及び SCT の場合 (Fig. 6 (d))

これらの図では、低周波数では比較的よい合致が見られるが高周波数域では相当の差が見られる。2. で指摘したように、常時微動の2つのピークは地盤の深い所から浅い所へ向って夫々のピークの高さを変えながら変化していく。この2つのピークが等しくなる点が、A, B, C, D測線上に存在するが、それらの点を結ぶ1つの線を形成出来る。SCT及びD4はその線上に極めて近いと考えられるので、計測微動のスペクトルに高周波数成分が多く存在するのは、自動車等の計測地点に近い発振源によるものと考えられる。更

に、理論スペクトルの計算に用いられている地盤には減衰機構がないことも原因の一つとして考えられる。以上の解析結果の比較では、地盤モデルでの増幅率は約2.0～4.0倍程度になっている。一方、UNAMの微動のスペクトルのレベルとD6, D5, CA, SCT等の微動のスペクトルとを比較しても、理論解析による地盤の増幅率と大体一致している。この場合は、UNAMに0.2Hz前後の低い周波数が存在しているので、UNAMの振動がメキシコ谷の堆積層を定常的に伝達していると考えれば、地盤モデルによるスペクトルの増幅率を説明出来ると考えられる。但し、高周波数域での振動は遅くに伝達し難いことと、計測地点の発震源に左右されると思われる。この意味で、信頼出来るデータの計測技術の問題はあっても、比較的低い周波数の微動特性の方が、地盤特性を決定するのに都合がよい。

## 5. メキシコ谷の強震地動の解析

メキシコ谷で観測された強震地動はUNAM, SCT, CA (Freezing House, Offices) で夫々のスペクトル特性、波形関数、加速度、速度、変位の最大値が大きく異なる特徴がある。[4～10] ここでは、これらの地盤動の特徴と常時微動測定によって示されたメキシコ谷の地盤振動特性との関係を4. で示された地盤モデルのスペクトル特性を用いて検討を行う。このために、4. の常時微動特性の形成の推定に用いた地盤モデルのスペクトル特性とUNAMの観測地震動のスペクトル特性の積とCA (Freezing House), SCTの観測地震動のスペクトル特性との比較を行っている。

Figs. 7 (a), (c) にCAおよびSCTの観測地震動と理論地震動のスペクトル特性が示されている。Figs. 7 (a), (b) のCA (Freezing House) のNS, EW成分共に観測地震動と理論地震動のスペクトル特性が全体的によく対応している。特に、この図の低周波数域でよく対応しているが高周波数域では理論地震動のスペクトルの方が大きくなり、両者の絶対値が相当異なる。Figs. 7 (c), (d) のSCTのNS, EW成分共に観測地震動と理論地震動のスペクトル特性は、定性的にはよく対応しているが、全体のスペクトルの絶対値が両者で著しく違う。これらの図の考察から、理論解析によるスペクトルと観測地震動のスペクトルは全体的傾向は類似しているが、その絶対値が著しく異なることが指摘される。この原因として、SH波の入力機構のみを考えていること、地盤モデルが正確に実際の地盤特性を反映していないことも考えられるが、最も大きな原因として地震動の非定常性と地盤の減衰機構、又、一方で地盤の伝達関数の違いが考えられる。即ち、変位の出力を基準とした場合、その対応する入力が加速度か、速度か、変位かによって特に高周波数域の伝達関数の絶対値が大きく異なるためと考えられるがいずれも今後の検討課題であろう。

## 6. メキシコ市の地盤の常時微動を測定した日本建築学会の調査団員

ここに示されている常時微動の測定は、以下に示されるメンバーによって実施された。

大堀新太郎（大阪工業大学）、河野允宏（京都大学）、小林喜久二（竹中工務店）、篠崎祐三（京都大学）、種春雄（KUS建築設計）、西垣太郎（大成建設）、藤村勝（竹中工務店）、水畠耕治（神戸大学）

常時微動のスペクトル解析は主に大堀新太郎博士、小林喜久二君が行い、その一部がここに掲載されている。

## 謝辞

メキシコ地震被害調査及びメキシコ谷の強震記録の磁気テープの提供に御協力頂きましたメキシコ自治大学のJ. Prince教授、L. Esteve教授を中心とする他のスタッフの方々に心より感謝申し上げます。

又、この研究に大きな示唆を頂きました京都大学名誉教授小堀錦二先生並びにこの研究に御援助頂きました関

西電力株式会社に心より感謝申し上げます。更に、微動解析に御協力を頂きました竹中工務店村井信義氏に心より感謝申し上げます。この原稿のデータ解析、図面作成に多大の御協力を頂きました京都大学大学院学生菅原長君並びに船越淳久君に感謝致します。

## 7. 参考文献

- [ 1 ] 河野允宏 “MEXICO地震の特性とMEXICO市の地盤振動特性” 1985年メキシコ地震災害調査  
　　速報, 1986, 1.
- [ 2 ] Kobayashi, K. Seo, S. Midorikawa and S. Kataoka “Measurment of Microtremurs in and around Mexico  
　　D. F.” Report on Seismic Microzoning Studies of the Mexico Earthquake of September 18, 1985.
- [ 3 ] 河野允宏, 辛史朗 “3次元地盤中の埋設基礎の地震応答特性(その1, その2)”, 日本建築学会近畿  
　　支部研究報告集. 昭和60年5月, pp. 333~340.
- [ 4 ] Prince, J., R. Quaas, E. Mena, C. Carmona, D. Almora, P. Perez A., G. Chavez, L. Alcantara and R. Delgado  
　　“Acelerogramas en Ciudad Universitaria del Sismo de 18 de Septiembre de 1985”. Instrumentacion  
　　Sismica. Instituto de Ingenieria. UNAM. INFORME IPE-10A. 1985.
- [ 5 ] Mena, E., R. Quaas, J. Prince, D. Almora, P. Perez A., C. Carmona, M. Torres, R. Delgado, G. Chavez,  
　　L. Alcantara and M. A. Oñate. “Acelerograma en El Centro SCOP de la Secretaria de Comunicaciones y  
　　Transportes. Sismo de 18 de Septiembre de 1985”. Instrumentacion Sismica. Instituto de  
　　Ingenieria. UNAM. INFORME IPS-10B. 1985.
- [ 6 ] Quaas, R., J. Prince, E. Mena, M. Torres, L. Alcantara, P. Perez A., D. Almora, G. Chavez, R. Delgado, C. Carmona  
　　and M. A. Oñate. “Los Dos Acelerogramas del Sismo de Septiembre 18 de 1985. Obtenidos en La Central  
　　de Abastos en Mexico D. F.”. Instrumentacion Sismica. Instituto de Ingenieria. UNAM. INFORME IPS -10  
　　C. 1985.
- [ 7 ] Prince, J., R. Quaas, E. Mena, L. Alcantara, D. Almora, A. Barreto, C. Carmona, R. Carrera, G. Chavez, R. Delgado  
　　S. Medina, M. A. Oñate, P. Perez A., M. Torres, R. Vazquez and J. M. Velasco. “Espectros de las Componente  
　　Horizontales Registradas por los Acelerografos Digitales de Mexico D. F. Sismo del 18 Septiem  
　　bre de 1985. Acelerogramas en Viveros y en Tacubaya”. Instrumentacion. Instituto de Ingenieria.  
　　UNAM. INFORME IPS-10D. 1985.
- [ 8 ] Mena, E., C. Carmona, L. Alcantara and R. Delgado. “Analisis de Acelerograma “Zacatula” del Sismo del  
　　18 de Septiembre de 1985”. Instrumentacion Sismica. Instituto de ingenieria. UNAM. INFORME IPS-10E  
　　1985.
- [ 9 ] Anderson J. G., J. N. Brune, P. Bodin, J. Prince, R. Quaas, M. Oñate, D. Almora, and P. Perez. “Preliminary  
　　Presentation of Accelerogram data from the Guerrero Strong Motion accelerograph Array.  
　　Michoacan-Guerrero, Mexico. Earthquakes of 19 and 21 September, 1985”. Preliminary Report GAA-1A.  
　　Univ. California, San Diego and UNAM. 1985.
- [ 10 ] Quaas, R., J. Prince, M. Oñate, D. Almora, P. PEREZ, J. M. Velasco, S. Medina, R. Carrera, R. Vazquez, J. G. Anders  
　　on, P. Bodin and J. N. Brune. “The Michoacan-Guerrero, Mexico Earthquakes of September 1985:  
　　Preliminary Description of the Strong Motion Accelerographic Array”. Preliminary Report GAA-1B.  
　　UNAM and U. C. San Diego. 1985.

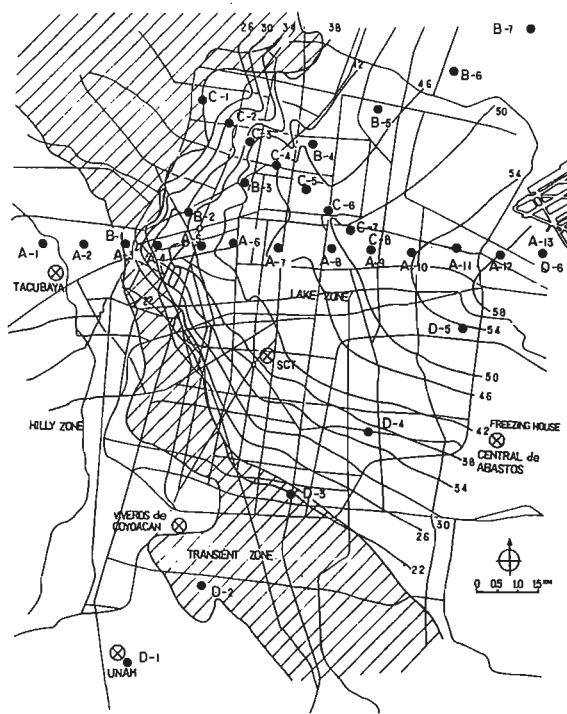


Fig. 1 常時微動の測点分布図

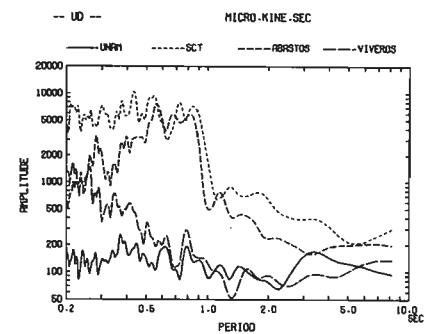
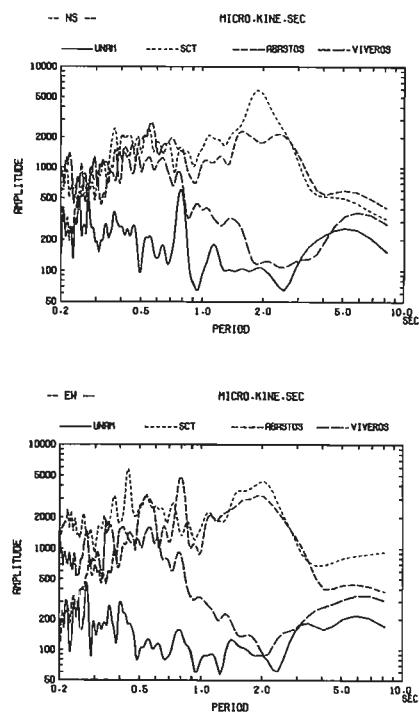
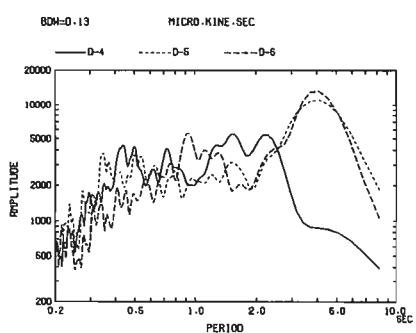


Fig. 3 独震録測点の微動のスペクトラ



MEXICO MICROTREMOR DLINE--- NS ---

Fig. 2 D 潛線上の微動のスペクトラ

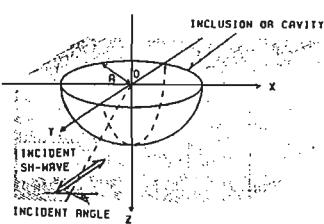
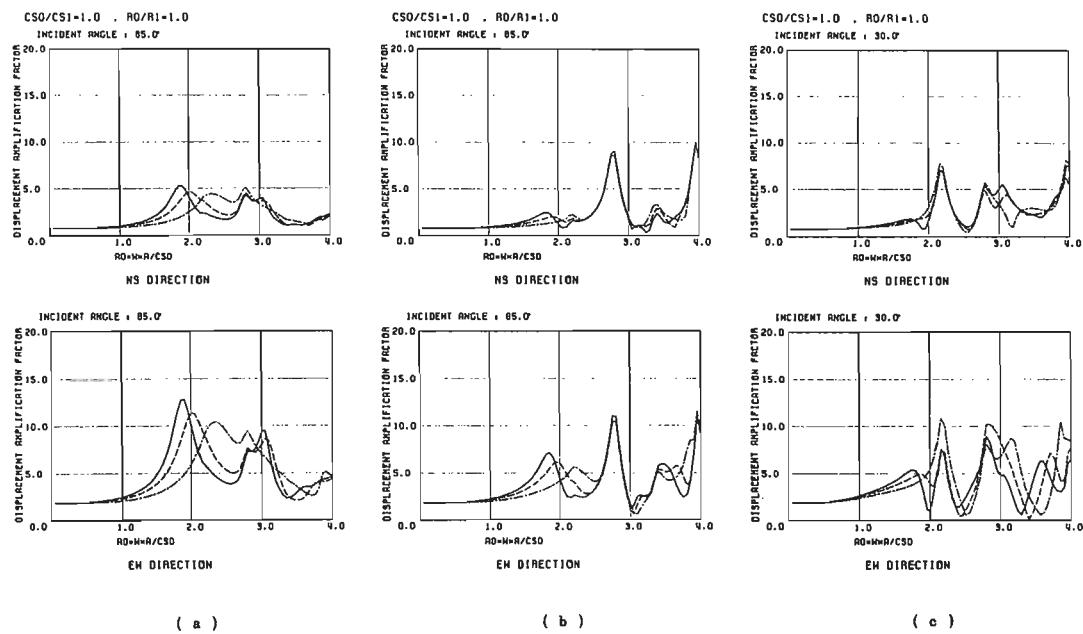


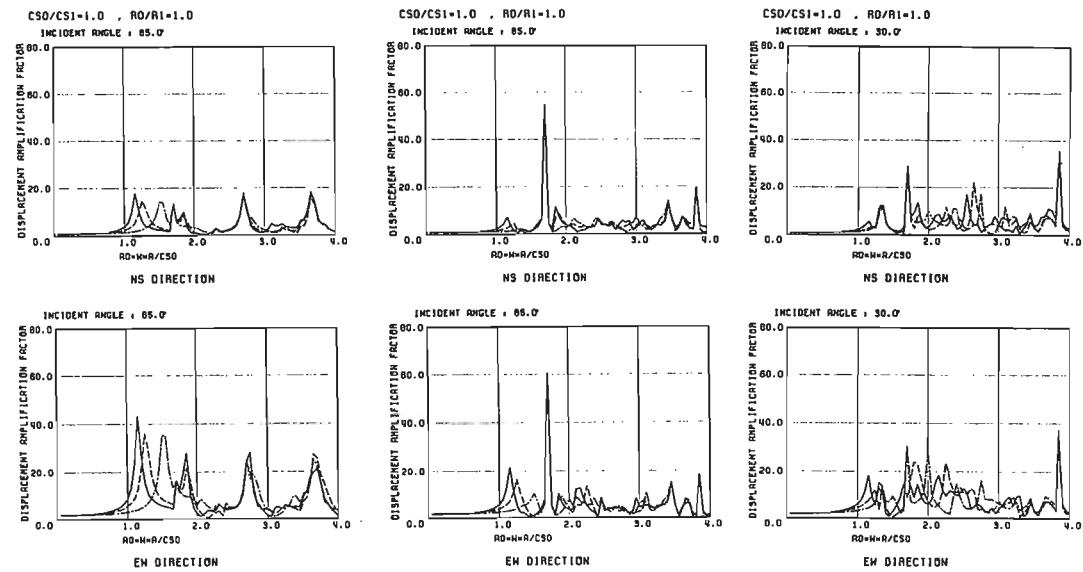
Fig. 4 地盤モデル



( a )

( b )

( c )



( d )

( e )

( f )

 $B/R=0.2$  $FRI=200.0^\circ$ 

$CSF/CSI$	$RF/RI$	$P(ROCK)$	$P(SOIL)$
—	0.5	0.25	0.25
- - -	0.5	0.25	0.35
- - -	0.5	0.25	0.45

 $B/R=0.8$  $FRI=200.0^\circ$ 

$CSF/CSI$	$RF/RI$	$P(ROCK)$	$P(SOIL)$
—	0.5	0.25	0.25
- - -	0.5	0.25	0.35
- - -	0.5	0.25	0.45

 $B/R=0.8$  $FRI=200.0^\circ$ 

$CSF/CSI$	$RF/RI$	$P(ROCK)$	$P(SOIL)$
—	0.5	0.25	0.25
- - -	0.5	0.25	0.35
- - -	0.5	0.25	0.45

Fig. 5 地盤モデルの振動特性

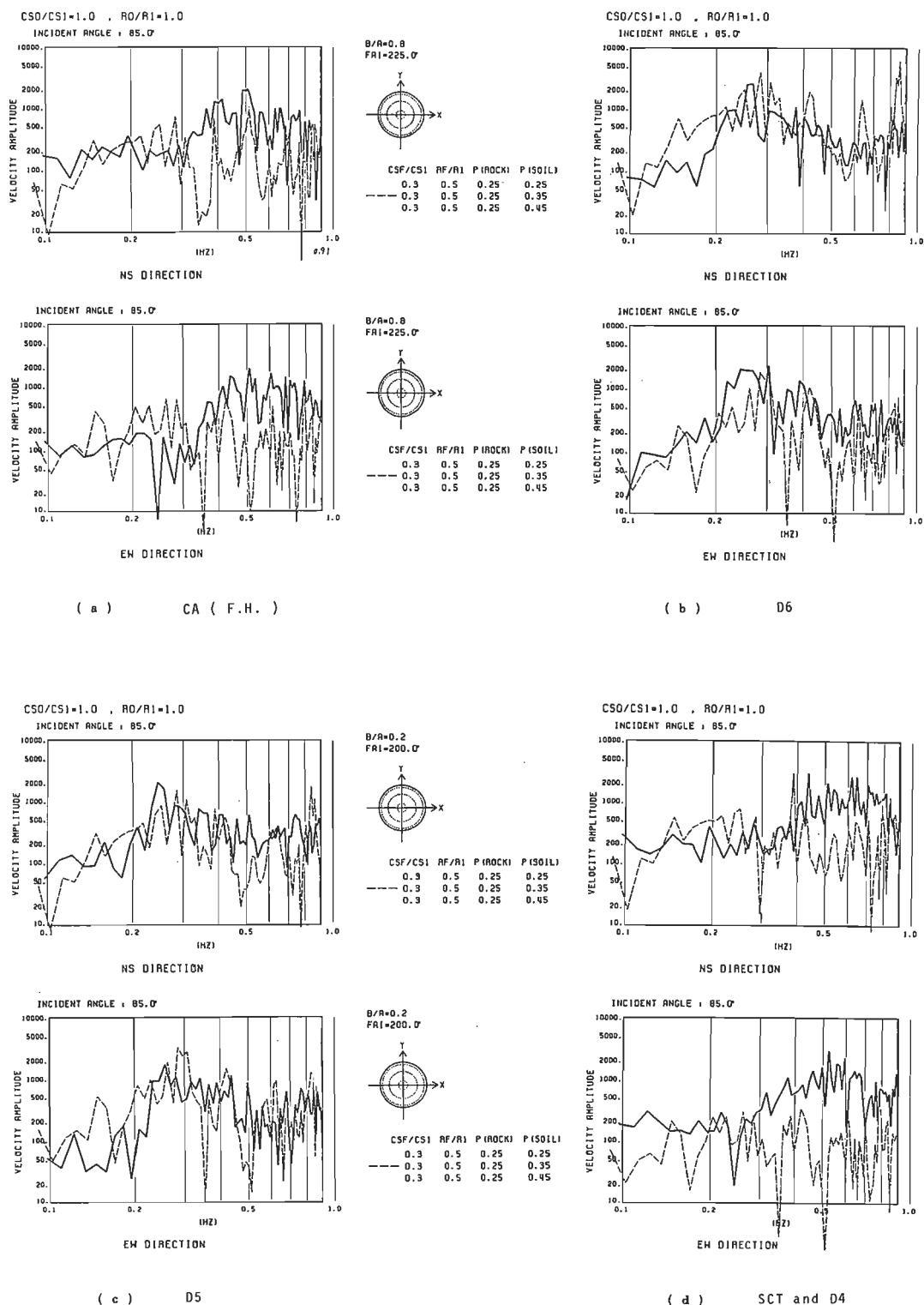
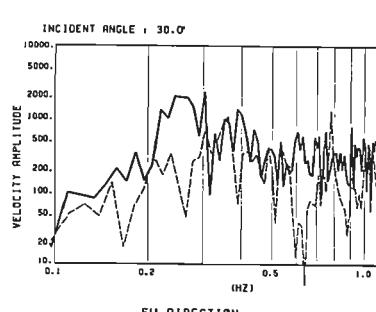
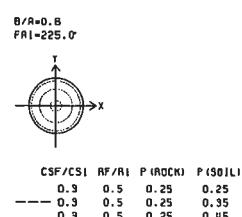
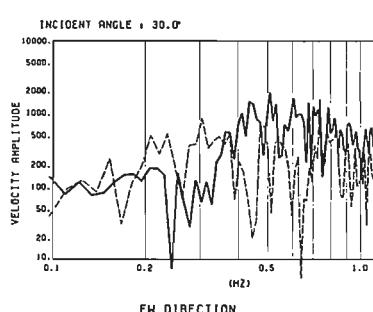
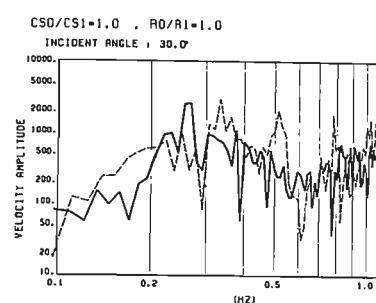
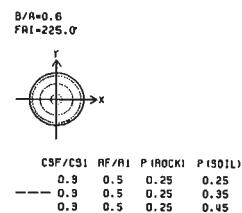
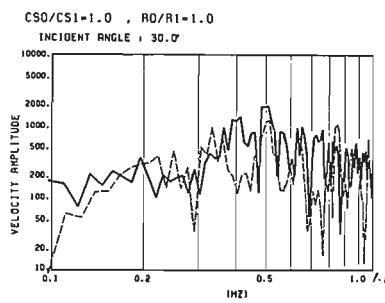
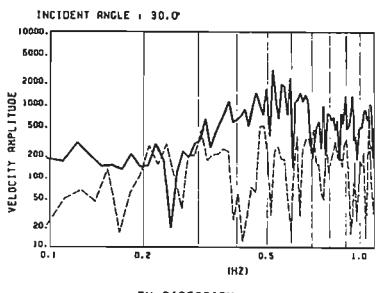
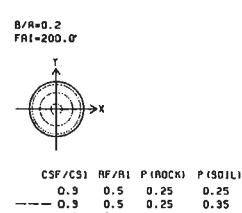
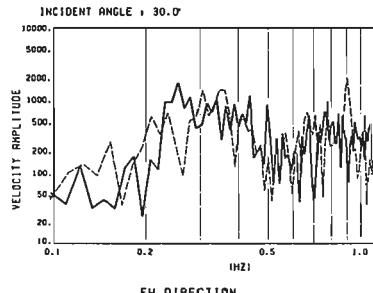
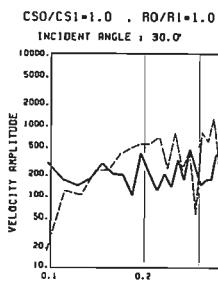
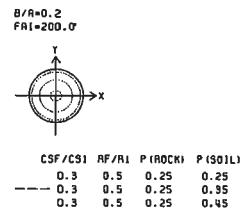
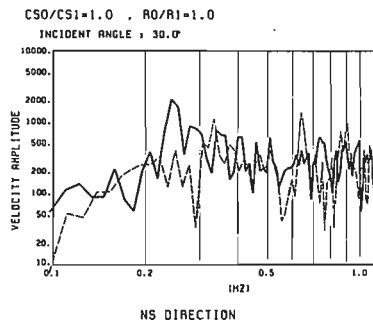


Fig. 6 計測震動のスペクトルと理論スペクトルの比較



( e ) CA ( F.H. )

( f ) D6

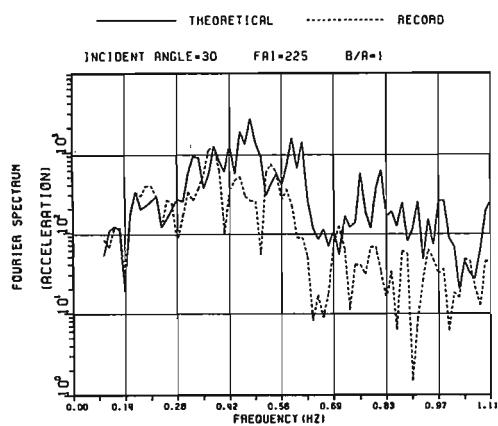


( g )

D5

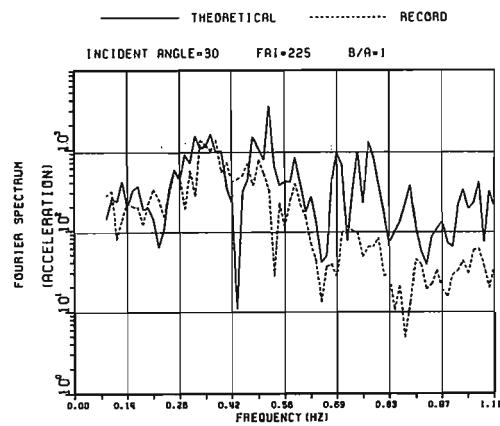
( h )

SCT and D4



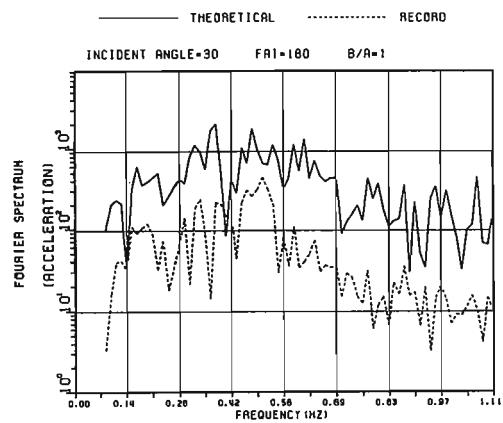
FOURIER SPECTRUM OF REAL AND THEORETICAL EARTHQUAKES (INS)  
(CA F.H.)

( a )



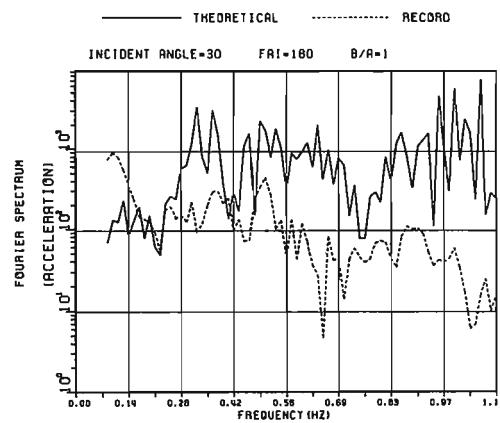
FOURIER SPECTRUM OF REAL AND THEORETICAL EARTHQUAKES (EW)  
(CA F.H.)

( b )



FOURIER SPECTRUM OF REAL AND THEORETICAL EARTHQUAKES (INS)  
(SCT)

( c )



FOURIER SPECTRUM OF REAL AND THEORETICAL EARTHQUAKES (EW)  
(SCT)

( d )

F i g . 7 錠潤地震動と理論地震動のスペクトルの比較

## 強震地動の時間変動特性に着目した不整形地盤解析

川瀬 博\*

## 1. はじめに

メキシコ国立自治大学(Universidad Nacional de Mexico、以下UNAM)のPreliminary Report<sup>1)~4)</sup>、および各団体の調査報告<sup>5)~8)</sup>で等しく指摘されているように、メキシコ市内の強震記録はその最大加速度・継続時間特性および卓越周期の点において、従来にない極めて特徴あるものとなっている。そのよってきたるところを明らかにすることは、地震工学上の観点から急務であるといえる。しかしながら、メキシコ市内および周辺の地盤特性が詳細に把握されているとは言い難い現状では、唯一の正解を求めるることは困難と言わざるを得ない。したがって、現時点においては同一の現象を説明するのにも種々の解釈が可能であり、どれが眞実の姿をもつともよく反映したものなのかは、今後の調査・研究にまたねばならないものと考える。ここでは、我々なりの解釈に基づき行なった解析結果の概要を示し、読者のご批判を仰ぎたいと考える。

## 2. 強震記録の分析

## 2.1 記録のデジタル化

以下の検討においては、メキシコ市内の強震記録のうち、表-1に示す4地点のものを用いる。その観測点の位置関係を図-1に示す。これらはUNAMのPreliminary Report<sup>1)~4)</sup>よりデジタイザーで読み取ったもの、0.1~10秒のバンドパスフィルターをかけたものである<sup>8)~10)</sup>。得られたNS-EW両成分を用いて相関解析

を行ない、平均的な入射方向としてN63Eを得た。以下では水平2成分はこの方向に方位変換し、N63E成分をRadial成分、N27W成分をTransverse成分と呼ぶ。

## 2.2 スペクトル特性

図-2(a)~(b)にUNAM,CDAO,CDAF、およびSCTのフーリエスペクトルを示す。これらのうちUNAMは硬質地盤上の記録と考えられるが、既に指摘されているように、短周期成分に比べて長周期成分のパワーが大きいことがわかる。また軟弱地盤上のCDAO,CDAF、およびSCTでは卓越周期における増幅が顕著であり、その1次周期が2~4秒であることから、表層地盤が如何に軟弱で厚いかを物語っているといえよう。また、2次以上の高次ピーク周期が1次の1/3・1/5となっていることから、表層の重複反射による増幅によるものであることを示唆しているが、それについて「3.沖積層地盤による増幅特性」において検討を加える。

## 2.3 加速度ベクトルのオービット

地盤による局所的な地震波の増幅を考える場合、まずははじめに考えるべきものは上記のように、表層の一次元的な重複反射による増幅であろう。しかし、UNAMの記録とCDAO,CDAF、およびSCTの記録を比較すれば明らかなように、これらの顕著な継続時間特性がこの一次元的な重複反射によって生じたとは考えにくい。また、震源位置は浅くかつ震源距離は著しく長いので、表面波が卓越しやすい位置にあるといえる。

表-1 観測記録とデジタル化波形の諸元

観測地点	記録開始時刻(GMT)	記録時間(秒)	観測波の最大加速度(Gal) <sup>4)</sup>			数値化時間(秒)	デジタル化波形の最大加速度(Gal)		
			NS	EW	UD		N63E	N27W	UD
UNAM Edif. Ppal. del IdeL(CU01)	13:19:13	167	28	33	22	90	32.5	25.4	19.3
Oficina principal de la Central de Abastos(CDAO)	不明	300	69	80	36	150*	85.2	67.3	33.7
Frente al rigorifico de la Central de Abastos(CDAF)	13:19:45	120	81	95	27	60	98.6	63.2	27.2
Secretaría de Comunicaciones y Transportes(SCT)	13:19:43	60以上	98	168	36	60	190.5	84.7	36.4

\*前半30秒をカット

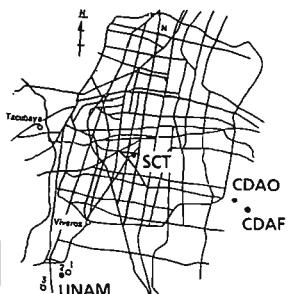


図-1 メキシコ市内の強震観測点

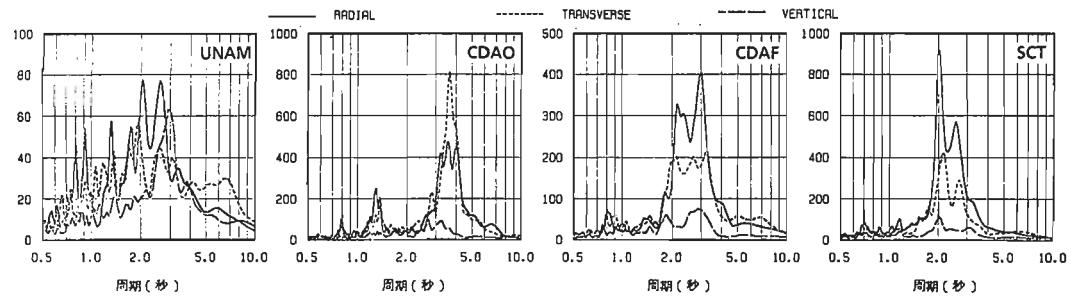


図-2 変換後の加速度フーリエスペクトル

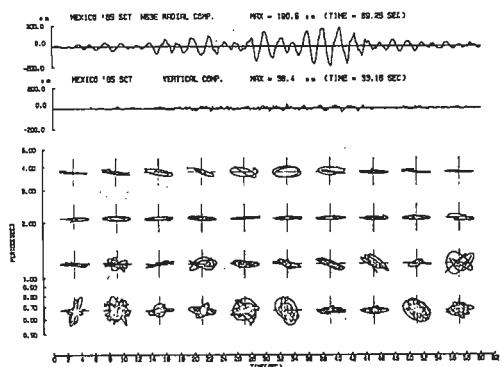


図-3(a) R-V平面加速度ベクトルオービット (SCT)

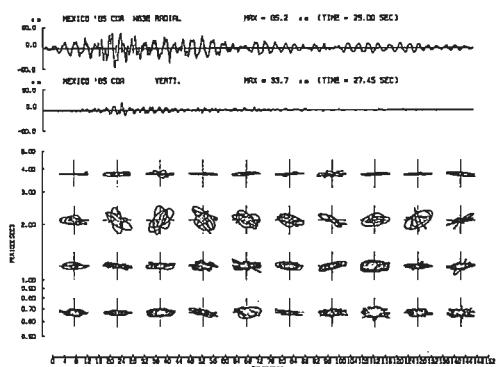


図-3(c) R-V平面加速度ベクトルオービット (CDAO)

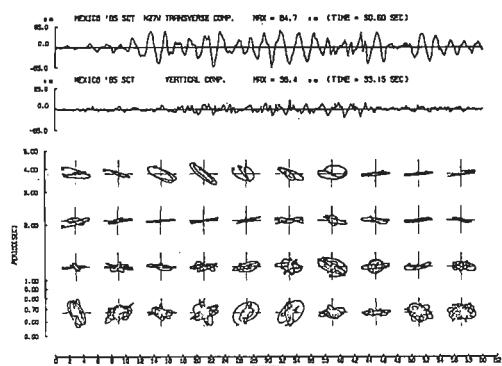


図-3(b) T-V平面加速度ベクトルオービット (SCT)

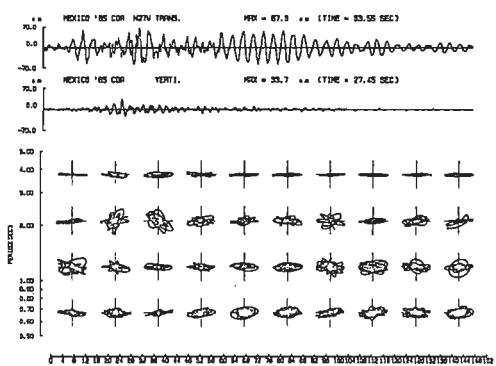


図-3(d) T-V平面加速度ベクトルオービット (CDAO)

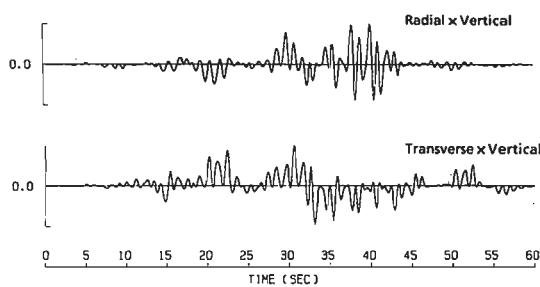


図-4 モーションプロダクト (SCT)

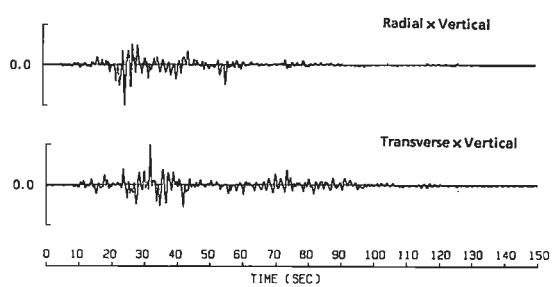


図-5 モーションプロダクト (CDAO)

そこで表面波の混在を検出するために様々な方法で分析を試みた。

まず、Vertical成分と相関解析で分離したRadial成分との相互の相関をみるため、加速度ベクトルのオービットを4つの周期帯域別にプロットしてみる。もしRayleigh波成分が含まれていれば両者は強い相関性を示し、楕円軌跡を描くはずである。図-3(a)がSCTの、図-3(c)がCDAOのそれを示している。図-3(b)(d)には比較のためVertical成分とTransverse成分とのオービットを示す。なおオービットは各区間ごとに基準化してある。

これらの図から、SCTにおいてはR-V間に顕著な相関が見られ、特に長周期域ではきれいな楕円を描いているのに対し、T-V間では振動方向が時々刻々変化し相関性が少ないことがわかる。一方、CDAOにおいてはSCTの場合ほどR-V間とT-V間の相関性に顕著な差がないが、しいていえばT-V間の60秒以降に楕円軌跡がみられる。なおオービットの拡大図は文献<sup>8)9)</sup>参照のこと。

#### 2.4 モーションプロダクト

次にモードフィルタリングの一手段としてモーションプロダクトを計算してみる<sup>11)</sup>。図-4,5にSCTとCDAOのR-V間およびT-V間のモーションプロダクトを示す(1秒~5秒のデジタルバンドパスフィルター使用)。SCTのR-V間のモーションプロダクトは前半部ではSV波やP波のモード(0軸の下または上ののみに現れる)を示しているが、35秒以降の最大加速度を示すフェイズでは明らかにRayleigh波のモード(0軸の上下に現れる)となっている。一方、CDAOにおいてはSCTほど明瞭ではないが、オービットと同様にT-V間の60秒以降においてRayleigh波モードが若干みられる。

#### 2.5 周波数非定常性

もし表面波が大きく寄与しているとすれば、その分散性から観測波の周波数非定常性となって表れてくるはずである。非定常性を検出する方法はいろいろあるが、ここではある周期について卓越時刻がただ1点だけもとまる位相の傾き $t_{gr}$ <sup>12)</sup>を用いる。

図-6にSCTとCDAOのRadial成分・Transverse成分の $t_{gr}$ を示す。これらの図から、やはりSCTのRadial成分には記録開始後15秒後周期5秒から50後周期2秒にいたるはっきりした非定常性がみられる。しかしSCTの

Transverse成分にはそうした傾向はみられない。CDAOについては、両成分とも周期5秒から周期3秒にかけて若干非定常性の傾向がみられるが、あまりはっきりしていない。なお、周期5秒より長周期の領域で逆分散の傾向がかなりはっきり表れているが、デジタル化誤差や0.1~10秒のフィルターの影響が考えられるので、UNAMより正式のデジタル記録をいただいたのち再検討したい。

### 3. 沖積層地盤による增幅特性

#### 3.1 フーリエ振幅比と一次元波動論

メキシコ市の大半は軟弱な湖成の沖積層におおわれている。まずこの表層地盤中の一次元の波動伝播に伴う増幅について考えるのは当然であろう。2.2でのべたように、卓越周期の規則性もそれを支持している。残念ながら鉛直アレー観測はおこなわれていなかったので、地中深部の記録は得られていない。そこで硬質地盤上のUNAMの記録を基準に、軟弱地盤上の各地点の記録に対してフーリエ振幅比を求め、表層地盤の増幅特性を抽出する。一方、地盤調査資料を総合的に判断して定めた表層地盤モデル<sup>9)10)</sup>の増幅特性を一次元波動論により計算し、このフーリエ振幅比と比較する。この際UNAMの地盤モデルも設定し、解析結果もUNAMの地表面の応答に対する倍率で示す。

図-7(a)にUNAM,CDAO,CDAF,SCTそれぞれについて設定した地盤モデルを示す。図-7(b)にはCDAO,CDAF,SCT各点のUNAMに対するフーリエ振幅比を示す。図中太い実線は解析結果の増幅特性である。両者を比較すると、卓越振動数は高次まで比較的よく一致しているといえる。しかしピークレベルに関しては、CDAF/UNAMではおおむね対応しているが、CDAO/UNAMおよびSCT/UNAMでは解析の方がかなり小さくなってしまっており、一次元波動論では説明がつかないことを意味している。

もちろん地盤モデルを変更してピークレベルのフィッティングをはかることは可能であるが、その場合CDAOやSCTでは、表層と下層との間で理不尽なほど大きなVsコントラストを仮定する必要がある。またフーリエ振幅比のある時間区間毎に求めた時分割フーリエスペクトル比から、増幅特性は激しく変動しており、全継続時間に対するフーリエ振幅比のみでは論じられないことが明らかとなっている<sup>9)</sup>。

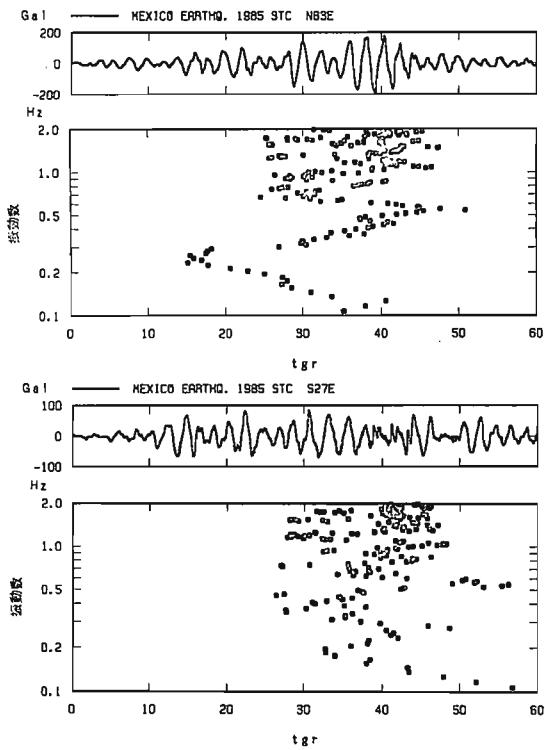


図-6(a) 位相の傾き  $t_{gr}$  (SCT)

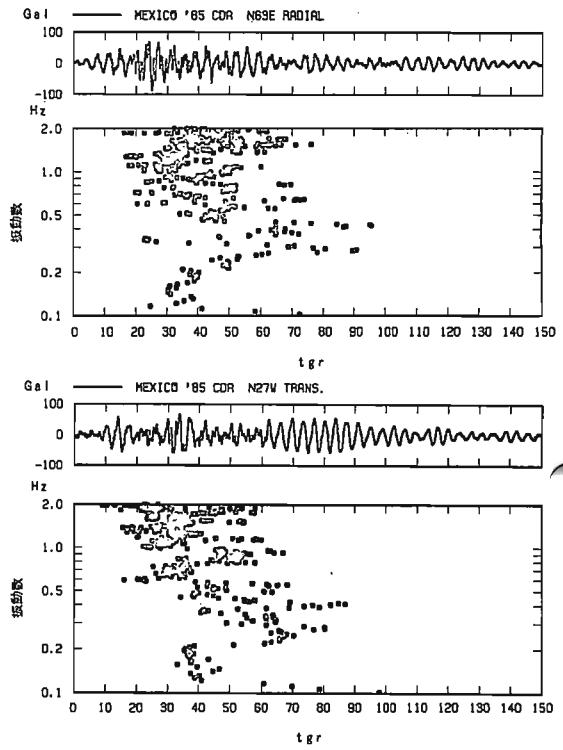


図-6(b) 位相の傾き  $t_{gr}$  (CDAO)

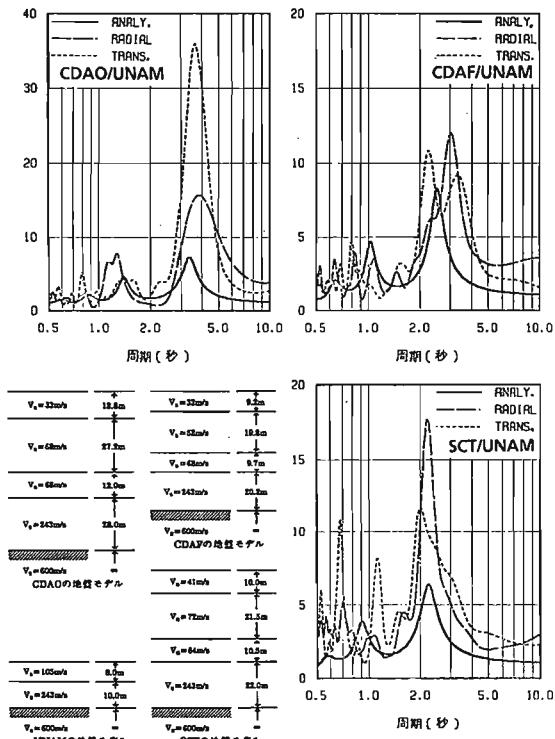


図-7(a) 沖積地盤モデル  
(一次元波動論)

図-7(b) フーリエ振幅比(観測)  
と応答倍率(解析)

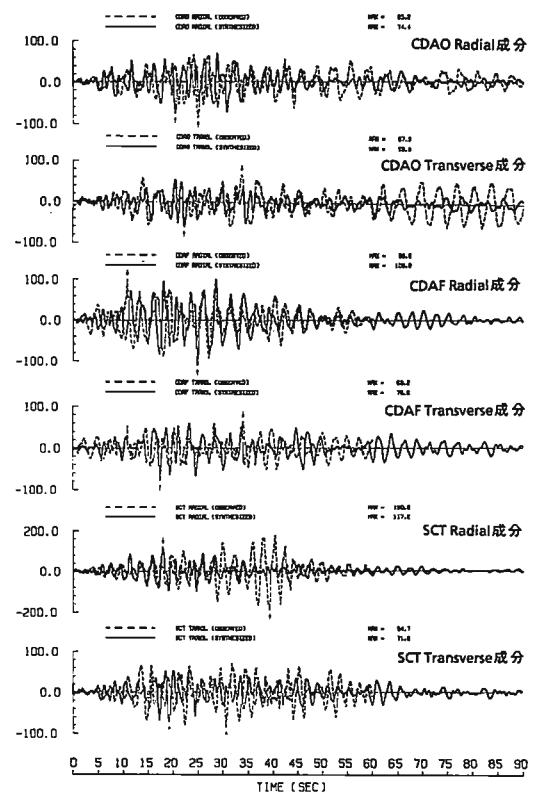


図-8 沖積地盤モデルとUNAMの記録によるシミュレーション

### 3.2 加速度波形のシミュレーション

上記のことを時刻歴波形で確認するために、一次元波動解析による伝達関数とUNAMの加速度波形から、各地点の加速度波形を求め観測波形と比較する。CDAO,CDAFおよびSCTについて図-8に示す。なお時間軸はあわせていないので、数秒のずれはありうるものと考えていただきたい。

CDAOとSCTでは、計算波形は前半部においては観測波形と非常によく対応しているが、後半部においてはかなり小さく、特異な後続波の部分が全く再現できていない。このことは、湖成層の一次元的な増幅だけでは継続時間特性が表現できず、より大きな地盤の不整形性を考える必要性を示している。

一方、CDAFにおいては全体にわたり非常によくシミュレートされており、CDAOとSCTのような特異な後続波の部分は見られない。なお、CDAFは前半60秒のみをデジタル化しており、実際には波は合成波形のようにその後もしばらく継続している<sup>3)</sup>。

## 4. 不整形地盤解析

### 4.1 地盤モデルの選択

以上みてきたように、軟弱地盤上の記録であるCDAOやSCTにおける時間変動特性は、表層の一次元的な増幅では説明がつかず、その発生・伝播のメカニズムを考えていく必要がある。図-9(a)に示すようにメキシコ市は大きな盆地となっており、その地質・地形がもたらす影響は当然考えられるところである。その際まずははじめに考えられるのは表層湖成層の不整形性である。メキシコの研究者の手によって、ボーリング結果結果をもとに軟弱地盤の等深度曲線がつくられているのが<sup>13)</sup>、図-9(b)はそれから作成した湖成層境界(図-7の地盤モデルで $V_s=243\text{m/s}$ の層の上面)の断面図である。およその断面位置が図-9(a)に示されている。湖成層の不整形性に原因を求める場合、次のような点が問題となる。

- i) 湖成層の層厚は高々60m程度なのに広がりは数十kmに及び、地形的な影響は考えにくい(ほぼ平行成層)。
- ii) 湖成層の減衰を軟弱地盤のものと考えるかぎり、波動が湖成層を水平に何kmも伝播することは考えにくい。

そこで、より深い部分の地盤構造に目をむける

と、情報量が非常に少なくよくわかっていないが、図-9(c)に示すような地質断面図<sup>13)</sup>や図-9(d)に示すP波速度構造<sup>14)</sup>が得られている。深い地盤構造を考える場合、地形的な影響も十分ありうるし、また内部減衰も少ないと考えられる。以下我々が深い部分の地盤構造に着目しておこなった検討結果の一部を示す。

### 4.2 閉じた谷地形モデル

図-9(c)をもとにまず、図-10に示すような両端が閉じている二次元の谷地形モデルを用いて解析した。解析手法としてSH波場の

- A. 境界要素法<sup>15)</sup>
- B. 波線合成法<sup>16)17)</sup>

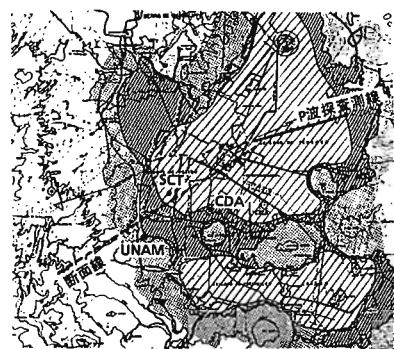


図-9(a) メキシコ市周辺の地形と地質<sup>13)</sup>

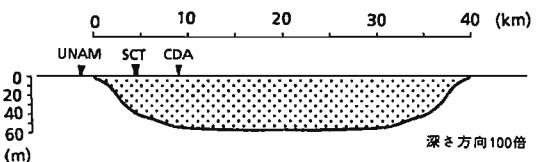


図-9(b) 湖成層境界断面

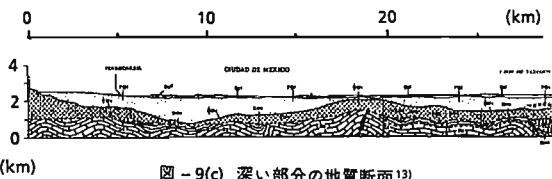


図-9(c) 深い部分の地質断面<sup>13)</sup>

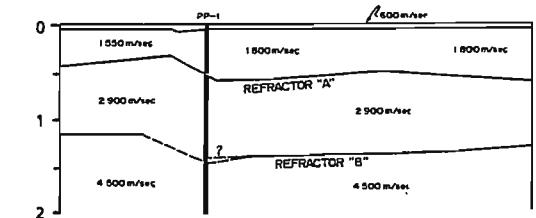


図-9(d) 深い部分のP波速度構造<sup>14)</sup>

を考え、それぞれに対応してModel-1A・Model-1Bを設定した。波動はUNAM方面からSCT・CDA方面へ入射したものと仮定する。したがってTransverse成分が検討対象となる。また地盤定数は図-9(d)のP波速度構造とともに、ポアソン比を適当に仮定して設定した。また3.で示した湖成層の増幅特性を、観測地点に応じて考慮する(したがって入射波はUNAMの記録から図-7(a)のUNAMの地盤モデルを用いてデコンポリューションしたものである)。

まず、図-11に境界要素法によるCDAOにおける合成波形を示す。入射角はLove波を模擬する意味から90°(水平入射)とした。それぞれ谷の左端部から1km, 4km, 7km, 10kmの波形である。端部から遠ざかるにつれて時刻60秒以降の長周期卓越相が明瞭となっていくことがわかる。図-12は同じくSCTにおける合成波形である。前半部は振幅が過大となるが、やはり時刻40秒~60秒部分の脈動傾向が解析にもはっきり現れている。

一方、側方境界を考慮した波線合成法による結果を図-13・図-14に示す。2地点とも距離が近いほうが観測結果によく似た波形となっている。

この手法による傾向の違いを分析するため、Model-1Aに特定周期のサインバースト波を入力させて応答を求めてみたところ、谷の右端部によって反射して戻ってくる波の振幅は直達波の数分の1程度にすぎないことがわかった。これに対し、Model-1Bでは後続波の大部分が側方1回反射波と2回反射波から構成されていることがわかっている<sup>10)11)</sup>。上記のような違いはこの発生メカニズムの違いを反映しているものと思われる。

#### 4.3 側方境界のないモデル

それを確認する意味で図-15に示すような右側の側方境界のない地盤モデルを考え、Model-2A・Model-2Bと名づける。また、Model-1Aでは振幅が過大であったことに鑑みModel-2Aでは履歴減衰5%を考慮した。また層厚が若干異なっているが継続時間特性には大きな影響は与えない。

図-16・図-17にそれぞれModel-2A・Model-2Bによる合成波形を示す。計算点の位置は7kmで代表させ、CDAO,SCTに加えCDAFについても示した。これらの図から、Model-2Aでは予想通りModel-1Aと同様の傾向

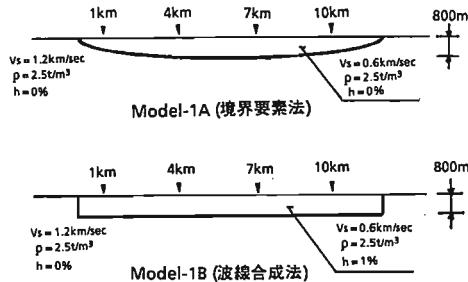


図-10 閉じた谷地形モデル

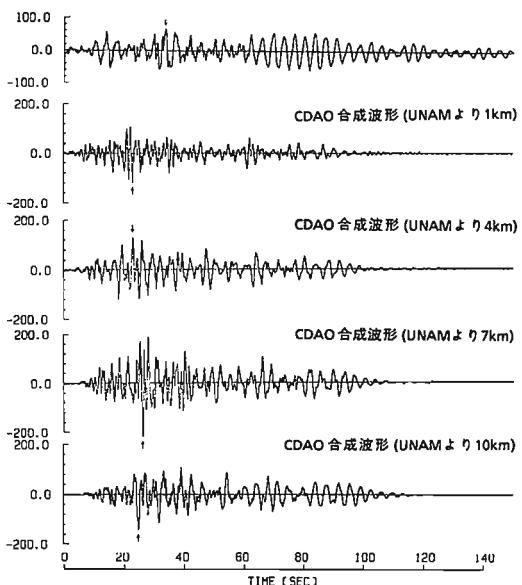


図-11 境界要素法によるシミュレーション(CDAO)

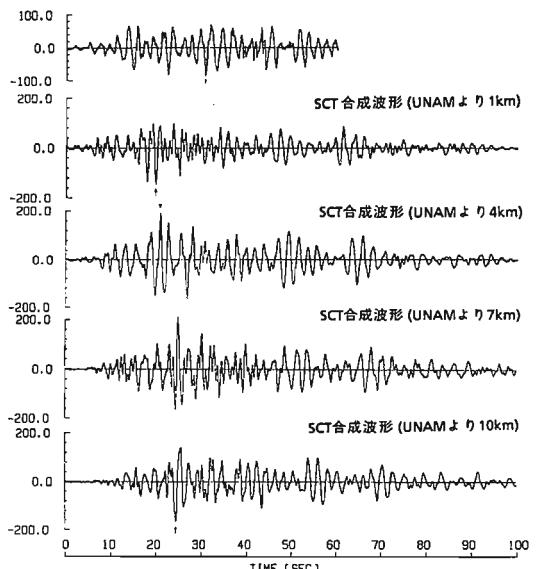


図-12 境界要素法によるシミュレーション(SCT)

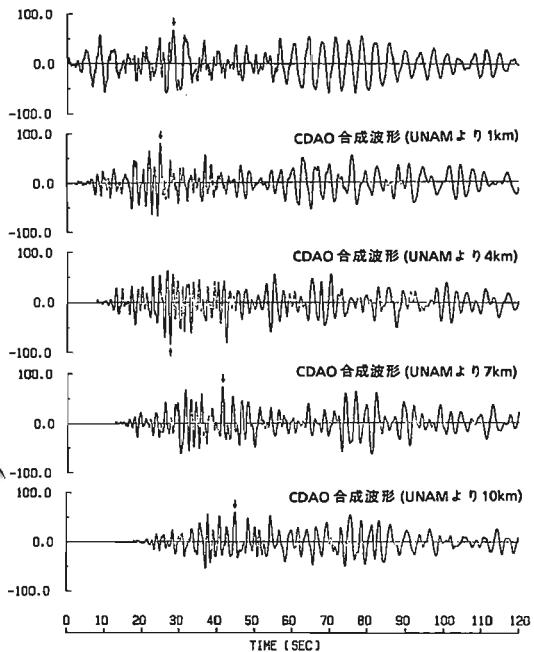


図-13 波線合成法によるシミュレーション(CDAO)

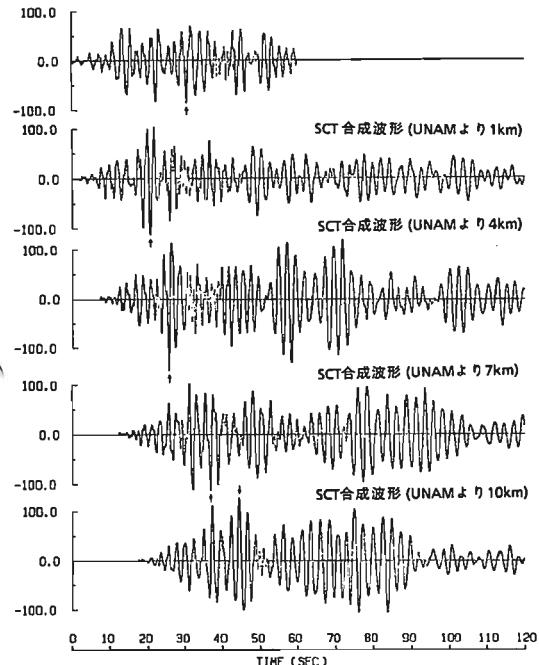


図-14 波線合成法によるシミュレーション(SCT)

となっているのに対して、Model-2Bでは後続位相がほとんど生じないことがわかる。また、Model-2Aでは、減衰の影響で過大な振幅が抑えられ、最大加速度も観測値に近い値が得られている。

以上のように、深い層の不整形地盤解析を二つの異なる手法を用いておこなった結果、同じようなディメンジョンを与えて、異なるメカニズムで後続波が生成されていることがわかった。また、距離が非常に長いだけに減衰の与えかたで結果に大きな影響が生ずることが指摘される。しかし、いずれの手法によっても、深い層の不整形性を考慮することにより後半の長周期卓越相をある程度発生させられることが明らかとなった。

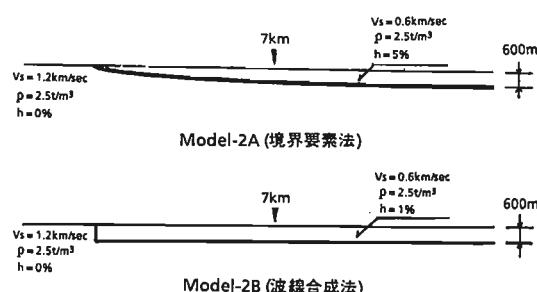


図-15 側方境界のないモデル

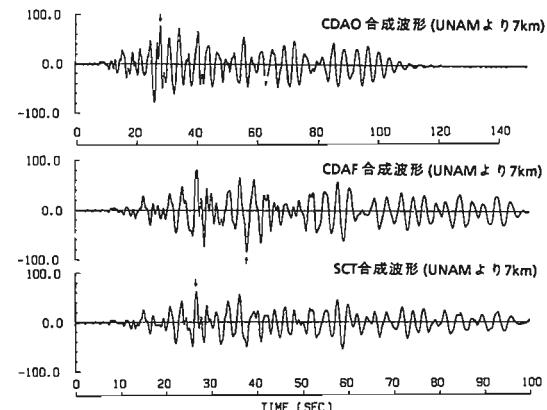


図-16 境界要素法によるシミュレーション(UNAM より 7km)

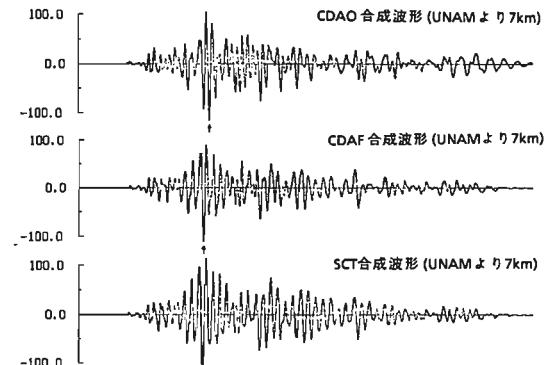


図-17 波線合成法によるシミュレーション(UNAM より 7km)

## 5. 表面波解析

最後に、不整形地盤解析とは少し異なっているが、2.で示したSCTのRadial成分におけるRayleigh波の卓越を解析的な面から検討しておきたい。

3.および4.と整合性をとりつつ、表面波解析用モデルとして図-18のような2つのモデルを考える。1つは不整形地盤解析と対応した深い地層モデルであり、もう1つはそれに軟弱地盤を付け加えたものである。

この2つのモデルから計算されたRayleigh波の群速度曲線を図-19に示す。硬+軟モデルでは高振動数で表層のRayleigh波速度に収束するため、0.45Hz以上で群速度が100m/s以下となっている。

得られた群速度曲線に表面波の発生時刻および発生点一観測点間距離Lが与えられれば波群の到達時刻が求められる。今発生時刻を14秒後とし、Lをパラメータとして計算した波群到達時刻を位相の傾き $t_{gr}$ と比較したのが図-20である。両者を比較して硬+軟モデルの方が非定常性が狭い振動数範囲にとどまることがわかった。これはVsコントラストが大きいため群速度が狭い振動数範囲で急激に変化するためである。

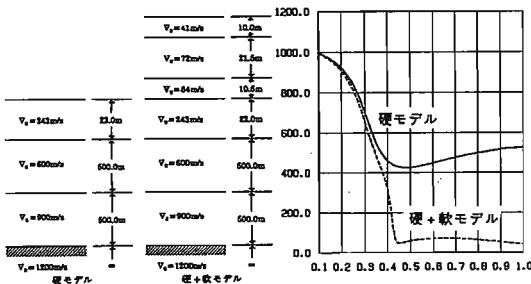


図-18 地盤モデル

図-19 群速度曲線

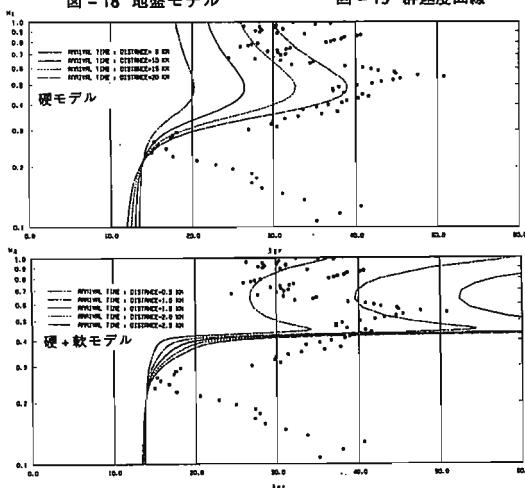


図-20 波群到達時刻と $t_{gr}$

## 6. むすび

我々が行なってきた様々な分析およびシミュレーション解析を通して、おぼろげながらもメキシコ市内の特徴的な記録の解釈の方向が見えてきたように思われる。現時点では地盤定数の不確定性のため、いかなる解析手法・地盤モデルであれ、設定如何によってはなんらかの説明がつけられようが、今求められていることは、合った合わないを急速に論じることではなく、その発生メカニズムの可能性について偏見にとらわれることなく考えていくことではなかろうか。

**Acknowledgement:** The author is deeply indebted to Prof. Prince and his colleague for sending their preliminary reports to our company.

**謝辞:** 4.の波線合成法の結果は清水建設大崎研 福島英光氏の労によるものである。また同 佐藤俊明・奈良岡浩二・大槻明両氏には解析プログラムの借用をお願いした。ここに記して深く感謝の意を表します。

### 参考文献

- Prince J. et al. (1985), "Acelerograma en Ciudad Universitaria del sismo del 19 de septiembre de 1985", Institute de Ingenieria, UNAM, Informe IPS-10A
- Mena E. et al. (1985), "Acelerograma en el Centro SCOP de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes. Sismo del 19 de septiembre de 1985", Institute de Ingenieria, UNAM, Informe IPS-10B
- Quaas R. et al. (1985), "Los dos Acelerogramas del sismo de septiembre 19 de 1985, Obtenidos en la Central de Abastos en Mexico D.F.", Institute de Ingenieria, UNAM, Informe IPS-10C
- Prince J. et al. (1985), "Espectros de las Componentes Horizontales Registradas por los Acelerógrafos Digitales de Mexico D.F., sismo del 19 de septiembre de 1985, Acelerogramas en Viveros y en Tacubaya", Institute de Ingenieria, UNAM, Informe IPS-10D
- 渡部丹 (1985), "メキシコ地震調査速報", 建築研究振興協会
- 日本建築学会メキシコ地震震害調査団 (1986), "1985年メキシコ地震震害調査速報", 日本建築学会
- 和泉正哲 (1986), "1985年メキシコ地震の特徴", 東北大学建築学報第25号
- 田村和夫他 (1986), "1985年メキシコ地震に関する調査・研究報告", 大崎総合研究所研究報告 ORI-82-02
- 川瀬博 (1986), "1985年メキシコ地震のメキシコ市における強震観測記録の分析と若干の解釈", 清水建設研究報告 Vol.43
- 川瀬博他 (1986), "1985年ミチワカラン地震におけるメキシコ市内の強震記録の継続時間特性に着目した不整形地盤解析", 昭和61年度日本建築学会関東支部研究報告集
- 日本建築学会 (1983), "地震動と地盤", 日本建築学会
- 和泉正哲他 (1983), "地震動の位相情報に関する基礎的研究", 日本建築学会論文報告集 No.327
- Muris R.C. (1978), "Ciudad de Mexico, El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en la Área Urbana del Valle de Mexico", Simposio 10 de marzo de 1978, SMINS
- Marsal J.R. et al. (1969), "El hundimiento de la Ciudad de Mexico y Proyecto Texcoco (Nabor Carrillo)", Secretaría de Hacienda y Crédito Público, Mexico
- Kawase et al. (1982), "Dynamic Response of Structure on a Layered Medium -A Dipping Layer and a Flat Layer-", 6th Japan Earthq. Eng. Symp.
- 潮尾和大 (1981), "地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響", 東京工業大学博士論文
- 福島英光他 (1986), "1985年メキシコ地震においてメキシコ市内で得られた強震記録の継続時間特性に着目した不整形地盤解析-その2-", 昭和61年度地震学会春期大会講演予稿集

\* 清水建設(株)大崎研究室

## 地下構造に基づく地震記象の解釈

東京工業大学・総合理工 濑尾和大

## 1.はじめに

本報告の目的は、盆地平野内部に特有な地震動の性質について筆者なりの見解を提示し、本シンポジウムでの討論に参加することにある。筆者が現在抱いている研究上の一つの興味は、地震動の特性の主要な部分が地震波の伝搬機構によってどの程度説明出来るかと云う点にあり、主として関東平野を対象として地震動の群別観測と地下深部構造の探査に基づく検討を行っている。従って以下では、メキシコ盆地と関東平野における類似の波動伝搬の問題について、両者を対比させながら話題提供を行いたいと考えている。それに先立ち、筆者がメキシコの問題に関わった経緯について若干触れておきたい。関東平野の問題については昨年のシンポジウムで報告した通りである[1]。

筆者が多少ともメキシコに関わりを持ったのは、第8回世界地震工学会議(San Francisco, 1984)の後、研究仲間の翠川三郎・佐間野隆憲両氏と共にメキシコ大学を訪ねたのが最初である。予てより話に聞いていたメキシコ市の軟弱地盤について、その実情を知りたいと思ったからである。その折にエスティバ教授から聞かされた話が、僅か一年後に現実のものとなり、今日のような議論が展開されることになろうとは考えも及ばないことがあった。その時の話と云うのは、メキシコ市域で観測される加速度記象は概ね2.5秒の周期が卓越し、この卓越周期は厚さ30mの表層地盤の特性を反映したもので、さらに東方の厚さ60mの表層地盤上では卓越周期は5秒にも達する、と云うものであった。この場合、1/4波長則から知れるように表層地盤のS波速度は50m/sとなり、現に35~80m/sと云う実測結果も得られているとのことであったが、我々はこのような長周期の地震動とごく浅い地盤構造とを結びつけて考えることには少なからず抵抗があった。テスココ湖の変遷や地盤沈下の実態も考え方合わせ、辛うじて納得して帰って来たと云うのが正直なところであった。

今回のメキシコ地震後の現地調査では小林啓美教授を中心に、微動測定に徹しようとの考えが当初からあった。そして現地の測定では、長周期の微動が余りにも簡単に現われ、その周期が場所毎に容易に変化することに驚かされた。強震記録に現われた周期と微動のそれとがよく対応していたことも、予想通りの結果とは云えやはり感動的なことであった。別途に報告されるように[2]、この微動測定の結果は広域に亘る地震動の強さの推定に活用されることとなつたが、このための解析の段階では二つの問題点が生じている。

一つは、微動の性質が低地部と丘陵部とで明らかに異って見えることで、その解釈について議論を重ねた末の結論は凡そ次のとくであった。低地部の微動は振幅が大きく、測定点毎に明瞭な卓越周期が現われ、この傾向が9日間の測定で安定して見受けられたことから、軟らかい表層地盤の震動特性を反映した常時微動(卓越周期が2~5秒まで長周期側に移行している点を別にすれば、金井微動[3]と同じ性質のもの)であろうと判断された。これに対して丘陵部の微動は振幅が小さく、ごく薄い表層の影響と考えられる極めて周

期の短い微動と周期4~5秒のいわゆる脈動とが混在しており、即座に地盤震動の特性を読み取ることが困難なものである。とり敢えず振幅の大きさで両者を区分したところ、メキシコ大学が定めた[Hilly Zone]と[Transition Zone]との境界と矛盾なく線を引くことが出来たが、丘陵部が熔岩で形成されていることも手伝って、そこでの微動の性質には不明の点が多い。

他の一つは、低地部の Central de Abastos, Officeにおいて、強震記録と微動のスペクトル上での対応が他の観測点ほど良好でなかった点である。この地点のすぐ近く(2km弱)にある Freezing House の強震記録と微動は良い対応を示していることから、Officeにおける強震記録と微動の対応が好ましくない原因是、観測点周辺の局地的な問題に押し付けて考える方が自然である。強震記録を見ると、Officeの記録には顕著な後続位相が認められるのに Freezing House の方にはそれが認められず、上記の原因の第一はこの後続位相に代表される波動伝搬の問題ではないかと考えられた。

微動の解析は一応この観測点のみ pending にして進めることとし、強震記録に現われた後続位相については、関東平野において注目している類似の問題と併せて検討を行ってゆくこととした。以上がこれまでの凡そ経緯である。

## 2. 地震記象に後続位相が顕著に現われた事例

後続位相の定義にもよるが、ここではS波の初動に始まる地震動の主要部分から遅れて、地震記象の上で明らかに独立の波群として識別できるものに着目したい。その意味で、図1に示された1985年メキシコ地震におけるメキシコ市内の強震記録の中では、Central de Abastos, Office の後半に見られる周期約4秒の正弦波的な位相が注目される。UNAH #1 の後半部分に約1.5秒の間隔で現われている位相も、本当は以下の議論と関連のある興味深いものであるが、まだ細部の議論は無理であることからここでは触れない。

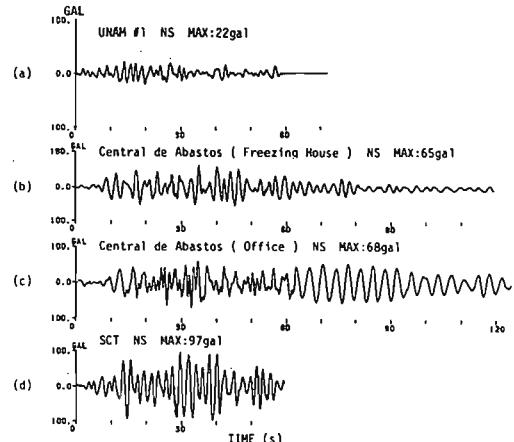


図1 メキシコ市内で得られたメキシコ地震(1985)の加速度記象(NS)[4~6]

図1の波形は、メキシコ大学の報告[4]～[6]を基に紙上から数値化を行ったもので、責任は筆者にある。特に Central de Abastos, Freezing House の後半部分を無理に読み取ったのは、前述の Office で見られた顕著な後続位相が Freezing House では認められないことを確認するためである。図中の波形は、いずれも震源と直交する方向に近いNS成分を示している。

一方関東平野においても、これとよく似た後続位相がいくつか観測されている。昨年のシンポジウムでも紹介したので詳細は省略し、代表的な観測記象のみを掲げる。図2は、1978年伊豆大島近海地震の2つの前震（約2分の間隔を置いて発生している）を岩盤の露頭に近い浅川と平野内部の3地点で観測したもので、大船・大岡山・習志野と進むに従って周期約7秒の位相が次第に成長してゆく様子が捉えられている。また

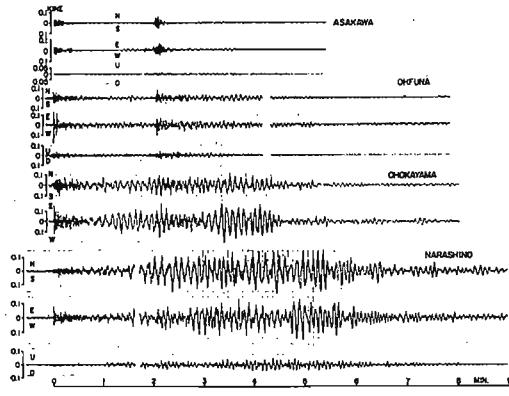


図2 伊豆大島近海地震前震(1978.1.14. 09:45, 09:47)の速度記象

図3は、1984年長野県西部地震の観測記象を走時ダイヤグラムの形で示したもので、この場合には、一直線に並んだ浅川・長津田・横浜で周期約4秒の後続位相が識別できる。以上の例はいずれも速度計による多点観測によって得られたもので、位相速度が0.6～1km/sの範囲にあることは直ちに判ることである。さらに図4は、気象庁の1倍強震計によって観測された同じ長野県西部地震の記象を同様の走時ダイヤグラムで示したものである。東京での振幅と継続時間が大であることから関東平野の厚い堆積層の影響を窺い知ることが出来るが、ここではそれよりも熊谷にだけ顕著に現われた後続位相に注目したい。この場合、主要動と後続位相の出現間隔は約1分もあり、後続位相の明瞭さにおいて他に例を見ないほどである。他の観測点で同様の現象が認められないと位相速度等の確認は出来ないが、逆に熊谷周辺の局地的問題であること、

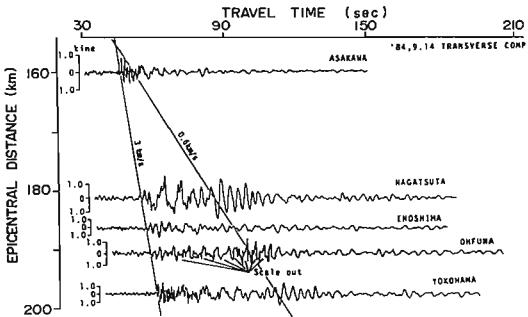


図3 長野県西部地震(1984)の速度記象(震源直交成分)と走時ダイヤグラム

この地震と震源が近接した他の地震でも同様の現象が起っていること等が、解明のヒントとなっている。

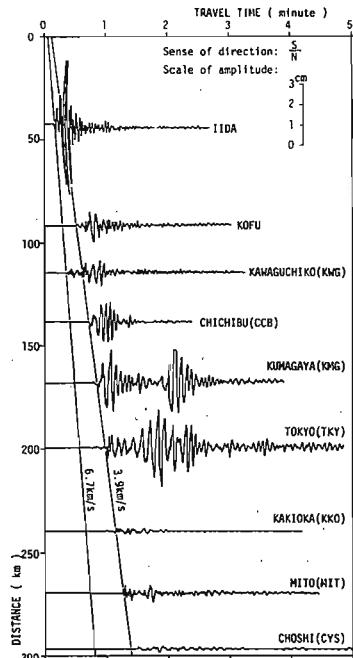


図4 気象庁による長野県西部地震の変位記象(NS)と走時ダイヤグラム

### 3. 後続位相が現われる原因としての地下構造

関東平野においては、上記の後続位相が現われる原因はかなり明確にされている。その理由の第一は、地下構造に関する情報が豊富なことである。第四紀層については沢山のボーリング資料やS波速度の実測資料があり、それ以深の構造については過去10年間に開拓されてきた発破実験によって凡ての傾向が把握できている。このように地表面から地下深部の岩盤に至るまでデータに切れ目がないと云うのは大きな利点である。第二に、図2や図3で見られたように、後続位相が複数の観測点で確認されている点も、その波動的性質を知る上で大きな強みとなっている。これらを総合して得られる結論は、後続位相の発生原因が第四紀層程度の浅い地盤構造によるものではなく、さりとて地震波が平野に達する以前に保有していた性質でもなく、平野内部の第三紀層を主体とした厚い堆積層によって発起されたSH波もしくはラブ波と考えるのが最も自然であろう、と云うことには帰着する[1]。

これに対してメキシコ盆地の場合には、地下構造がそれ程明らかにされている訳ではない。後述のように建築物の支持層に達するまでの地盤構造はある程度把握されているものの、S波速度の実測値は余り得られていない[7]～[12]。また、地下深部構造に関してはメキシコ盆地の中央部における Texcoco Project の資料[13]があるのみである。この深層ボーリングの結果によれば、凝灰岩が最初に現われるのは-180mで、その後粘土や砂質土が互層となって続き、安定した凝灰岩が現われるのは-500m。基盤としての石灰岩は約2kmの深さに存在している。また、屈折法による地下深部探査からは、P波速度が上層から順に1.7km/s, 2.9km/s(凝灰岩層?), 4.5km/s(石灰岩層?)と求められている。岩質はともかくとして、

速度構造のプロポーションは関東平野南西部のそれとよく似ていることを付記しておきたい( [1] 参照)。メキシコ大学を含み市の南西部に拡がる丘陵地帯は玄武岩質の熔岩流によって形成されており、かなり急速に冷え固まつたもののように見受けられる。特に資料は持っていないが、S波速度はさほど大でなく、減衰はある程度大きなものを考へるのが妥当かと思われる。

以上がメキシコ市の地下構造に関する筆者の認識の程度であるが、今一つ確認しておきたいことがある。先程のエステバ教授の話、微動の卓越周期が1秒から5秒までいとも簡単に移動してしまうこと、強震記録と微動の周期が概ね一致すること等に関連して、表層地盤が保有しているであろうS波速度と卓越周期と層厚の関係について整理を行うことがそれである。まず図5には、このために[14]に基づいて作成された微動の卓越周期の分布状況が示されている。一方、メキシコ大学の報告[12]による建築物の第二支持層を表層地盤の基底面と考えれば、その等深度線は図6に示すごとくである。いま任意のS波速度を仮定して、そのS波速度と図5と図6の間に $1/4$ 波長則が満足されるか否かを判定する。一例として図7には、S波速度を $90\text{m/s}$ と仮定した時の図が描かれており、S波速度がそれより大でなければならない地域(横線)と小でなければならぬ地域(点々)の境界として、仮定が成立する場所が定められる。図8は種々のS波速度について同様の作業を行った結果をまとめたもので、図5と図6が対応すると考えた場合に表層地盤が有しているであろう平均S波速度の分布状況を示している。図5の卓越周期が図6の地下構造を反映したものであるとの保証はないが、それにも拘わらず、結果として得られた図8のS波速度分布は、以下の理由により妥当なもののように考えられる。

- (1)  $3.5 \sim 8.0\text{ m/s}$  程度の小さなS波速度が実測で確かめられていると云うエステバ教授の話や、それに関する資料[7]～[9], [11]と調和的である。
- (2) Tlalococo団地では、計画の段階で地表のS波速度が測定されており、 $100\text{m/s}$  以下ではないとのことであり[15]、これともよく合致している。
- (3) 古くから都市が形成された Zocalo 地区ではS波速度が大きく、最近になって開発された Central de Abastos では著しく小さい等の局地的傾向は、実情をよく説明していると考えられる。
- (4) 盆地の中央に向かって平均S波速度が次第に小さくなるという大局的な傾向も、盆地や都市の生成

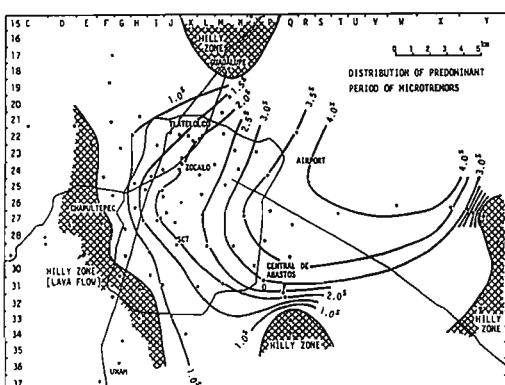


図5 メキシコ盆地における微動の卓越周期

過程を考えれば理解できる。

(5) 表層地盤の平均S波速度が場所によらず一定であるとの前提に立てば、微動の卓越周期と対応する表層地盤の基底面の等深度線は図5のセンターと相似形となり、図6は無視される。大局的な傾向はこれでも良いが、S波速度が場所によらず一定というのは非現実的であり、強震記録に現われた Central de Abastos, Office と Freezing House の顕著な差異も説明し難くなる。

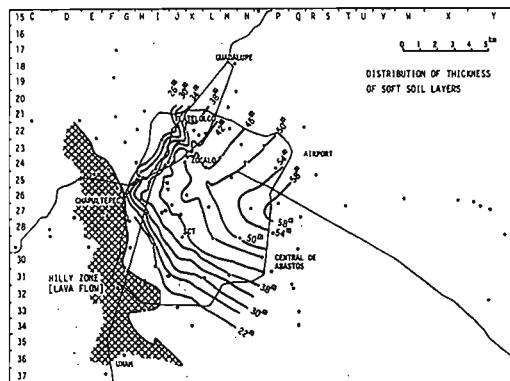


図6 メキシコ市における表層地盤基底面(第二支持層)の等深度線図[12]

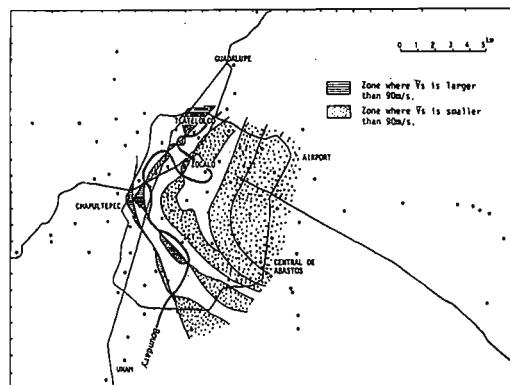


図7  $1/4$  波長則に基づくS波速度・卓越周期・層厚の関係( $V_s=90\text{m/s}$ )

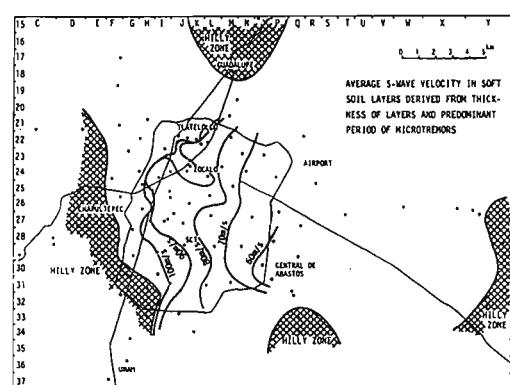


図8 表層地盤が有していると考えられる平均S波速度の分布

#### 4. 後続位相の発生原因についての解釈

今回のメキシコ地震に際して、メキシコ市内で観測された強震記録が種々の角度から議論されていることは周知の通りである。議論の対象は結局、地震動の三要素と呼ばれる振幅の大きさ・卓越周期・継続時間(時間領域での変化)について、その特徴をいかに説明するかにある。ところで、上記の三つの要素は独立に存在しているわけではないので、そのいずれをも満足する解釈が望まれるのは当然である。このほか、観測記録が多数得られているからには相互の関係も無視しないし、地下構造や微動に関する情報も有力な手掛りである。このようなことから、当初筆者が抱いていた「周期数秒の地震動とごく浅い地盤構造の関係」に対する奇異な印象は次第に薄らぎ、「表層のS波速度が著しく小さい」とことへの抵抗も解消されつつあると云うのが現在の心境である。従って、後続位相の発生原因についても出来る限り浅い構造に押しつけたいと云うのは、筆者にとっては当然の帰結である。以下はこれに関する若干の考察を加えたものである。

後続位相の発生機構についての筆者の考え方は、昨年のこのシンポジウムでも紹介したように、平野の外縁部を二次的な震源と考え、堆積層内を全反射しながら伝搬するSH波のみに注目して、これらを観測点で合成しようとする極めて簡単なものである。図9はこの考え方を Central de Abastos の問題に適用するための模式図であり、(a)は Freezing House を、(b)は Office を念頭に置いて作成したものである。但し、地下構造とそこでの諸定数は大きな仮定のもとに設定されたものであり、細部の議論には余り意味がないことに注意を要する。

まず(a)では、UNAM #1 で観測された強震記録[A]をこの系への入力と考え、Freezing Houseで得られた強震記録が、下方から到達したS波の重複反射による影響[B]のみで説明できるのか、表層内を水平に伝搬して到達すると考えられる上記の成分[D]も考慮する方がよいのか、についての検討を行った。その結果は図10の通りであり、最下段に示された強震記録は殆ど[B]のみで説明できてしまう。すなわち、丘陵部と低地部との境界において丘陵部から低地部へ射出される地震波の影響[D]は無視しても差支えない、と云うのがここでの結論である。従って Office にのみ現われた後続位相はさらに局地的な地下構造に押しつけざ

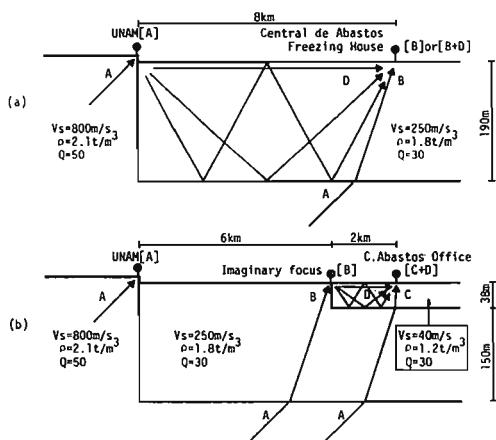


図9 Central de Abastos における地下構造と波動伝搬の模式図

るを得ないことになり、このためのモデルが図8の結果を考慮に入れた図9(b)である。

(b)においても、UNAM #1 の強震記録[A]がこの系への入力と考えられている点は先程と同様であるが、ここでは Office の強震記録を、下方から到達したS波の重複反射の影響[C]と最表層内を水平に伝搬して

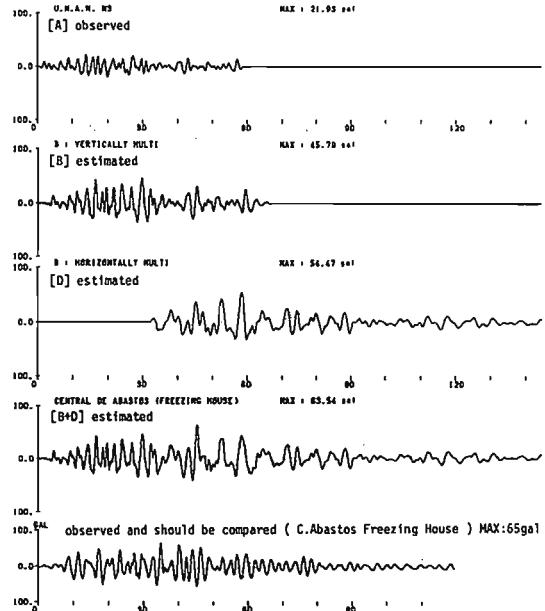


図10 推定地震動と観測記録との対比( Freezing House, 図9(a)と対応)

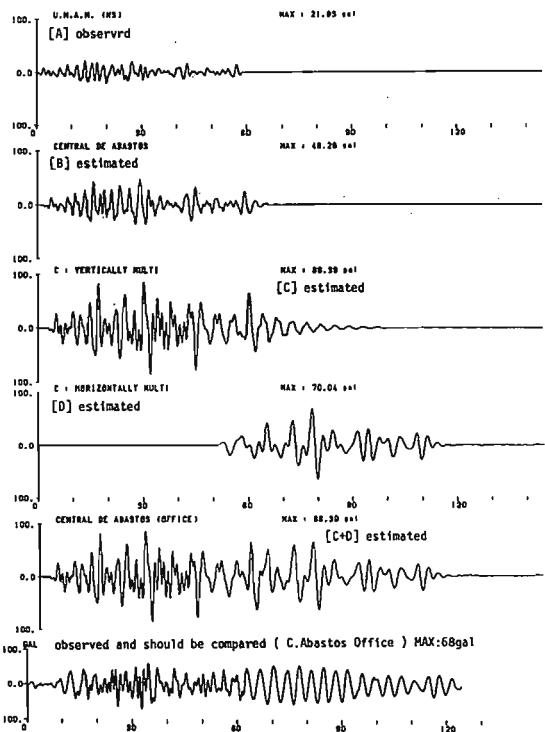


図11 推定地震動と観測記録との対比( Office, 図9(b)と対応)

到達する成分の影響[D]との和[C+D]で評価しようとしている。ここで[D]を求める際の入力[B]は、予めS波の重複反射を用いて求めておけばよい。以上の結果は図11に示す通りである。最下段の実測記録はその上の段の計算結果によってある程度は説明できていると考えられる。さらに近似度を高めるためには試行錯誤を重ねればよいのであろうが、地下構造が明確にされていないこともあって行っていない。それよりも、入力として用いたUNAM #1の強震記録の後半部分に認められた前述の1.5秒間隔の位相は、さらに深い構造の影響によるものと考えられ、特に図11にはそれが二重、三重に評価されて結果をよくない方向に導いている点が筆者には気になっている。

一方、関東平野における後続位相の解釈についても同様の手法によって検討が進められているが、前述のように、地震記録や地下構造の資料が豊富であるだけ議論がしやすい。1978年伊豆大島近海地震の前震を例にとり、メキシコの場合と同様の検討を行った結果は以下のとくである。まず、図9に対応する地下構造と波動伝搬の模式図は図12に示される通りであり、対象とする地下構造を深さ数km程度の大きなものとせざるを得ない点がメキシコの場合と著しく異なるところである。その理由は既に2.と3.で述べた。この系への入力には岩盤上で得られた浅川の観測記録(図2参照)に距離減衰を考慮して振幅補正を施したものを利用することとし、図10と同一の手順を経た結果について、観測記象(震源と直交する方向に近い成分)との

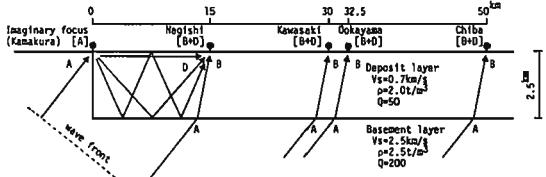


図12 関東平野における地下構造と波動伝搬の模式図

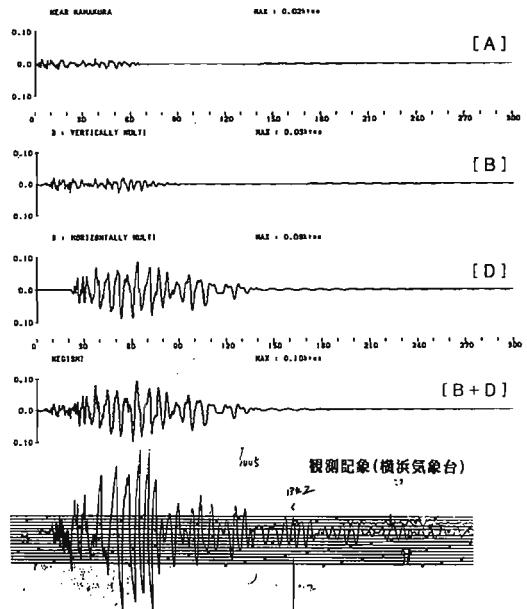


図13 推定地震動と観測記象との対比(横浜根岸)

対比を行った。対比を行った地点は横浜根岸・大岡山・千葉の3地点であり、各地点から平野の外縁(鎌倉)までの距離は夫々15km, 32.5km, 50kmである。

まず最初に、根岸での結果が図13に示されている。図の最下段は近接した横浜気象台で観測された本震の1倍強震計の記象(これのみ変位記象であることに注意を要する)であり、推定された地震動[B+D]との対応は比較的良好であると云える。大岡山と千葉(習志野)についても図14と図15に同様の結果が得られている。これらの場合には、入力に用いた浅川の記象と同一の地震計による同一の前震の記象が得られているので比較しやすいが、最下段の観測記象の後半部分にはもう一つ別の前震が記録されている点に注意を要する。これらの図に見られるように、後続位相が平野の中を伝搬するにつれて次第に時間遅れが大きくなり勢力が分散される様子は、推定された地震動と観測記象の双方に認められ、その傾向は概ね一致している。

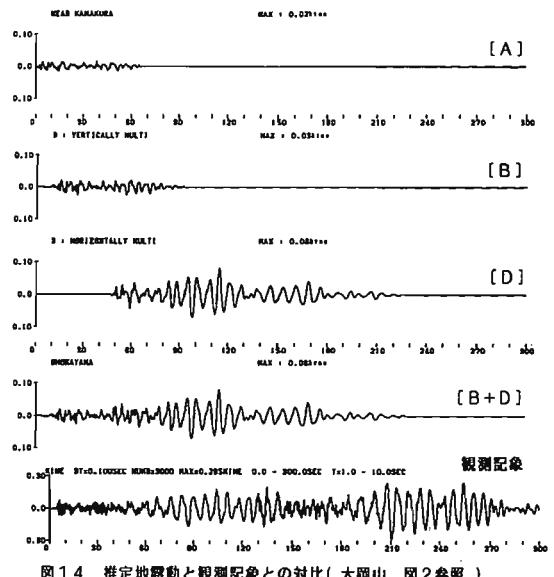


図14 推定地震動と観測記象との対比(大岡山、図2参照)

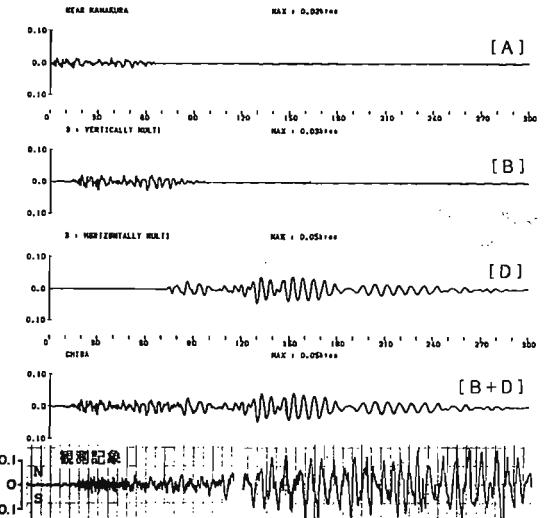


図15 推定地震動と観測記象との対比(千葉習志野、図2参照)

とは云うものの、この手法を用いて定量的な議論を行うには、前述の地下構造の仮定以外にもいくつかの問題点が残されている。特に、平野の外縁において入射波が平野内部に透過する過程をここでは経験的に定められる透過係数と云う概念で処理しており、その係数をメキシコの場合には3～4倍、関東平野の場合には6～7倍に取つてやれば観測記象の振幅との対応がよくなる（この報告では一率に3.3と云う係数を用いているので、図1.3～図1.5の推定地震動の振幅をさらに2倍すれば観測記象との対応がよくなる）。恐らく境界面のコントラストや形状等が関与しているものと考えられるが、その物理的意味は未だいまいである。

長野県西部地震（1984）の観測記象についても種々の視点から検討を行っているが[16]、現在までに判明している結果のみを簡単に記すことにする。まず、関東平野南西部における群列観測から明らかになつた点は、関東平野と云つても中心部（東京）と南西部（横浜）とでは長周期地震動の特性が異なり、その傾向は別途に行われている地下深部探査の結果とよく対応することである。両地域における地下深部構造の最も顕著な差異は堆積層の第一層（S波速度が0.7km/s程度）の層厚に現われており、東京では1.5kmにも達するが横浜では1kmかそれ以下である。このことがとりわけ後続位相の特性に強く影響を与えていたと云う訳で、伊豆大島近海地震（1978）当時から見れば議論が一段と細かくなつてきているが、それでも周期数秒の地震動の話に關係するのはこの程度の深さの構造までであり、それ以浅の構造は問題になりそうもない。図4に示した熊谷の後続位相については、その発生原因について筑波山反射説と前橋経由説の二つが有力であったが、このような後続位相を生じる地震の震源位置が長野・岐阜方面に限定されること、主要動の振動軌跡はほぼ震源と直交方向を向いているのに後続位相のそれは90度回転していること、熊谷から前橋にかけて深い谷筋が通っていること、熊谷周辺では微動でも同様の周期が卓越すること。他の観測点では同様の後続位相が現われないこと、等を総合して前橋経由説に傾きつつある[17]。後続位相の伝搬速度が前述の群列観測で得られた0.6km/s程度であるとすれば、後続位相の約1分の遅れ時間が前橋—熊谷間の距離で説明できることも理由の一つに掲げられるが、この点はいずれ実測によって確認したいと考えている。メキシコの場合においても決め手は位相速度の確認であろう。実測の機会を得たいものと願っている。

## 5. おわりに

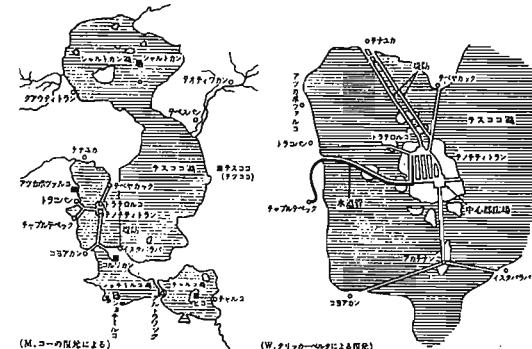
以上に、盆地平野の地下構造とその内部における地震波の伝搬機構について、筆者なりの考え方を述べさせて頂いた。メキシコ盆地と関東平野を見比べてみて決定的に異なるのは表層地盤構造の軟弱さ加減である。仮に双方で観測される長周期地震動の周期帯域は同じであっても、関東平野の場合には浅い構造では説明がつかないので更に深い構造を用いて議論した。これに對してメキシコの場合には、確かに深い構造も重要ではあろうが、いきなりそこに飛び込めない事情があった。それは、極く浅い地盤のみで長周期の地震動を充分に增幅変調させる可能性を持っていると考えられたからである。以上の理由からメキシコの問題に關しては浅い構造を用いた議論に徹することにした。今回のメキシコ地盤について震害の状況や強震記録の特性を真に理解するためには、また今後の震災予防を考えるならば、S波速度構造の探査が是非とも必要であるこ

とを強調しておきたい。強震観測についても、観測点の適正な配置と絶対時刻の刻時が施されておれば、地震波動の伝搬に関する議論は随分楽になるであろうと考えられる。

最後に、本課題について数々の御教示と議論を頂いている東京工大の小林啓美名誉教授はじめ、研究を共にしている佐間野隆憲・翠川三郎両助手ならびに大学院生諸君に感謝の意を捧げたい。メキシコ大学では、エステバ教授・ロムニツ教授はじめ多くの研究者との議論が有益であったし、東京工大内の談話会でも多くの議論を頂いた。これらの関係各位にも深甚の謝意を表する次第である。

## 参考文献

- [1]瀬尾和大：深い地盤の震動特性を探る。第13回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1985。
- [2]小林啓美：サイスミック・マイクロゾネーションの立場から（地盤動と建物被害の解釈）。第14回地盤震動シンポジウム、日本建築学会、1986。
- [3]Kanai K. and T. Tanaka : On microtremors.VIII., Bull. Earthq. Res. Inst., Vol.39, 1961.
- [4]Prince J. et al. : Acelerogramas en Ciudad Universitaria del sismo del 19 de Septiembre de 1985, IPS-10A, UNAH, 1985.
- [5]Mena E. et al. : Acelerograma en El Centro SCOP de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, sismo del 19 de Septiembre de 1985, IPS-10B, UNAH, 1985.
- [6]Quaas R. et al. : Los dos acelerogramas del sismo de Septiembre 19 de 1985, obtenidos en la Central de Abastos en Mexico D.F., IPS-10C, UNAH, 1985.
- [7]Zeevaart L. : Strong ground motions recorded during earthquake of May the 11th and 19th, 1962 in Mexico City, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 54, 1964.
- [8]Herrera I., E. Rosenblueth and O.A. Rascon : Earthquake spectrum prediction for the Valley of Mexico, Proc. 3rd World Conf. on Earthq. Eng., Vol. 1, 1965.
- [9]Esteve L., O.A. Rascon and A. Gutierrez : Lessons from some recent earthquakes in Latin America, Proc. 4th World Conf. on Earthq. Eng., Vol. 3, 1969.
- [10]Marsal R. J. : The lacustrine clays of the Valley of Mexico, E16, UNAH, 1975.
- [11]Faccioli E. y J.R. Flores : Respuestas sismicas maximas probables en las arcillas de la Ciudad de Mexico, 359, UNAH, 1975.
- [12]Instituto de Ingenieria de la Universidad Nacional Autonoma de Mexico : El temblor del 19 de Septiembre de 1985 y sus efectos en las construcciones de la Ciudad de Mexico, 1985.
- [13]Carrillo N. : The subsidence of Mexico city and Texcoco Project, Secretaría de Hacienda y Crédito Público, Mexico, 1969.
- [14]Kobayashi H., K. Seo and S. Midorikawa : Report on seismic micro-zoning studies of the Mexico Earthquake of September 19, 1985. Part 1 Measurement of microtremors in and around Mexico D.F., Tokyo Institute of Technology, 1986.
- [15]Design Office DIRAC の Ing. Alfredo Salas から聞いた話による。
- [16]山中治明・瀬尾和大・佐間野隆憲：地震記象に見られる深い地盤構造の影響、その1～その3、日本建築学会大会、1985.、その4、1986.、佐間野隆憲・瀬尾和大・小山一信・山中治明：地震記象に見られる深い地盤構造の影響その5、日本建築学会大会、1986.



トルテカ系都市（12～13世紀）[左]とアステカ王国（14～16世紀）[右]  
当時のメキシコ盆地 [増田義郎：太陽と月の神殿、新潮社より]

## 堆積層表面波の構造について —大阪平野の場合—

正会員 鳥海 勲

## 1 大阪平野に於ける地震観測

我々、大阪平野の地震観測グループは現在 8 観測点を維持している。これが全部同時に開設されたのではないが約16年観測を続けてきた。記録された地震は計 151 個である。

この 8 観測点のうち 5 点は大体一直線上に並んでいる（図-1）。この観測線の両端に岩盤観測点があることは平野全体の地震動を考察する上に於いて有効である。

昭48・11・25 の有田地震（大阪震度 2、我々の地震登録 No.62）は平野堆積層表面波の問題につき非常に明快な示唆を与えてくれた。この時は未だ岩盤観測点は開設されていなかったが京都宇治にあるダムサイトの岩盤地震波形と比較できた（図-2）。

この図-2より震源に於ける地震継続時間に近い主要動と、明らかにそれとは別の時間遅れのフィルタされた特性をもつ波があることが判る。これはおそらく平野堆積層表面を利用する堆積層表面波と呼ぶべきものであろうと推定された。名前が長いので仮に あとゆれ と呼ぶことにした。

その意味がはっきりすると同時に、それまでに蓄積されていた多くの地震波形の見直しと岩盤観測点（S・R）の開設を行なった。S 点は関西電力の好意を得て生駒山地信貴山の岩盤露出点にある。R 点は協同研究者が六甲山頂付近に開設したが表層が風化していたので深度 20,60M にも観測点がある。

図-4 に示す No.112 地震（昭54・11・13、大阪震度 2）は奈良・和歌山県界（深度 20KM）であるが、S・R 岩盤観測点を含む同時波形の一部を示すと図-3 の如くである。

S に対し R の主要動の発震が遅れている。震源から各点への J-S は多少違うが伝播速度は同じとして幾何学的に 3.2KM/S の値を得る。

中間の平野堆積層表面の主要動の頭出しは全点とも直下岩盤予定時刻より数秒遅れる。この時間遅れ差が平野堆積層中を下より上へ S 波として伝播してくる時間と考える。

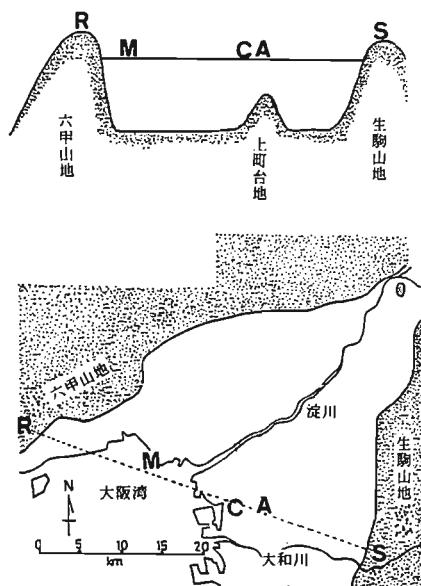


図-1 大阪平野観測点

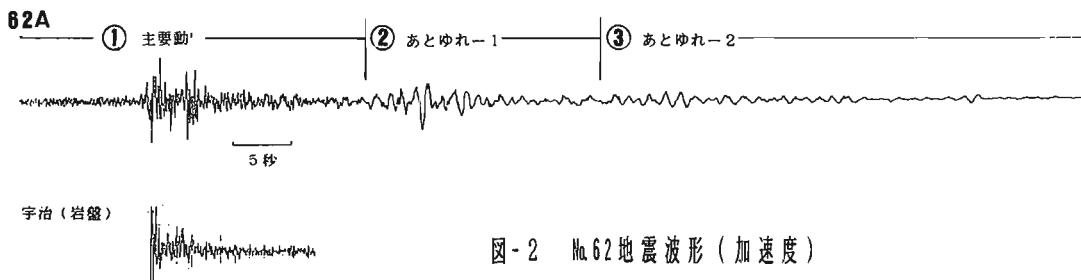


図-2 No.62 地震波形（加速度）

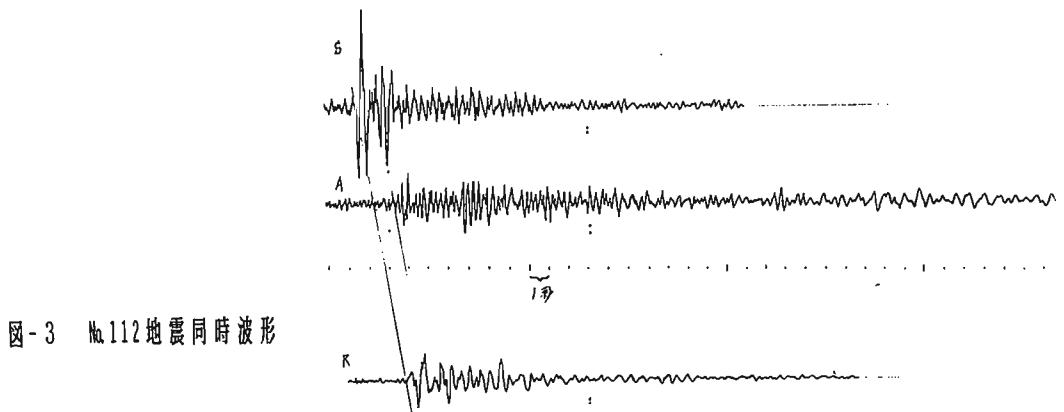


図-3 Ma.112地震同時波形

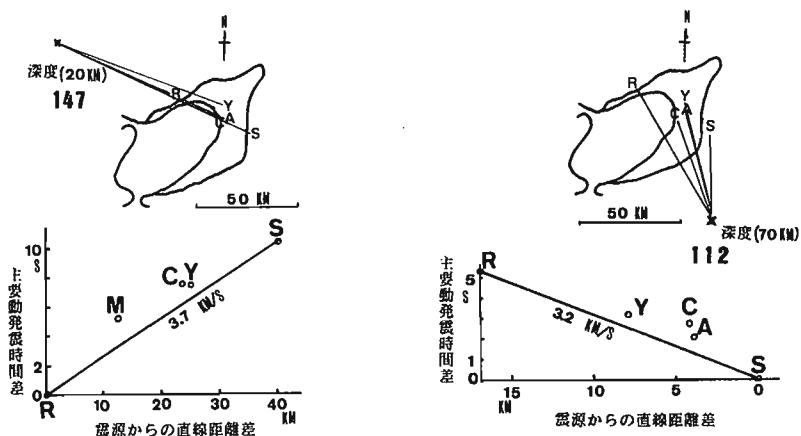


図-5 Ma.147主要動発震時間差

図-4 Ma.112主要動発震時間差

Ma.147地震（図-5）は昭59・5・31、兵庫県南西部のいわゆる山崎断層地震で大阪震度2である。この場合S-R観測線上の延長上に震源がある。これに同上の処理を施すと伝播速度3.7km/sを得る。平野内の各測点はやはりR-Sラインより数秒遅れる。今は未だこのような処理の行なえる地震を多くは捉えていないが、この作業を繰り返すと大阪平野直下及び周辺部岩盤の速度分布及び平野各点での堆積層の厚さ方向平均S波速度が求められる。

次にMa.62地震に刺激されて採取された多くの地震波においてあとゆれの見出し作業を行なった。その結果大阪平野に関する限りあとゆれの周期に1-1.5秒が卓越することが判った。しかもその加速度は主要動に比べ余り小さくはならない。

多くのあとゆれを整理して判ることであるが、主要動発震時よりあとゆれ到着までの時間差は一地点に於いては大体一定である（図-6）。地震によっては主要動の継続時間が長く、あとゆれ頭部に重なる場合もあり精度の落ちるものもあるが、かなり安定して堆積層表面波の伝播速度600m/sを得る。

平野内的一点について考えると、どの地震でもこの遅れ時間が大体一定していると云うことは、その地点を通ずる表面波の出発場所は震源位置に拘らず決まっていることになる。

水の入った桶の縁を叩くと波紋が縁より中心へと伝わる。大阪平野も同じである。

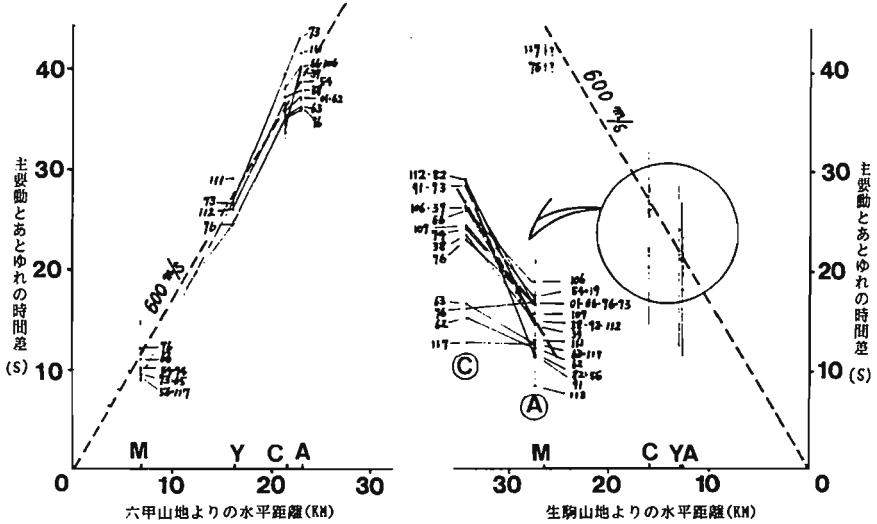


図-6 主要動発震時よりのあとゆれ頭出し時間差

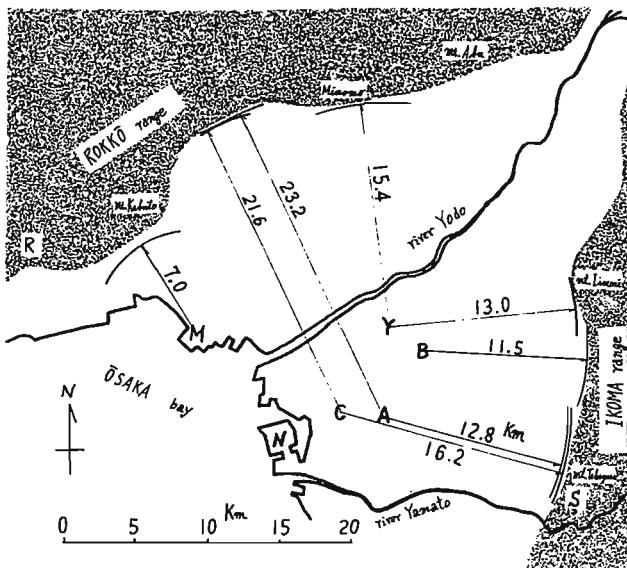


図-7 堆積層表面波の入射地点推定

この考えを推し進めると平野内各観測点から周辺山地へ垂線を下し、その脚の辺りから入射した表面波がその観測点を通過することになる。

A点に関して云えば主要動発震時よりのあとゆれ頭出しの時間差は大体常に約20秒であり、最も近い生駒山地への垂線を考えると地形的にS点付近にならざるを得ない。その垂線の長さは12.8kmとなる。すると堆積層表面波の伝播速度は約600m/sとなる。C点は位置的に同じS点付近から入射した波がA点横を通過してC点に達する(図-7)。従って図-6(右)に示す如く大抵の地震においてC点のほうがA点より明らかにあとゆれの頭出しが遅い。A点へは生駒山地からだけでなく六甲山地からも波が到達するが、その距離は遠いので図-2に見る如くあとゆれ-2は主要動発震時より約40秒遅れる。

## 2 模型実験

大阪平野の地震観測で堆積層表面波あとゆれの存在を確信するに至ったが、これは現象を解釈したものに過ぎない。理論計算の報告を見ても、そういう波の存在は当然認められている。しかし現実の大坂平野でこれだけの明確さであとゆれが出現することの保証には弱過ぎる。

実測と理論と実験と。この3者はそれぞれ固有の悩みをもっている。しかし、模型実験も考え方をするには便利な手段である。

我々は昔から砂粒で地盤の模型実験を行なってきた。これを改良して鉛入り砂粒を採用することで  $S_v = 2 \text{ m/s}$  の媒質を得ることに成功した。これで図-8の如き堆積平野を形成した。周辺山地及び平野直下の岩盤は木材である。山地に当たる一点をルマで叩くと殆ど瞬時に木材部は全部衝撃的に振動する。その波はまず底から上がり地表面に全点同時に出現する。主要動である。周辺山地全面からも堆積層表面波が伝播しはじめる。この波は平野中心へ行く程、遅く出現する。あとゆれである。

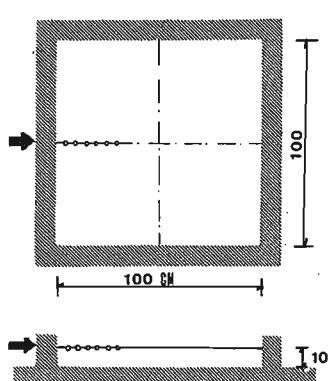


図-8 模型平野 (○印: 測点)

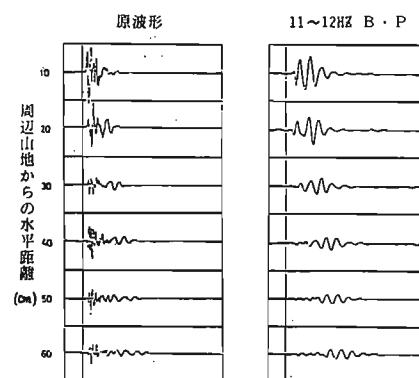


図-9 主要動とあとゆれ (進行方向水平変位)

## 3 数値計算による検討

問題は各種境界の処理である。多分応力か変位か、その制御がポイントである。我々の開発した波動伝播の数値計算法は変位モテント法である。これは P波と S波のモテントをそれぞれ独立して伝播させて明快ではあるが、境界条件処理で不利であったが工夫によりその問題点は解決された。

本法を地表一点に上下の正弦一波 (20 STEP) だけ入力する半無限体に適用した。図-10はその 100 STEP 時の変位分布である。P波、S波そして地表付近では R波が教科書通りに伝播している。この 40, 60 STEP 時の R波領域を拡大した変位分布を図-11に示す。

我々の計算は変位モテント方式であるので、各 STEP 時に於ける変位モテントも表示される。従って上下、水平変位とともに P波及び S波モテントによるものが分離して表示し得る。図-11によると R波は同心円的に伝播する S波が自由表面で修正され、S波モテントによる変位に反応して反力的に P波モテントが発生するものと解される。

若し、ここに平野の底があったならばどうなるのであろうか。それが図-12である。図-12は堆積層の厚さが S波の一波長と同じ場合である。入力条件は半無限体の場合と同じである。同心円的に伝播する P波次いで S波が底で斜めに反射する。そして今度は地表面でも斜めに反射する。見ると R波は半無限体の場合と同じ状態で伝播する。異変がおこるのはその R波の後ろである。40 STEPでは S波の反射波が登場して R波の後ろに時計回りの渦が出来る。しかしこの渦は以上の様な構成であるから STEPの経過と共に崩れる。

そしてまた渦になるがこれは反時計回りとなる。渦と云う立場を固執して追いかけると、時計回りの第一

100 STEP

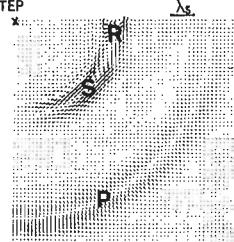
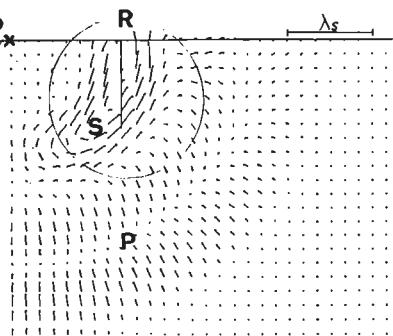
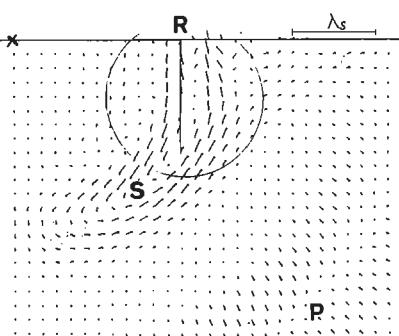


図-10 半無限体での伝播（瀬川）

40 STEP



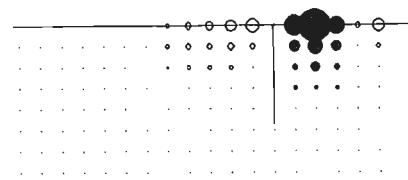
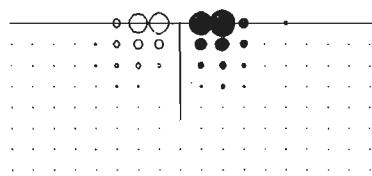
60 STEP



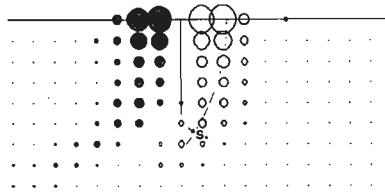
上下変位

○上 ●下

P波やテンション  
による



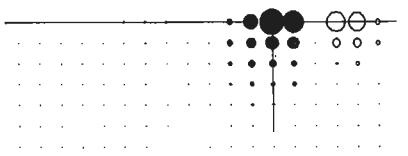
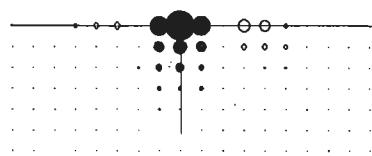
S波やテンション  
による



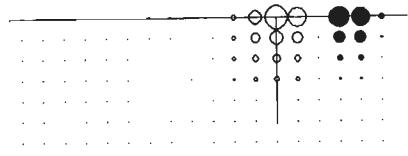
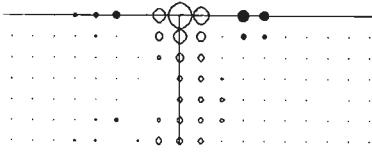
水平変位

●左 ○右

P波やテンション  
による



S波やテンション  
による



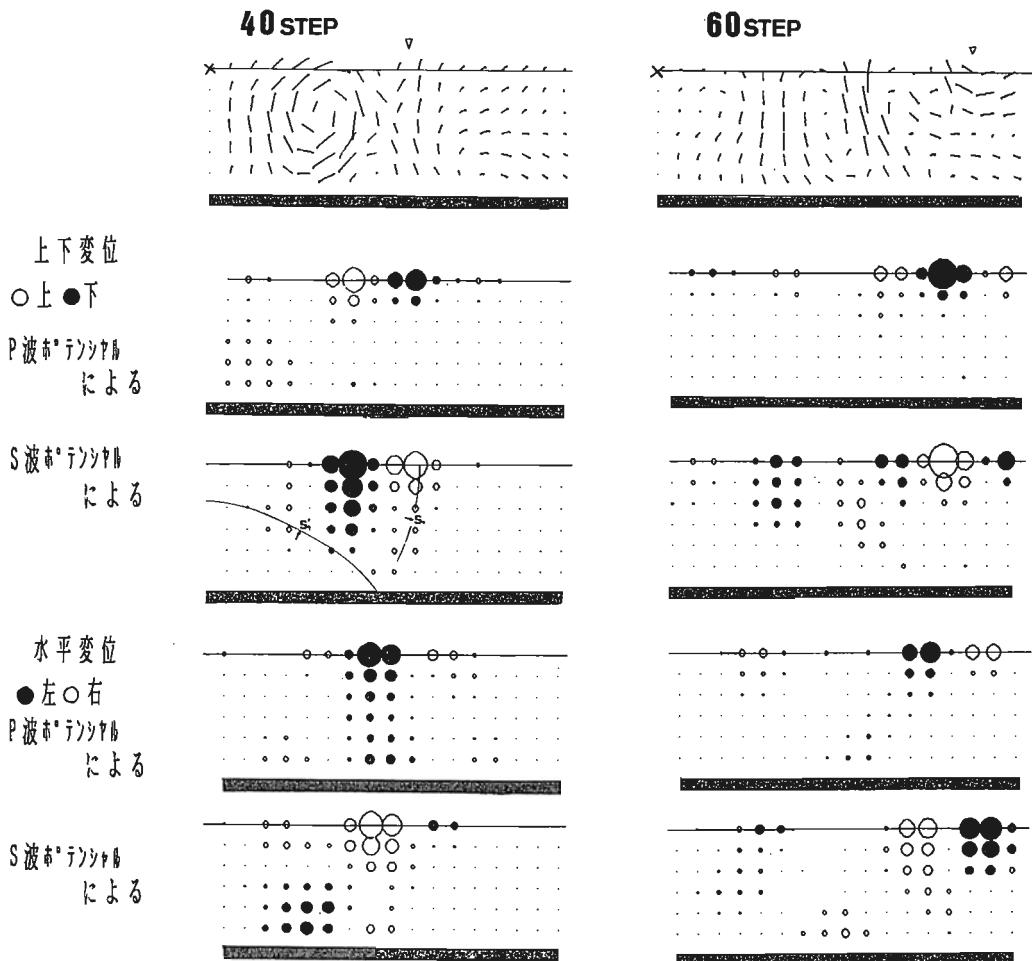


図-12 底のある堆積層表面波の構造

の渦の後ろに反時計回りの第二の渦が次第に発生しそちらに渦のエネルギーが吸収され、第一の渦は消滅すると言ふ経過をたどる。以上を考察する限り堆積層表面波の主体は半無限体と類似の R波である。ただその後続に於いて出没する渦が幾つも発生する。これを地表の定点の時間的波形と云う立場から考えるとある周期の波が次々に通過することになる。

平野の地震動は周辺山地に比べ何故継続時間が長いのか。これが大阪平野に於ける地震動観測の第一課題であった。そしてそれは周辺山地から入射し遅い速度で長い距離を伝播してくる堆積層表面波が存在するからであると云う答えは先ず間違ひ無いであろう。　　大阪平野は3度揺れる。

#### 文献

- 1) 鳥海：数値積分法による波動方程式の一解法  
——自由表面の処理について—— 建築学会大会(1983)
- 2) I. TORIUMI, S. OHBA, N. MURAI:  
Earthquake Motion Characteristics of OSAKA Plain, 8th WCEE(1984)
- 3) 大阪平野の地震動特性, 災害科学研究所(1984)
- 4) 鳥海：沖積平野堆積層における表面波の構造について  
——入力・生成過程—— 建築学会大会(1985)
- 5) 川上・鳥海：堆積層表面波に関する実験的考察 (同上)

(福井大学教授)

## 設計基準の立場から

東京都立大学 渡部 丹

## I. メキシコ市連邦直轄地の耐震基準について

1.背景 1985年9月のメキシコ地震によるメキシコ市における地震動の強さと同程度の地震動は今世紀になつて、1911年、1941年、1957年及び1962年と4回メキシコ市付近で経験している。ハリスコ州で1932年に発生したマグニチュード8.1の地震ではメキシコ市に上述の地震によるほど大きな地震動はもたらさなかつたようである。

1941年の地震が発生した翌年の1942年に公布されたメキシコ市における高さ15メートル以上の建築物に対する耐震暫定基準が、この国の耐震設計の緒である。この基準では軟質粘土層上の建物のベースシャ係数を0.07~0.1とし、病院、発電所等の用途係数として2.0を与えていた。

1966年に新基準が作られ10階以上の建物に対しては、動的解析を要求している。この基準をもとに1976年に公示されて、翌年の1977年に適用されるに至った耐震基準が1985年9月のメキシコ地震当時のものである。当該地震発生後の翌月にあたる1985年10月には更に、暫定（強化）基準が公布されている。表1にメキシコ市における倒壊あるいは大被害を受けた建物棟数（概数）を建設年代、構造種別及び軒高別に示した。1976年以降に建設された建物の被害棟数が比較的小ないことは、耐震工学にとってせめてもの救いとなる。

表1 建築物被害概要表

構造種別	被害	建設年次			建物階数			合計	
		←1957	57-76	1976→	≤5	6-10	11-15		
コンクリートフレーム構造	崩壊	35	59	13	38	62	8	0	107
	大破	9	19	7	8	23	4	1	36
鋼フレーム構造	崩壊	5	4	0	4	2	1	2	9
	大破	1	0	0	0	0	1	0	1
壁式構造	崩壊	3	35	12	23	23	4	0	50
	大破	5	20	11	9	18	8	0	35
壁式プレファブ	崩壊	7	4	1	10	2	0	0	12
	大破	2	3	0	4	1	0	0	5
その他	崩壊	0	1	1	1	1	0	0	2
	大破	2	4	2	6	2	0	0	8
総計	崩壊及び大破	69	149	47	101	134	27	3	285

2.現行及び暫定基準について 1985年メキシコ地震当時に施行されていたメキシコ市連邦直轄区の耐震基準の概要を以下に示す。

## A.構造物のタイプ

1.通常建築物、煙突、タワー、塔、倒立振子様式のもの

2.タンク類 3.擁壁 4.その他のもの

## B.解析方法

1.建築物高さ13メートル未満の建築物は簡略静的解析

2.建築物高さ13メートル以上60メートル未満の建築物はベースシャ係数等を用いた静的解析

3.建築物高さ60メートル以上の建築物は動的解析

## C.用途のグループ

グループA：地震災害時にその機能等が必要で重要な構造物。病院、発電所、消防署、学校、駅、有害ガスを発生させる恐れのある化学プラント等

グループB：通常の構造物

グループC：地震損失度の低いもの。高さ2.5メートル以下の塔等

## D.地盤種別

B項の1及び2に適用する。

I. 硬質地盤ゾーン II. 中間ゾーン

III. 軟質地盤ゾーン

図1に示すそれぞれのゾーンである。

### E. ベースシャ係数

- 簡単静的解析（B項の1）では建築物高さと地盤種別、構造材料及び形状によって定まる値とする。
- 静的解析法（B項の2）では構造物の1次固有周期T及び地盤種別（D項）によって図2に示す値を基準値とする。なお、用途（C項）によってグループAに属する構造物には1.33倍を図2の値に乘する。更にF項に示すじん性率Qによって、この基準値を除することができる。ただし、いずれの場合においても図2の $a_0$ の値を下回らない。

### F. じん性率 Q

$Q = 6.0, 4.0, 2.0, 1.5$  及び  $1.0$  の 5 種類のじん性率区分。表2に概略を示す。

### G. 動的解析

モーダルアナリシスの場合は S RSS (square root of square sum) で 0.4 秒以上及び第3次周期以下のモードに対して評価する。時刻歴応答の場合は、同等レベルの強さを有する 4 種類以上の地震波に対して弾性（及び弾塑性）応答解析を行う。

### H. 高さ方向の地震力分布

基本的には高さ方向に対して逆三角形の地震力分布である。（図2参照）

### I. 多方向入力

直交方向の地震動による応答の 0.3 倍を乗じた値を当該方向の地震動による応力を加算する。

### J. その他

偏心による振れに対する配慮（1.2 倍）、 $P-\Delta$  効果、転倒モーメントによる基礎浮き上がりの禁止、隣棟間隔（5 cm 以上かつ III 種地盤においては建築物高さの 0.8%）隣接階の極端な強度の差異の禁止等の規定がある。

以上、紹介したように、この耐震基準の理念及び設計手法等は国際的に見ても先導的である。但し、この耐震基準が要求している絶対耐力が極端に低い。

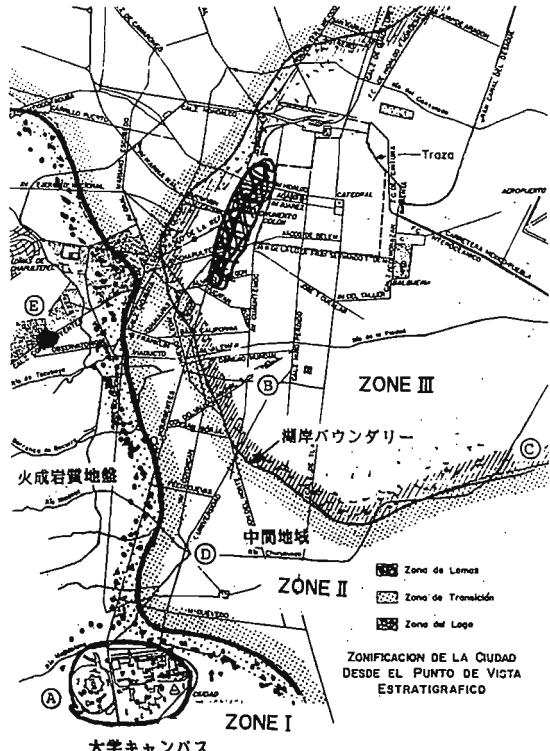


図1 メキシコ市地盤区分及び被害の大きかった地域

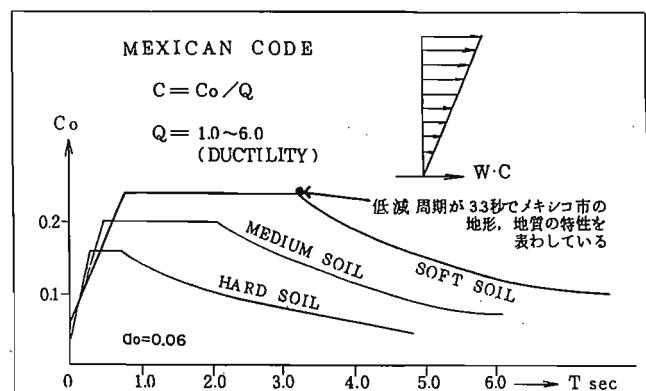


図2 メキシコ市連邦区の耐震基準、ベースシャ係数

表2 じん性率

ケース1 → タイプ1	$Q = 6.0$	全ての架構に RC または S 造のフレーム構造 高いじん性を有する
ケース2 → タイプ1	$Q = 4.0$	プレースなし、または部分的にプレースを用いた中位のじん性を持つ建物
ケース3 → タイプ1	$Q = 2.0$	ケース2の必要条件を満たさない建物、及び柱、梁、軸組内へ充実ブロックまたはレンガ壁を用いた建物等
ケース4 → タイプ1	$Q = 1.5$	中空ブロック造またはケース1～3との複合構造物
ケース5 → タイプ1～4	$Q = 1.0$	ケース1～4以外の幅体架構で構成されたじん性の乏しい建物、ただし、実験等による資料を用いても可

## K. 暫定基準

暫定強化基準が1985年10月18日に公布された。<sup>\*1</sup>これによると、III種地盤において1次固有周期Tが0.8~3.3秒間の構造物に対するベースシャ係数は0.4である。更にじん性率Qの値を4.0以下としており、総計すると暫定基準以前の基準で要求している地震荷重の2倍以上のそれを結果として要求している。I種地盤におけるベースシャ係数には変更はない。図3に暫定強化基準のベースシャ係数を、それ以前のものと比較して示す。

### 3. 地震被害及び強震記録からみた前記耐震基準の問題点

#### A. 水平耐力とじん性率

前出の図3には、SCT (Secretaria de Comunicaciones y Transportes, 図1のB地点) 及びCDAO (Central de Abastos Oficina, 図1のC地点)において得られた強震記録についての減衰定数5%に対する加速度応答スペクトルの概形をも示した。SCTにおける強震地動に耐えるには暫定強化基準に従って設計した構造物でも、じん性率Q=2~3は確保する必要があることが伺える。一方、前基準に従って設計された1次固有周期が2.0秒前後の値を有するIII種地盤に建設された構造物のベースシャ係数は、0.06程度と考えられる。従って、1.0gの応答加速度を示したSCTにおける強震地動に耐えるには非常に大きなじん性率Q(1.0/0.06=Q)が要求される。実際には通常の構造物は種々の余耐力を保有しているので、この他の悪条件も伴った構造物だけが崩壊に至ったものと推定される。CDAOにおける強震地動に対しても同様の検討を加えよう。1.5秒程度の1次固有周期を有する、例えば中高層建築物では、CDAOの強震地動に対してじん性率Qが5~6確保されていれば前基準で設計されたものでも計算上は倒壊しない。但し、CDAOにおける強震地動には3.5秒に卓越周期を有する波(表面波?)を含んでいるから、損傷を受けて剛性が低下し、周期が第2ピークの3.5秒に近づくような中高層建築物は謂ゆる「進行性破壊」を起こして倒壊することもあり得る。

上述の現象をより定量的に知る目的もあって、以下に紹介するような非線形応答じん性率スペクトル図を作成した。

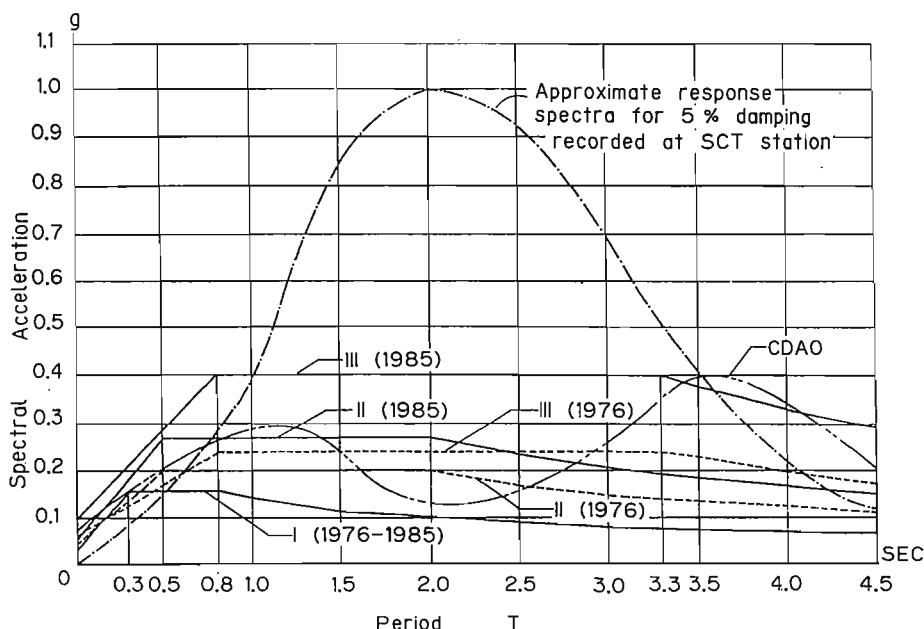


図3 暫定強化基準のベースシャ係数

a)図4-bに示す復元力特性を有するDegrading Tri-linearとする。

b) $K_r = Q_y/mg$ ,  $K_G = \alpha_{max}/g$ とする。

$Q_y$ : 図4-bに示す降伏強度

$\alpha_{max}$ : 強震動の最大加速度値

$m$ : 質量 ;  $g$ : 重力加速度

c) $K_r/K_G = 1.0$ として横軸に、a), b)で示した  
ような特性を有する1質点系の固有周期T(秒)。  
縦軸には最大じん性率 $\mu_{max}$ ( $\mu_{max} = \delta_{max}/\delta_y$ ; 図4-b)をプロットする。

d)じん性率 $Q$ に達したときの見かけの固有周期 $\tilde{T}$ は、

$$\tilde{T} = \sqrt{2\mu} \cdot T \quad (T: 初期の固有周期)$$

e)図4-aが以上の条件で作成した非線形応答

じん性率スペクトル図である。

図4で推定されるように、地動最大加速度と同じ震度( $K_r/K_G = 1.0$ )で設計した周期Tが約0.75秒の構造物はSCTの強震地動(図中破線)に対して $\mu_{max} \approx 5.0$ となる。CDAOの強震地動(図中実線)に対しては、予想どうり約1.5秒の固有周期Tを有する構造物を $K_r = K_G$ で設計しても $\mu_{max} \approx 4.5$ のじん性率が、この構造物が倒壊しないためには必要である。図4に同様に示した他の強震地動、八戸EW及びエルセントロNSと比較すると、SCT及びCDAOにおける強震地動はいかに破壊力があるかが伺える。

ホットケーキを積み重ねたように崩壊したメキシコ市における被害状況からみて、このような建物の実際のじん性率は設計時に想定した値より相当に下回っていたものと推定される。じん性を低下させる要因は種々に考えられるが、柱に加わる軸力が柱のサイズに対して大きすぎる、即ちオーバーウェイトによるものと推定される倒壊例が目に留った。またフラットスラブ架構形式の建物は、原理的にも水平力に対するじん性が乏しく完全崩壊に至ったものが数例あったが、耐震基準等で構造規定等をより細かく設定すべき架構形式の一つであろう。

#### B.高さ方向の地震力分布

逆三角形の地震力分布で設計された建築物の上部だけが崩壊した震害例は、他の地震被害では殆ど見受けたことがなかった。今回のメキシコ地震では上部2/3位が完全に倒壊している建物を多く見受けた。水平剛性が不足気味な建築物に対しては、日本流のAI分布を与える必要があるのかもしれない。あるいは柱、はり部材に最小鉄筋量、最大帶筋間隔等の構造規定を設けることが必要であろう。

#### C.隣棟間隔

隣接した建物が衝突して当該階が崩壊した2、3の震害例から判断して、隣棟間隔を高さの1/100以上とすべきではないかとも考えられる。または逆に隣接建物同志を連結する方法も考えられる。しかし連結して2~3棟の建物が一体として振動した場合剛重比のバランスが如何にも悪い所にこのような震害例が見受けられたので、安易に連結することは避けた方が良策だと考えられよう。

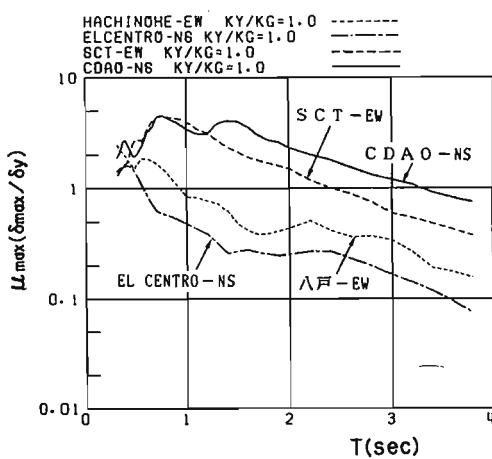


図4-a 非線形応答じん性率スペクトル図

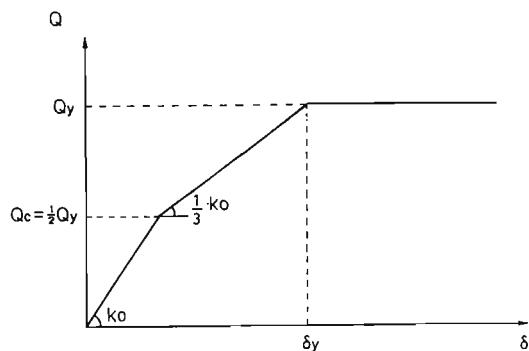


図4-b モデルの復元力特性

#### D.直交方向地震荷重の影響

偶角部の柱のみが崩壊している被害を数例見受けた。前基準に直交方向の地震荷重による影響を考慮する項があるにも拘わらず、この影響で崩壊したと考えられる被害例が存在していたことは残念であるが基準の精神がよく理解されていないのかも知れない。

#### E.地盤基礎の耐震基準

メキシコ市の中心地域の地盤を特徴づけている火山灰性の湖成粘土は、極めて大きな含水比（平均：270%）と圧縮性を示すために、常時の鉛直荷重に対しては規準を定めているほか、Compensated Foundation（地下部分の排土重量、間げき水圧の浮力と建物重量をバランスさせる基礎形式で、杭基礎との併用もされている；図5参照）、コントロール杭（不同沈下対策用；図6参照）などの基礎が採用されている。しかし、”メキシコ市連邦区建築条令”（1977）によれば、地盤の液状化による支持力低減の他には基礎構造の耐震設計に関しては規定されておらず、今回の地震では傾斜、不同沈下などの基礎構造に関連する被害も多く見受けられた。

また転倒したRC9階建の共同住宅では、写真1に示すように基礎が露出し、杭基礎が引き抜かれていた。杭の周囲部に鉄筋が配されておらず（図7参照）、水平力による曲げ耐力の小さい杭が使用されていたこと、杭本数が少なく（9本とされている）、保有の地耐力を越える変動荷重を受けたこと（支持力の不足）が原因で、片側の基礎が沈下し、大きな傾斜を生じ、自重による転倒モーメントによって転倒、崩壊したものと考えられる。

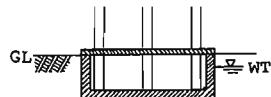


図5-1 Compensated Foundation

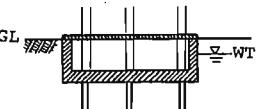


図5-2 Compensated Foundation  
(摩擦杭併用)

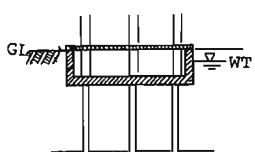


図5-3 Compensated Foundation  
(支持杭併用)

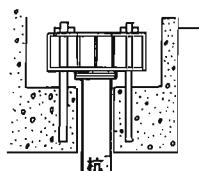


図6 コントロール杭の頭部

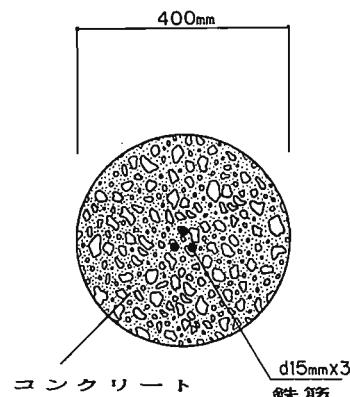


図7 柱の断面図

暫定強化規準によれば、基礎の設計荷重に地震による変動荷重（鉛直方向）を加えることとし、杭基礎の設計に際しては、地震による変動荷重（鉛直方向）のほか、杭の配置、間隔にも地震力を考慮するとしている（水平耐力に関する規定はない）。また、地震動に対する構造物の耐力を低下させないように、地盤の圧密沈下による不同沈下、傾斜の許容範囲について規定しており地震時における足もとの不安が少しは解消している。

#### F.その他

耐震基準の理念が正確に理解されそれに沿って設計されかつ施工されるならばどのような耐震基準によって建物が作られようとも、地震による大被害は生じないのでないだろうか。特に、施工の耐震性能に対して果す役割が大であることは、万人の認めるところである。大



写真1 転倒した共同住宅の基礎露出

被害を受けた構造物は、基礎地盤条件が極めて悪いか、または施工度が劣悪であったと推定される。この意味で施工の監理体制をより明確に基準化しておく必要がある。特に陽気なラテンアメリカ系の諸国には必要であろう。地震災害発生以後の被害建物の危険度判定等緊急震後対策とその体制は申し分のないものであり、他の地震国が見倣るべき点が多い。

## II. 我が国の耐震設計法への教訓

### 1. 地震動特性

#### A. 強震観測解析体制

米国との協力体制で主として西南海岸付近を震源域と想定した強震計のネットワークが確立されていた。このため、今回の地震では必ずしも満足な強震記録が得られたわけではない。メキシコ市内の観測点も地震国の中としては物足りない。しかし各観測点では確実に強震地動を記録し、かつ極めて敏速に（第1報は地震後4日目）応答スペクトル等の解析結果も含めたパンフュレット形式の報告書を国内外の研究者に配布している。このような敏速さと柔軟性は官的機関では不可能であり、大学研究機関の特色が活かされた好例であろう。

#### B. 地震動の特色についての要約

メキシコ市における今回の地震動に関する特色は以下の4項目に要約されよう。

- a) 地震動振幅の異状な大きさ
- b) 長周期成分の予想以上の威力
- c) 繼続時間の異状な長さ
- d) 地層・地形及び地盤条件による際立った差異

日本にはメキシコ市と同類の地層条件が備っている所は存在しないようである。しかしメキシコ市の地層条件ほど極端ではないにせよ湖底平野もあり、盆地の硬質岩盤上に、より軟質な地盤が堆積したメキシコ市のそれらとある程度は類似した地層・地形条件の所もある。マグニチュード8.1で震源距離が400kmもあるにも拘わらず硬質地盤上においても最大速度振幅が11cm/secであることは、通常の減衰式では多少の変動係数を考慮しても地震発生以前には予想はできない。地震後種々の要因を見つけてある程度の説明はできる。この要因のうち、図8で模型的に示した地質構造による理由づけが注意を引く。メキシコ市から震源方向に通じている平行した一組の山脈が、地質構造を調査した結果判明したという。この地震道のようなチャンネルによって、地震波は通常のように減衰しないで特異な地層構造を有するメキシコ市に到達したのであるとしている。このような考え方では地震発生以前では受け入れられ難い。これと類似な事が、日本においてもあるのではなかろうか。研究や調査結果の解釈については先入観をなくして素直に耳を傾ける態度が、自然現象を相手とした学問分野では特に必要であるように思う。

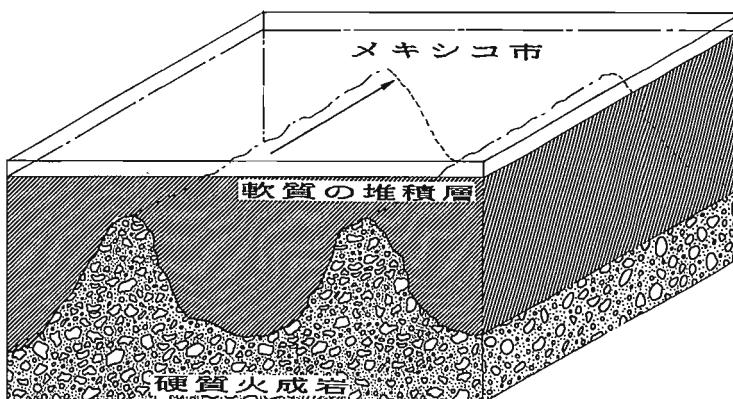


図8 地震道となった地層構造

今回の地震によるメキシコ市における地震動は、湖底平野の中央部分よりむしろ湖岸に近い所の方が大きい傾向があった。いわゆるなぎさ現象である。この現象は図9による地層のモデル化によってある程度説明できる。地層・地形によって地震動の大きさは、4～5倍に容易に変化することを示唆している。更に地層・地形によって地震動の卓越周期が2～4秒まで長くなり、かつ継続時間も通常の地震動の数倍に達しえることがこの地震によって明らかとなっている。地震動のエコーと名付けた現象である。硬い地層との境界面で全反射のような形で表面波が造成されて、この表面波が反復して地盤面を振動させる。この強震動波形の長周期成分がいかに大きいかを示すために、十勝沖地震による八戸港EW方向の強震記録等と共に加速度応答スペクトル図にして図10に示す。図中で一点鎖線で示したスペクトル形は仮想東海地震による東京地区での模擬地震動であり、2～3秒の周期成分が大きいものである。<sup>\*2</sup>この一点鎖線のスペクトルを大幅に上廻る長周期成分を有するということは、我々耐震工学者にとって驚異である。

C D A O 地点における地震動の継続時間が、他の地震動に比較していかに長いか表3に示す。表3には参考として加速度及び速度の最大値 ( $A_{max}$  及び  $V_{max}$ ) と両者の比も記入した。図11及び図12には、図4で示した非線形応答スペクトルを求める過程において該当周期の構造物がその最大応答変位の80%以上及び60%以上に達している時間の総計を縦軸にプロットした。両図からC D A O の強震記録が繰り返しの長周期成分を如何に多く有しているかが、工学的に実感できよう。

## 2. 耐震設計法の多様化

### A. マイクロゾーニングの積極的導入

地層・地形及び地盤の条件によって、地震被害の様相は激変することを今回のメキシコ地震が示唆している。硬質地盤の平坦な所では大胆に地震荷重の低減を計り、また地盤の卓越周期と相互作用を考慮して軟弱地盤上の耐震設計法を多様化する方向を考える時期であろう。

表3 地震動の継続時間の比較

	$A_{max}$ (gal)	$V_{max}$ (cm/sec)	$V/A$	$T_d$ (sec)
C D A O - NS	69.16	34.98	0.505	102.6
S C T - E W	167.90	65.50	0.360	38.8
E I Centro 1940-NS	41.70	34.07	0.098	24.3
八戸 1968-EW	204.10	37.81	0.185	28.7
想定東海 東京-NS	67.90	10.63	0.156	66.7

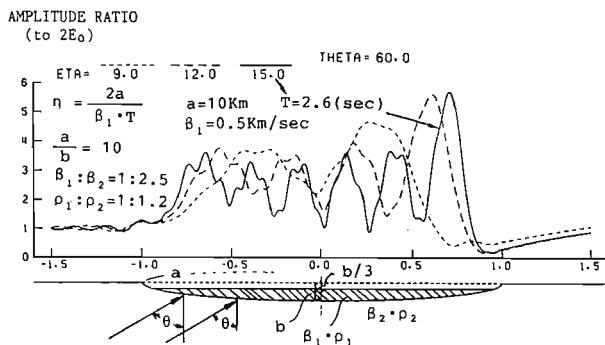


図9 なぎさ現象

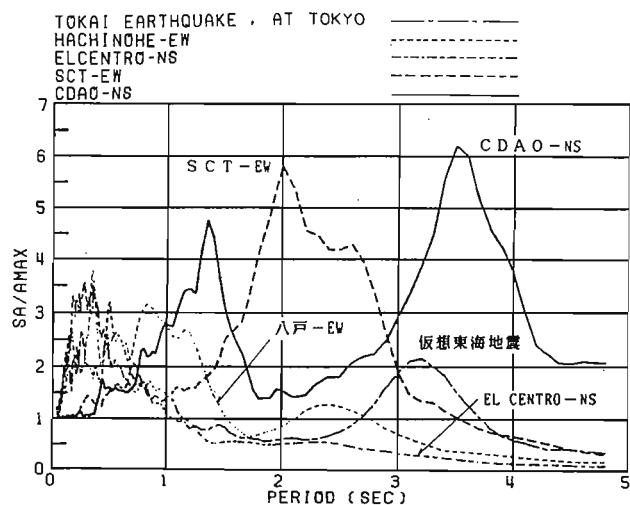
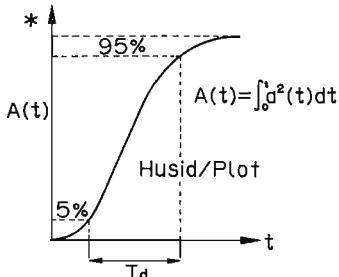


図10 加速度応答スペクトル図



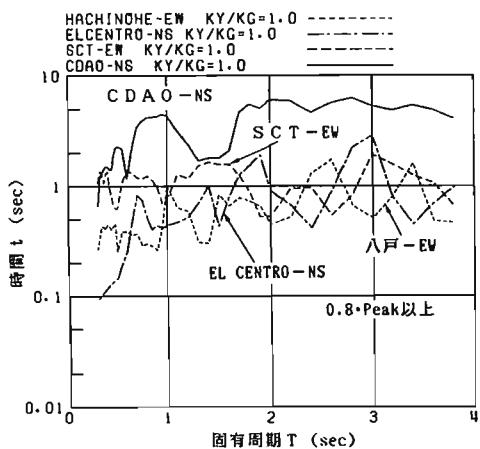


図11 最大応答変位の80%値を上回る時間

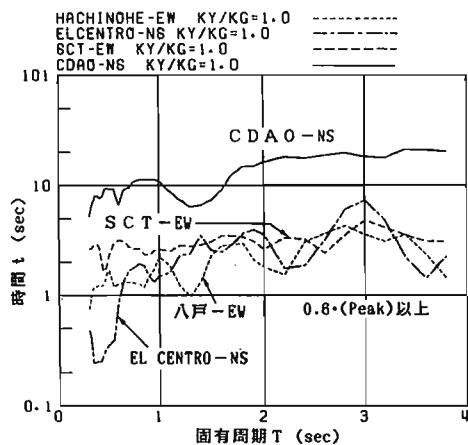


図12 最大応答変位の60%値を上回る時間

### B.その他

2方向入力効果の設計法への積極的反映、用途係数を荷重係数設計法と調和させて、耐震設計法に導入させる。またこの荷重係数設計法には、施工管理のクラス分類等をも含めて耐震設計法を多様化して、より合理的なものにする努力目標をこのメキシコ地震は示しているようである。

\*1 NORMAS DE EMERGENCIA PARA LAS CONSTRUCCIONES EN EL DISTRITO FEDERAL CAPITULO DE CIMENTACIONES

\*2 渡部 丹; 「高層建築物の設計用地震動」 建築技術1984年2月号

## サイスミックマイクロゾーネイションの立場から

東京工業大学 小林啓美

## 1. Michoacan, Mexico 地震 1985 による Mexico 市における建築物被害

## 1.1 建築物地震被害について

1985年 9月19日 Mexico Michoacan 州の地震の被害で最も顕著なものは、震源より 350 km 以上も離れた Mexico 市において発生した高層建築物の倒壊を含む大被害であろう。Mexico 国立自治大学 (UNAM) の調査によれば、市において 265棟の建築物が著しい被害をうけ、また倒壊した。1) これらの被害によって約 6000 名の人命が失われた。(非公式な情報では、死者の数は更に多くその数倍ではないかとの説もある。) 被害を受けた建築物は各種の構造にわたっているが、大部分は鉄筋コンクリート造の 10 階建以下のものであった。その内訳は 5階建以下が 101、6 乃至 10 階建 134、11 乃至 15 階建 27、15階建以上 3 であった。

Mexico 市においては建築物は一般に鉄筋コンクリート造が多く用いられている。しかしその構造は耐震壁を有しない剛性の低いものが普通である。平面形は単純なものが比較的多く、立面も斬新なデザインを好む割りには単純であるが、壁面におけるガラスの使用が目立って多い。

筆者らは常時微動による建築物の振動を測定することによって建築物の振動固有周期及び振動減衰性を現位置で直接読みとる装置(水平 1 sec 計換振器 2台、增幅器、A-D 変換器と携帯用計算器 HC-20 で構成されるもので以前に試作したもの 2) を 5秒程度までの長周期領域に適用可能な改良型。) を携行し、Mexico 市内の被害をほとんど受けていないと考えられる建築物について固有周期及び減衰性を測定した。測定した建築物は 20 棟で、鉄骨造、鉄骨鉄筋コンクリート造、鉄筋コンクリート造である。Fig.1 にその位置を示す。その測定結果を Fig.2, Fig.3, Fig.4 に示す。Fig.2 は建築物の水平併進振動 1次固有周期  $T$  の建築物階建数  $N$  との関係を示しており、鉄骨造は口印、他は鉄骨鉄筋コンクリート造、鉄筋コンクリート造である。この図より鉄骨鉄筋コンクリート造、鉄筋コンクリート造については  $T = 0.105 \text{ N sec}$  の関係がえられる。日本における同様の調査結果では  $T = 0.08 \text{ N sec}$  程度であって、固有周期が著しく長い。また鉄骨造については、日本の  $T = 0.1 \text{ N sec}$  と大差はない。Fig.3 には水平ねじれ振動固有周期と建築物階建数との関係を示してある。ねじれ振動固有周期は併進振動固有周期に比して 70 ~ 80 %で、日本の例と比し大差はない。Fig.4 は併進 1次固有振動について固有周期と減衰性の関係を示したもので、減衰性は減衰定数  $h$  であらわしている。今回の調査では地盤の振動周期が長く建築物の固有周期に近いためスペクトルの上での分離が難かしく、すべての調査建物で減衰定数の決定はできなかった。図中に破線で示したものは  $h \cdot T = 0.01, 0.02, 0.03, 0.04$  で、それぞれ日本の旧建築基準法の地盤種別 I 種、II 種、III 種、IV 種に対するものであり、構造種別によらない値である。Mexico の場合は日本の値を上回っている。このことは、地盤が軟かいために地中で建築物を粘性抵抗によって拘束する状態の強いことを示している。

被害が多く発生した建築物は 5 階建から 15 階建のものが多いことは前述のとおりであるが、これらの固有周期は 0.5 sec より 2.0 sec の間であり、その減衰定数は 0.05 程度である。

## 1.2 建築物の被害の多発した地域

大被害の発生した建築物の分布について Mexico 国立自治大学が調査した結果 1) を Fig.5 に示す。図中の黒丸印が大被害の発生した建築物の位置を示したもので、市の中心部に集中している。図中には破線で 1957 年の地震の場合、及び点線で 1979 年の地震の場合の建築物の被害の集中した地域も示してある。これらはいずれも

市の中心部の Roma 地区から Alameda公園にかけての地区を中心として拡がっていることが判かる。この3つの地震はそれぞれ異なった震源域を有し、また発震機構も異なっている。震源距離は 300 km から 400 km 程度で遙い地震である。この様に異なった地震においても同様な地域に建築物の被害が集中することは、地盤と地震動の周期・強さの関係が密接であることが、その原因であると指摘できる。

### 1.3 強震観測結果

Mexico市内では 8台の強震計が設置されており、内 5台は硬質地盤上の 3ヶ所、他の 3台は昔の湖であった軟弱地盤の地域の 3ヶ所にあった。3),4),5),8) すなわち、前者は UNAM ( 1,2,3 ), Viveros de Coyoacan, Tacubayaであり、後者は SCT (Secretaria de Comunicaciones y Transportes, 運輸郵政省), Central de Abastos (食料品センター) (Office, Freezing House ) である。建築物被害の著しい地域にあったのは SCTである。他の場所は、いずれも建築物の被害としてはさほどでもなかった。(Fig. 8参照。)

UNAMでは最大加速度 39 gal, 最大速度 11 kine, SCT ではそれぞれ 188 gal, 61kine, Central de Abastos では 95 gal, 42 kine であった。強震記録の例として Fig.7 に SCTを、Fig. 8 に Central de Abastos (Office) を示す。これらの値は日本の気象庁震度階級にあてはめれば UNAM で震度IV, SCT で震度VI, Central de Abastos (Office) で震度V に相当する。周期の長い場合は最大速度振幅も考慮した。なお Fig. 8 の Central de Abastos (Office) の場合には、周期 4 sec程度の後続位相の単調な動きがみられるが、これは地盤によって誘発される表面波と考えるべきであろう。

### 1.4 MEXICO 市の地盤

Mexico市は盆地の南西部に位置し、周辺の山は四周ども火山である。盆地の基盤としてその中央部で約 1.5km の深さに P波速度 4.5 km/sec の層が認められ、その上は深さ 0.5 km までは 2.9 km/sec でそれ以浅は 1.7 km/sec の層となっている。7) さらにごく浅い部分は非常に軟弱な層で、圧密沈下が現在もなお進行中で、30年間に 5 m 程度の速度で沈降している状態で、表土は S波速度で 50 ~ 80 m/sec の層が厚さ 10 ~ 20 m も存在している。

もともと Mexico 市は湖であったところで、これが干上ったり、人工的に埋立たりした土地で沈降の激しい場所は地震被害の多かった市の中心部である。市の西側、南側は火山性の地盤であって熔岩流が地表面を覆っている。

地表近くの軟弱層の厚さは市の西側では薄く東へ行くにしたがって厚くなり、Central de Abastosの付近では 50 m もの厚さとなっている。1) ( Fig. 9 参照) この図は軟弱な粘性土の厚さを示したもので、それ以深の層についても盆地の中央で層厚が大となり、盆地の縁で薄くなっていると考えられよう。この様に極端な軟弱地盤があるので、都市構造物、建築物の不均沈下は以前より問題となつており、市中には傾斜した建築物、凹凸のひどい道路が目立つことが多い。また水道管も平常でも事故が多かったようである。

### 1.5 地盤の常時微動

地盤の震動性状を把握するために、地表面で常時微動の観測を行つた。使用した地震計は固有周期 1 sec の振子で電気的に 5 secまで周期のばらした微動計を用い、変位に対して最大 4700 volt/cm 程度の感度のものである。その総合特性を Fig.10 に示す。

Mexico市及びその周辺で地盤の震動性状の異なると考えられる 95 地点を選んで微動観測を実施した。その観測点を Fig.11 に示す。この 95 地点は市街地のほぼ全域を覆うもので、強震計の設置位置も含まれている。これらの中から市を東西に横切る測線上の 18 点について (Fig.11 に示す。) 常時微動の NS 成分の記録を Fig. 12 に、またその Fourier Spectrum を Fig.13 に示す。測定点の NO.1 から 4 及び 19 は盆地のへりの山地にかかれた地点で振幅は著しく小である。卓越周期は短周期であるが、5 sec 程度のやや長周期の成分が重なっている。NO.5 から 10 の付近は市街地で建築物被害の多くた地域である。卓越周期は 1 sec から 2.5 sec で被害を受けた建築物の固有周期と合致する。NO.11 から 15 では卓越周期はさらに長くなり 4 sec から 5 sec となり、

Central de Abastosもこの地域の内にある。

#### 1.6 強震観測点での地盤の常時微動

強震観測点での地盤の常時微動の Fourier Spectrum と強震記録の加速度 Response Spectrum ( $h=0.05$ ) 8) とを比較すると Fig.14 の a,b,c,d,e,f のごとくなる。Central de Abastos (Office)をのぞいて、それぞれの場所で周期のうえでよい対応を示している。これはこの場合の強震計の加速度 Response Spectrumにおける Spectrumの特性がほとんど実体波の Transfer Functionで説明できることを意味するものであろう。このことは強震計の加速度 Response Spectrumとその場所の常時微動の Fourier Spectrum の比を基にして、各地点の常時微動の Fourier Spectrum に乘することで、各地点の本震の加速度 Response Spectrumを推定することができると考えて良いようである。

Central de Abastos (Office) は Fig. 8 に示すように、誘発された表面波と考えられるものが顕著にあらわれ、その性質を解明するのに更に詳細な地盤資料を必要とすると考えられるので、今回は解析から除外し別途に検討することにした。

そこで 5ヶ所の加速度 Response Spectrum ( $h=0.05$ ) をそれぞれの常時微動の Fourier Spectrum で除して図示したものが Fig.15, 16である。これは常時微動が地震基盤から地盤に入射するときは白色雑音であるとすれば、地表面での常時微動の Fourier Spectrumは地盤の実体波の Transfer Functionと考えられるので Fig.15, 16は地震基盤から地盤に入射する入射波の加速度 Response Spectrumに相当したものとなる。図中にそれぞれの平均値を太線で示してある。Fig.15 の平均値と Fig.16 の平均値は周期 0.5 secより 2.0 secで相當に大きくなっている。Fig.15 は熔岩流に直接のっているか、あるいはその上に薄い堆積層のある観測点で、すなわち UNAM, Tacubaya, Viveros de Coyoacan であり、Fig.16は厚い堆積層の上、すなわち SCT, Central de Abastos (Freezing House)である。熔岩のあることによって地震波と常時微動の伝播特性が異なるようであるので、今回はこの二者を区別して取り扱かった。

#### 1.7 建築物に大きな被害をもたらした地震動について

上述の地震基盤から地盤に入射する入射波の加速度 Response Spectrum、すなわち地盤の状況に応じて Fig. 15または Fig.16 の太線に観測した地点での常時微動の Fourier Spectrumを乗じてそれぞれの地点の本震の加速度 Response Spectrumを推定した。建築物被害の著しかった市の中心部で推定した加速度 Response Spectrum ( $h=0.05$ )の若干の例を Fig.17 に示す。

この推定した加速度 Response Spectrum ( $h=0.05$ ) の周期別の値の等加速度応答線を Fig.18 から 28 に示した。それぞれ 0.5 sec, 0.7 sec, 1.0 sec, 1.5 sec, 2.0 sec, 2.5 sec, 3.0 sec, 4.0 sec, 5.0 secである。図中に影をつけた地区は 2.0 secより 4.0 secまでの周期にあっては 1000 gal 以上、それ以外の周期にあっては 500gal 以上の加速度応答を示すと考えられる地域である。本調査報告の結論として、この等加速度応答線より次の諸点が指摘できる。

- (1) 西側の丘陵地帯と旧湖の地帯ではその差は歴然としており、市の中心部は UNAM と比べて周期 1乃至 2 sec の場合約 10 倍大きくなっている。
- (2) 周期 1 sec と 1.5 sec の場合は、加速度応答の大きい地域は建築物の地震被害の集中している地域と符合する。
- (3) 周期 2 sec より長い周期では等加速度応答線は浅層地盤の基底面の等深線と似た形となった。
- (4) 市中で最も古い地盤の Zocalo の周辺は等加速度応答線は低い値を示している。
- (5) 前述の無被害建築物の周期を測定した地点では、その建築物の周期では等加速度応答線はいずれも低い値を示し、その応答量はおむね 250 gal以下であり、構造物は余り強い地震動を受けていないことが確認できた。

**Seismic Microzonation** として一般に考えられている作業は次の 4 つの段階に分けられる。

## 2.1 Hazard Analysis

地球物理学、地震学、地質学などの分野で研究されている地震の発生に関する問題、及び発生した地震による地震波の発生伝播などマクロな自然条件によって生ずる現象に関する問題を解析するもので、Plate tectonics, Seismotectonics, 断層、地殻変動などにもとづく断層とその運動とこれによって発生する地震波とその地殻内における伝播を解析することによって地殻表面に到達する地震波を求める、または、歴史地震の発生の時空間分布による地殻表面の地殻運動の推定である。Fig.27にその流れ線図を示す。

地震後の解析としては、発生した断層の確定については、測地学的、地震計測的、余震観測による余震域などの方法によって今回の地震も断層が決められ、マルチショックであることも確かめられている。地震波の伝播については実際に各地で強震観測網による地動観測の観測が行なわれ、良好な強震記録がえられているので、これによることで十分にその結果を利用することが出来よう。

## 2.2 Seismic Microzoning

**Seismic Microzoning** は地震観測点あるいは対象となる構造物の近傍または直下の地盤条件によって、地震基盤に到達した地震波が、地表面に到達するまでにうける增幅作用について、主として地盤の層構造についての波動伝播速度による問題の解析を中心に検討する。またその地盤が地震の作用によって破壊する可能性について検討することも含めて地震被害の想定の基本とする。このように **Seismic Microzoning** では地盤条件が全ての問題に関係し、地震基盤の設定によっては、地表面から非常に深い地震基盤までの地盤情報が必要になる。特に地震波伝播速度についての資料が必要である。通常の場合では地殻の上面をもって地震基盤と考えることが多く、その深さも数 km におよぶこともある。さらに地盤資料についても、PS 検層、屈折法などによる地盤内各地層の速度構造が明らかとなっていることが必要である。

**Seismic microzoning** では局地的な地盤条件による地震災害の発生の危険度について検討し、加速度分布、速度分布、周期別応答加速度分布（周期別震度分布）、Vulnerability 分布、卓越周期分布などの自然条件による危険度 Map が作成される。また構造物の固有周期別の被害率も算定できよう。

Mexico 市の場合には、このような地盤資料は非常に乏しく、とても市内全域についてこのような検討はできない。しかし、地震動の Response spectrum などから考へてもその Spectrum の形から、地盤はわりあい単純な構造の可能性があること、常時微動の性質はこの場合あまり深い構造を知ることができないが、地盤各層の波動インピーダンスの対比が大きいと考えられることなど、常時微動の性質から地盤の実体波の Transfer function を推定することができることが考へられる。今回は調査日程の都合もあり、以上の予測もあって常時微動の測定に調査の重点をおいた。常時微動の周期領域から考へると 4 乃至 5 sec までと長い周期まで広がっているが、地盤構造から考へても常時微動の性質をもつものと考えてよいようである。

局地的な誘発された表面波なども含めて地盤構造にもとづく地震波の増幅、成長の検討をするためには、**Seismic microzoning** の作業に耐えるだけの十分な地盤調査の資料の整備が必要であろう。前述のように地表面から地震基盤に達する深さの範囲で、地盤の土質資料の外、各地層の速度構造に重点をおいた調査が必要である。Fig. 28 の上半部参照。

## 2.3 Element of Risk

**Seismic microzoning** では局地的な地盤条件による地震災害の発生の危険度について検討し、自然条件による危険度 Map が作成されるが、具体的な構造物被害は危険度、予測被害率のみでは母数が不明であれば算定できない。この母数は都市の現況であり、都市全体についての具体的な建築物個々の資料である。或る地区的このような資料の集計されたものと前述の危険度、予測被害率の積は具体的な被害数となる。

Mexico 市の場合にはこのような資料はまだ入手されていない。

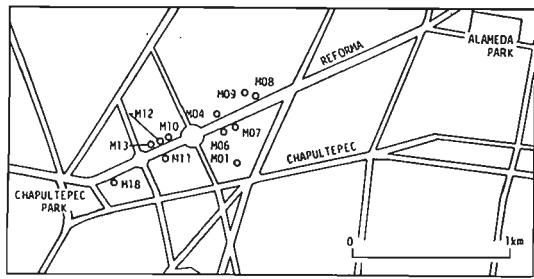
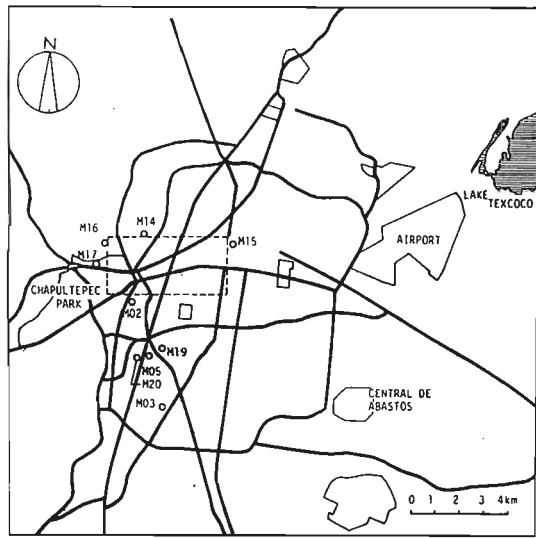
## 2.4 Risk Analysis

Fig. 28 に示すように、Element of Risk と Seismic microzonatingの結果の被害の危険度、予測被害率とより Risk が算出される。

Mexico市の場合は Risk が算出されるまでの作業はまだ行われていない。このような具体的な Seismic microzonation の作業は単に建築物の被害の説明だけにとどまらず、今後の復興計画の基礎となる問題であるので、十分に検討されることが要望される。

#### 参考文献

- 1) Instituto de Ingenieria de la Universidad Nacional Autonoma de Mexico; "El temblor del 19 de Septiembre de 1985 y sus efectos en las construcciones de la Ciudad de Mexico", Sept. 30, 1985.
- 2) 小林啓美他：中低層建築物の振動性状の簡便な測定方法の開発、日本建築学会昭和60年度大会学術講演梗概集、構造 I , pp.467-468, 1984.
- 3) J.Prince et al.; "Acelerogramas en Ciudad Universitaria del sismo del 19 de Septiembre de 1985", Informe IPS-10 A, Instituto de Ingenieria, UNAM, Sept. 20, 1985.
- 4) E.Mena et al.; "Acelerograma en El Centro SCOP de la Secretaria de Comunicaciones y Transportes, sismo del 19 de Septiembre de 1985", Informe IPS-10 B, Instituto de Ingenieria, UNAM, Sept. 21, 1985.
- 5) R.Quaas et al.; "Los dos acelerogramas del sismo de Septiembre 19 de 1985, obtenidos en la Central de Abastos en Mexico D.F.", Informe IPS-10 C, Instituto de Ingenieria, UNAM, Sept. 23, 1985.
- 6) J.Prince et al.; "Espectros de las componentes horizontales registradas por los acelerografos digitales de Mexico D. F. sismo del 19 de Septiembre de 1985, acelerogramas en Viveros y en Tacubaya", Informe IPS-10 D, Instituto de Ingenieria, UNAM, Oct. 1, 1985.
- 7) R. J. Marsal and R. Graue; "The Subsoil of Lake Texcoco", The Subsidence of Mexico City and Texcoco Project, pp.167-202, 1969.



LOCATION OF BUILDINGS WHOSE VIBRATIONAL CHARACTERISTICS WERE MEASURED

FIG. 1

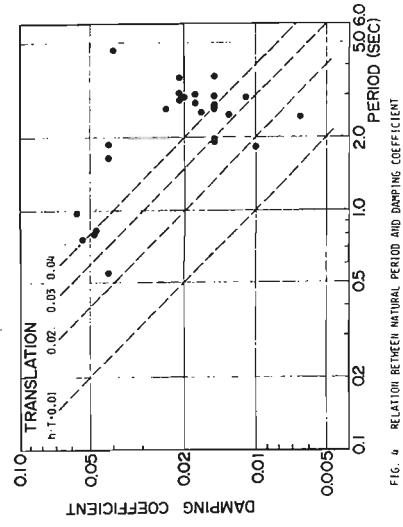


FIG. 4 RELATION BETWEEN NATURAL PERIOD AND DAMPING COEFFICIENT

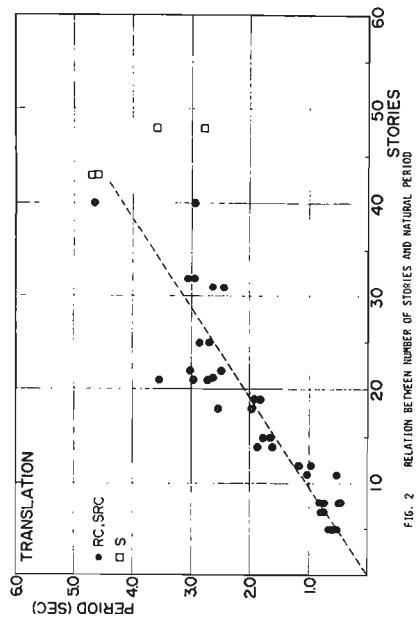


FIG. 2

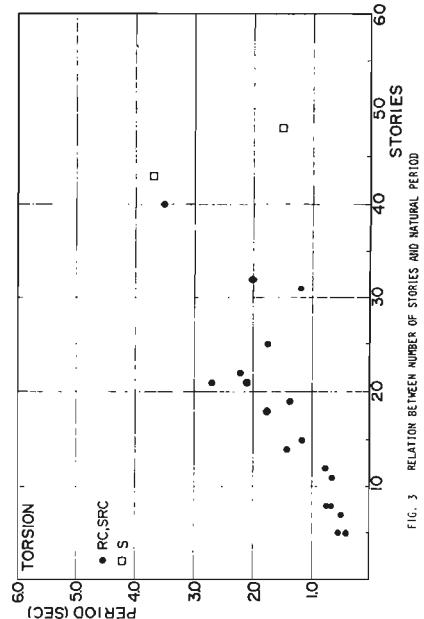


FIG. 3 RELATION BETWEEN NUMBER OF STORIES AND NATURAL PERIOD

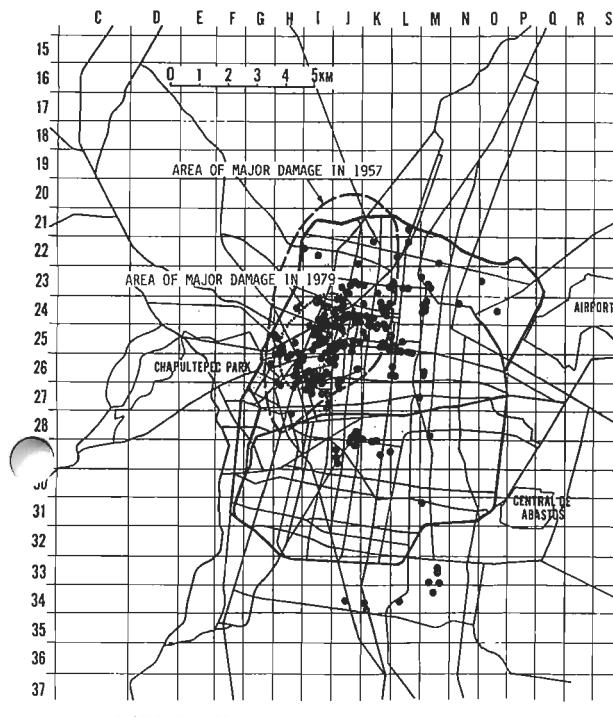


FIG. 5

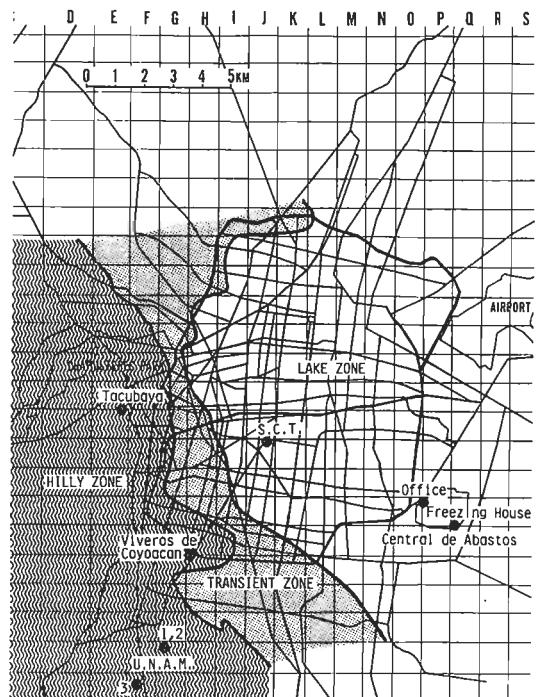


FIG. 6

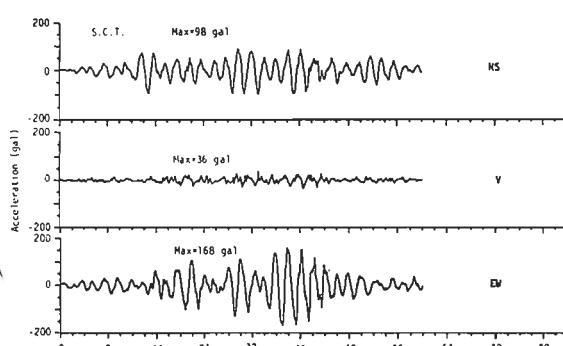


FIG. 7 STRONG-MOTION ACCELEROGRAM AT S.C.T.

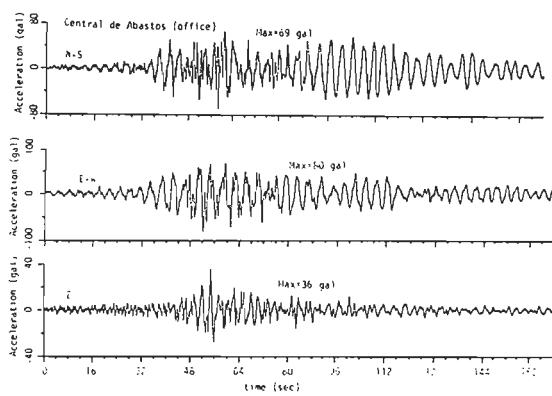
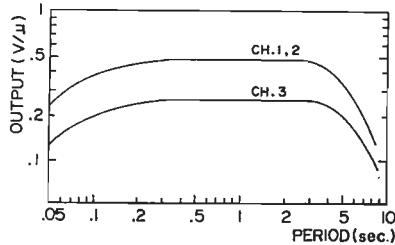


FIG. 8 STRONG-MOTION ACCELEROGRAM AT CENTRAL DE ABASTOS (OFFICE)



DISTRIBUTION OF THICKNESS OF SOFT SOIL LAYERS

FIG. 9



OVER-ALL RESPONSE CURVE OF OBSERVATION SYSTEM  
FIG. 10

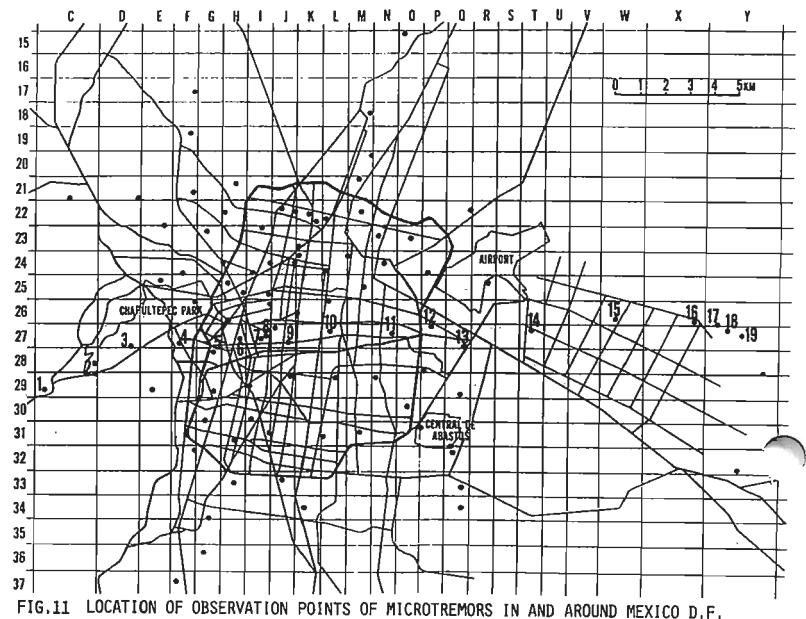


FIG. 11 LOCATION OF OBSERVATION POINTS OF MICROTREMORS IN AND AROUND MEXICO D.F.

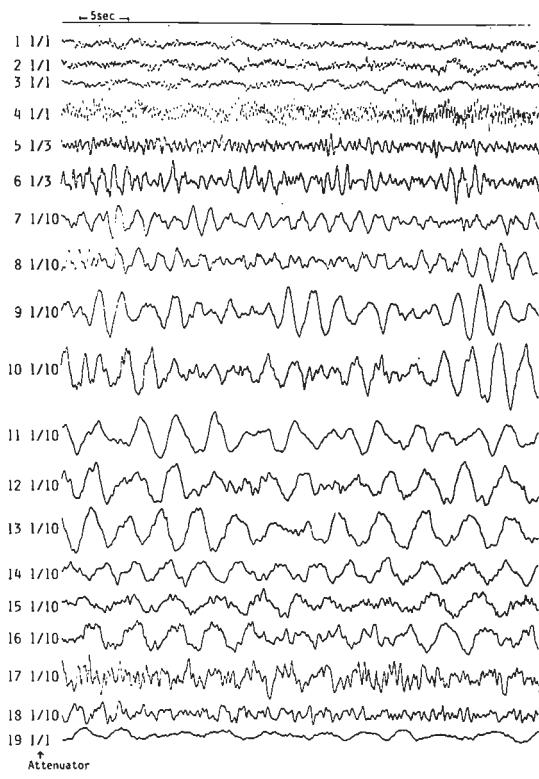


FIG. 12

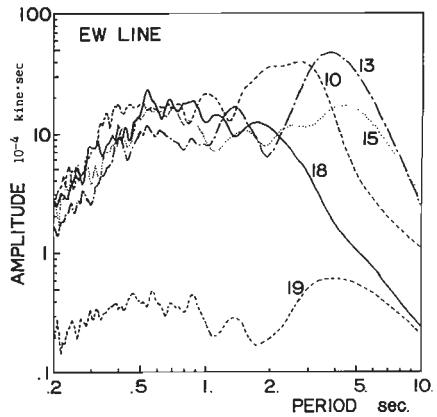
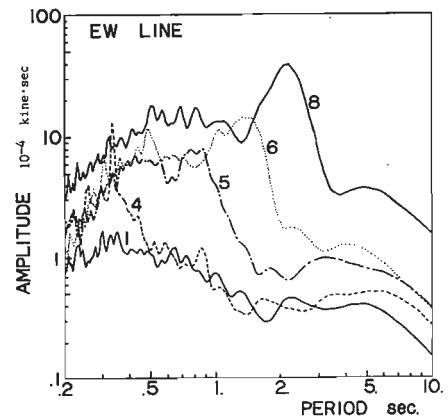


FIG. 13 FOURIER VELOCITY SPECTRA OF MICROTREMORS ALONG EW-LINE

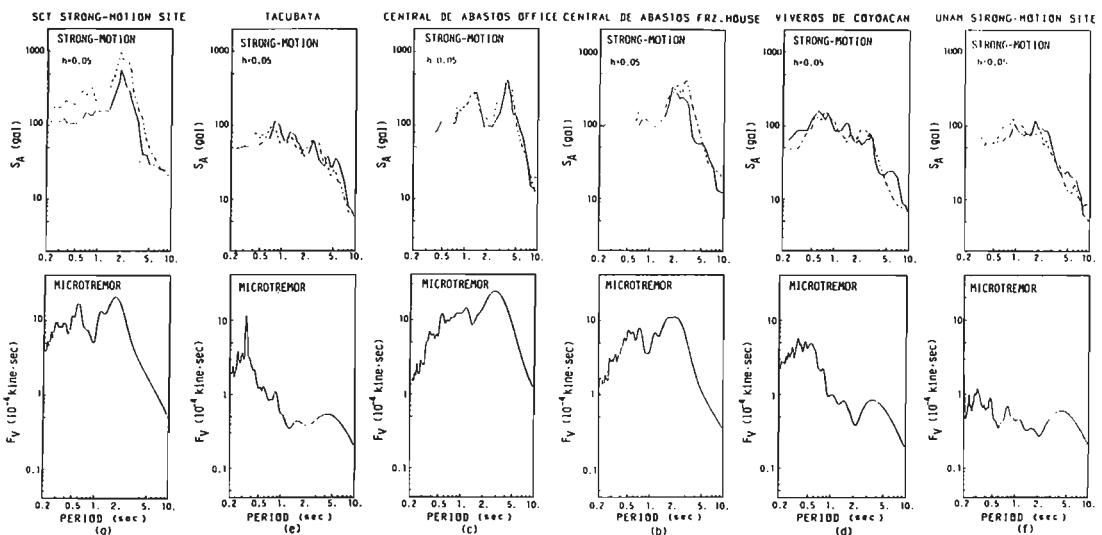
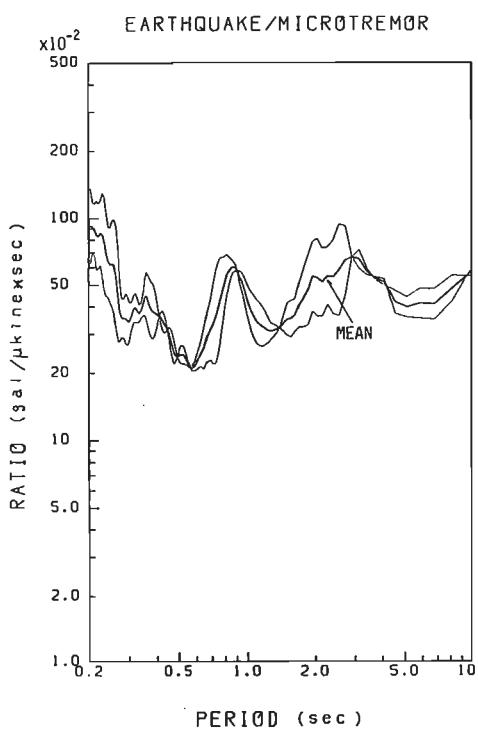
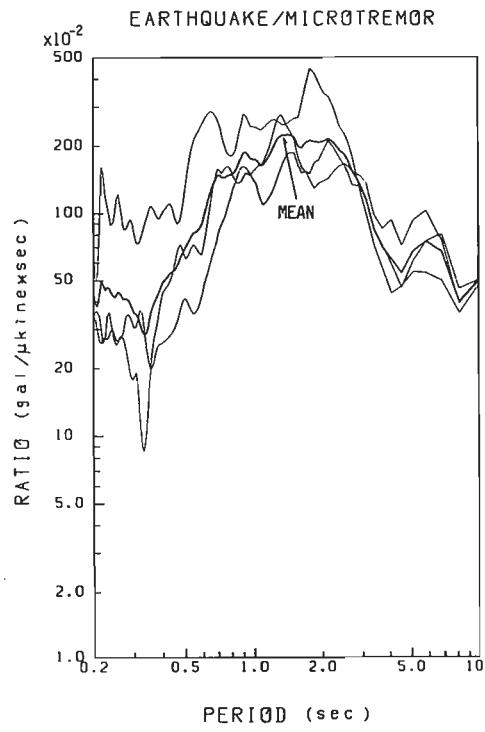


FIG. 14 COMPARISON OF SPECTRA OF STRONG-MOTION RECORDS AND MICROTREMORS



RATIO OF ACCELERATION RESPONSE SPECTRUM OF STRONG-MOTION RECORD TO FOURIER VELOCITY SPECTRUM OF MICROTREMOR (CENTRAL DE ABASTOS (FREEZING HOUSE), SCT )

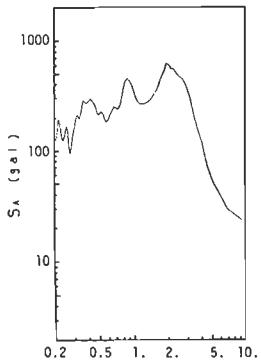
FIG. 16



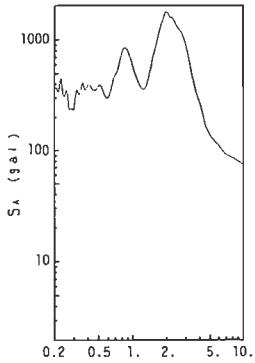
RATIO OF ACCELERATION RESPONSE SPECTRUM OF STRONG-MOTION RECORD TO FOURIER VELOCITY SPECTRUM OF MICROTREMOR (UNAM, TACUBAYA, VIVEROS DE COYOACAN)

FIG. 15

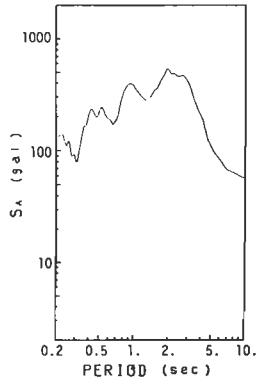
TOLATELOLCO #5



CENTRAL MEDICO



CENTER OF ZOCALO



ALAMEDA PARK

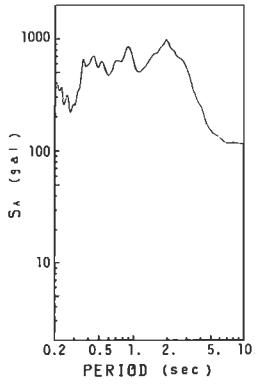
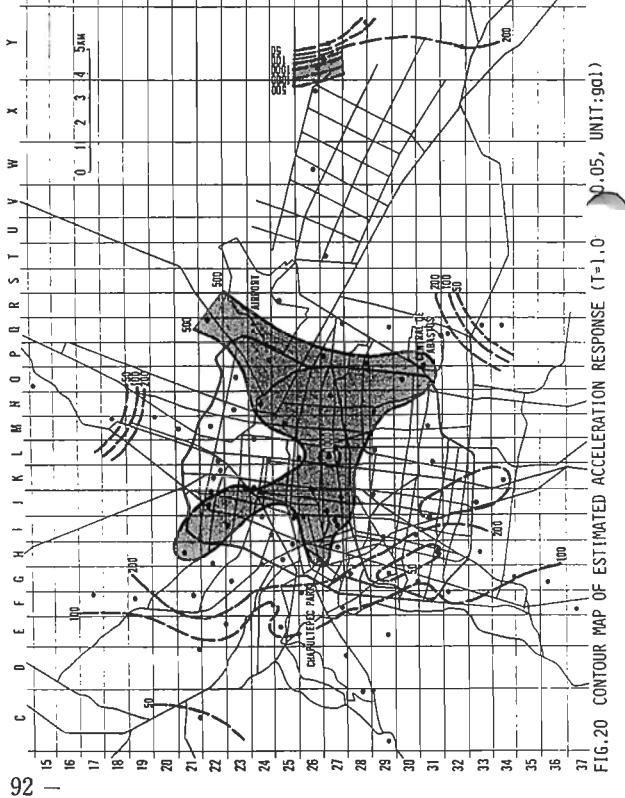
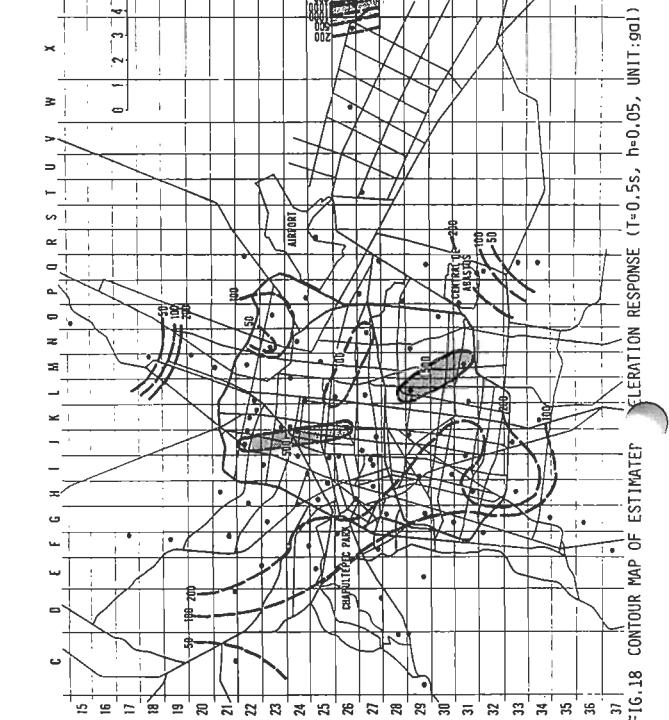
EXAMPLES OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE SPECTRA ( $h=0.05$ )

FIG. 17

FIG.19 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=0.7s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:gal)

92

FIG.20 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=1.0$ ,  $h=0.05$ , UNIT:gal)FIG.18 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=0.5s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:gal)

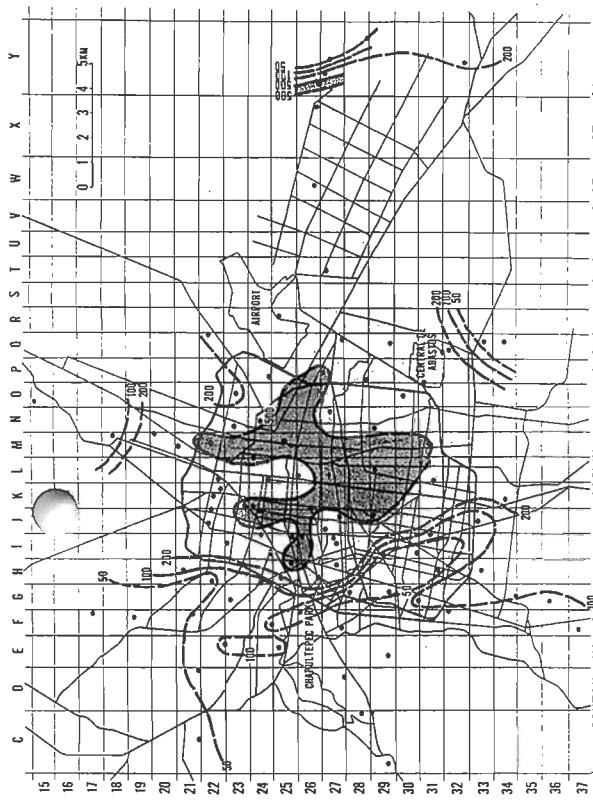


FIG.21 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=1.5s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:  $g(1)$ )

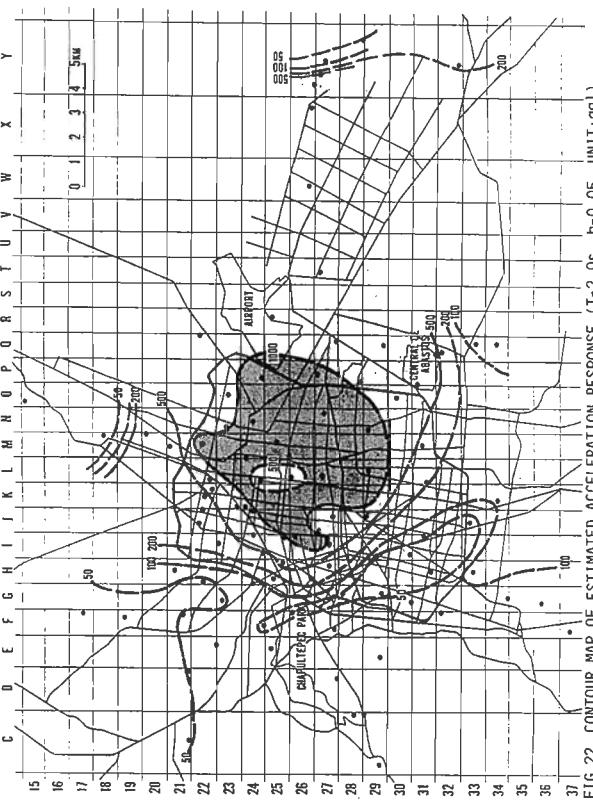


FIG.22 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=2.0s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:  $g(1)$ )

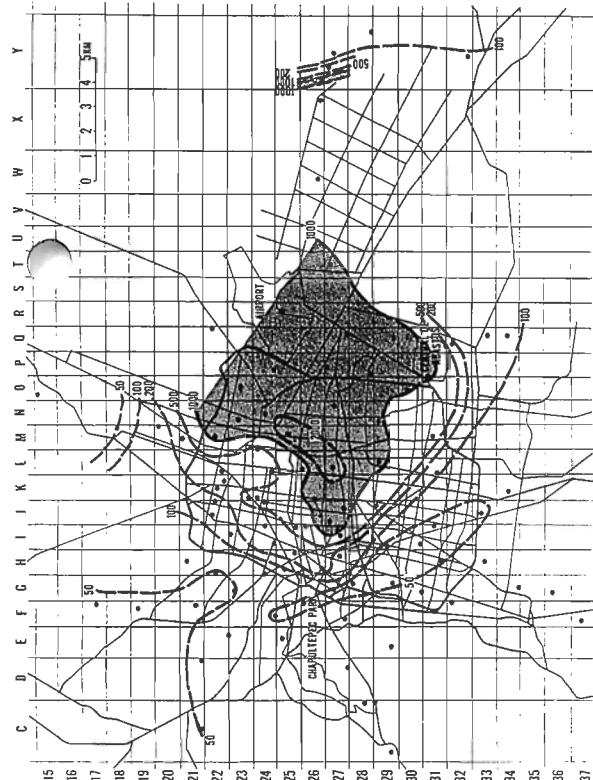


FIG.23 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=2.5s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:  $g(1)$ )

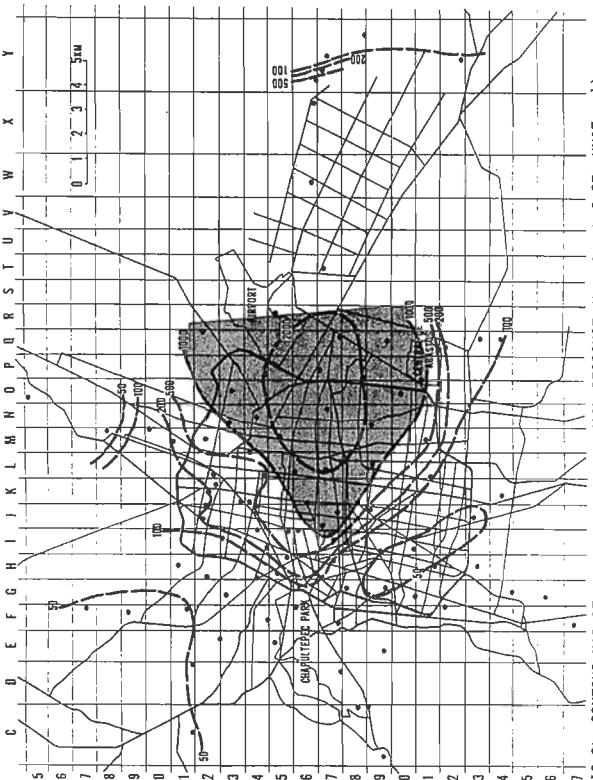


FIG.24 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=3.0s$ ,  $h=0.05$ , UNIT:  $g(1)$ )

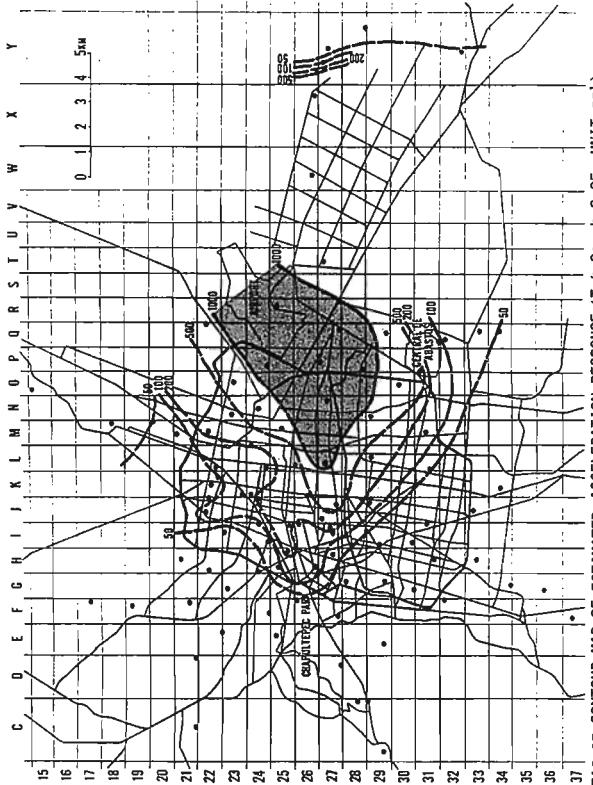


FIG. 25 ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=4.0$ s,  $h=0.05$ , UNIT:g)

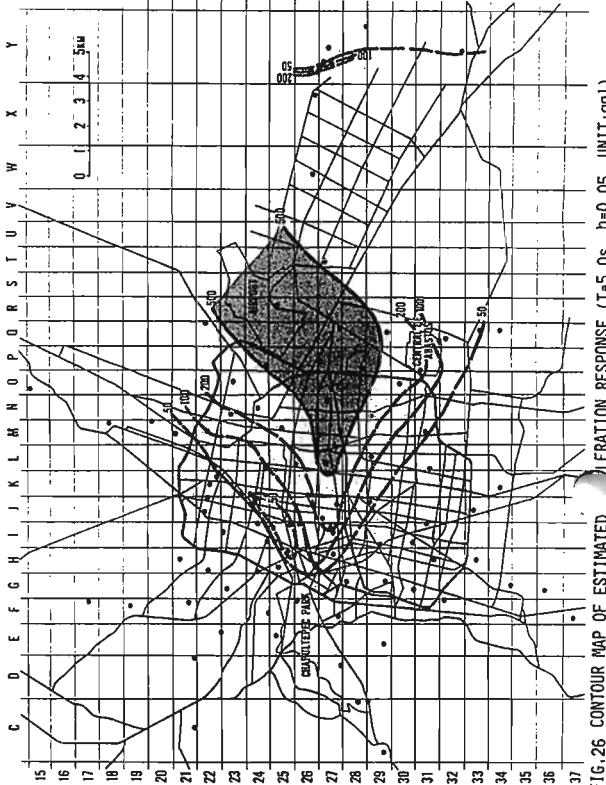


FIG. 26 CONTOUR MAP OF ESTIMATED ACCELERATION RESPONSE ( $T=5.0s$ ,  $h=0.05$ )

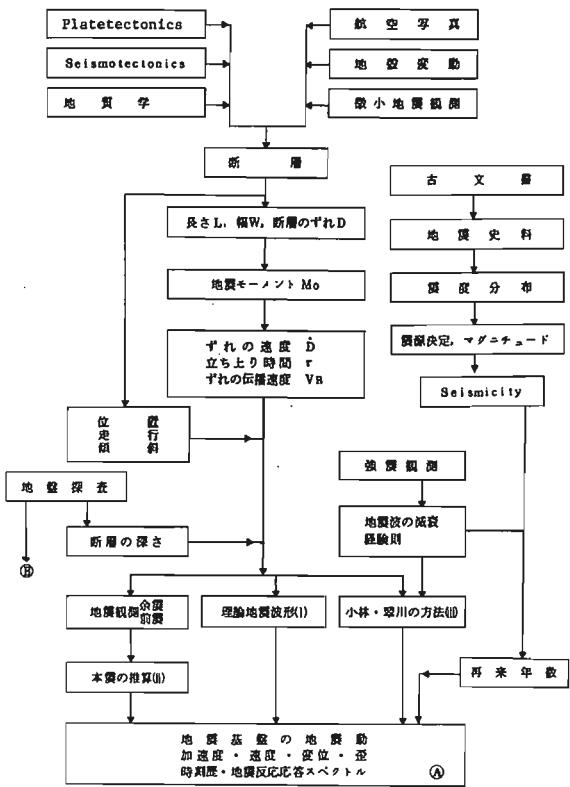
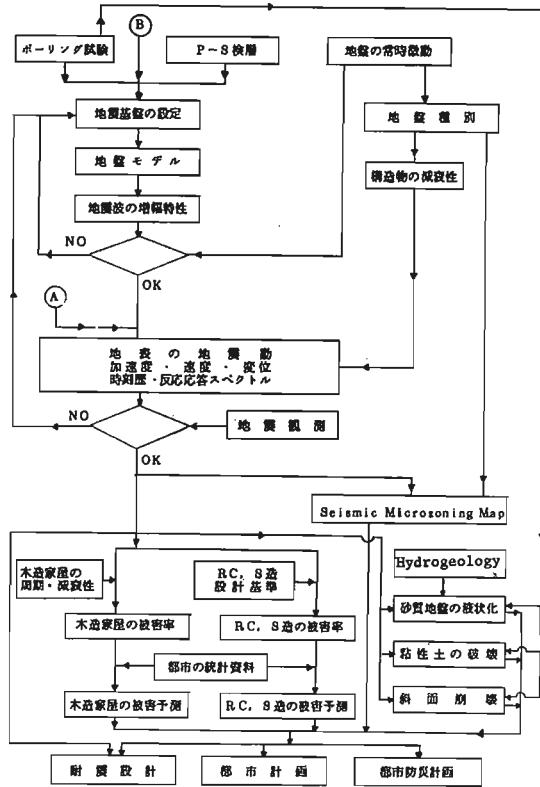
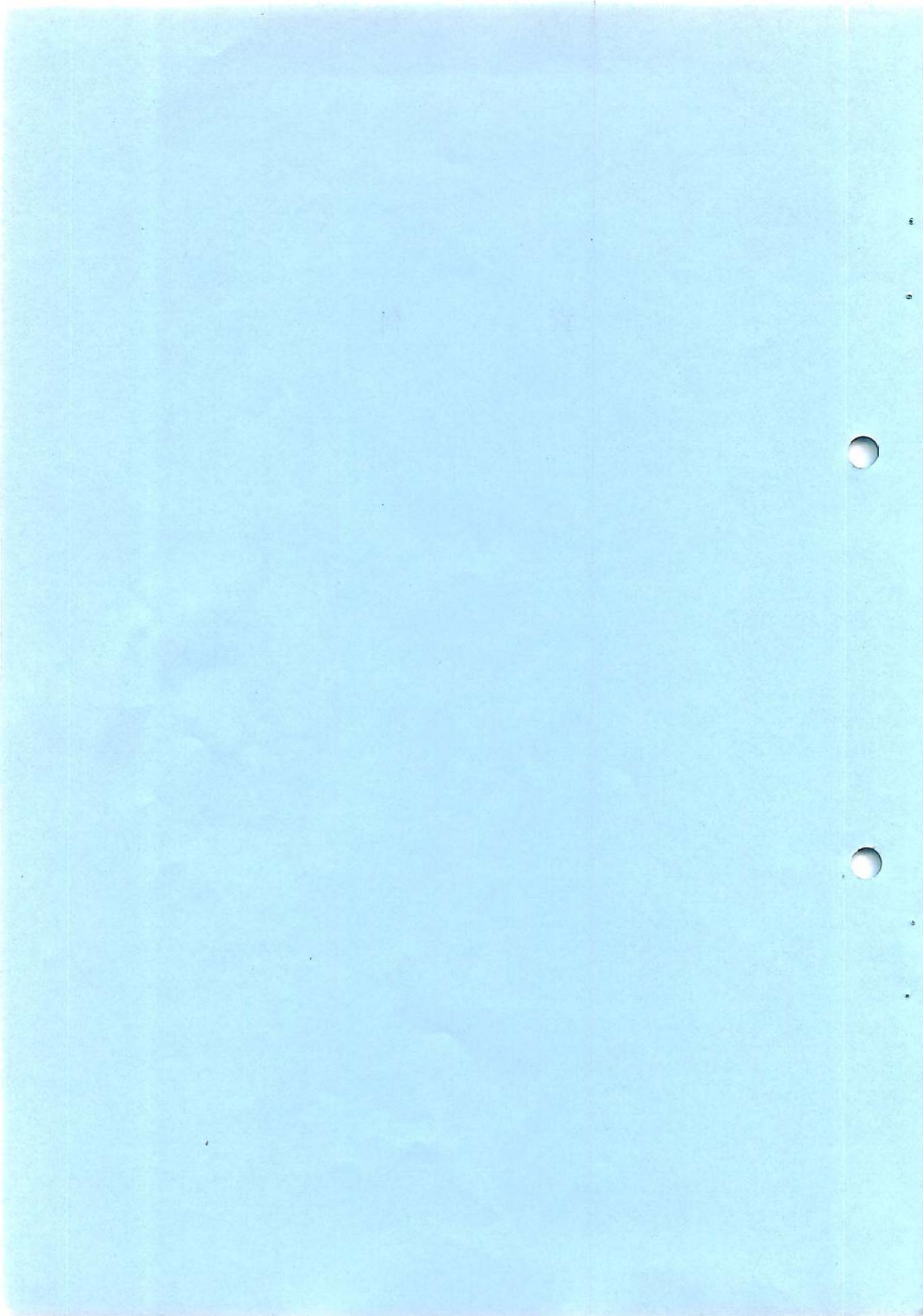


FIG. 27



- 94 -

資 料



## 平野の地下構造と地盤振動－濃尾平野の場合－

宮崎正\*1 正木和明\*2 富樫豊\*3 多賀直恒\*3

### 1. 序

濃尾平野は、平野西端の糸老断層に伴う傾動運動によって形成された堆積地盤であり、その深部構造は傾斜角約3度の比較的単純な成層構造となっている。最新部深度は約2kmと推定されている。平野東端には花崗岩の猿投山が露頭しており、いわゆる地震基盤として設定しやすい。平面的広がりは図1に示すように東西約40km、南北50kmで南縁を伊勢湾に接している。微動観測において障害となる外洋波浪からも離れている。このような地形的、地質的条件の良さから、濃尾平野では多くの微動観測が実施されており、地盤構造との関係が追究されている。多くの観測が、観測・解析システムを変え、また観測期日をずらせて行なわれているにもかかわらず、全ての結果がほぼ同一であること、この種の研究としては異例とも言えるものであり、濃尾平野のフィールドとしての良さを示している。

著者らは微動観測に加え、ここ数年平野4地点において地震観測をも実施し、微動との対応、地盤構造との対応を追究してきた。得られた結果は次のように要約される。

- 1) 花崗岩ないしは古生層と考えられる岩盤の傾斜構造に対応し、微動の周期・振幅特性が変化する。
- 2) 地震動の周期・振幅特性は微動のそれと類似している。
- 3) つまり、微動、地震動の周期・振幅特性は深い地盤構造の影響を強く受けている。

特に注目されるのは、名古屋市域では微動・地震動のいずれについても2-4秒の波が卓越することであり、メキシコのケースと関連し、興味深い。

### 2. 濃尾平野の深部構造

濃尾平野の深部構造に関する情報としては、図2に示す各位置について、

- 1) 浅層ならびに石油探査、温泉源井を目的とした超深層(1-2km)のボーリング(図3、図4)
- 2) 重力異常(図5)
- 3) 爆破実験(図6)

がある。1)の資料により平野の地質構造の概略を知り得るが、最深のボーリングも岩盤には達していない。2)の資料から平野全域での岩盤深度の平面分布を知り得る。3)の資料から、P波、S波速度構造を知り得る。これらの資料を総合的に考察することにより、濃尾平野の深部構造の概要は図7に示すものと解釈されている。

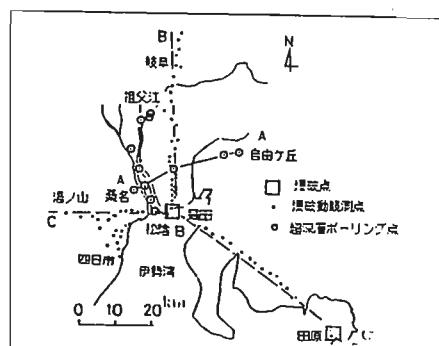
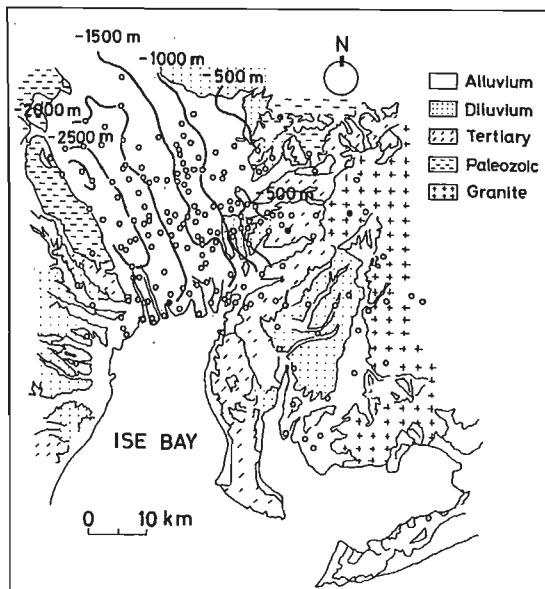


図2 爆破動測定点分布、超深層ボーリング点位置図(文献2)

図1 濃尾平野の地表地質(文献1に加筆)

(図中数字はブーゲ異常からの推定基盤深度、  
○印は微動観測点)

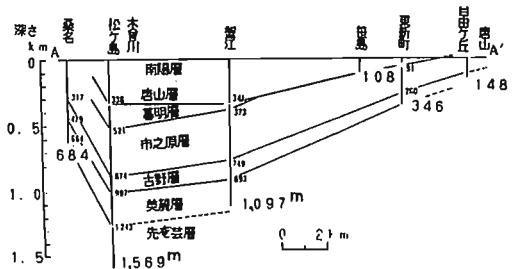


図3 超深層ボーリングデータによる東西方向地盤断面図（文献3）

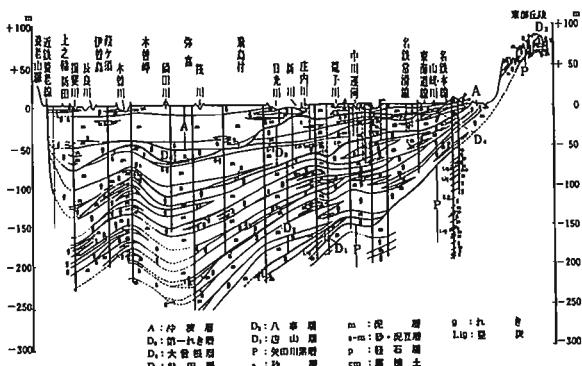


図4 濱尾平野東西方向浅層地盤断面図（文献3）

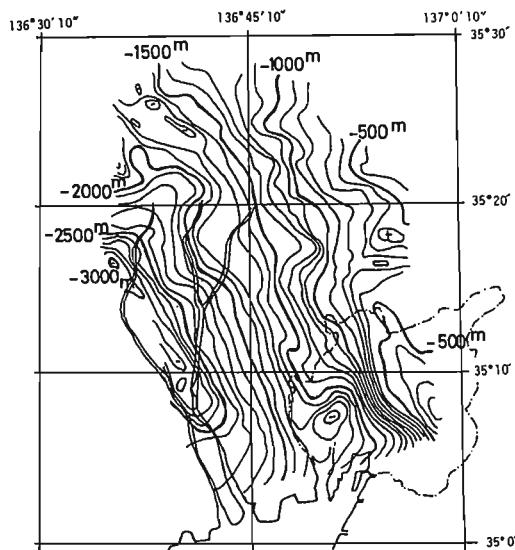


図5 ブーゲー異常から推定した基盤深度（文献4）

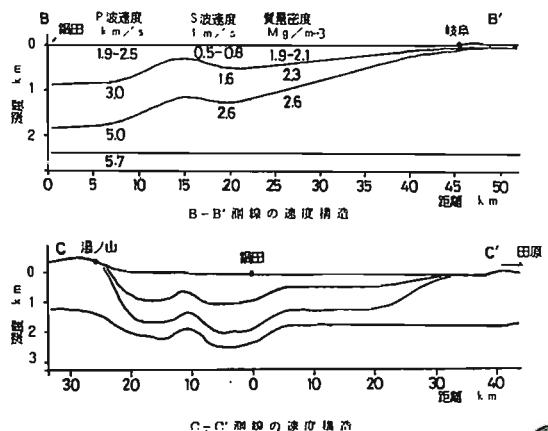


図6 爆破実験により推定された地下構造（文献2）

### 3. 長周期微動特性

濱尾平野という広域的な地盤振動特性を長周期微動観測という手法を用いて種々の観点からの検討を行なってきた。これらの検討から若干の知見を得ており、それらに関して以下にまとめるものとする。

#### (1) 長周期微動の周期・振幅特性と地盤構造との対応

##### 1) 濱尾平野全域における卓越周期・平均振幅分布

図8の水平成分における卓越周期分布図によれば、濱尾平野西部の堆積層の厚い地域で4-5秒、平野東部から洪積・第三紀地盤で3-4秒、岩盤上で5秒以上となっている。

図9に水平成分の平均振幅を示す。平野西部で大きく、特に木曾三川付近で大きい。図5に示された基盤深度との対応がみられる。

##### 2) 東西測線における微動の精密調査

花崗岩よりなる猿投山(AIT)から濱尾平野を横断し笠老山脈に至る測線上で得られた微動の周期特性を図10に、さらに鈴鹿御存所岳(YNY)に至る測線上の周期特性を図11示す。各サイトでのスペクトルを岩盤サイト(AIT)でのスペクトルで除した比スペクトルの卓越周期(図11中(5))、振幅比(同(6))は深部地盤構造

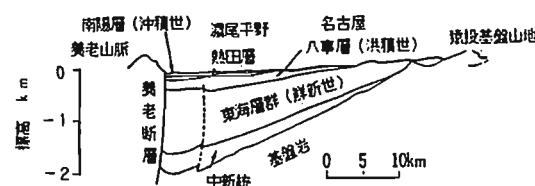


図7 濱尾平野東西方向地盤断面概念図（文献2）

(同(3))とよい対応を示していることがわかる。スペクトル(同(2))、あるいはスペクトルのピーク周期(同(4))にはサイト1-5に5秒の周期がみられるが、これは微動振源そのものの特性を反映したものであろう。図12には、ほぼ類似の測線による微動の卓越周期分布を示す。

図13は微動の水平成分卓越周期と図上半分に示された地盤構造を仮定して計算したS波伝達関数のピーク周期、ラブあるいはレーレ波群速度極小周期との比較を示したものである。サイト6-10にかけての堆積層があまり厚いところではS波、ラブ波いずれも説明できるが、サイト11-22にかけては、ラブ波が最も一致する。

図14はスペクトル比と岩盤深度との関係を示したものであるが、驚くほど相関が高い。

幾つかの固定観測と移動観測を実施し、地層断面(岩盤に至る堆積層厚さ)とNS成分の卓越周期の関係をながめる意味で、図15に示す。両者の間の相関係数は、第三紀・洪積地盤上では0.80、平野内陸部では0.60となり相関度は良い。臨海部では、3秒近傍に多くが分布し、相関係数は0.30と低く、石廊崎沖の波浪の2分の1周期と比較すると大略似ている。なお、上下成分の卓越周期に関しては、各サイトとも堆積層厚さとの間に明確な傾向は認めにくい。

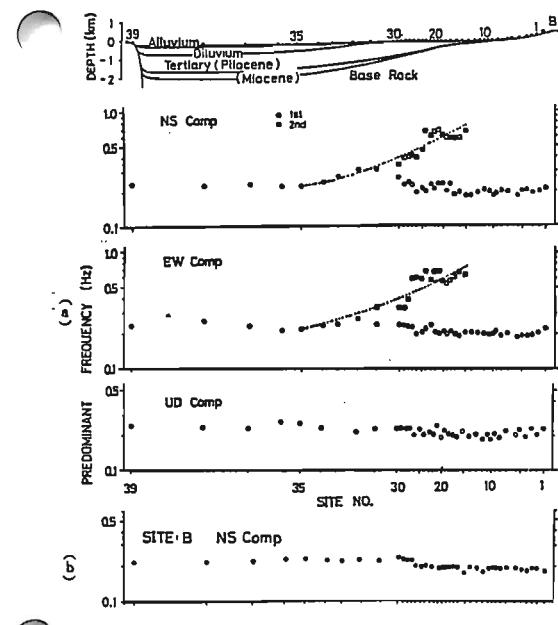


図12 東西方向測線上サイトの微動の卓越周期分布(文献7)

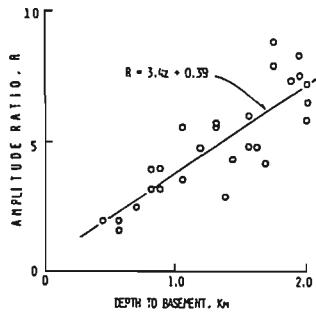


図14 スペクトル比と岩盤深度との関係(文献8)

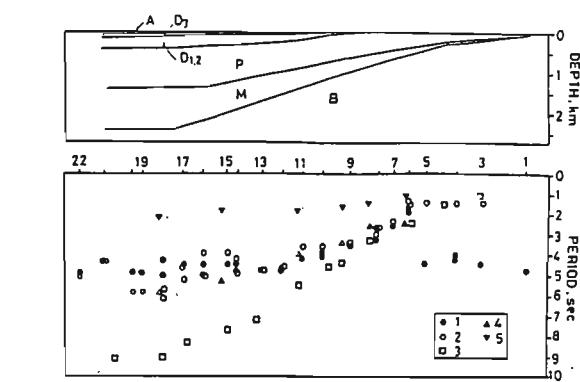


図13 東西方向測線上の微動の卓越周期と理論解析による卓越周期との対応  
(図中番号 1. 微動のフーリエスペクトル主ピーク周期  
2. ビスペクトルピーク周期、3. S波伝達関数ピーク周期、  
4. ラブ波群速度極小周期、5. レーレ波群速度極小周期)  
(文献8)

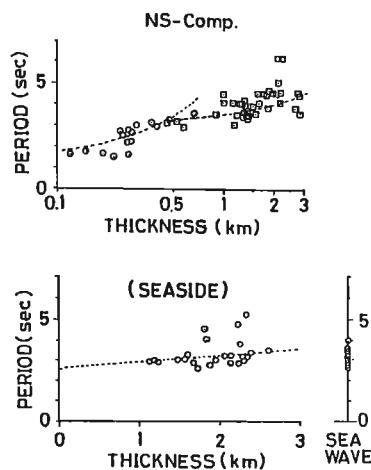


図15 卓越周期と岩盤深度との関係(文献5)

(2) 濱源とは何か この点に関しては、多くの理学的立場からの既往の研究においても明らかにされているごとく、隣接する伊勢湾の波浪特性の影響を受けている。

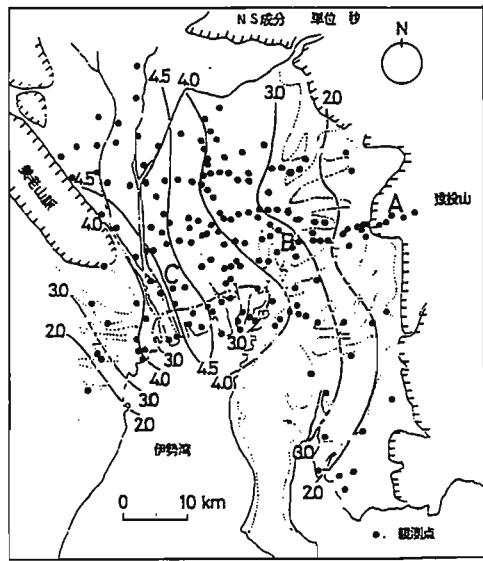


図 8 微動の観測点分布と卓越周期分布（文献 5）

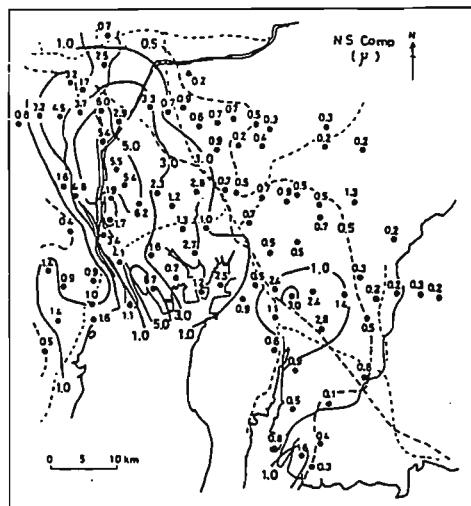


図 9 微動の平均振幅値分布（文献 6）

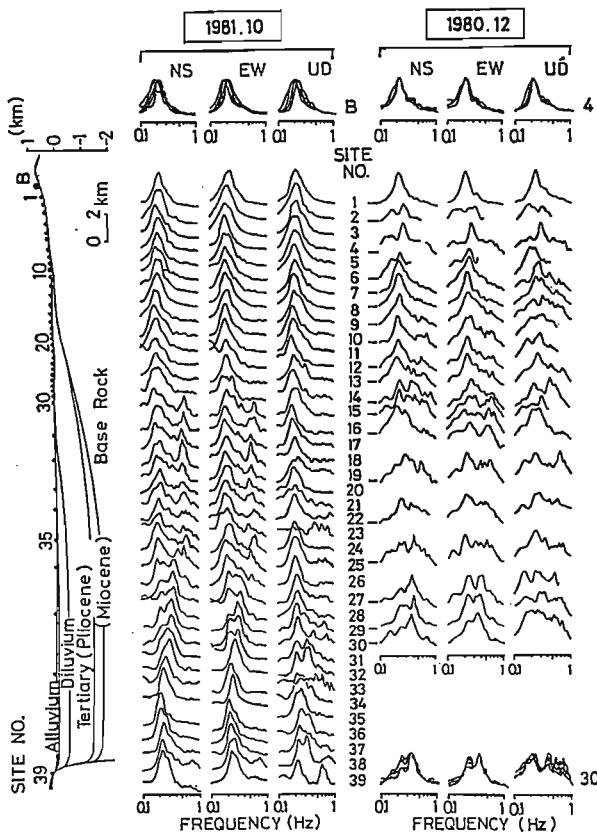


図 10 東西方向測線上の微動のフーリエスペクトル（文献 7）

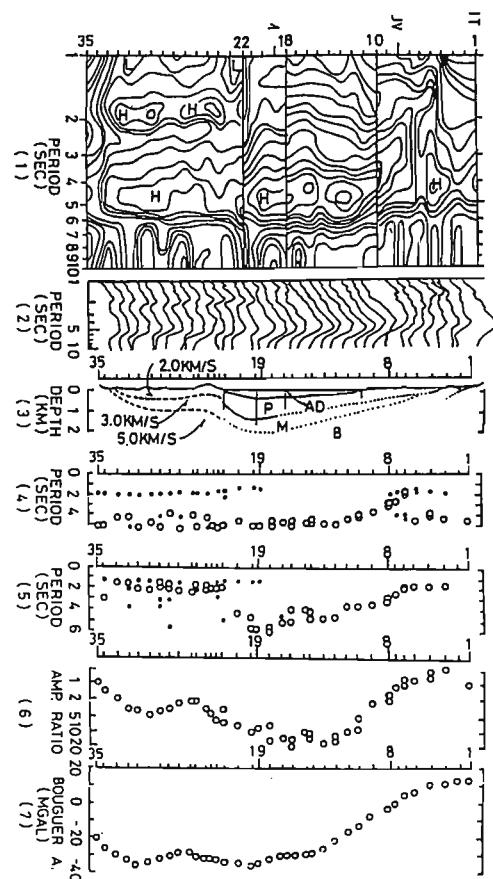


図 11 東西方向測線上の微動の周期・振幅特性（文献 8）

- (1) フーリエスペクトル等高線図
- (2) フーリエスペクトル、(3) 深部地盤構造
- (4) ピーク周期分布、(5) ピークスペクトルのピーク周期分布
- (6) 振幅比、(7) アーゲー異常

(3) 卓越周期の範囲はどうか 平野内外の広域に分布する総計200近いサイトでの長周期微動観測結果のうち卓越周期に着目する。岩盤上では震源に関係する特性が、第三紀・洪積層が露頭するサイトではそれらの堆積地盤固有の特性のみならず、震源に関係する特性も含まれていることが明らかとなった。そこでこれらの事実を踏まえて、地盤固有の振動特性を示している水平動NS成分の卓越周期のゾーニングマップを図8に示す。同図から、平野東部で2~3秒、中央部で3.5~4秒、西部域で4~5秒に分布している。なお、伊勢湾臨海地域では3秒前後と4.5秒の2つの周期域に認められる。また平野北西部では、5~6.8秒とかなり長い周期で卓越している。以上の周期分布を、重力異常値に基づいて算出された推定岩盤深さと比較してながめると、かなり良好に対応しているとみなせる。

(4) 伝播性は有るのか 伝播性の検討のために平野内外に位置する4サイトにおいて三角点同時観測(トリバータイプ観測)を実施した。相関解析により、各サイトで3方向成分に対して、伝播方向・伝播速度を算定した。第2番目の卓越振動数(0.6~0.8Hz)に対する伝播方向を各サイトで矢印で示すと図16のとおりである。矢印の大きさはその振動数での位相速度に対応させている。同図によれば、各サイト各方向成分ごとに若干のバラツキはあるものの概ね南から北へ、すなわち伊勢湾口から平野に波動が伝播しているとの傾向が伺われる。伊勢湾内の波浪の周期が季節的に変化があるものの、ほぼ3秒近傍である事実と比較して、Longuet-Higginsによる定常波説(波浪の2分の1の周期が地盤を励起振動させる)を適用すると、対応がつく。なお、伝播速度は、500m/s~1000m/sであり、堆積層厚1000m程の第三紀層のS波速度に対応している。

(5) 季節的変動はあるのか 堆積層厚さが数百m程度と考えられ、過去の観測から卓越周期は3秒程度とされている平野東部1サイトで特性の季節的変動を検討する目的で1年観測を実施した。季節ごとにNS成分の代表的スペクトルを図17に示す。同図から冬季は卓越振動数の変化帯域が狭く、フーリエ振幅変化が大きい。一方、夏季は冬季と逆の傾向を示し、秋・春季は卓越振動数の変化は冬・夏季の中間的傾向であり、フーリエ振幅変化は冬季と大差がみられない。これらスペクトルの季節的変動の要因については、震源そのものの特性、震源の有するエネルギーの変化に基づく励起可能な地盤深さの変化、あるいは気象因子なども関係している。濃尾平野は、南側は伊勢湾に面し、他の方位側は洪積層・古生層に囲まれる中に位置し、複雑な固有振動をしているものと考える。

(6) 表層・中間層・基盤層のどの部分が振動に関与しているか (3)(5)でも若干述べられたが、得られた振動特性が地盤固有の振動特性であるのか震源特性であるのか、地盤固有の振動特性であるなら堆積層のどの部分が関与しているのかを見分けることが重要である。中京圏基盤構造研究グループによる爆破調査による結果、超深層ボーリング資料、推定岩盤深さなどの資料から総合的に判定して関与している深さを考える必要がある。またこの時震源特性についても別途検討する必要もある。

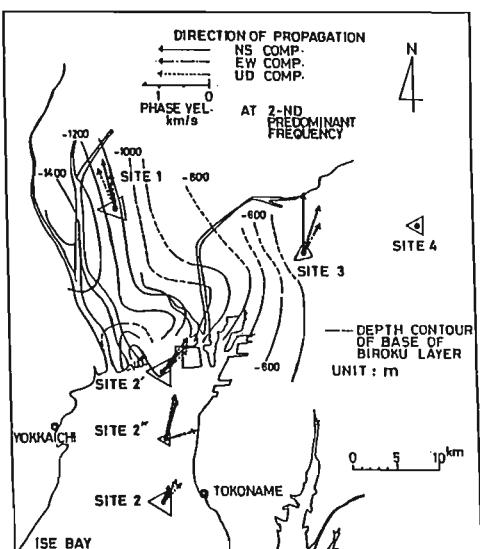


図16 微動の伝播方向、伝播速度(文献9)

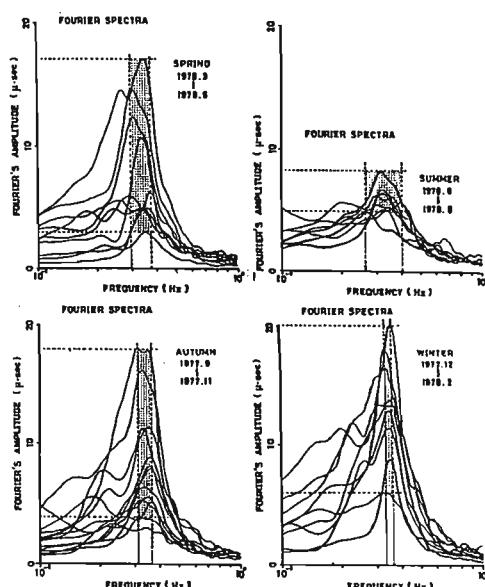


図17 洪積台地における季節別の微動のフーリエスペクトル(文献10)

#### 4. 地震動の周期・振幅特性と微動、地盤構造との対応

岩盤サイトの愛知工科大学（AIT）、名古屋市東部サイトの名古屋大学（NUV）、名古屋市南部サイトの防災センター（NDC）、堆積層の最も厚いサイトの弥富中学（YTM）において地震観測を実施した。地震波そのもの

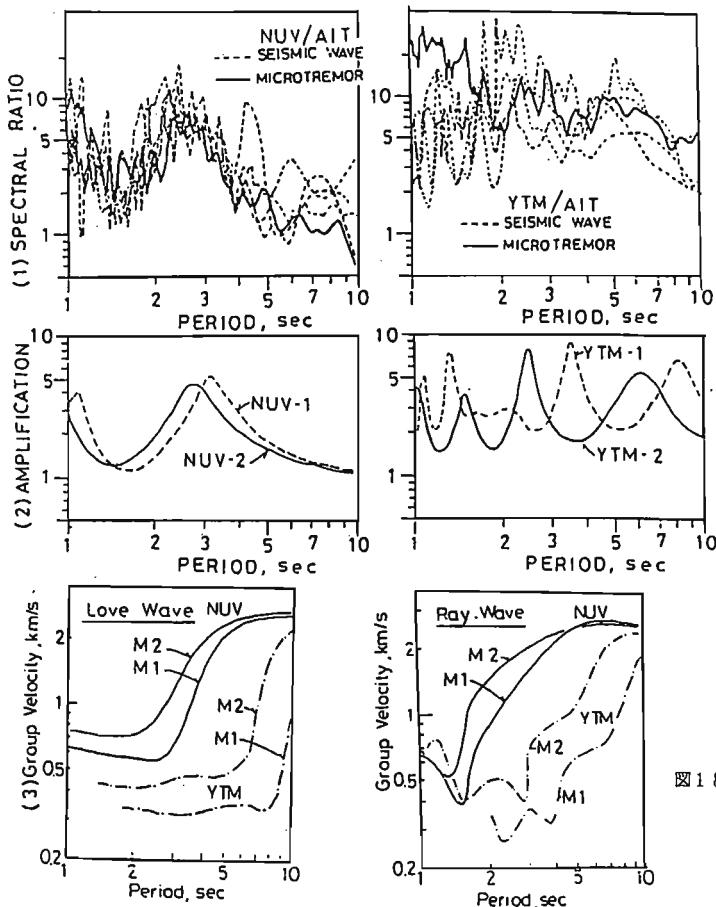


図18 (1) 名古屋大学(NUV)、弥富中学(YTM)における地震動および微動の比スペクトル  
(2) S波伝達関数、(3) 表面波分散曲線  
(文献8)

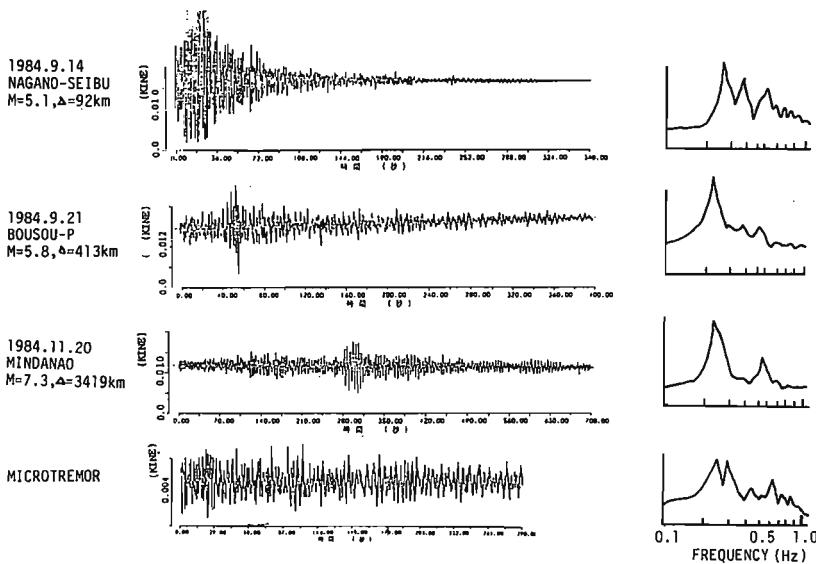
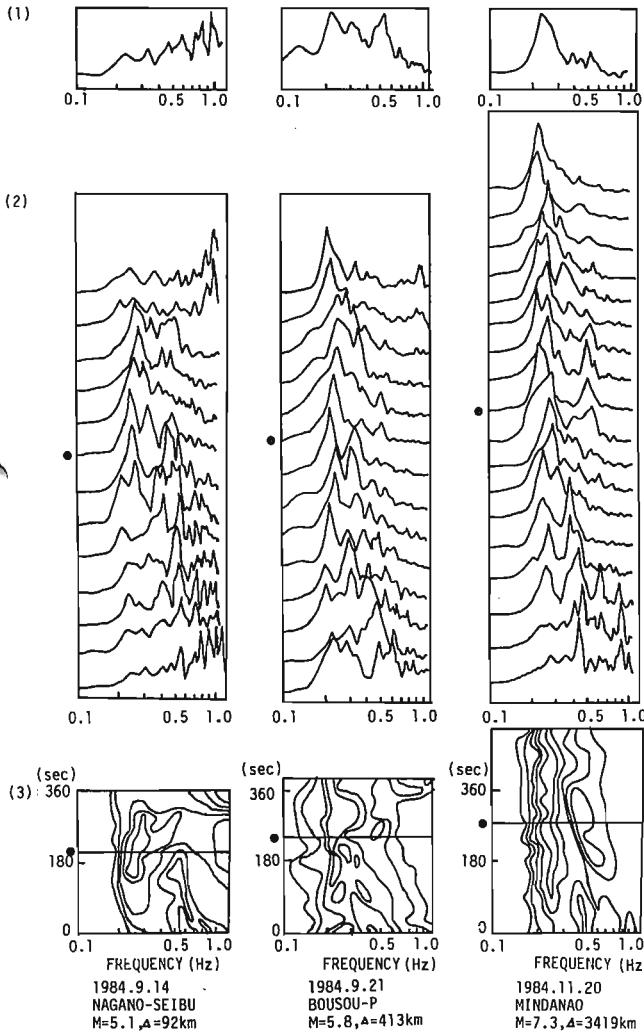


図19 名古屋市防災センターにおける地震動および微動波形  
(文献11)



は震源特性が強く表われるので AIT におけるスペクトルで除した比スペクトルを求めた。NUV, YTM それぞれにおいて得られた 4 つの地震波の比スペクトルを図 18 (1) に示す。同図には微動の比スペクトルも記入されている。NUV は地震、微動とも 2.5 秒に明瞭なピークが存在するが、このピークは図 18 (2) に示した S 波伝達関数、図 18 (3) に示したラブ波分散曲線によっても説明される。これに対し、YTM の場合は明瞭なピークはみられない。6 秒付近に S 波伝達関数、ラブ波によって説明可能なピークが存在するようである。

図 19 は、名古屋市防災センター (NDC) における地震波記録である。上より、長野県西部 (短距離)、房総沖 (中距離)、ミンダナオ島 (長距離) の各地震である。震央距離による地震波形の違いが明瞭である。スペクトルは後続相の特性を表わしている。0.2~0.3 Hz に共通のピークがみられる。ただし同図最下段は微動波形である。

図 20 に 3 つの地震のランニングスペクトルを示す。3 つの地震波の主要動に続く部分の周期はどちらとも 0.2 Hz 程度であり、これは微動スペクトルの卓越周期と一致している。

図 21 は、地震波スペクトルの 1 次、2 次、3 次の各振動数と震央距離、マグニチュードとの関係を示したものである。震央距離が短い場合には、各点のバラツキが大きいが、震央距離が大きくなるに従いある振動数に収束する傾向が伺える。収束する振動数は図に示した微動の周期、および S 波伝達関数の周期と一致しているように見える。既に述べたように、0.2 Hz 付近の卓越振動は S 波ではなく、表面波 (おそらくラブ波) であるから S 波伝達関数のピーク周期との比較は妥当でないが、近似的にはラブ波の卓越振動数を示しているであろう。

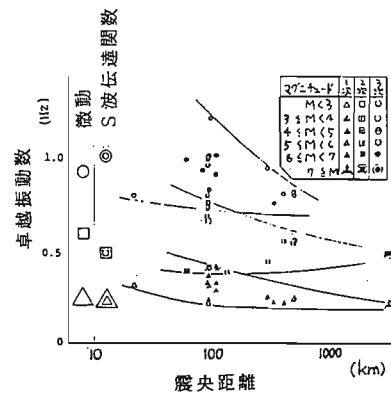


図 21 地震波卓越振動数と震央距離、マグニチュードとの関係 (文献 11)

図 20 図 19 に示した 3 つの地震波のランニングスペクトル (文献 11)

- (1) 全時間領域でのスペクトル
- (2) ランニングスペクトル
- (3) ランニングスペクトルより求めた等ピーク値線

## 5. 平野的規模のモデル解析と観測結果の比較に基づく振動特性の解釈

長周期微動観測による地盤振動特性を地震動によるそれと比較したい。しかしデータが少ないと対象とする地域が広域にわたっていることもあり、本章では平野地形を対象とした理論的解析結果との比較によって振動特性についての解釈を明確にする。なお、正木・成瀬によれば、やや長周期微動および地震動の周期と地盤の深部構造との整合性を認めている。

### (1) モデルと定数

図2.2に解析モデル、材料定数（密度、S波速度）を示す。同図から明らかに、東西方向40km、岩盤に至る堆積層厚さ約2kmを有し、西部では釜老断層を、東部では傾斜基盤を有しているのが幾何学的形状の特徴である。なお、基盤上には領域Iと領域IIの二つの地層を考慮している。

同図において、解析時の要素数は丸印の中の数字で示しており、領域Iについては傾斜部が30分割（500m長さ）、平坦部が10分割（1000m長さ）、領域IIについては、傾斜部が20分割（約1000m長さ）、平坦部が20分割（1000m長さ）そして垂直部が15分割（約1000m長さ）であり、合計101要素となっている。なお、材料定数に関しては、爆破観測に基づくデータを参考に設定した（図2.7）。

### (2) 地表面応答分布

図2.3に17種類（振動数が0.025Hzのきざみで、0.10Hz-0.50Hz）のSH波を基盤より鉛直

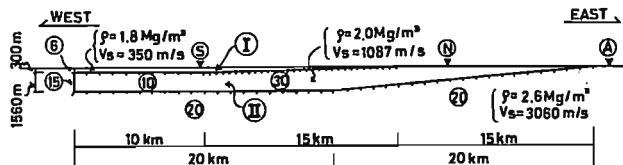


図2.2 濱尾平野東西方向断面の地盤の解析モデル、材料定数と要素分割数（文献5）

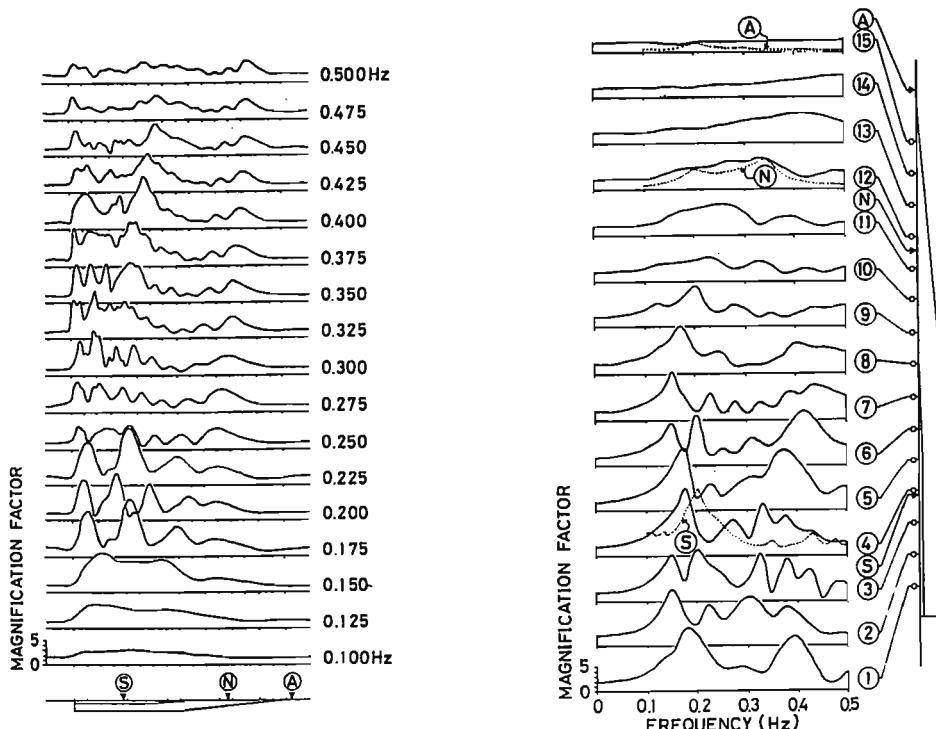


図2.3 地表面での変位の応答倍率分布（文献5）

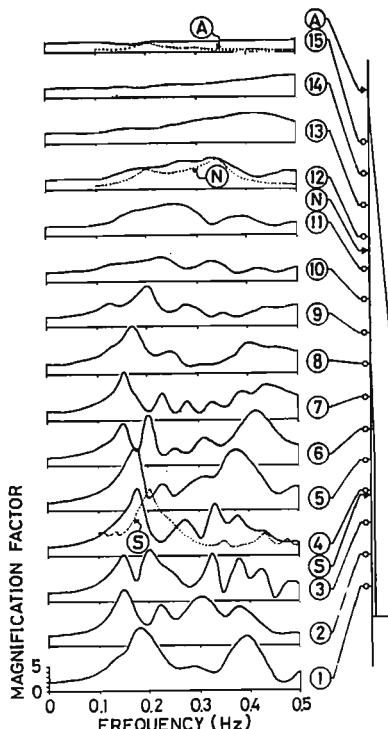


図2.4 地表面での振動数特性とフーリエスペクトル（文献5）

入射させた時の地表面での変位の応答倍率の分布を示す。図中、横軸は平野の東西方向断面の地表面での位置、縦軸は応答倍率を示している。

これらの応答倍率の性状を以下にまとめて述べる。

- 1) 基盤の平坦部と傾斜部とでは、周期の長短によって卓越の性状に大きな変化が認められる。
- 2) 基盤深さに対応する1次元的な卓越周期波は、基盤が平坦で、堆積層の厚さが大きい地盤を有する地点で優勢である。
- 3) 傾斜基盤を有す堆積層の上では、平坦基盤を有す堆積層の上と比べてやや短い周期（2秒-4秒）で卓越し、その周期・応答倍率の変化は傾斜基盤面までの堆積層厚さの変化に対応している。
- 4) 平坦基盤を有す堆積層の上では、卓越の性状が規則的でない。
- 5) 以上の傾向は、平野の基盤形状や側方境界の散乱波などによって、地盤の物性（密度、S波速度、深さ）と波長が関連したものと考えられる。
- 6) 特に長周期波が卓越するのは、基盤に至る堆積層厚さが大きい地域であり、逆に浅い地域ではより短い周期の波が卓越するが、1次元理論から得られる値とは必ずしも一致しない。
- 7) これは、側方境界からの位置や基盤形状の変化部分の近傍など、少なくとも2次元ないし3次元に現象を考察することが必要であることを示している。
- 8) 各サイトにおいて卓越する固有の振動周期が存在し、平野全体で一様な固有振動は存在しない。もっともこれは、（深さ約2km、長さ40km、単位長さの奥行き）というスケールにおける地盤構造の解析に関しての検討結果である。

#### (4) 地表面上の振動数特性

図2.4は、基盤鉛直入射の場合の①から⑩のごとき地盤構造を有する地表面上での振動数特性を示したものである。それらの特性の検討と結果を以下にまとめて述べる。

- 1) 基盤形状平坦部および傾斜基盤の入端近傍までは1次元四分の一波長則による周期の近傍で、各サイトごとに若干ずつ変化して卓越している。
- 2) 1次元四分の一波長則による卓越周期からのすれば、鉛直に立つ基盤境界が存在するために生じたものと考えられるが、必ずしも境界からの距離に対応した変化であるとは考えにくい。
- 3) 側方境界までの距離の他に水平基盤までの深さ、波の波長などの関係が上記のすればに影響している。
- 4) 特に基盤までの深さが1860m、側方境界まで2500mの近い距離にあるサイト①では、1次元周期の6.8秒(0.15Hz)が5.5秒(0.18Hz)へとかなり変化している特徴が読みとれる。
- 5) 傾斜基盤と平坦基盤の境界から平坦側に2.5Km入ったサイト⑦から傾斜側へは、堆積層厚さが少なくなるのにに対応して卓越振動数は連続的に徐々に高くなっている。図5.3の断面図において、A, N, Sの3サイトは、過去の観測において基点としたサイトである。それらの空間的位置については、図3.2に示されている。

なお、それら3サイトでのNS成分のフーリエスペクトルを3サイトに最も近い点での振動数特性のグラフ中に破線によって示している。

#### (5) 平野の振動性状

平野モデルの数値解析によって得られた平野的規模の地盤の振動性状についてまとめると以下のとおりである。

- 1) 平野全体が同じ値で卓越する固有振動は存在しない。
- 2) 平野上の各サイトは、直下の基盤に至る堆積層厚さ、平坦基盤であるか傾斜基盤であるかという基盤の形状、平野周辺の境界までの距離、そして側方境界の形状などによって影響を受け、サイト固有の振動をする。
- 3) 堆積層厚さが大きいサイトほど、長い周期で卓越する傾向にあるが、特に境界の近傍や平坦基盤の地域においての現象は若干複雑である。
- 4) 卓越周期は1次元的近似で予測される値を若干修正した値に近いが、これは2次元的な影響を受けて境界部などの散乱波によるものであろうと考える。
- 5) 振動数領域における增幅倍率は、基盤とのインピーダンス比から近似される1次元的な数値と比べ、その2倍の範囲にある。
- 6) これらの傾向を解析的に把握するには、1次元理論では困難であり、基盤や側方の境界効果を考慮した2次元解析が必要であろう。

## (6) 解析結果との比較

これまでに得られた観測結果と平野的規模の2次元的振動解析結果を互いに比較して、平野の振動特性について考察する。

### A) 互いに共通な特性

- 1) 基盤が露出しているかそれに近いサイトでは、地盤固有の特性として1秒以上の周期では卓越しない。
- 2) 傾斜基盤上の堆積地盤直上のサイトは、層厚変化に対応して、卓越周期は東から西へ伸長する。この傾向の一例は図5.3のNのフーリエスペクトルと⑩の振動数特性のグラフの比較からも伺い知ることが可能である。
- 3) 堆積層厚さが2kmに及ぶ西部域の平坦基盤直上のサイトでの卓越周期は、図5.3のSのフーリエスペクトルと④の振動数特性のグラフから5秒を示している。
- 4) 平野全域で同じ値で卓越する固有周期は認められず、各サイトごとの固有振動特性を示す。
- 5) 平野最西部の周辺境界近くでは、基盤までの堆積層厚さが大きくて卓越周期は5秒程度である。

### B) 互いに異なる特性

- 1) 観測結果には、振動源特性にかかるピークが東部の基盤岩露頭域、第三紀層露頭域で現われる。図5.3のAのフーリエスペクトルと⑯の振動数特性のグラフがその具体例を示している。
- 2) なお、振動源特性にかかるピークは、観測時期によって異なり、現われることもある。

## 6.まとめ

濃尾平野において1~10秒の微動、地震観測を実施し、両者の周期振幅特性の比較、あるいは地盤構造との対応を調べた。得られた結論は次のとおりである。

- 1) 濃尾平野全域にわたる微動測定および東西測線上での精密測定から微動の周期振幅特性は深部地盤構造に対応して変化する。
- 2) 4地点における地震観測結果から、地震動の周期振幅特性は深部地盤構造に対応して変化する。
- 3) 同一地点における微動と地震動の周期振幅特性は一致する。
- 4) 微動、地震動の周期特性はラブ波あるいはS波を仮定することにより説明できる。

## 参考文献

- 1) 愛知県防災会議：愛知県震度地質図、愛知県防災会議地質部会資料、昭和54年9月
- 2) 土質工学会中部支部、土木学会中部支部編：名古屋地盤研究の現状、昭和59年6月、講習会資料
- 3) 土質工学会中部支部、日本建築学会東海支部、名古屋地盤調査研究会編：名古屋地盤図、コロナ社、昭和44年、pp. 17, 21~22
- 4) 飯田汲事、青木治三、重力異常と地下構造、特に濃尾平野の場合について、測地学会誌、Vol. 5, 1959年、pp. 88~91
- 5) 宮崎正、多賀直恒、宮嶋豊、谷口仁士、今岡克也：濃尾平野の長周期微動特性の総括的研究－観測と2次元定常応答解析－、日本建築学会論文報告集、第351号、昭和60年5月、pp. 103~112
- 6) 正木和明、谷口仁士、飯田汲事：濃尾平野とその周辺地域において測定されたやや長周期微動の卓越周期・平均振幅と地盤構造との関係、愛知工業大学研究報告、No. 16, 1981年、pp. 175~182
- 7) 多賀直恒、宮嶋豊、宮崎正：濃尾平野周縁部の長周期微動特性－たい積地盤と振動源の特性の分離－、日本建築学会論文報告集、第324号、昭和58年2月、pp. 95~103
- 8) 成瀬聖恵、吉田原司、正木和明、鏡味洋史、宮崎雅徳、久保守章：やや長周期の微動観測と地盤工学への適用(9)－濃尾平野の深層地震基盤地形－、地震、第2輯、第37巻、1984年、pp. 383~395
- 9) 多賀直恒、宮嶋豊、宮崎正：濃尾平野の長・短周期微動特性(5)－三角点同時観測による長周期微動の伝播性の解析－、日本建築学会論文報告集、昭和57年10月、第320号、pp. 91~101
- 10) 多賀直恒、宮崎正：濃尾平野の長・短周期微動特性(3)－洪積台地上における定点長期計測－、日本建築学会論文報告集、昭和55年6月、第292号、pp. 41~48
- 11) 正木和明；濃尾平野の地震動観測、未発表資料、1985年
- その他、関連の文献を列挙すると：
- 12) 多賀直恒、宮崎正：濃尾平野の長・短周期微動特性(1)、日本建築学会論文報告集、第269号、昭和53年7月、pp. 103~114
- 13) 多賀直恒、宮崎正：濃尾平野の長・短周期微動特性(2)－直交二測線の同時三成分計測－、日本建築学会論文報告集、第273号、昭和53年11月、pp. 33~42
- 14) 多賀直恒、宮崎正：濃尾平野の長・短周期微動特性(4)－たい積深さの異なる三サイトでの一週間観測－、日本建築学会論文報告集、昭和57年8月、第318号、pp. 79~87
- 15) 松原徹、桑原徹：濃尾平野の地下構造とその構成、名古屋大学災害科学調査会、昭和39年
- 16) 井関弘太郎：愛知県の地質・地盤、愛知県防災会議地質部会、昭和52年5月
- 17) 桑原徹：愛知県の地質・地盤（資料編、概説書）、愛知県防災会議地質部会、昭和57年5月

## 京都盆地の波動伝播特性

堀家 正則\*

入倉 孝次郎\*\*

### 1. はじめに

人間活動の最も盛んな堆積平野や、堆積盆地における地震動予測は、都市震害の軽減・防止対策を講じる上で重要課題である。このような地域の地盤に対する地震応答はこれまで、水平成層の地下構造に垂直に地震波が入射する一次元モデルで近似する簡単な方法により、多く行われてきた。しかし、地震動に影響を及ぼす要因としては、盆地の幾何学的形状（不規則形状境界、厚さ、幅）、媒質の特性（速度、インピーダンス比、Q値）、地震波の入射角がある。これらの要因をすべて考慮すると一次元モデルの場合の結果とは、おおきく異なることが予想される。実際、近年の様々な数値計算法の発達は、盆地境界の不規則形状の地震動に及ぼす影響も大きいことを明らかにしてきている。たとえば、二次元構造をしている浅い堆積盆地では、二次的に発生した表面波が卓越してくる（Bard and Bouchon, 1980）。また、深い堆積盆地では、盆地全体の共振現象があらわれてくる（Bard and Bouchon, 1985）。三次元構造の堆積盆地では、FOCUSINGとDEFOCUSINGにより極めて複雑な地表面の振動になる（Lee and Langston, 1983）。数値実験により一次元モデルでは説明できない現象が実際の地震動においても現れる可能性が指摘されているにもかかわらずこのような簡単な方法が用いられてきた理由は、まず第一は複雑な地下構造を推定することが、極めて困難であるためと、第二は堆積盆地での地震動観測が適切、かつ充分に行われていないために上で述べたような現象がはっきりと確認されていないためと考えられる。

京都盆地の地震動について入倉等は盆地東端近くの堆積地盤上と岩盤露頭上の比較観測を行い、水平に変化する表層構造の地震動へ及ぼす影響について報告している（Irikura, 1980, Kasuga and Irikura, 1982）。彼等の観測結果は堆積地盤の震動が基盤の傾きにより地震波の到来方向とともに変化することを示している。今回は、盆地全体の地震動の震動性状を把握することを目的として盆地中央部付近に小規模な地震観測アレイを設置し、盆地構造と地震動の関係を調べてみた。

### 2. 観測

今回地震観測を行ったのは、図1に黒丸で示される3地点、すなわち盆地中央部からやや東よりの巨椋池干拓地、OG R、盆地東端の京大字治構内、K U C、および盆地東縁の五箇峰中腹で古生層岩盤露頭上、O B Kである。OG Rでは図2に示される配置のトリバタイトアレイを設け、各点に固有周期2secの速度計3成分（垂直、水平N S, E W）を設置した。K U Cには固有周期3secの速度計、O B Kには固有周期2secの速度計がそれぞれ3成分設置されている。

この付近の基盤の深さは孤崎等（1971）の中爆破による探査で調べられ、盆地中央部付近で最も深く約700M、観測点K U C付近で約350MとなりO B K付近では露岩が見られる。OG R付近の表層構造は堀家（1985）により微動のf-kスペクトルを用いたインバージョンにより詳細に調べられ、K U C付近の表層構造は天池（1984）等によりエアガンを用いた探査がなされているなど、この地域を対象として今まで様々な地球物理学探査がなされて、地下構造がかなり詳しく知られてきている。

#### 1). 地震動記録の特徴

充分なS/N比があり、緩和していない三観測点すべてが作動した1984年9月14日の長野県西部地震の余震の記録を中心に解析する。図3は、観測された記録のS波（NS成分）部分以降を示したものである。この三地点の記録の比較から、盆地中央部付近に位置する観測点OG Rにおける地震動記録の特徴について以下のことがわかる。

（ア）K U C, OG Rともに、S波の始まり以降3秒間程度は、ほぼ同程度増幅されているが、OG Rでは、更に後まで大振幅の波が続く。

（イ）OG Rでは、S波の始まりから5秒後くらいから、周期約1秒より長い波が卓越してくる。

（ウ）OG Rでは、K U C, O B Kに比較して、周期0.2秒以上の短周期成分がS波の始まり以降全体によく卓越している。

特徴（イ）については、図6, 7に示したBAND-PASS-FILTERを通した記録を見れば、更に明瞭に確認できる。

### 3. 一次元モデルによる観測記録の解釈

ここでは、岩盤露頭上の観測点O B Kの観測記録の半分を（自由表面の効果を取り除くため）基盤からの入力波と考え、前に述べたこの付近での地下構造探査結果をもとにして、水平成層の地下構造モデルをつくり、地表での波形をつくる。Q値については岸本（1982）の結果をもとに与えた。このようにして作った波形が上で述べたような特徴を持つ観測記録を説明するかどうか調べる。

### 1). KUCの場合(盆地東端)

図4には、KUCにおける結果を示す。図の右上には水平成層の地下構造モデルを示し、左上にはそのSH波の垂直入射にたいする周波数応答をしめす。図の下半分の三つの波形は、下から基盤からの入力波形、観測波形、計算波形をそれぞれ表す。観測波形と計算波形を比べてみると、一次元モデルから計算される波形は、観測波形の半分以下であることがわかる。このような大きな差が生じた原因是、一次元モデルでは、盆地縁辺部の不規則形状境界による焦点効果や励起し始めた表面波の効果をとりこむことができないためと考えられる。

### 2). OGRの場合(盆地中央部)

図5には、OGRでの結果をしめす。S波の始まりから約3秒間は、計算波形は、観測波形とほぼ同程度の振幅を再現しているが、それ以降は観測波形よりかなり小さい振幅になっている。この結果は、OGRにおけるS波の始まりから3秒間の波は観測点下の基盤からの波であるが、それ以降は、別の方向から到来してくる波であることをしめしていると考えられる。また、0.2秒以上の高周波についても、計算波形では再現されていない。しかし、このような高周波は、OBK観測点の特性である可能性があるので、今後の問題としたい。

## 4. OGR(盆地中央部)で観測された地震波の種類

堆積盆地の地震動にたいする影響を考察する時、堆積盆地内で観測された地震動がどのような種類の弾性波で構成されているのかを調べることは、重要である。特に、位相速度を使えば、かなり確実に表面波か実体波をみわけることができる。なぜなら表面波であれば、基盤のS波速度よりもかなり遅いが、実体波であれば、それより速くなるからである。そこで、OGRのトリバタイトアレイの記録を用いて地震波の種類をきめることを試みる。三点の記録しかなく複雑なことはできないので以下に述べる単純な方法を行った。まず、狭帯域のband-pass-filterを通して、次によく対応する位相の山谷の時間差を読み取り位相速度と進行方向を求め、最後に波の種類を決めた。図6は、0.5-1.0Hzのband-pass-filterを通してした結果である。最下段の細い矢印は波の速度と方向を示している。太い矢印は、震央から観測点の方向を指している。S波は、この図では2秒付近から始まる。この周波数帯では、2秒から5秒にはほとんど波ではなく、5秒から12秒に集中している。この結果は、2節で述べた特徴(ウ)の明瞭な確認になっている。5秒から12秒間の波形の対応はよく、明らかにSite2に波が遅れて到着しているのがわかる。推定した速度と進行方向は、それぞれ約1KM/Sと西である。位相速度の値から判断すると表面波であると考えられる。もし、この表面波がS波が盆地境界に達した後、二次的に生じたとすれば、波の中心は9秒付近にあるので、およそ7秒間でやく5KM進んだことになる。従って、群速度は0.7KM/S程度となる。この値は、堆積盆地にトラップされたこの周波数帯での群速度値として合理的である。すなわち、5秒から12秒間の波は盆地境界で二次的に生じた表面波であると考えられる。図7は、1.0-2.0Hzのband-pass-filterを通してした結果である。2秒から3.5秒間の波は、ほとんど三つのsiteに同時に到着している。速度は極めて速く(4km/s以上)震央方向から進行していることから観測点直下の基盤から入射してきた震源からの直接S波と考えられる。このことは、OGRでは一次元モデルでS波の始まりから3秒間はよく観測記録を再現することを支持している。4秒から5秒間の波は明らかに、site2に遅れて到着している。速度は、約2km/sであるので次の表面波あるいは、OGRから離れた基盤から入射したS波が多重反射しながら水平に伝播したものかもしれない。6秒から11秒までの波は、位相速度が約1KM/Sであることから表面波と考えられる。2Hz以上の高周波になると2秒から3.5秒の直接波の部分を除いて波形の対応が悪くなり速度の推定は難しい。以上の位相速度についての解析の結果から、S波の始まりから約5秒間は震源からの直接S波であり、5秒後から始まる周期2.0Hzより長い低周波成分は、二次的に生じた表面波であることがわかった。この様な表面波も不規則形状境界を考えない限り波形計算にとりこめない波である。

## 5. 議論と結論

以上の解析の結果、堆積盆地の効果として盆地縁辺部での焦点効果や表面波の励起という現象が現れることがわかった。しかし、解析例が少ないので断言は難しい。KUC付近では以前アレイ観測が行われて、同様の現象が春日等により見出され地震学会で報告されている(春日、入倉、1983)。そこで示された代表的な例が図8と図9で、この図から、盆地東側から入射する地震波と西側から入射する地震波では、明らかに様子がちがうことがわかる。西側から入射する地震波は、S波の後に長い後続波が続き、その周期もS波部分より長い1Hz以下の低周波が卓越している。この後続波の平均群速度を記録から見積ると約0.6km/sとなる。この値は、堆積層にトラップされた1Hz程度の群速度として合理的である。すなわち、この図の結果は、東側から入射してくる地震波は観測点KUCが盆地東縁部にあるため表面波の励起が不充分となりS波の後続波が見えないが、西側から入射してくる地震波にたいしては、盆地西縁部とKUCの距離が充分にあるため表面波が充分励起しS波との分離もよくなり明瞭に見えてきたと解釈できる。

堆積盆地のような不規則形状を有する構造の自由表面での弾性波の計算は、Bard and Bouchon(1980)によってなされた。観測した場所の構造に近いモデルにたいする結果を図10にしめす。この図から盆地内では表面波が優勢になっていることがわかる。また、盆地縁辺部(点40, 44)のS波部分は盆地中央部より焦点効果あるいは生成し始めた表面波の影響をうけて大きくなっているのがわかる。すなわち、今回の解析結果と数値的に予測された結果は、よく一致している。

以上のことから以下の結論が導き出せる。

(ア) 不規則形状構造を有する堆積盆地の地震動予測をする場合、一次元モデルでは不適当であり、盆地形状をも含む予測計算法を用いなければならない。

(イ) 浅くて、両端に曲率のある構造の堆積盆地では、二次的に生成した表面波が卓越するので、波線理論にもとづく計算法は不適当である。

#### 参考文献

- 1) 天池文男他 (1984)、反射波を用いた京都盆地南部の基盤構造の推定、地震 2, 37, pp.185-198.
- 2) Bard,P.-Y. and M.Bouchon (1980), The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves, BSSA., 70, 1263-1286.
- 3) Bard,P.-Y. and M.Bouchon (1985), Two-dimensional resonance of sediment-filled valleys, B.S.S.A., 75, 519-541.
- 4) Lee,J.J and C.A. Langston (1983), Wave propagation in a three-dimensional circular basin, B.S.S.A., 73, 1637-1653.
- 5) Irikura,K. (1980), Earthquake ground motions influenced by irregularities of sub-surface topographies Proc. 7WCEE, part II, pp.175-182.
- 6) Kasuga,S. and K.Irikura (1982), Earthquake ground motions influenced by horizontally discontinuous structures. Bull. Disas. Prev. Res. Inst., vol.32, pp.97-114.
- 7) 春日茂・入倉孝次郎 (1982)、地盤構造の不規則性が地震動へ及ぼす影響—賀聚断層近傍における地震動アレイ観測結果について、地震学会講演予稿集、No.2, PP.742.
- 8) 狐崎長良・後藤典俊・岩崎好規 (1971)、地震探査から見た京都盆地南部の地下構造とこれに関連した地震工学上の若干の問題、京大防災研究所年報 14A, 203-215.
- 9) Horike, M. (1985), Inversion of phase velocity of long-period microtremor to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. J.P.E. 33, 59-96.
- 10) 岸本清行, (1982), 軟弱地盤におけるLOVE波の減衰とQ構造の推定、地震 2, 35, 1-18.

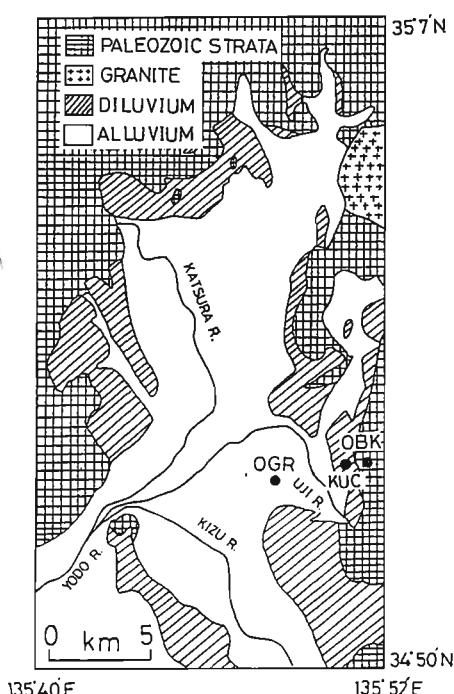


図1. 京都盆地周辺の地質と観測点の位置。  
●は観測点を示す。

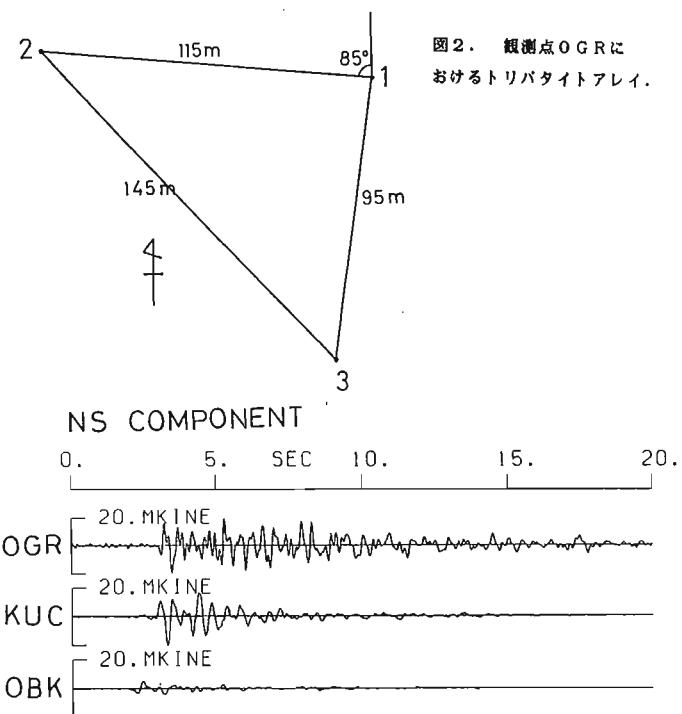


図2. 観測点OGRにおけるトリバタイトアレイ。  
図3. 3つの観測点(OGR, KUC, OBK)で得られた地震動記録の比較。地震は1984年9月14日の長野県西部地震の余震

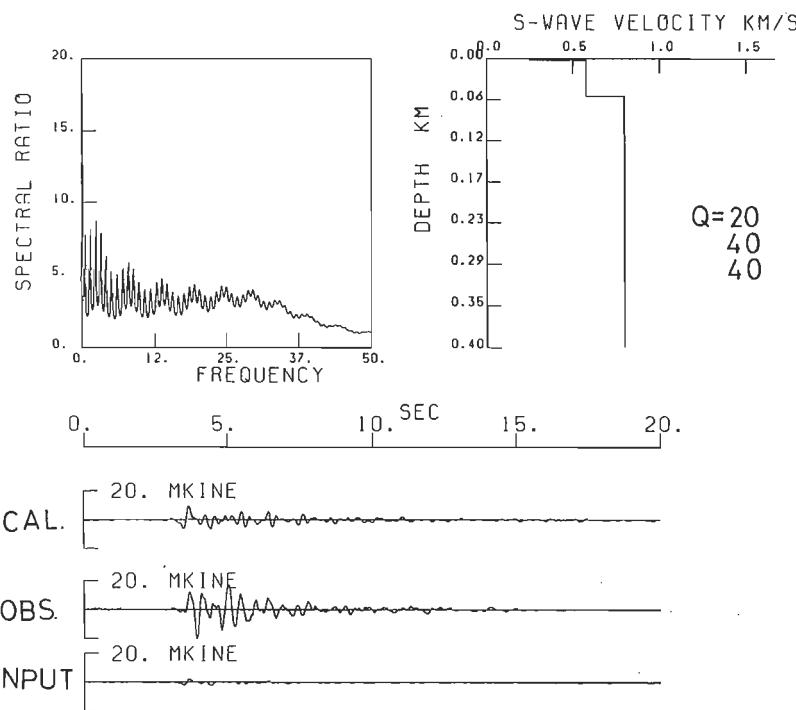


図4. 1次元モデル(右上図)により計算された地震動と観測記録(KUC)の比較。

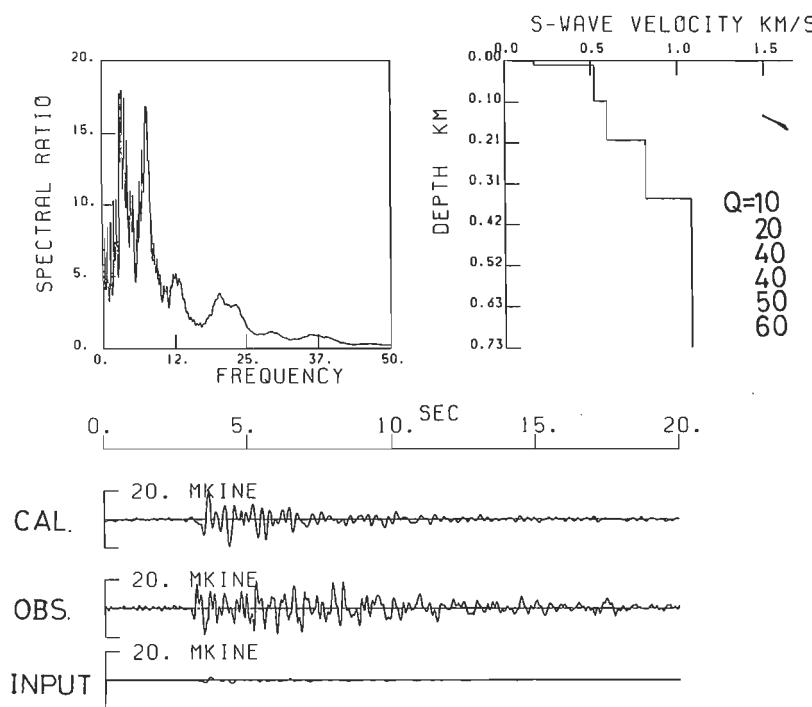


図5. 1次元モデル(右上図)により計算された地震動と観測記録(OGR)の比較。

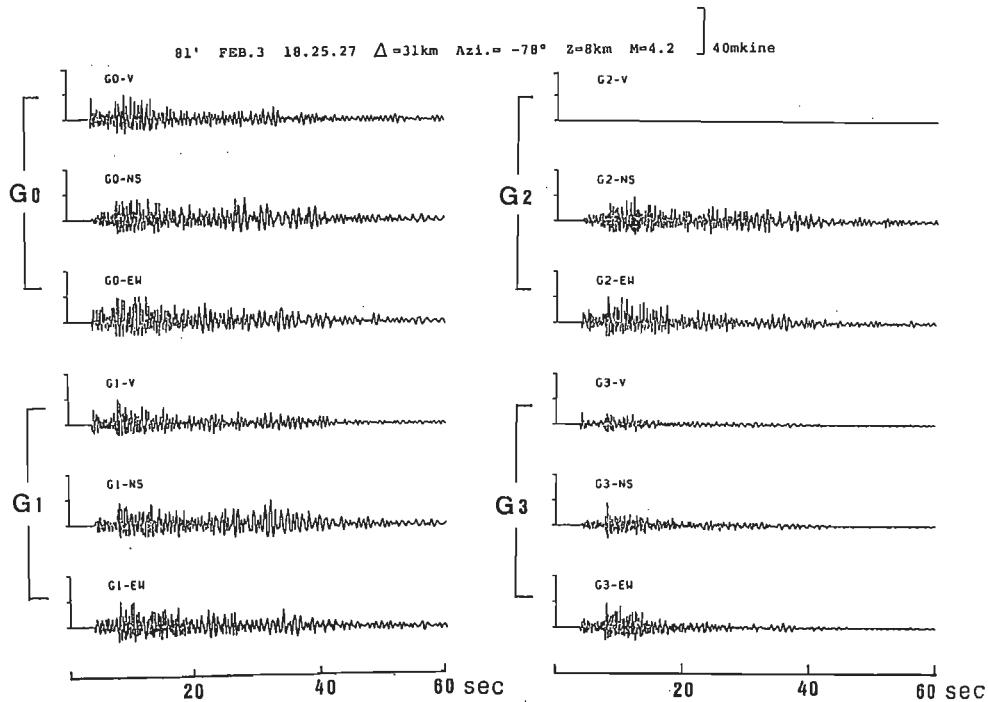


図9 KUC付近のアレイ観測、西方向（盆地側）から到来した地震動の例。S波の後に後続波が長く続いている。

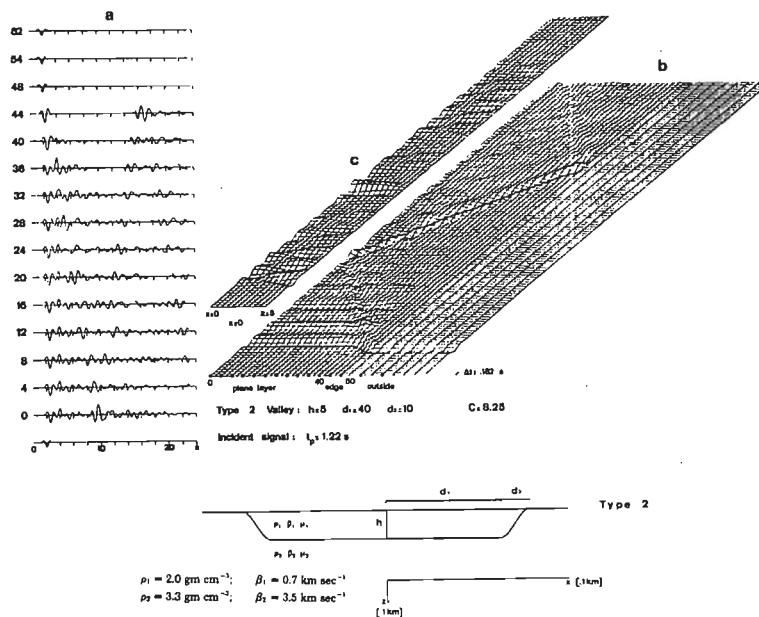


図10 盆地構造の地震動レスポンスの計算例。Bard and Bouchon (1980)によるもの。

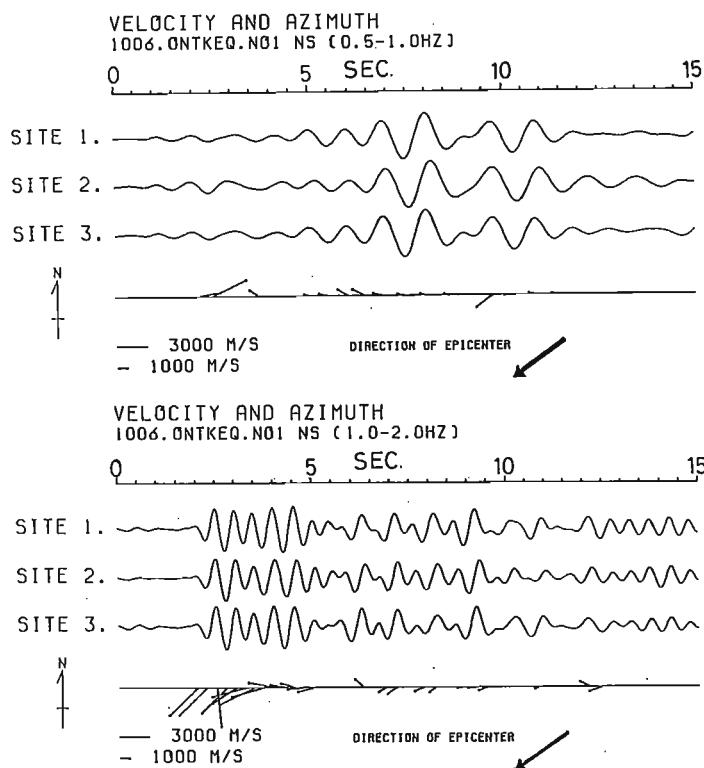


図 6. OGRで記録された地震動の伝播方向と位相速度(0.5~1.0 Hzでバンドパスフィルタ~された記録に対して)。矢印の方向が地震波の進行方向を示し、その長さが位相速度を示す。

OBAYU FAULT  
KYOTO UNIV.  
UJI RIV.  
G1 G2 G3  
C1 C2 C3  
300' 200'  
m

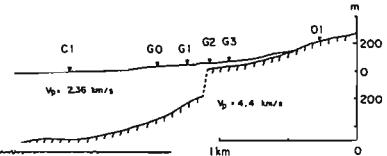
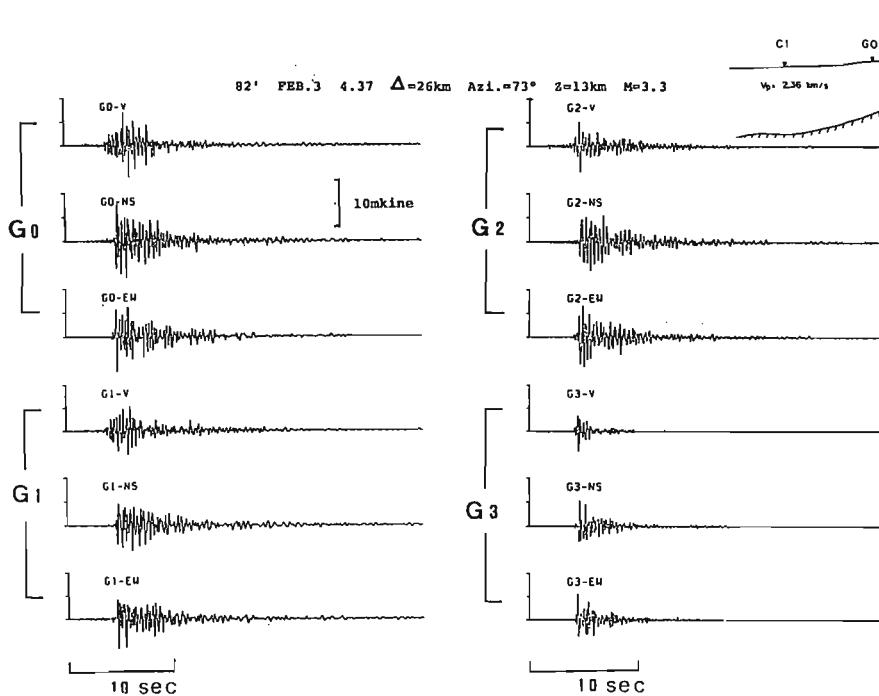


図 8. 上図: KUC付近の地下構造と観測点の位置。  
左図: 東方向(山側)から到来した地震動の例。S波の後の後続波が小さい。

## 石狩平野の震動特性

北海道大学 工学部 鏡味洋史  
岡田成幸

## § 1.はじめに

石狩平野は北海道一の、全国でも有数の広大な平野であり、表層は泥炭層に代表される軟弱地盤が広く分布し、かつ堆積層の層厚も最深部で数kmにおよんでいる。その南端には人口150万を超える札幌市が位置し、その都市圏は平野の中央部、即ち、より軟弱な地盤の地域に向かって急速に広がっている。この地域の地震時の震動特性の解明は特に重要な意味をもってこよう。この地域はこれまで小規模な被害を伴う地震を何度か経験しており、関連の資料の蓄積は少なくない。

小論では、石狩平野の地震時の震動特性の問題を考えていく出発点として、既往の関連資料・研究成果の収集・整理から始め、今後取りくんでいくべき課題を探ってみた。

## § 2. 地下構造と探査

## (1) 浅い構造

石狩平野の100m以浅のいわゆる浅い地下構造は、ボーリングによる検層・N値測定・板たたきおよび火薬爆破を利用した弾性波速度構造探査・常時微動測定等により調査されている。

まず表層地質について眺めてみよう。関連資料は、地質調査所発行1/20万地質図(札幌)、北海道地下資源調査所・北海道開発庁・地質調査所がそれぞれ分担して発行している1/5万地質図がある。また、地震災害対策の観点から地質系統を7区分(やや安定な地質(新第三紀層)→最も不安定な地盤(泥炭層等))し、その層厚も表示した(後・他(1986)の研究成果が1/7万地質図として公表されている)。石狩平野の表層地質の概観を図1に1/20万地質図をもとに示す(同図には以下で触れる種々の探査の位置-浅い構造(a)、深い構造(b)-も示されている)。他に北海道全体の地質図として1/60万が北海道地下資源調査所から発行されている。

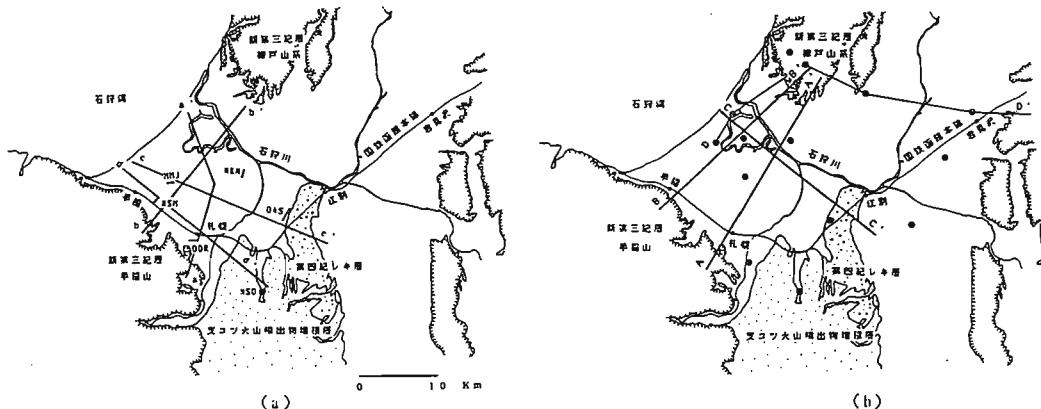


図1. 表層地質 [1/20万地質図による] .

## (a) 浅い構造の探査位置

(測線a-a': 浅層ボーリング<sup>8)</sup>, HSM, MMJ, OAS, NKN, ODR: 弾性波探査 [田治米・他(1986)] )

## (b) 深い構造の探査位置

(◎: 深層ボーリング<sup>11)~13)</sup>, A-A'測線: やや長周期微動測定[成瀬・他(1986)] ,D測線: 深層ボーリング<sup>11)</sup>)

浅い地下構造に関する研究成果は、資料[参考文献5~9]としてまとめられている。以下これらをもとに概説する。

深さ数10m程度のボーリング調査は比較的多い。資料[参考文献9]には札幌市周辺の約1100本のボーリング柱状図が収められている。これらの資料から地下断面図に整理し直したものに渡・他(1986)によるもの、北海道開発局によるもの[参考文献8]などがある。図2は後者の資料による(断面位置(a-a', b-b', c-c', d-d')は図1(a)参照)。

標準貫入試験（N値測定）は浅層ボーリング調査時にあわせて行われることが多いため、その資料は多く、資料【参考文献9】にまとめられている。これらの資料をもとにN値の深さによる増減のパターンを7分類し地層区分と対比させた研究もある【酒井・笠原（1969）】。

板たたきによる速度構造探査結果が資料として公表されているものは多くはない。田治米・他（1975）は西岡（NSO）（図1(a)に位置を示す）の深度10~25mのボーリング孔を利用して速度検層を行っている。当該地点（西岡（NSO））は地質断面図（図2、d-d'断面参照）からも判るとおり、堅固な地盤（新第三紀層）が浅層部までせりあがってきている地点であるが、ごく表層は支コツ火山の噴出物（火山灰）が堆積しており、速度分布にもそれが表されている【田治米・他（1975）】。

発寒（HSM）・大麻（OAS）・中沼（NKN）・紅葉山（MMJ）・大通（ODR）で火薬爆破による屈折波・反射波の走時曲線から約100mの深度まで速度構造が求められている【田治米・他（1968）】。結果を図3に示す（探査位置（HSM・OAS・NKN・MMJ・ODR）は図1(a)参照）。大通（ODR）を除く4探査地点は軟弱な泥炭地帯に位置している。このうち発寒（HSM）は手船山（新第三紀層）に隣接しており堅固な地盤の存在（ $V_p=2\text{km/s}$ ）が深度40~120mの傾斜面として認められるが、他の3地点では検出できず軟弱層の堆積厚が相当厚いことを窺わせる。

大麻（OAS）・中沼（NKN）・紅葉山（MMJ）地区では常時微動（周期1秒以下）のトリバタイト観測が行われており、ごく表層（~10m程度）の位相速度が求められている【坂尻・他（1969）】。また、札幌市内では約50力点の常時微動測定結果をもとに地盤種別を行っている【参考文献10】。詳しくは資料を参照されたい。

これらの結果から石狩平野（とくに札幌市周辺地域）の深い地下構造を概観すると、安定な地盤と考えられるのは当該地域の南西部に位置する手船山系（新第三紀層）であり、東北方向に向かって急激に沈み込み、石狩平野東北端で樽戸山系として地表に再び表われている。札幌市が位置する石狩平野の南西部は石狩川の支流である豊平川の扇状地に相当しており、平野南端（国鉄函館本線南側）はレキを含む比較的綺麗な地盤状態にある。しかし、その南東部は支コツ火山の噴出物が未固結状態で表層に堆積しており地震時に災害が集中する地域として知られている（震度の項参照）。一方、平野の北部（国鉄函館本線北側）は最も軟弱な泥炭層地帯が広がっている。ここで述べた深さ数10m程度の地下構造は地震時の震度分布と極めて良い相関が認められている（詳しくは震度の項参照）。

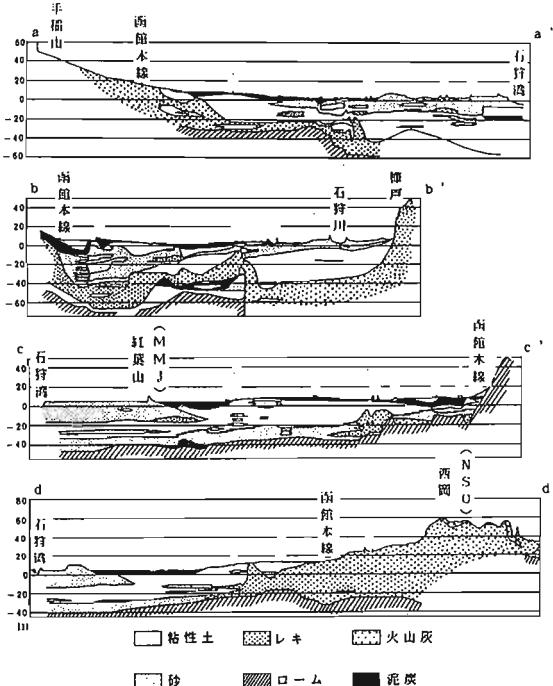


図2. 地質断面図  
[北海道開発局(1981)<sup>8)</sup>による] .

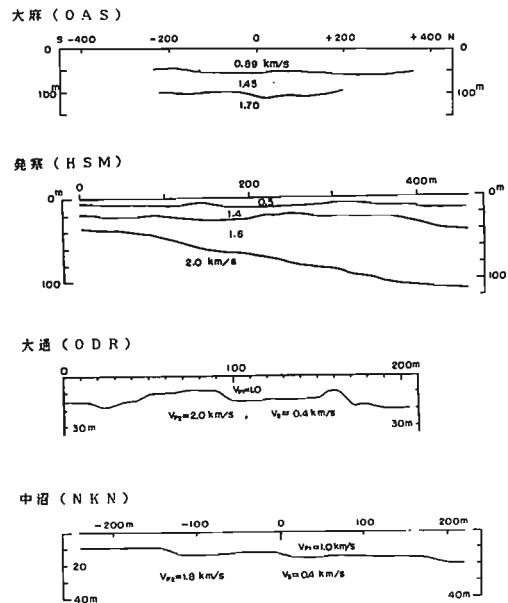


図3. 火薬爆破による弾性波探査の結果  
[田治米・他(1968)による] .

## (2) 深い構造

深さ数100m～数km程度の深い地盤構造は、基礎試錐資料・重力探査・やや長周期微動測定等から調べられている。

石狩平野では石油探査の一環として昭和45年から深度4000m級の試掘孔が掘られている。札幌市周辺では14孔を数える（位置は図1(b)参照）。その結果は資料〔参考文献11～13〕として公表されている。地質対比表を表1に示す。これらの資料をもとに吾妻（1982）は各底面の深度マップを作成している。当該地において広く分布した基盤面の1つと考えられるのが新第三紀鮮新世基底面（望来層上面）である。その深度は数100m程度である。この基盤面までの層厚と周期2～3秒のいわゆるやや長周期の地盤振動との関係がやや長周期微動測定資料から検討されている〔成瀬・他（1986）〕。図4は3測線（A-A'、B-B'、C-C'）について、望来層上面までの層厚とやや長周期微動（周期2～3秒）のスペクトル振幅との関係を示したものである。両者間に明瞭な相関関係が認められると共に、石狩平野が極めて複雑なしうる曲構造をしているのが判る。

図5はさらに深い深度数km程度の東西断面を深層ボーリング資料〔参考文献13〕から示したものである（断面位置（D-D'）は図1(b)参照）。

重力測定に関する資料はHagiwara（1967），Okada et al.（1973）にまとめられている。また1/20万地質図にも当該地の重力測定結果がセンター表示されている。

表1 石狩平野の地質対比表

時代	地層名
第四紀	洪積世
	獅子内層
	材木沢層
	正利冠層
	当別層
新第三紀	望来層
	盤ノ沢層
	厚田層
	発足互層
	奔須部都層
	ウラネナイ層
古第三紀	

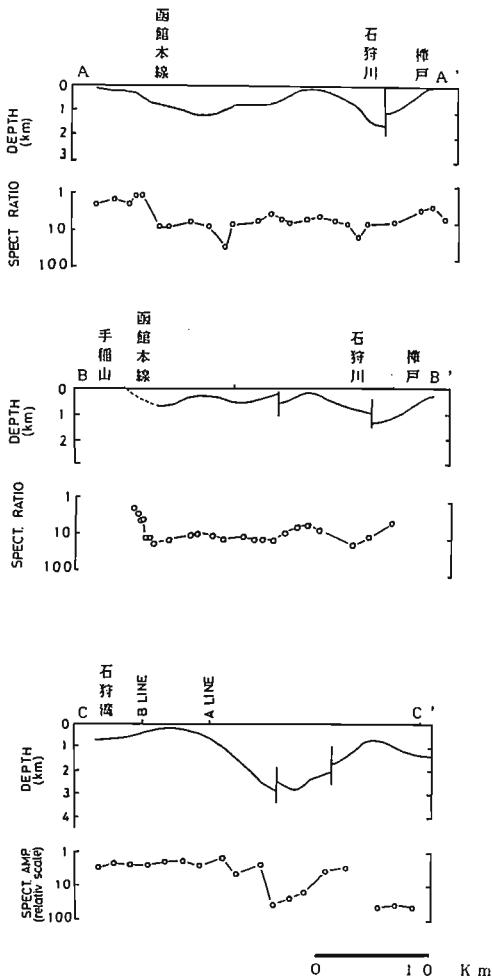


図4. 新第三紀鮮新世基底面までの層厚とやや長周期微動のスペクトル振幅との関係 [成瀬・他(1986)による] .

A-A'測線に沿って各深さ別の構造を図6に示す。1982年浦河沖地震の際アンケートによる詳細震度調査が行われているので(詳しくは震度の項を参照)、その結果も示してある。震度分布は1秒以下の短周期成分に関する震動特性を反映したものと解釈でき、関与する地盤深さは数10m程度であろう。N値資料との一致が際立っている。やや長周期微動の振幅の消長と深さ100m程度の地盤構造との相関については前述のとおりである。一方、重力分布のgeneral trendは深さ10kmを越える新第三紀中新世底面(ウラネナイ層底面)の構造に良く対応している。この図に見られるように、石狩平野はいわゆる平行層構造を形成しておらず、各深さごとに複雑なしうる曲構造をみせている。

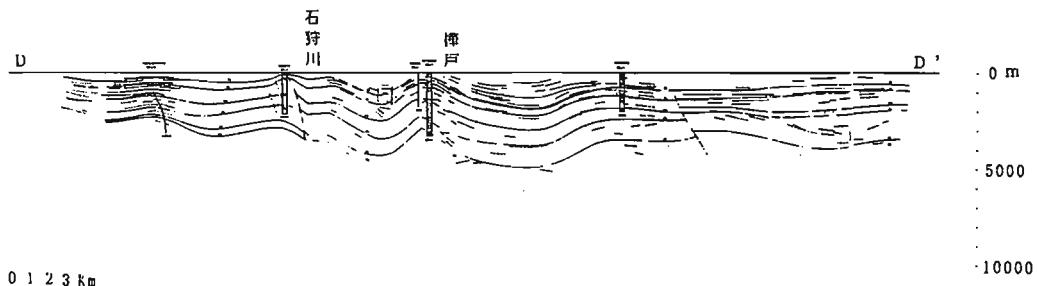


図5. 深層地質断面図 [北海道鉱業振興委員会(1979)<sup>13)</sup>による] .

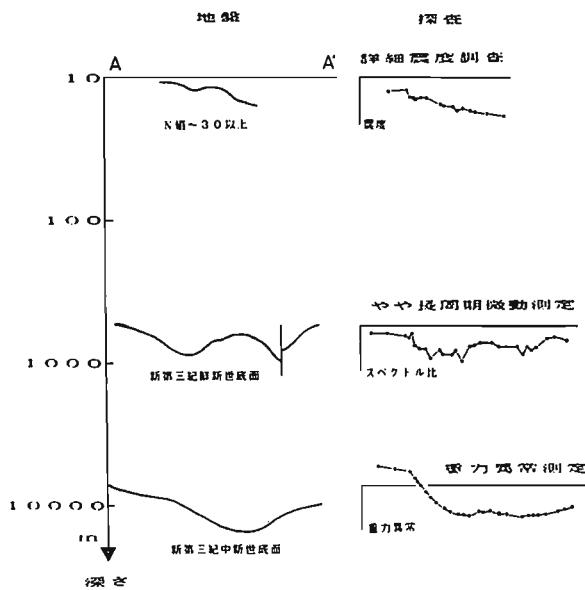


図6. 各深さ別でみた構造 [成瀬・他(1986)の資料による] .

#### 【引用文献】

- 吾妻 譲 (1962) . 石狩低地帯の地下構造, 石油技術協会誌, 27, 345-382  
 Hagiwara, Y. (1967) . Analyses of Gravity Values in Japan, Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo, 45, 1081-1228  
 梁正雄・藤原嘉樹・熊野純男 (1968) . 札幌市周辺の地盤について, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究 第3編 昭和42年度研究報告書、北海道防災会議, 13-18

Okada, H. et al. (1973). Crustal Structure in the Profile Across the Southern Part of Hokkaido, Japan, As Derived From Explosion Seismic Observation, J. Phys. Earth, 21, 328-354

成瀬成慈・正木和明・岡田成幸・鏡味洋史・宮崎雅徳・工藤一嘉・竹内文朗・三波俊夫 (1968). 石狩平野におけるやや長周期微動の多点比較観測、長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究、昭和60年度科学的研究費補助金(総合研究(A))研究成果報告書(代表者 岡田広), 42-61  
酒井良男・笠原成雄 (1969). 札幌市周辺の地震対策からみた地盤構造、北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究、第4編 昭和43年度研究報告書、北海道防災会議, 67-70  
坂尻直巳・五十嵐亨・田治米鏡二 (1969). 札幌市周辺の雜微動の測定、北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究、第4編 昭和43年度研究報告書、北海道防災会議, 47-65  
田治米鏡二・岡田広・本山満雄・鈴木貞臣・前川博 (1968). 弾性波による札幌市およびその周辺の地盤調査、北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究、第3編 昭和42年度研究報告書、北海道防災会議, 19-38  
田治米鏡二・山内史郎・浅野紳一郎・浜谷望・山本明夫 (1975). 札幌市豊平区西岡における弾性波検層、北海道中央地帯の開発に伴う軟弱地盤の災害対策、文部省科学研究費自然災害特別研究成果報告書, 179-187

#### 〔当該地域に関する参考文献および資料集〕

##### ○地質図関係

1. 北海道地下資源調査所 (1956). 札幌, 5万分の1地質図幅説明書
2. 北海道地下資源調査所 (1964). 北海道水理地質図幅説明書, 札幌
3. 北海道地下資源調査所 (1964). 北海道の地質, 60万分の1北海道地質図
4. 地質調査所 (1980). 1:200,000地質図 札幌

##### ○浅い地盤構造に関する文献

5. 北海道防災会議 (1968~1971). 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究, 第3~6編 昭和42~45年度研究報告書
6. 酒井良男編 (1975). 北海道中央地帯の開発に伴う軟弱地盤の災害対策、文部省科学研究費自然災害特別研究成果報告書
7. 自然災害科学総合研究班 (1976). シンポジウム・北海道およびその周辺の地下構造とその地学的意味、北海道大学
8. 国土地理院 (1981). 地盤沈下関連調査資料集(石狩平野), 地盤高図

##### ○浅層ボーリング資料(N値を含む)

9. 北海道立寒地建築研究所 (1970). 札幌市の地盤資料(その1, その2), 同調査研究報告, No. 30, 31

##### ○常時微動に関する資料

10. 北海道立寒地建築研究所 (1964). 札幌市の地盤に関する調査研究(第2報), 同調査研究報告, No. 17

##### ○探層ボーリング資料

11. 北海道鉱業振興委員会 (1968). 北海道の石油・天然ガスの探査と開発
12. 石油及び可燃性天然ガス資源開発審議会 (1969). わが国の石油・天然ガス資源 - 技術報告書 -, 第2編 北海道
13. 北海道鉱業振興委員会 (1979). 北海道の石油・天然ガス資源

##### ○やや長周期微動に関する文献

14. 岡田 広編 (1986). 長周期微動の広帯域アレイ観測とその確率過程としての時空間変動特性の研究、昭和60年度科学的研究費補助金(総合研究(A))研究成果報告書

### § 3. 震度分布

次に、既往の地震の震度分布の特徴から石狩平野の震動特性を探ってみる。まず、北海道全体の震度分布の傾向から石狩平野の特性を見てみる。日本被害地震総覧〔宇佐美(1975)〕に採録されている震度分布を集め図7に示した。何れの地震の場合も札幌から苫小牧にかけての、いわゆる道央低地帯と呼ばれる地域へ震度の高い部分が入り込んでいるのが明瞭であり、常に周辺よりも揺れ易くなっている。図8は1952年十勝沖地震の詳細震度分布であり、詳細な被害踏査を踏まえて作成されている〔札幌管区気象台(1954)〕。震源距離 200km程度離れているが石狩平野全域に亘って震度IVとなっており、周辺より高い震度を示している。1968年十勝沖地震の際には通信調査によってさらに詳細な震度分布が求められている〔北大・理・地球物理(1969)〕。道央の部分の詳細震度分布は図9のように求められており、石狩平野の中央部で震度が高くVとなっている。気象庁発表の札幌の震度はIVであったが、市内の震度はIII<sup>+</sup>からV<sup>-</sup>の地点を含んでいる(図10)。気象台のある旧市街地(扇状地に立地)ではIVとなっているが、北東部の低湿地ではV<sup>-</sup>となっている。この地域では集合煙突の折損等の被害が集中しており被害と高い震度との対応がみられる。1982年浦河沖地震の際にはアンケート方式による高密度震度調査が行われさらに詳細に震度分布が求められている〔後藤・他(1983)・大橋・他(1983)・岡田・他(1983)〕。図11は各市町村毎に求めた震度から等震度線を求めたものであり、等震度線は同心円的ではなく、やはり石狩平野へ延びているのが明瞭に読みとれる。さらに震度の距離に対する減衰を河角の式で仮定し、それからの震度の偏差を図12のように求めている。これからも石狩平野が揺れ易いことが容易に読みとれる。図13は札幌市民1万人を対象としたアンケートにもとづく詳細震度分布であり、震度IIIの弱からVにわたっている。1968年十勝沖地震の場合と非常に良く似た分布となっている。また、被害の分布とも一致している。図14は各地点の震度を地質条件と比べてみたものである、シルト・泥炭で震度が高く、扇状地堆積物・第三紀で低いことが読みとれる。両者の間で震度1の聞きがあり、地盤の震度に及ぼす影響が著しい。

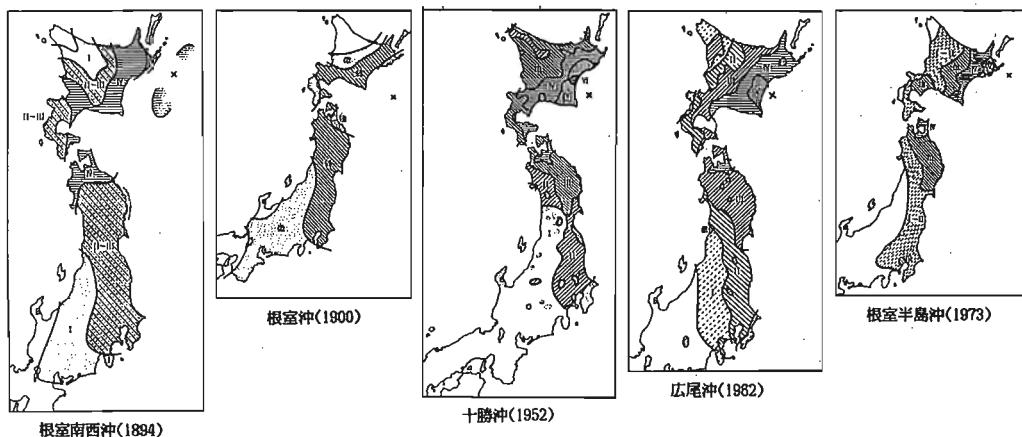


図7. 被害地震の震度分布図の比較〔宇佐美(1975)より〕.

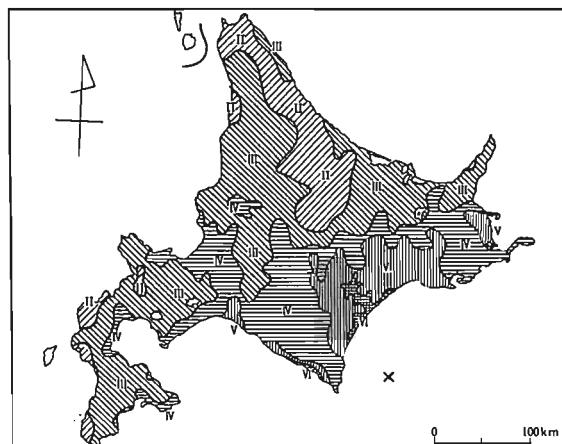


図8. 1952年十勝沖地震の震度分布図〔札幌管区気象台(1954)による〕.

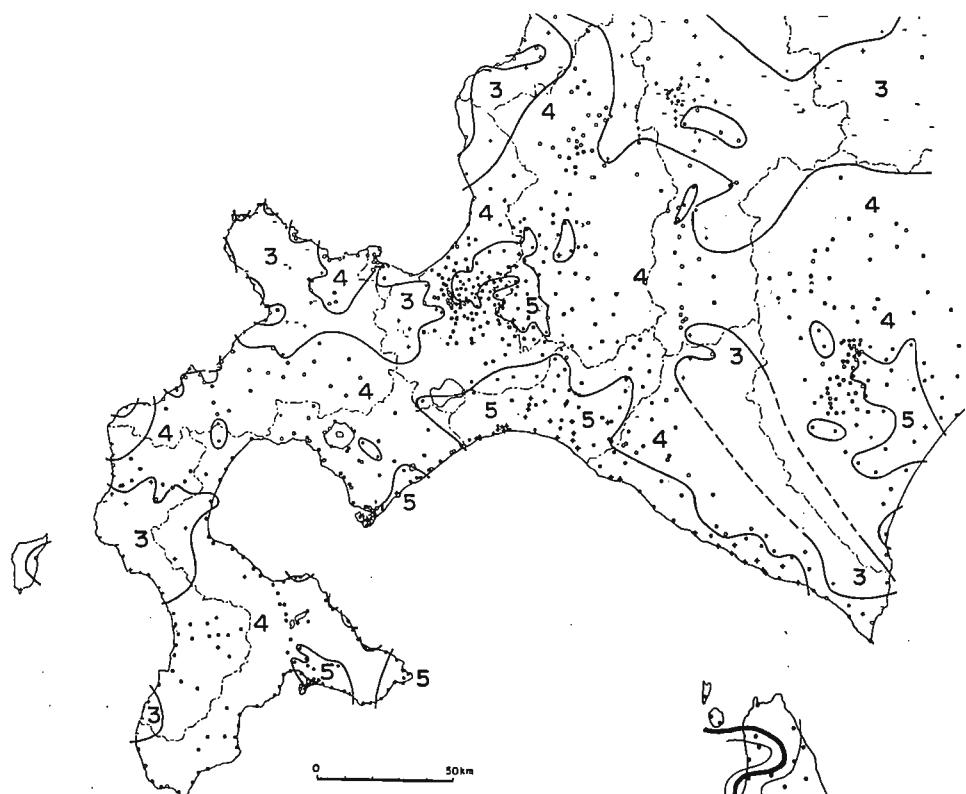


図9. 1988年十勝沖地震の詳細震度分布（北海道中西部）【北大理(1989)による】。

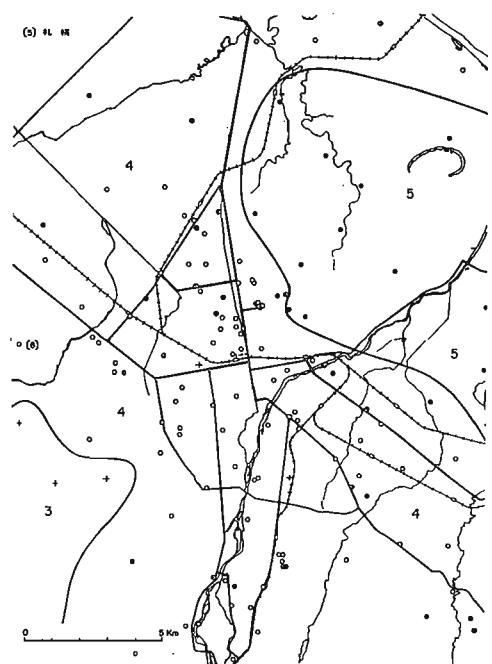


図10. 1988年十勝沖地震の詳細震度分布（札幌市）【北大理(1989)による】。

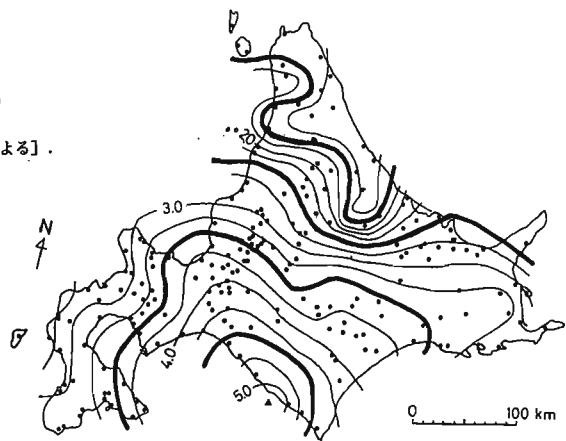


図11. 1982年浦河沖地震の平滑化した震度分布図【後藤他(1983)による】。

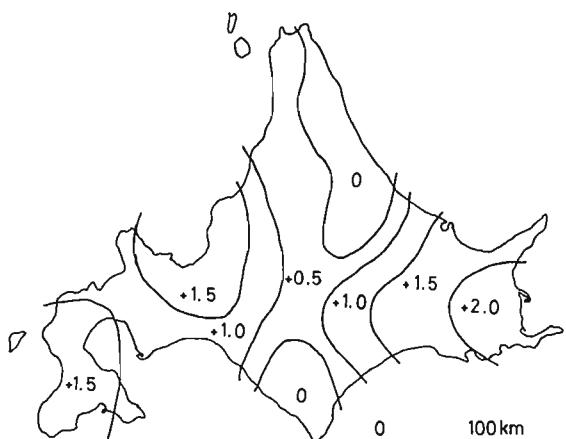


図12. 1982年浦河沖地震の各地の震度の偏差値分布【後藤他(1983)による】。

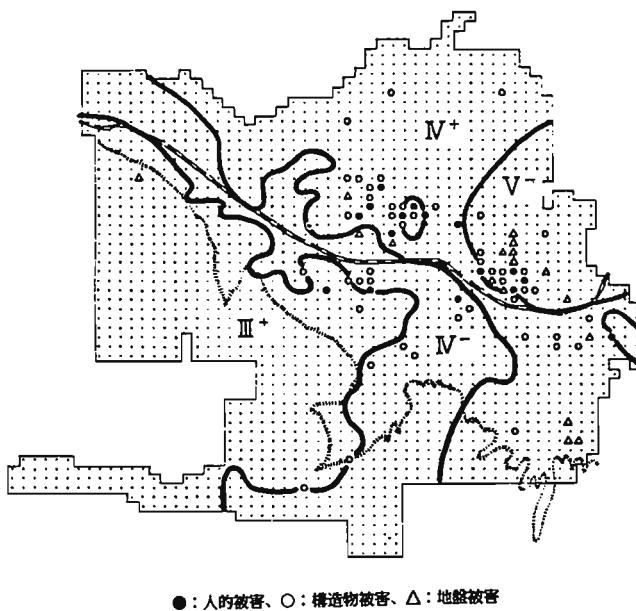


図13. 1982年浦河沖地震の札幌市の震度分布【岡田他(1983)による】。

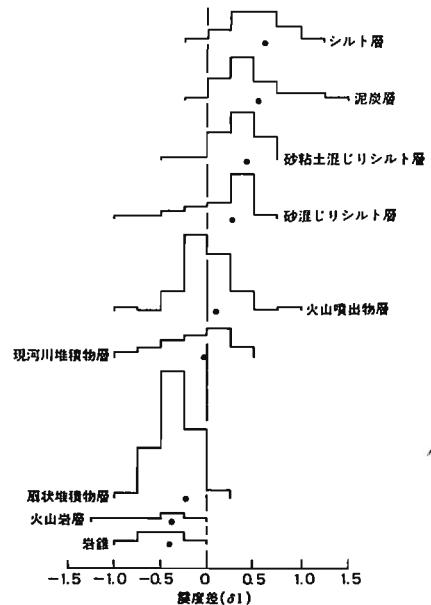


図14. 表層地質と震度差との関係（1982年浦河沖地震）  
【岡田他(1983)による】。

#### 〔震度分布〕に関する文献

- 宇佐美竜夫(1975). 資料日本被害地震総覧、東京大学出版会。  
札幌管区気象台(1954). 踏査報告（北海道の部）、十勝沖地震調査報告、50-103.  
北海道大学理学部地球物理学教室(1968). 北海道内の震度分布の詳細調査、1968年十勝沖地震調査報告、85-102.  
後藤典俊・鏡味洋史・太田 裕(1983). 1982年3月21日の浦河沖地震の高密度震度調査－北海道全域の震度分布－、1982年3月21日浦河沖地震調査報告（文部省科学研究費成果報告書）、135-144.  
大橋ひとみ・藤林一久・太田 裕(1983). 1982年3月21日の浦河沖地震の高密度震度調査－震央域の震度分布と住民の行動－、1982年3月21日浦河沖地震調査報告（文部省科学研究費成果報告書）、145-160.  
岡田成幸・太田 裕(1983). 1982年3月21日の浦河沖地震の高密度震度調査－札幌市の詳細震度分布－、1982年3月21日浦河沖地震調査報告（文部省科学研究費成果報告書）、161-178.

#### § 4. 強震記録

この地域のSMAC型強震計による観測点は1961年に設置以来、年々増強され、現在図15に示す地点で観測が進められている。これらの観測点でこれまで得られた記録は少なくないが、複数の地点での比較が可能な記録の得られている地震となると以外に少ない。以下、代表的な地震について地盤条件との関係を見てみる。

1968年十勝沖地震の強震記録は道開発局土木試験場、北海道大学工学部、新石狩大橋の3ヶ所で図16に示す記録が得られている。水平動の最大加速度のみを比較しても、3者で50-100-180 galと大きな違いがみられる。土木試験場は豊平川の扇状地の先端部の洪積い層上の観測点であり、北大は沖積の地盤上、新石狩は平野の中央部で堆積層が厚く、表層の軟弱な地盤上の観測点である。これを応答スペクトルで比較してみると図17のようになり、試験場の記録を基準にして比較すると、北大では周期0.2-0.5秒が、新石狩では1秒を中心に大きく増幅されていることが読みとれる。

1970年日高山系地震の強震記録は新石狩と北大で得られている。図18に波形を示す。この地震の札幌における震度はⅢであり、市内の被害は無かったが新石狩の強震記録は最大加速度70galに達している。スペクトルは図19に示すようにやはり1秒前後の卓越が顕著である。一方北大の記録は振幅が小さく数値化が困難であり、特に長周期での解析誤差が大きいと考えられるが参考までに同図に示した。両者の関係は1968年十勝沖地震の場合と同じであり、新石狩では1秒を中心に大きく増幅されていることが読みとれる。

1982年浦河沖地震の強震記録は市内中心部の数ヶ所のビルの階で得られているが、最大加速度は20-40gal程度である。北大工学部での記録は70gal程度を示している（但しM型のため短周期の感度が高い）。市街地の外縁部に位置する札幌新道では図20に示すような長周期の卓越した最大加速度200galを超える記録が得られている。この地点一帯は死炭層が広く分布する軟弱な地盤であり、この地震でも被害の集中した地域もある。北大の記録とスペクトルで比較すると図21のようになり、応答量でも10倍程度の違いがみられる。

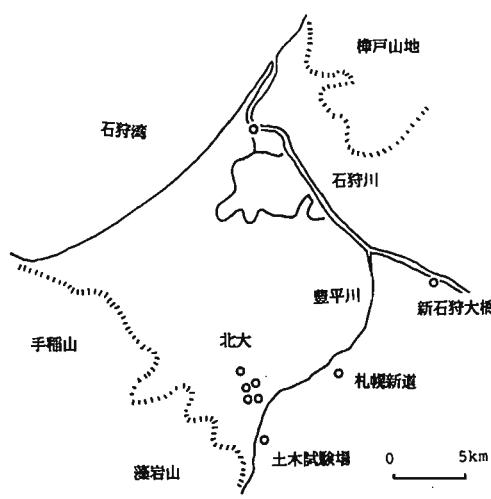


図15. 石狩平野の強震観測点

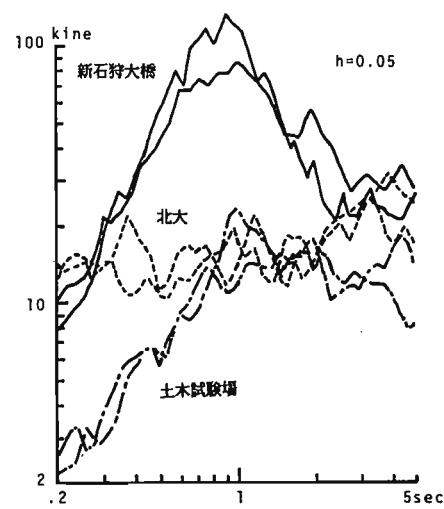


図17. 速度応答スペクトルの比較（1968年十勝沖地震）

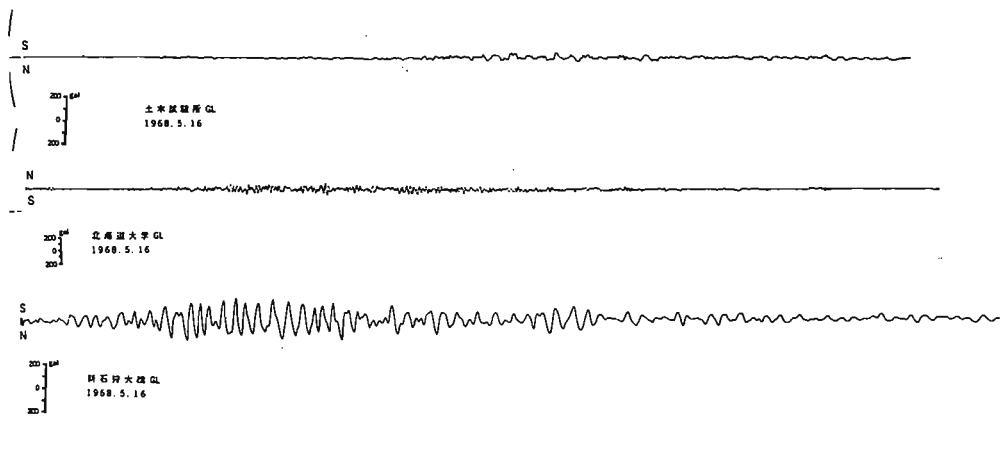


図16. 1968年十勝沖地震の強震記録

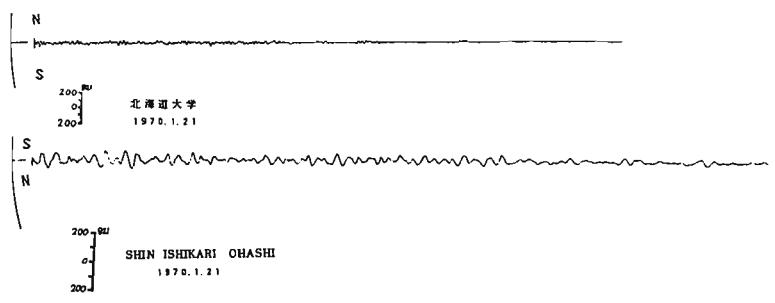


図18. 1970年日高山系地震の強震記録

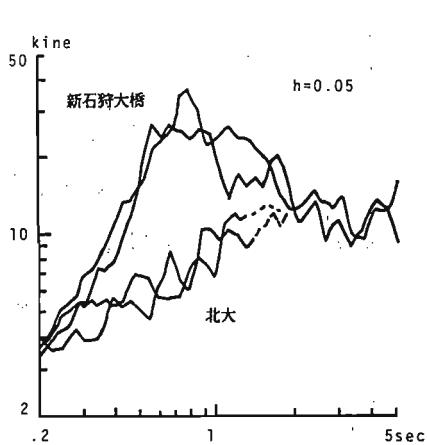


図19. 速度応答スペクトルの比較（1970年日高山脈地震）

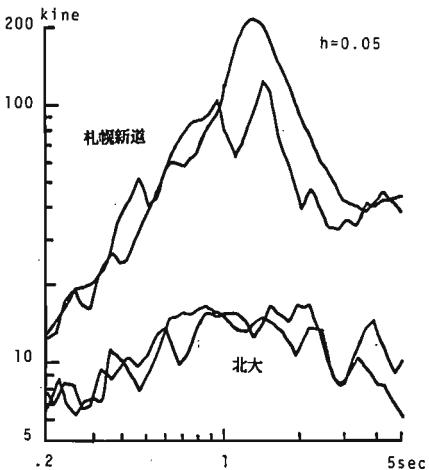


図21. 速度応答スペクトルの比較（1982年浦河沖地震）

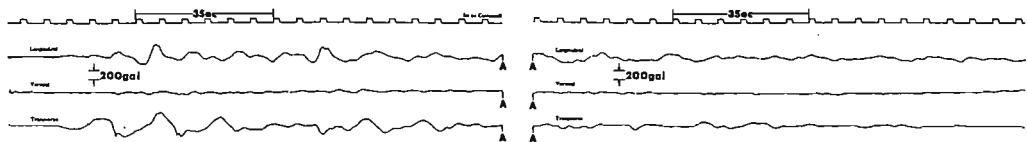


図20. 1982年浦河沖地震の強震記録（札幌新道）

#### 〔強震記録〕に関する文献

- 青木武志・他(1979). 北海道におけるSMAC記録—その整理と解析—, 自然災害資料解析, 6, 34-47.  
酒井研究室(1980). SMAC記録とその解析, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究(北海道防災会議), 4, 75-156.  
酒井研究室(1970). 1969年の北海道におけるSMAC記録, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究(北海道防災会議), 5, 84-100.  
酒井良男・田村敏久(1971). 1968年十勝沖地震と1970年日高山脈地震とのSMAC記録の応答スペクトルに関する研究, 北海道における特異地盤に対する地震緊急対策に関する研究(北海道防災会議), 6, 96-99.  
Strong-Motion Earthquake Observation Council (1984). Strong Motion Earthquake Records in Japan 1982, 27, (The National Research Center for Disaster Prevention Science and Technology Agency).

#### §5.まとめ

以上、石狩平野の震動特性について、地下構造と地震の際の諸現象の両面から資料を集め、概観してみた。地下構造について、まず浅い構造については、他の地域がそうであるように建設に伴うボーリング資料の蓄積はかなりなされている。しかし、深い構造については石油関係の試験を通じて断片的に知られているのみで、とくに防災上重要な市街地が広がっている地域での情報が決定的に不足している。直接的な探索の重要性は言うまでもないが、一方間接的な探索も進めていかなければならない。やや長周期の微動観測を通じての探索は始められたばかりであるが、今後の成果が期待される。一方、既往の地震の際の震度分布、強震記録からは、この平野が相当揺れ易くかつ地盤に關係すると考えられる地域差が大きいことが定性的ながら指摘されている。今後これらの定量的分析が望まれるところである。

## 1985年メキシコ地震における地震動特性に関する解析的検討

正会員○ 源 栄 正 人<sup>\*1</sup> 同 太田 外氣晴<sup>\*2</sup>  
同 篠 田 正 育<sup>\*1</sup> 同 喜多村 英司<sup>\*3</sup>

## § 1 まえがき

メキシコ地震では震央から遠く 400 km も離れたメキシコ市 (MXC) で、やや長周期の地震動として大きな加速度が記録され、大被害が発生した。

本資料は MXC における軟弱地盤の動的性質の検討に基づき、被害の大きかった市内中心部で観測された通信運輸省 (SCT) および、顕著なビート状の後続波がみられた Central de Abastos, Oficina (CDAO) および Central de Abastos, Frigorifico (CDAF) の地震動特性に着目した解析的検討を行った結果を示すものである。

## § 2 地盤と地震動の特性

MXC の地質図に強震観測点を記入して図-1 に示す。SCT の波形は主要動部分が約 60 秒程度で 2 秒強の成分による正弦波状の波形特性をなしている。また、CDAO の波形は記録開始後 60 秒程度以後に 4 秒弱を主成分とする振動が数十秒継続する特徴をもつ。<sup>2)</sup> CDAF の主要動も CDAD に類似であるが、卓越周期は 3 秒弱である。CDA 地区両地点は、1968 年頃まで湿地帯で最近市街化された所であり、南の小火山に接している。

図-1 には MXC で用いられている 3 種の地盤区分の線を併記する。<sup>3)</sup> 相互に若干の差があるが、全体を丘陵地区、湖地区、中間地区の 3 区分としていることは共通で、西から東にかけて順に軟かく、東の旧湖地区は湖成粘土層が主体の厚い軟弱地盤である。

以上を総合して考えると、MXC の軟弱地盤の強震観測点の地盤をモデル化するのに、深さ方向には浅部を重視し、また立体的な波動伝播を考慮する必要があろう。

ここでは MXC における地震動特性は地表数十米の軟弱層と局所的な地形特性に起因しているという立場をとる。<sup>1)</sup> CDA 地区については図-1 の A-A' 断面に関する検討ばかりでなく、南側の小火山があるために、<sup>4)</sup> 地層は北に急傾斜していることが地質図と懸念の資料及び、地盤沈下の等深度曲線からいえる。この影響を調べるために、C-C' 断面に着目した検討を行う。

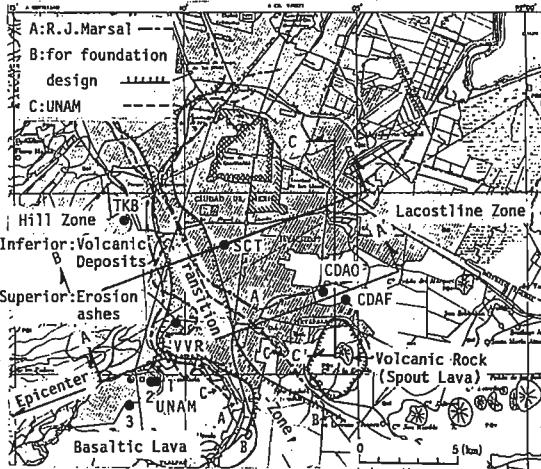


図-1 メキシコ市の地質図と地震波形観測位置

## § 3 メキシコ型軟弱地盤に関する定性的検討

## (1) 解析対象および解析条件

図-2 に 3 ケースの解析モデルを示し、それぞれのモデルに対応する地盤物性に関する諸元を地盤資料に基づいて、表-1 に示すような値に設定した。ただし、CDA 地区周辺の地盤資料は少ないので、一部推定により地盤モデルを作成した。モデル 1 (軟弱層  $V_s = 40 \text{ m/s}$ , 層厚 40 m) およびモデル 2 (軟弱層  $V_s = 70 \text{ m/s}$ , 層厚 30 m) は、それぞれ CDA 地区と SCT の EW 断面に対応する地盤震動特性の定性的検討用のモデルであり、モデル 3 は CDA 地区の NS 断面に対応する地盤震動特性の検討用モデルである。これらの 3 つのモデルは基盤境界を 2 次元 BEM でモデル化し、内部を FEM によりモデル化したいわゆる BEM-FEM ハイブリッドモデル<sup>5)</sup>である。

解析は文献 1) の検討結果を参考に、日本で考える程の非線形性はないと理解して弾性とした。

入力波としては、UNAM の波形を基盤への入射波 (E) の 2 倍 (2E) と仮定して SH 波の入射問題として、対象周期範囲を 1 秒～7 秒とした解析を行ない、波形は報告書より 0.02 秒毎に読みとらせて頂き、EW 断面

を想定したモデル1およびモデル2にはUNAM, モルヘンス, NS成分を、同じくNS断面を想定したモデル3にはUNAM, モルヘンス, EW成分を与え、基盤への入射角は3ケースとも45°を仮定した。

図-3および図-4にはモデル1およびモデル2の中央に近い成層地盤についてLove波の分散曲線を求めて示した。

## (2) 解析結果

### (a) 入射波に対する伝達関数

図-5～図-7には、それぞれモデル1～モデル3に対応する入射波(E)に対する軟弱層主要点の伝達関数を示した。モデル1およびモデル2については、モデル中央に近い成層地盤モデルを用いた一次元波動論による結果を比較して示した。

これらの図より以下のことが分かる。

- (i) 最上層の軟弱層の地盤物性や層厚により地震動特性はかなり異なり、場所による差もかなり顕著で、応答倍率は軟弱層の入射側の端部で大きくなる傾向を示す。
- (ii) 一次元波動論との比較では、モデル1のように最上層のインピーダンス比がかなり小さくなると一次元的な伝達特性に近くなる傾向がある。しかし、モデル2程度の軟弱地盤では基盤からの伝達特性は場所によりかなり異なり、一次元波動論では表現されない地形特性の影響がある。
- (iii) モデル3のような地盤モデルでは傾斜層部分は卓越周期の変化は著しいが、傾斜がなくなると一次元波動論的な伝達特性を示す。

### (b) 最大加速度分布

図-8(a)～(c)は、それぞれモデル1～モデル3における地表面位置の最大加速度分布を示したものである。これらの図より、基盤に同じ加速度の波形が到達しても地表面の最大加速度は場所によって相当異なり、軟弱層の入射側の端部で大きくなる分布形をし、被害状況とも対応する。

また、今回のメキシコ地震ではモデル2の方がモデル1よりも全体的に最大加速度が大きい。したがって、前述の伝達特性より基盤への入射波として仮定したUNAMの観測記録は、卓越周期4秒の地盤を刺激するよりは2秒の地盤を刺激する特性をもっていたことを裏づけている。

### (c) 加速度波形特性

図-9～11には、それぞれモデル1～モデル3における軟弱層主要点の加速度波形を示した。

- (i) これらの図より以下のことがわかる。

モデル1のように最上層のインピーダンス比がかなり小さくなると、モデル2の場合に比べ、全体的な波形特性は一次元波動論による波形の特性に近くなる。

- (ii) モデル3のように地層が比較的急に傾斜している地盤部分では、解析波形全体にわたりビート状の波形特性が現われる。これは傾斜層を伝播する回折波群がわずかな位相差をもつて次々と到着することによる特性と思われ、傾斜がなくなると、軟弱層のインピーダンス比が小さいので一次元的な波形特性となる。

## §4 メキシコ市内で観測された地震動の波形特性との比較

### (1) SCTの波形特性

図-12はSCTのNS方向の観測波形をモデル2におけるA点とB点の解析波形と比較して示したものである。この図より以下のことが考察される。

- (i) 観測波形にみられるビート状の正弦波的波形特性は、軟弱層端部に近いA点の波形特性に比較的対応している。
- (ii) 最大値は、解析波形の方がかなり大きいが、これの主な原因是UNAMの波形を基盤( $V_s=2500\text{m/sec}$ )に入力したことや地盤のもつ非線形性等によると思われる。

### (2) CDAOとCDADの波形特性

図-13はCDAOとCDADのEW方向の観測波形を、南側の小火山からの廻り込み波の影響を検討するための解析モデルに相当するモデル3における解析波形(C点及びCD点)と比較して示したものである。

図-14はCDAOとCDADのNS方向の観測波形を西側面からの入力による表面波の影響を検討するための解析モデルに相当するモデル1における解析波形(D点およびDE点)と比較して示したものである。これらの図より以下のことが考察される。

- i) モデル3(NS断面)の解析波形はビート波の波形特性を示しEW方向の観測波形と調和的であるの

に対し、モデル1（EW断面）の解析波形特性はピート部分が少なくNS方向の観測波形とは異なる。

II) 以上の結果は、CDA地区の観測波形にみられるピート状の波形特性は南からの地震波の廻り込みの影響の可能性を示唆する。

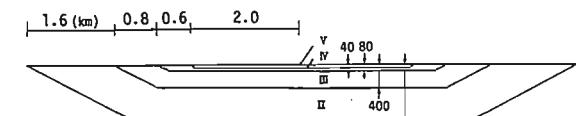
## §5 結び

メキシコ市内の軟弱地盤で観測されたSCT, CDAOおよびCDAFの地震動特性に着目して2次元のBEM-FEMのハイブリットモデルを用いたSH波入射波解析をメキシコ市内の地盤データを基にして実施し、地震動特性の定性的検討を行った。その結果の要点は以下の通りである。

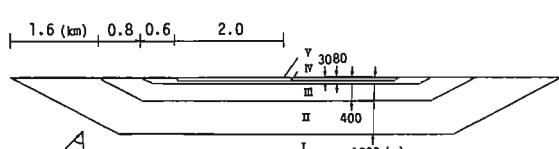
- (I) 大被害が発生したメキシコ市内の旧市街地付近は軟弱層の入射側端部に位置する地形的要因と基盤への入射波の成分が軟弱層の卓越周期に近い成分を多く含んでいた要因が、その地震動特性に大きな影響を与えたと示唆される。
- (II) CDA地区の地震動(CDAOとCDAF)におけるピート状の後続波形特性は、南の小火山に至る傾斜を有する地下構造に基づく回折波群の干渉による可能性が大きいことが示唆される。

なお、本検討では2次元のSH波入射問題(面外問題)

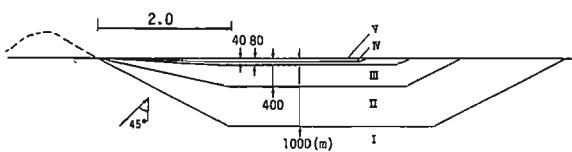
\*1 鹿島建設小堀研究室 \*2 同技術研究所 \*3 同情報システム部



(a) モデル1



(b) モデル2



(c) モデル3

図-2 解析対象モデル

として解析した結果を示したが引き続き、面内問題に関する同様の検討を実施する予定である。

## §6 謝辞

本検討に用いた地震波形の読み取りについては、東北大學和泉教授によりUNAMのPrince教授へ依頼して了解を得て行つたものであり、Prince教授に厚く御礼申し上げます。

また、本検討を進めるのに際し貴重な御意見を賜つた京大名譽教授、小堀錦二博士に感謝するとともに、御協力頂いた鹿島建設情報システム部浦尾謙二氏および鹿島建設小堀研究室各位に感謝致します。

### 〔参考文献〕

- 1) 太田外気晴、高橋克也他、\*1985年メキシコ地震における地震動の特性、その1：最大加速度とメキシコシティ軟弱地盤の弾塑性特性、日本建築学会大会梗概集、昭和61年8月(投稿中)
- 2) J.Prince, et.al.; IPS-10A～D, UNAM, 1985
- 3) Marsal, R.J. (1975) 他2種類の資料
- 4) 濑尾和大、建築学会地盤震動小委員会資料、1986
- 5) K.Muto, M.Motosaka, "3-Dimensional Earthquake Response Analysis of Embedded Reactor Building Using Hybrid Model of Boundary Elements and Finite Elements", Trans-of 8th SMIRT, 1985

Table - 1(a) Geological Condition of Model 1

	I	II	III	IV	V
unit weight ( $t/m^3$ )	2.5	2.0	1.8	1.8	1.2
Vs (m/sec)	2500	1000	500	300	40
poisson ratio	0.35	0.4	0.4	0.45	0.4
damping (%)	1	1	1	3	5

Table - 1(b) Geological Condition of Model 2

	I	II	III	IV	V
unit weight ( $t/m^3$ )	2.5	2.0	1.8	1.8	1.3
Vs (m/sec)	2500	1000	500	300	70
poisson ratio	0.35	0.4	0.4	0.45	0.45
damping (%)	1	1	1	3	5

Table - 1(c) Geological Condition of Model 3

	I	II	III	IV	V
unit weight ( $t/m^3$ )	2.5	2.0	1.8	1.8	1.2
Vs (m/sec)	2500	1000	500	300	40
poisson ratio	0.35	0.4	0.4	0.45	0.45
damping (%)	1	1	1	3	5

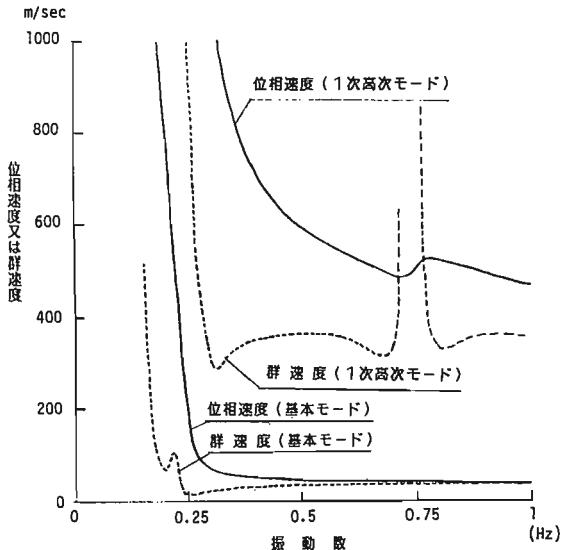


図-3 Love波の分散曲線(モデル1)

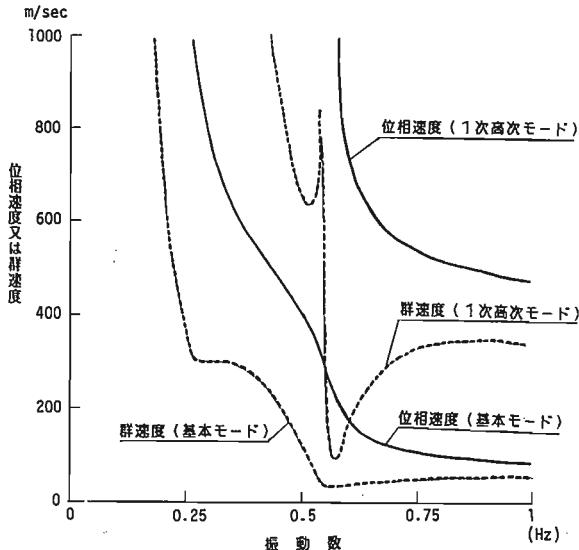


図-4 Love波の分散曲線(モデル2)

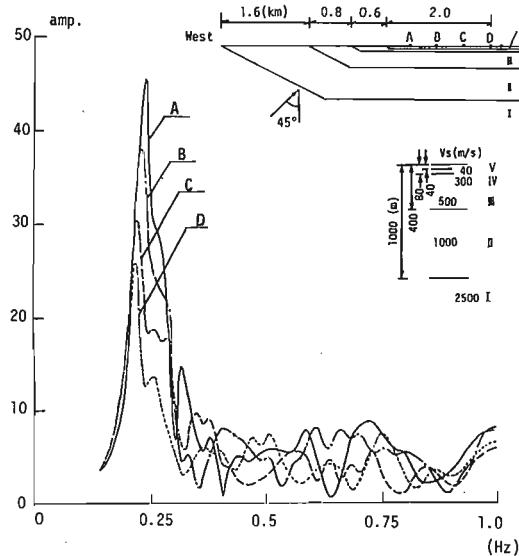


図-5 入射波に対する軟弱層主要点の伝達関数(モデル1)

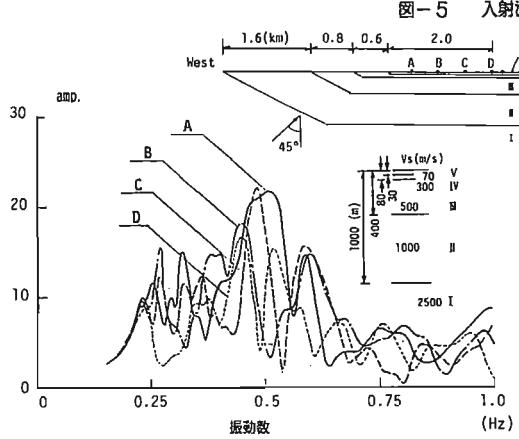
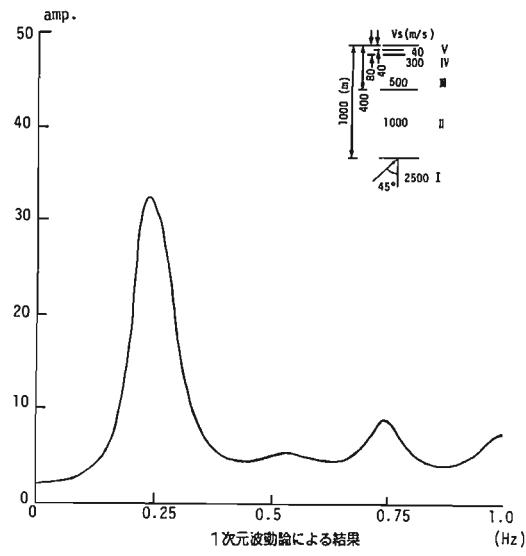


図-6 入射波に対する軟弱層主要点の伝達関数(モデル2)

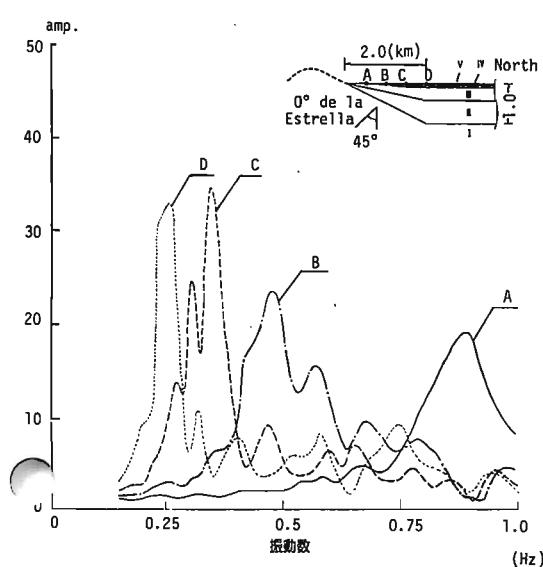


図-7 入射波に対する軟弱層主要点の伝達関数（モデル3）

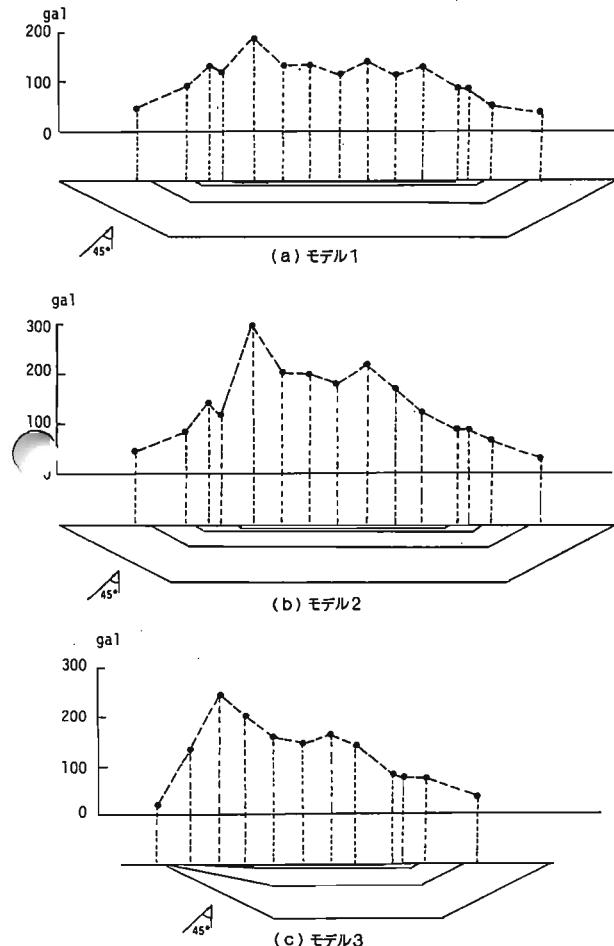


図-8 各解析モデルにおける最大加速度分布

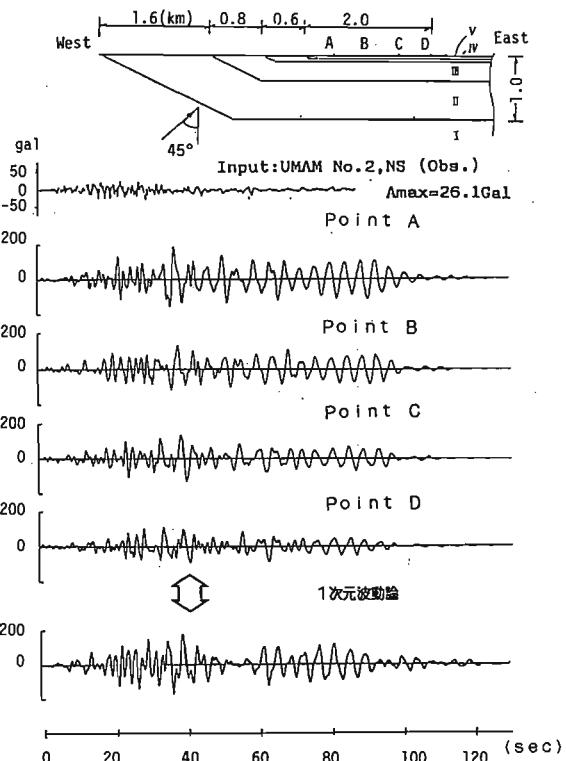


図-9 解析による加速度波形特性（モデル1）

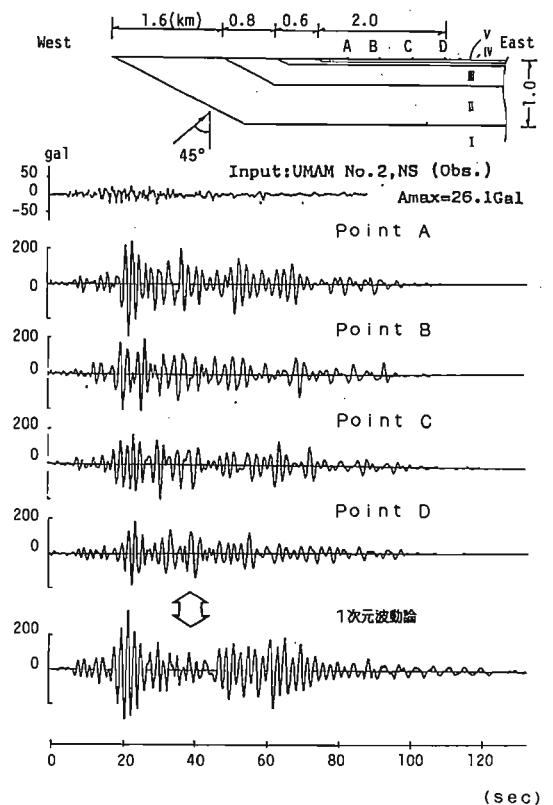


図-10 解析による加速度波形特性（モデル2）

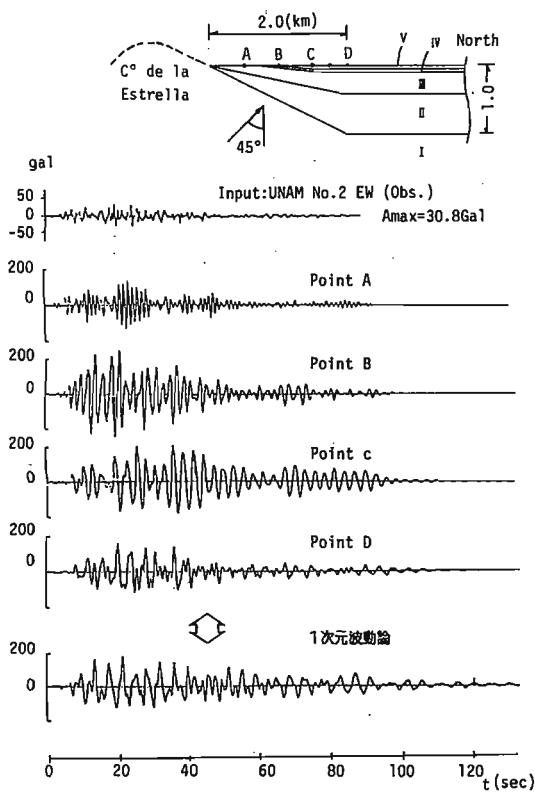


図-11 解析による加速度波形特性（モデル3）

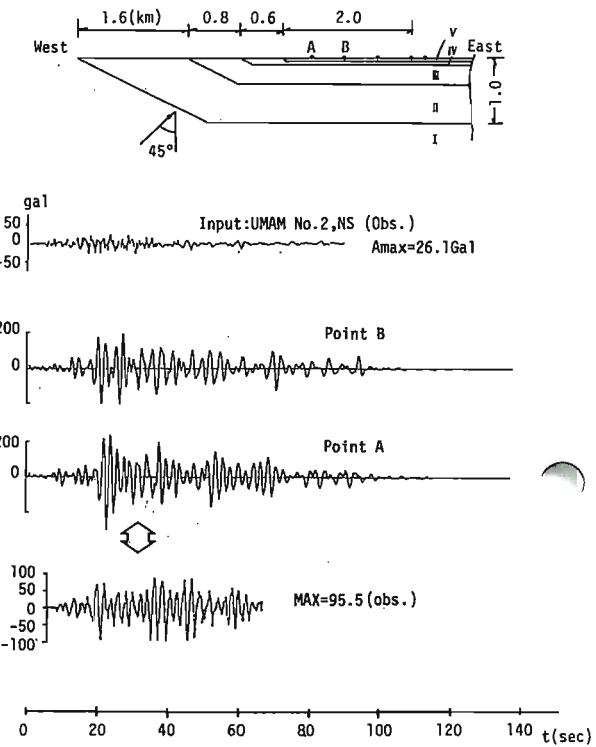


図-12 観測波形と解析波形の比較 (SCT, NS方向成分)

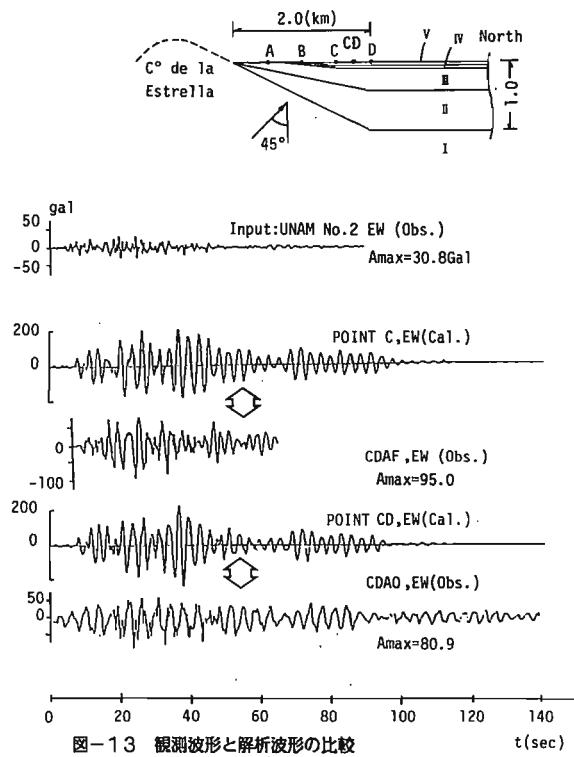


図-13 観測波形と解析波形の比較

(CDAO&CDAF, EW方向成分)

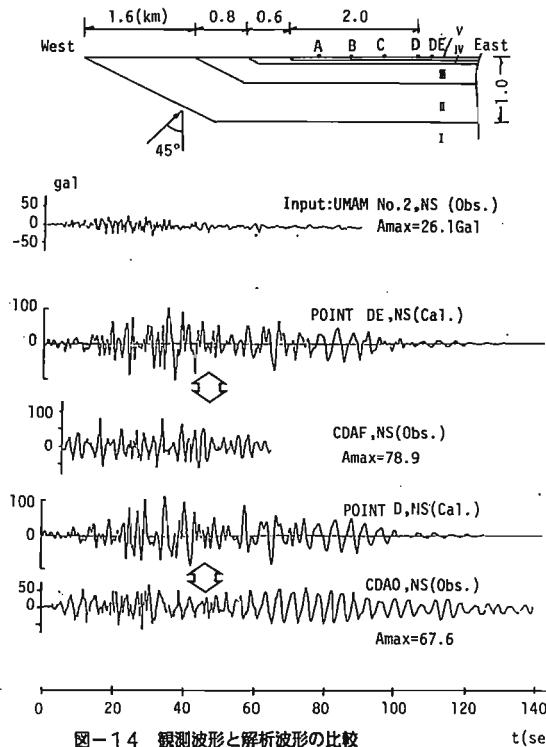


図-14 観測波形と解析波形の比較

(CDAO&CDAF, NS方向成分)

## 手賀沼極軟弱地盤での地震観測

電力中央研究所

澤田義博

石田勝彦

## 1.はじめに

手賀沼地点は、千葉県我孫子市内、国鉄成田線布佐駅の南西約1kmの手賀沼干拓地内にあり、ここでは千葉県による周辺8市町の流域下水道施設が現在も建設中である。昭和54年当時、この地点の地盤がN値0という極めて軟弱な地盤であるため、深層混合処理法による地盤改良が予定されていた。丁度、宮城県沖地震による軟弱地盤での被害が問題となっていたこともあって、地盤改良による基礎を作成して、その耐震効果を清水建設と共同で調べることとなり、在来地盤および改良地盤基礎で地震観測を行ったものである。

以下にその結果のうち、主として在来地盤の地震観測について紹介するが、本観測は上記の目的から地盤の地震動そのものよりは、こうした極軟弱地盤での基礎の挙動に力点がおかれていることを御承知戴きたい。

2.地盤調査・試験<sup>(1)(2)</sup>

本地点の地質は地表から約10mまでは淡水成の沖積粘性土が堆積し、その下深さ約20mまでは海成の沖積粘土、これより以深は洪積砂層が厚く堆積している。標準貫入試験、ベーンセン断試験によると表層の沖積粘性土はN値が0、深さ20m以深の洪積砂層はN値20以上が多いが、部分的に粘土を挟む所では10程度となっている。なお、沖積粘土のベーンセン断強度は0.1~0.3kgf/cm<sup>2</sup>で深度方向に増加する傾向を示す。弾性波速度試験の結果によると、地表より深さ6mまではVs=20m/sec、6~8.5m; Vs=30m/secと極めて低い速度であるが、深さと共に次第に増加し、沖積粘性土と洪積砂の境界付近の深さ20mではVs=300m/secとなる。これより以深では一部速度の小さい所もあるが、概ねVs=300~400m/secの値となっており、深さ50m程度を一応の基盤と見なすと地表付近と基盤の速度比は1:20程度と極めてインピーダンス比の大きい地盤である(図-1参照)。

地盤調査は上記のほかボーリング孔内の動的加圧試験が行われ、原位置での歪剛性率カーブも求められているが、室内ではシンウォールサンプラーで得た不攪乱試料による三軸試験、圧密試験などにより主として沖積粘性土の物理特性が調べられた。初期剛性の拘束圧依存性は他の土質材料と同様な傾向が認められるが、減衰定数は拘束圧によりあまり影響されない結果が得られ、これらのデータを総合して地盤の非線形モデルが求められている(図-2参照)。

なお、セメント攪拌混合処理工法により作成された改良地盤基礎は、半径30m、厚さ2mの円板状のもの(B基礎と呼ぶ)とその中心に10×10mの角柱状の足を深さ21mまで延ばした形状のもの(A基礎と呼ぶ)の二種類であるが、これらの物性についても詳細な調査を行い、基礎は地盤に比してS波速度値で約10倍、強度・変形性

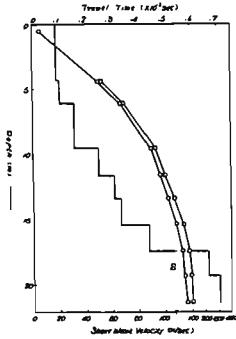
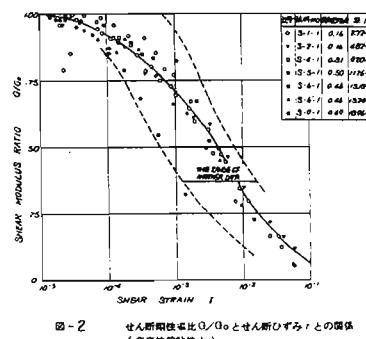
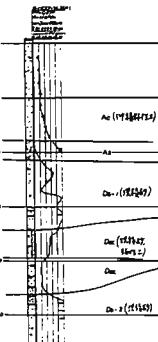
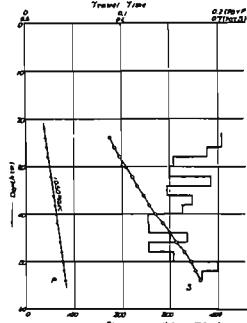


図-1 在来地盤 弾性波試験結果

図-2 せん断剛性比G/G0とせん断ひずみとの関係  
(在来地盤粘性土)

は約100倍増加していることが認められている。

### 3. 地震観測(a)(c)

地震観測は観測点の配置により数回にわけて実施している。このうち、在来地盤とA基礎の比較観測を主目的に実施した第I期観測の測点配置を図-3に示す。観測はこのほか、B基礎を中心とした第II期、B基礎の直径を半分に縮小して面積的な効果を調べた第III期がある。図-4は第I期における観測地震の震央分布で、この時期(1979.11~12)はMが3.5~6.7の13ヶの地震記録が得られた。観測波形の例を図-6に示す。図はMが6.7の八丈沖の地震で比較的の周期が長い波形の場合であるが、図中のC1R~C4R(Rは水平成分の一つ)を見ると、表層の冲積粘土中のC2、C1で特に著しい増幅を示すことがわかる。また、基礎上のA1、B1は地表のC1に比べ振幅がかなり小さく、こうした基礎が地震動に対してかなり有効な制震効果を有していることが明らかである。

図-6は、各地震波の水平成分の最大振幅の増幅率分布を示すものであるが、C測点では基盤に対して地表では3~10倍の増幅がある。地震番号3、12の増幅が特に大きいが、これは両者とも冲積粘土層の卓越周波数(約0.6秒)に近い比較的長周期の波が含まれているためと考えられる。在来地盤に比べ、深さ21mまで改良したA基礎では波はほとんど増幅せず、また、深さ2mまでの改良にすぎないB基礎でも地表での増幅を大幅に抑える顕著な効果のあることがわかる(但し、B基礎の深さ12m以深の増幅率はC測点の値をそのまま用いてある)。

上記の結果は水平成分についてであるが、上下動成分の場合は、在来地盤、両基礎とともに基盤に対して2~5倍程度の値を示しており、基礎の制震効果は上下動に対しては水平動ほど有効とはならないことが明らかとなっている。

次に波形のスペクトルから各測点間の伝達関数を求めた。このうち、基礎と地表間および、地表とA、B両基礎間を図-7に示す。図から明らかのように、在来地盤の場合、卓越周波数は低次より0.625Hz、1.5Hz、2.4Hz付近であり通常の軟質地盤に比べ低周波数が卓越する。A、B基礎のうち、前者は地表に対して広い周波数域にわたって振幅比が低下しているのに対し、後者の場合は低周波から周波数と共に急激に振幅が低下し、いわゆるローパスフィルタ的特性を示すのが特徴的である。

なお、第II期観測、第III期観測のB基礎およびその周辺で行った観測データでも上記と大差のない結果が得られて

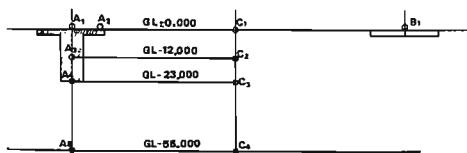


図3 第I期観測における観測点配置

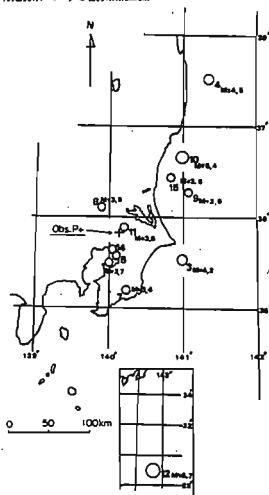


図4 震央分布(第I期観測)

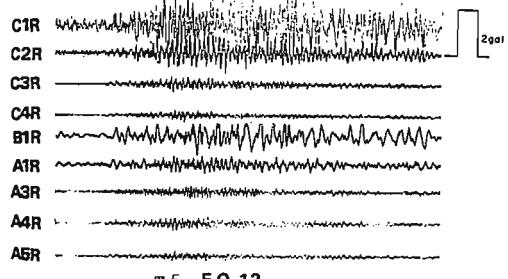


図5 EQ 12

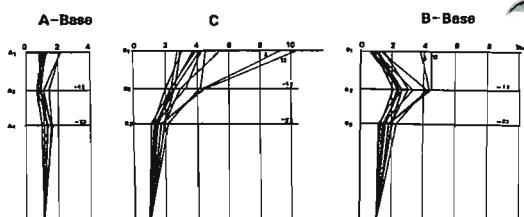


図6 水平成分の最大振幅増幅率分布(第I期観測)

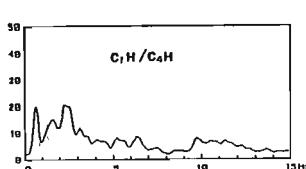
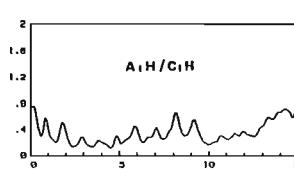


図7(1) 基盤に対する各地点の平均フーリエスペクトル比(水平成分)



(2) 在来、改良地盤表面間ににおける平均フーリエスペクトル比

いるが、このうちB基礎の直徑を変える前と変えた後の基礎上とその直下の伝達関数は図-8に、地表と基礎上のそれを図-9に示す。前者では全く同じ伝達関数が、また後者では詳細に見るとやや異ったように見えるが、その原因は規準とした地表測点直下の地盤構造の若干の相違によることがわかつており、結論としてB基礎の制震特性は幾何学的な広がりにあまり影響されないことが判明している。

#### 4. 観測データを用いた地盤の同定<sup>(5)</sup>

次に、地震観測データを用いて地盤の最適化を行った結果について述べる。用いた同定手法は最急降下法のうちで最適勾配法と呼ばれる方法と視察による判断とを併用して計算を実行した。図-4に示す13ヶの地震記録のうちNo.12を除く12ヶの地震のC1~C4の水平成分を対象とし、地盤は水平多層構造、重複反射が成立すると仮定した。計算の前に各記録のランニングフーリエスペクトル、地中と地表の位相差を求め、これらの特性が大きく異なることを確認している。なお、入射角も表層の増幅特性に影響するが、今回の観測記録はすべて10°以内に収っている(市川、望月の走時表による)のでSH波の垂直入射を仮定しても問題はないであろう。地盤構造の同定はVsとQ値(周波数によらず一定を仮定)について行うものとし、ターゲットのスペクトル比は全データの平均値を用いたが、個々の地震によるバラツキも検討した。

結果を図-10(スペクトル比)、表-1(初期値と収束値)、2(バラツキ)に示す。Vsの初期値は弾性波測定結果を用いたが、収束値は一部を除いて大きくは変わらない。Q値(初期値は仮定)の収束値はほぼ10~30位の間の値となり、Vsとの相関はほとんど認められないことがわかる。Vs、Q値のバラツキを見ると、特に表層の粘性土層のVsに関しては数%以内であり、信頼性の高いVs値が得られているほか、他の層のVs、Q値も概ね10数%以内と比較的安定した同定結果を示している。図-11は上記の同定によるS波速度分布と室内の動的三軸試験より求められたS波速度(図中●印)を比較したものである。深度の浅い不搅乱試料から得られた試験データは同定の結果と同等であるが、深度が深くなりやや固い試料によった結果は同定によるS波速度値よりもやや小さな値を示す。この傾向は他の地点でも確かめられているが、硬い地層からの試料採取や供試体作成時の乱れなどが影響しているものと思われる。

なお、Q値に関してはこれまで各種の検討が成されてきたが、上述のごとく今回

表1 S波速度、Q値の同定結果

TEGANUMA						
LAYER	H (m)	Vs (m/s)	R	C	Sa	Q
1	6.5	1.40	21.5	19.1	20.3	10.1
2	3.0	1.40	20.0	21.2	21.5	19.4
3	2.2	1.40	20.0	37.1	36.8	20
4	3.0	1.40	64.0	71.1	65.0	20
5	2.0	1.40	53.0	103.4	97.2	20
6	6.0	1.65	200.0	277.7	264.3	20
7	17.0	1.80	350.0	305.2	317.2	30
8	7.0	1.80	306.0	291.9	321.0	30
9	—	1.85	400.0	400.0	400.0	30

表2 S波速度、Q値のゆらぎの検討

TEGANUMA (L)						
LAYER	H (m)	Vs (m/s)	mean	S.D.	mean	S.D.
1	6.5	20.2	22.9	39.4	113.4	
2	3.0	30.2	24.2	19.8	27.5	
3	2.5	36.8	22.6	28.1	24.7	
4	3.0	65.0	24.5	24.6	24.4	
5	2.0	97.2	33.9	24.4	33.8	
6	6.0	264.3	211.7	26.7	27.3	
7	17.0	317.2	210.7	9.2	28.6	
8	7.0	321.0	27.6	34.2	34.2	

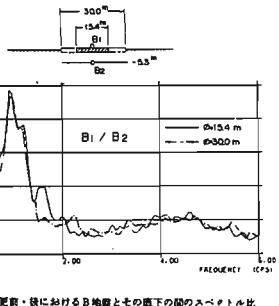


図8 直径変更前・後におけるB地盤とその直下の隣のスペクトル比

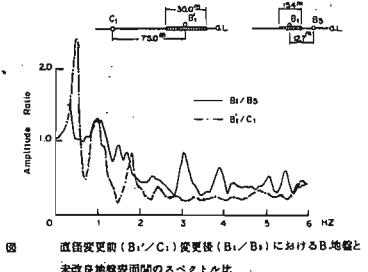


図9 直径変更前(B1/C1)変更後(B1/B3)におけるB地盤と未改良地盤表面間のスペクトル比

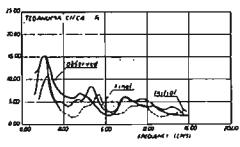


図10 増幅特性の実験結果と同定結果の比較

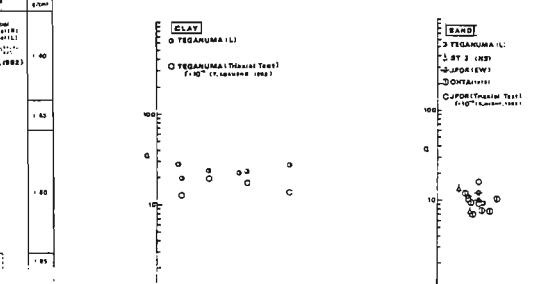


図11 各種の方法(P-S検査、同定結果、動的三軸試験)によって得られたS波速度の比較

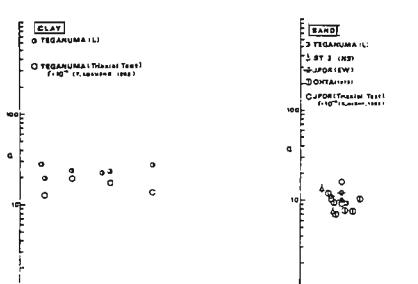


図12 土質別にみたQ値とS波速度との関係

のデータでも  $V_s$  値との相関は明確ではない。そこで土質別にこれを分類してみると、図-12に示すとく、粘性土では広い S 波速度にわたって Q 値はほぼ一定 ( $Q = 20$ )、砂質土では  $Q = 8 \sim 20$  (平均 10) 程度を示す (図には他地点および三軸試験による値 ( $10^{-4}$  時) も併記)。これらの値は地震観測結果に対しては妥当と思われるが、砂礫地盤の Q 値を含めて今後さらに多くのデータにより検討することが必要であろう。

## 5. 大加速度入力時の応答および地中震度特性

地盤および A, B 基礎の地震観測結果について、重複反射、

2・3 次元 FEM および軸対称 FEM 解析による種々のシミュレーション解析が行われた。その結果によるといずれの解析によっても観測結果を十分に説明でき、特に基礎の制震特性は簡単な重複反射でその基本特性を予測できることが判明している。このうち、地盤の大加速度入力時の検討結果 (軸対称非線形 FEM 解析による) の一例を示すと、図-13 のようである。図は基盤への入力地震動 ( $\text{No.12}$  の地震) の最大値を  $10\text{gal} \sim 100\text{gal}$  と変化させた時の地盤の剛性率の変化を調べたもので、これによると地表～深さ 10m の間の非線形性は著しく、入力地震動  $40 \sim 60\text{gal}$  で地盤剛性がおよそ  $1/3$  に減少し、入力が  $80\text{gal} \sim 100\text{gal}$  にかけて急速に非線形化が進行して  $100\text{gal}$  で剛性率はほぼゼロ、表層付近は破壊状態となる。一方、改良地盤基礎 (A 基礎) では入力が増加しても周囲の地盤より応答が小さく、地盤が相当非線形化しても制震効果が期待できる結果が得られている。

最後に、こうした地盤の地中震度特性の検討結果について以下にふれておきたい。構造物の設計に用いられている震度法を地中に適用する時は、地中で作用させる震度の形状を適切に与える必要がある。これを地震動特性から求めるため、各地の地中地震観測データの解析、人工地震波による応答計算を行う。一例として、地中震度を各層の最大加速度から定義する場合は図-14 のように定式化する。地表の震度で正規化した時の地中での低減率  $\alpha_1$ 、その深さ  $H_1$  は軟質地盤の場合は図-15、16 に示すとく、 $\alpha_1$  は平均 0.3 程度、 $H_1$  は入射波の卓越周期 ( $T$ ) が表層の卓越周期 ( $T_0$ ) より小さい時はほぼ表層の厚さ ( $H_0$ )、これより長周期では入射波の  $1/4$  波長の深さに比例する傾向がある。こうした検討は軟質地盤のみならず、軟質岩盤、硬質岩盤についても行われているが、このうち地中での低減率  $\alpha_1$  について各種の地盤で得られた結果を示すと図-17 のようである。図中、横軸は地盤を二層構造と見なした時の基盤と表層の S 波速度比であるが、軟質地盤では人工地震波による大加速度入力では表層の非線形性のため  $\alpha_1$  がそれほど低下せず、0.5 程度の値となる。ともあれ、各種地盤全体の  $\alpha_1$  は図中の曲線によって安全側に定式化できるといえよう。

## 参考文献

- (1), (2) 吉田保夫, 他, 1981, セメント系改良地盤の耐震効果に関する研究, 電研報告; 380050, 380051
- (3), (4) 鶴田義博, 他, 1980, 1982, 同題, 電研報告; 380022, 381032
- (5) 石田勝彦, 1985, 地震観測にもとづく軟質地盤の地下構造の推定と基準化応答スペクトル特性, 電研報告; 385005
- (6) 岩橋敏廣, 1985, 地中構造物の耐震性に関する研究, 都立大博士論文

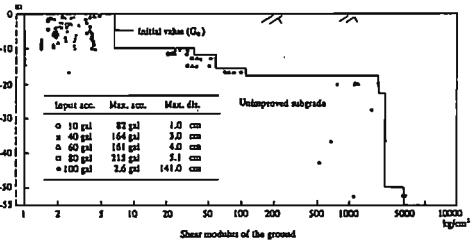


図-13 在来地盤のせん断剛性の入力加速度の増加に伴う変化

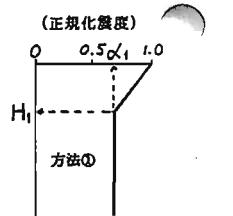
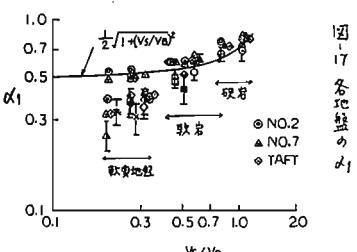
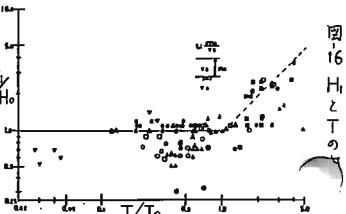
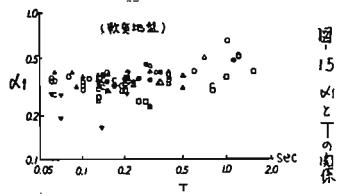


図-14 地中震度の分布形状モデル



## 6. 麻機地区極軟弱地盤での地震観測

建設省 建研 北川 良和

### 1. まえがき

一般に地震動の特性はその地震自体の発生する機構やその伝播経路および地表層付近での地形・地盤等の局地的条件に強く影響される。更に地震動の特性の差異はそれを受けて生じる建物の被害にも種々の様相をもたらす。一方人口急増都市圏では河川流域の都市化とこれに伴う洪水被害が問題となっており、遊水地の遊水機能を確保した上での都市空間の有効利用の必要性がさけられている。地震観測の対象とした静岡県麻機地区は地震予知会議から強震観測強化地域に、また国土庁から地震防災対策強化地域に指定され、更には糸魚川・静岡構造線東縁断層の近くに位置している。これらの背景のもと、本観測体制は遊水地の地震時挙動解明と人口大震構法による遊水地多目的利用に必要な基礎資料の収集のため実施された<sup>1)</sup>。

2. 地盤概要—麻機地区は巴川の水源地から中流域に位置しており、静岡県下でも有数の軟弱地盤である。地区内には糸魚川・静岡構造線の東縁を形成する東縁断層が直下基盤岩（新第3紀層）中に存在している。麻機地区的地形図を図1に示す。図中示された地点Aで行なわれた地盤調査結果を図2に示す。図からわかるように表層部には軟弱な腐食土（ピート）層が堆積している。この表層部は差程厚くなくその深度は5m前後である。その下部に位置する洪積層は粘性土を主体とした礫層との互層で、その深度は30m前後となっている。更に下部にある基盤岩層は周辺の山岳地と同様に、東縁断層の東側で新第3紀中新世の静岡層群、西側ではアルカリ岩となっている。Haske 11法によって得られた地点Aでの基盤岩以浅の地盤特性を図3に示す。このとき入射波の位置は地表面下56mの地点で定常ホワイトノイズを採用した。図中、地表面下30m, 56mでの增幅特性( $U_{30}/U_{1N}$ ,  $U_{56}/U_{1N}$ )を併せて示す。図からわかるように、地表面での地盤の卓越周期は、0.8秒, 0.5秒, 0.2秒となっている。

3. 地震観測体制—基盤岩層に入力した地震動が表層部の軟弱地盤をどのように伝播していくかを検討するため図1に示された地点A, Bで同時地震動観測を

行った。地震計の配置図を図4に示す。図からわかるように、地震計の位置は基盤岩層中に2ヶ所（①A点：GL-56m, ④B点：GL-0m），基盤岩層と表層との間に1ヶ所（②A点：GL-30m），地表部に1ヶ所（③A点：GL-28m）である。観測点①, ②, ④では水平2方向の2成分、観測点④では水平2方向、上下1方向の3成分の加速度波形を電磁オシログラフで記録した。なお、測定周波数範囲は0.3Hz～5.0Hz、地震動波形の読み取り間隔は0.01秒である。

### 4. 地震観測結果

地震観測でこれまでに得られた地震観測記録は5個である。このうち解析の対象として以下の2種類の地震動を採用した。

- 1) 短周期成分を比較的多く含む近距離地震として中部地震
- 2) 長周期成分を比較的多く含む遠距離地震として伊豆大島近海地震である。これら2つの地震の緒旨を図5に示す。観測点Aでの地表部と地表面下56mに位置する基盤岩層で観測された2種類の地震動波形を図6に、これらのフーリエスペクトルを図7に、各観測点での最大加速度値を表1に示す。これらの図からわかるように、基盤岩層での地震動特性として、中部地震では1～9Hz付近で一様に周波数成分を含んでいる。一方、伊豆大島近海地震では1～3Hz付近の周波数成分が卓越し、高周波成分は差程多く含んでいない。地表部では両地震ともに高周波数成分をほとんど含んでおらず、1～2Hz付近で顕著なピークを有している。表1からわかるように、観測点③と観測点①との比、すなわち地表面下56m以浅の地盤の最大加速度応答倍率はX方向で2.1～4.7倍、Y方向で3.3～4.7倍に、観測点③と観測点④との比、すなわち軟弱地盤上と露頭岩盤との比はX方向で1.1～3.2倍、Y方向で1.4～2.9倍となっており地震動の種類によって最大加速度応答倍率は2～3倍程度のバラツキが生じている。このことから地震動特性と地盤特性との相関関係の重要性が指摘される。
5. 解析結果—水平成層地盤にSH波が垂直に入射す

ると仮定したときの地盤の地震応答解析を以下に示す。3種類のモデルを用いて行った。このとき、地盤の物性値は上質柱状図、P-S検層結果によったが、解析結果と観測記録から得られた地盤の卓越周期との間に差違が生じたため、地盤の物性値を一部修正した。

Aモデル：地盤を質点系で代表し、Ramborg-Osgood型履歴モデルによって弾塑性解析を行う。このとき内部減衰として剛性比例型を用い、解析に際しては剛性マトリックスに乘ずる係数を0.01とした。

Bモデル：地盤の伝達関数を1次元波動論で求め、歪レベルに対応した剛性・減衰定数を用いて応答計算を行いうわゆる等価線形化法によって非線形性を考慮する。このとき内部減衰として履歴型減衰を用い、解析に際しては減衰定数を3.3%とした。

Cモデル：Bモデルと同じく地盤の伝達関数を1次元波動論で求め、上述した等価線形化法によって非線形性を考慮する。このとき内部減衰はVoigt型を用い、解析に際しては粘性関数を0.01とした。

得られた解析結果のうち伊豆大島近海地震に対する地表部での観測された地震動波形と3種類のモデルによる応答波形を図8に、地表部と基盤でのスペクトルから得られたスペクトル比（以下増幅率と称する）を図9に示す。これらの図からわかるように、振動数に対して一定の内部減衰を有するBモデルによる応答結果は、 $\omega$ 比例型の内部減衰を有するA、Cモデルによる応答結果と比較して、高周波数成分を多く含んでおり、その様相は観測結果と異なる。このことから、麻機地区の地盤に対する解析モデルとしてはA、Cモデルが適切であると考えられる。

## 6. わわりに

軟弱地盤、露頭岩盤を対象とした地震観測結果を基に、地震動特性、地盤特性を検討した。得られた結果を要約すると以下の通りである。

1) 地震動の種類によって地盤の最大加速度応答倍率は2倍程度のバラツキを生じる。特に長周期成分を比較的多く含む遠距離地震（伊豆大島近海地震）での最大加速度応答倍率は5倍程度と大きい。これは地震動の周期成分によって軟弱地盤といえども増幅度が異なり両者の相關関係は重要である。

2) 軟弱地盤の内部減衰は観測結果と応答解析結果と

の比較から高次増大型であり、その値は小さい。

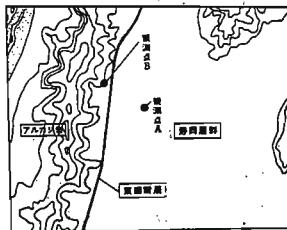


図1 観測地点の地形図

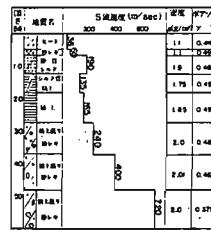


図2 柱状図 (A地点)

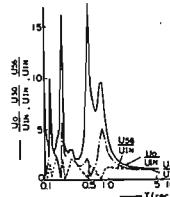


図3 地盤特性 (A地点)

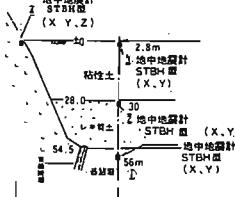


図4 地震計配置図



図5 観測地点と観測地震

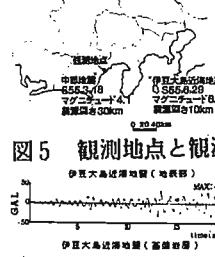


図6 観測地震動波形

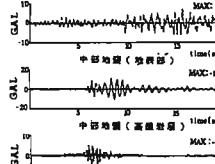


図7 観測地震動のスペクトル

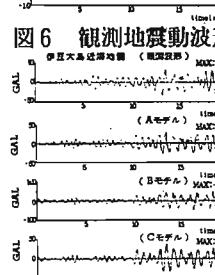


図8 解析による波形

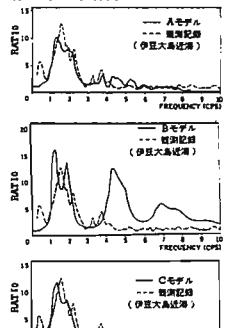


図9 解析モデルの増幅率

表1 各観測点での最大加速度一覧

No.	地盤名	①(GL-56.0)			②(GL-30)			③(GL-2.8)			④(露頭岩盤)		
		X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
1	中郷地盤	5.6	8.6	12.5	9.9	11.6	22.0	10.5	15.6	5.4			
2	伊豆大島近海	7.6	6.7	12.5	12.4	35.6	31.8	11.2	11.0	5.9			

謝辞—本稿の1部は文献2より抜粋したものである。建設省建研 国本伸氏、間超技研 新田亮二氏始め関係各位に謝意を表す次第である。

参考文献

- 1) 国本、北川、潮尾；人口大地構法による遊水地の多目的利用、建築研究報告、1984
- 2) 北川、新田；静岡県麻機地区における地震動特性（その1、その2）、建築学会大会、1983

## メキシコ市内の震度分布 (東京区部と比較して)

望月 利男<sup>1)</sup> 横木 紀男<sup>2)</sup>荏本 幸久<sup>3)</sup> ルシア カーサペルデ<sup>4)</sup>

1.はじめに 1985年9月19日の地震時のメキシコ市の震度分布と同年10月4日の東京区部の震度分布を、アンケート調査によって推定した。2つの調査は地震災害の程度はもちろん、規模も著しい差があり、又調査目的も必ずしも同じではなかったものの、共に巨大都市で、かつ、かなり広域に軟弱地盤からなる地域を有する都市であることから、両方の調査結果より、震度から見た震動特性の相違を示すことは両都市の地盤震動を考察するうえで有効な資料となるものと思われる。

### 2. 調査の概要

(1) 調査票 太田裕教授を中心とする北大グループのアンケート用紙を用いた。但し、東京区部については、原用紙を用いたものの、メキシコについては調査期間が短くかつ直接面接方式とせざるを得ないこと、さらには日本とメキシコの諸事情の違いなどを考慮して、項目数を減らすとともに、一部修正して用いた。

(2) メキシコにおける調査 1985年11月5～10日に、主として2～3人のグループによる戸別訪問方式によるききとりによったが、時間的制約で一部のデータは音楽院の児童の父兄に回答して貰う集団委託方式によった。データの総数は253で、そのうち有効データは234票であった。

調査地域と対象者を、原則として以下の方針にもとづいて11の地域を設定し、1地域20以上のデータ採取を目標とした。なお、1地域の面積は、原則として、 $500\text{m} \times 500\text{m}$ 程度とした。

- 1) 強震記録の採取された地域を含む。
- 2) 地盤種別（丘陵、中間、旧湖）を考慮する。
- 3) 被害地域と無被害地域の双方を含む。
- 4) 建物はできるかぎり低層建物にいた人とする。
- 5) 対象者は地震時建物内にいた人とする。

調査地域の特性と建物の特徴を写真1～10に示すが、文献1.に示した写真も合わせて参照されたい。

### (3) 東京都区部における調査

#### 対象地震の諸元

発生年月日 1985年10月4日 21時26分

震央地名 茨城・千葉県境

震源 北緯 $35^{\circ}53'$ 、東経 $140^{\circ}09'$ 

深さ 7.8 km

規模  $M = 6.0$ 

#### 調査の方法

各区教委を通して全公立中学校424校につき、各校2クラス計80名程度に依頼することにして、予備分を含めて1校100枚の用紙を10月21日に各区教委に委託し、各校へ送付し再び各区教委に返送されたデータを11月15日に収集した。（1部のデータはその後追加収集した）。回収校数は407校、回収総数は30885枚で各校80枚とすると91.9%であった。但し、回答者の住所不明のもの等を除いた有効データは、26301枚で79.5%であった。

3. 調査結果 解析は、北大グループのプログラムに基づいて実施し、計算は関東学院大学電算センターFACOM M360によつて実行した。本解析方法は最終的に気象庁震度階（JMA震度階）への換算を行っている。

メキシコ市内の震度分布 図-1に推定した震度を調査地点毎に示している。震度は、3.6から5.6の値を示しており、地域によって極端な違いのあることが分かる。即ち、被害の大きかった旧湖地域の市中心部は5.2～5.6の震度を示し、被害の全くない丘陵地域は3.6～3.9の震度で、中間地域がその間の値を示しており、地盤種別によって、明確な違いが示される。また、表-2で明らかのように、加速度記録と推定震度とは、良好な対応を示している。

図-2は、現地技術者による市中心部のコロニア毎の被害率図に、推定震度を記入したものである。

東側の地域で推定震度が5.2であるにも拘らず、被

1) 都立大学都市研究センター 2) 関東学院大学工学部

3) 神奈川大学工学部

4) 東京大学大学院地震研究所

害が余りないのは、この地域は低層建物が多く、被害を生じやすい中高層建物が少なかったためである。

東京都区部の震度 表-3に区毎に回収率と震度及び23区全体の平均震度を示した。区毎の推定震度は3.5~3.8の間であり、その差は0.3にすぎない。又、全体での平均値は震度3.6と推定された。

500m\*500mメッシュ毎の震度を推定し、その分布間数を求めたのが図-3である。それらは、ほぼ3.0~4.2の範囲内にある。そこで、3.6未満、3.6~3.8、3.8以上の3区分でメッシュ毎の震度分布図を示したのが、図-4である。東部の東京湾よりの軟弱地盤地域がかなり広域に高い震度を示し、次に西部の湾岸沿いがややまとまって高い震度を示す。その他は、ほぼ全域に震度3.8以上の地域が点在するものの、傾向としては西部より東部の方が高く、さらに3.6以上の分布でみると明らかに東部全域が西部よりも高い震度傾向にあることがわかる。なお、全域に点在する高い震度のメッシュの地域については地形・地質と照合することが必要とされる。

図-4の当該メッシュを中心とした周辺をも含めて平滑化を施し、より明確に全体としての傾向を把握しようとしたのが図-5である(文2)。図-6は、地表面で観測された都区部の強震観測値のN-S方向成分を示したものである。図-5と図-6と対比するとマクロにはほぼ対応していると言えるが、強震記録は設置位置の局地的な諸条件にともなうばらつきが含まれているものと推測する。

#### 4. メキシコ市内と東京区部の比較

メキシコについては、極めて限られたデータによる推定ではあるが、丘陵、中間、旧湖地域の差が極めて明瞭に、かつ丘陵地と旧湖地域の震度差は2にも及ぶことが示された。一方、東京区部も全体的傾向としては西部より東部が、東部でもとくに東京湾に近い地域が高い震度を示すものの、その差は小数点以下である。これより、メキシコ市と東京都区部とは、表層地盤のみならず、地下深部を含めた地盤地質構造に大きな差違のあることが分かる。又、東京の場合、全体的な傾向とともに、局地的な変化も複雑に混入していることも明らかである。

メキシコに比して、東京の震度の地域差が小さいとは言え地震としてとらえる場合、決して無視できる

ものでないことは当然である。

#### 5. 調査に含まれる問題点と今後の課題

メキシコにおける調査は、日本で確立された木造家屋を対象とする推定手法を、社会文化的な背景、建物の構造などの全く異なる地域に適用したものであり、その可否からして問われるものである。筆者らは、以下のようないかんから、充分有効な結果を得たと考えている。

1) 社会的文化的背景については、調査票作成時に在日メキシコ大使館の書記官の指導を得たこと、調査にあたった筆者らの1人が日本の状況をふまえたペルーハンであることから、比較的細部に涉って配慮してきたこと。

2) 建物の構造上の問題については、太田らの方法でも木造とその他のに対する推定値の差は5%以下として評価されており、低層建物を対象とした場合それほど問題はないものと思われること。

東京における調査の問題点としては、現在検討中であるが、とりあえず、以下のことがあげられる。

1) 調査方法が主として木造建物を対象にしたものであるといえるが、本調査での有効回答者のうち木造建物の居住者は54%にすぎないこと。

2) さらに木造とRC造のみを対象とした場合の推定値の差は現行では、メキシコのような極端な地域では問題ないとしても、東京区部の場合には無視できない差があり、今後構造種別並びに階層別の再検討の必要があるものといえる。

6. むすび 2つの震度推定調査から、地域毎の震度の強弱の度合いに大きな差はあるものの、メキシコの場合は今回の被害地域とよく対応していることが示され、又東京の場合も1923年の関東地震の被害分布とほぼ対応する傾向を示しているといえる。これより、大都市におけるサイスミックマイクロゾーニングの資料として、ひきつづき以上のような調査が行われることが必要であるといえる。

文献 1) 望月、精木、荏本、L. カーサベルデ "アンケートによるメキシコ市内の震度分布" 建築学会メキシコ地震灾害調査速報 1986年1月

2) 望月、精木、黒岩、田中 "1985年茨城・千葉県境地震時の東京23区の震度分布(その1、その2)"

"建築学会大会概要集" 1986年8月(予定)

	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	合
UNAM	227	743	461	H10A	333	739	133	612	251	343	601	5
UNAM周辺	14	27	12	46	10	23	1	4	2	0	0	5
0	1	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0	5
1	13	8	18	2	2	2	2	1	4	2	0	50
2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	4	1	0	1	1	0	0	2	1	0	0	10
4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
6	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
7	12	3	2	15	20	18	19	12	18	20	22	161
8	1	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	6
9	2	1	0	0	0	2	0	1	1	0	0	7
10	8	2	19	0	4	8	0	0	3	0	7	49
11	4	8	8	15	7	10	1	8	10	12	10	60
12	10	5	0	12	4	8	7	15	10	9	4	82
13	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	3
14	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	3
15	0	1	2	1	1	0	2	1	1	1	1	11
16	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1
17	2	11	4	22	4	13	10	8	0	8	6	104
18	3	9	2	7	9	5	7	5	9	8	10	74
19	4	4	0	8	1	4	4	12	3	3	1	42
20	5	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2
21	0	1	1	0	0	1	0	1	1	1	1	7
22	1	3	1	0	0	0	0	0	0	1	0	5
23	2	10	3	4	0	8	1	0	0	6	3	34
24	3	14	8	8	5	9	6	8	7	7	13	85
25	4	1	1	14	4	8	3	5	9	8	2	58
26	5	1	2	0	6	0	4	1	0	1	0	23
27	6	0	0	1	3	0	6	3	3	5	0	1
28	7	0	0	0	0	2	0	1	0	1	0	4
29	8	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3
30	9	2	1	0	0	0	0	1	1	1	1	8
31	10	5	13	8	18	5	0	4	7	6	0	65
32	11	7	5	6	3	5	6	8	6	10	2	12
33	12	2	0	5	7	4	1	3	4	8	1	75
34	13	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
35	14	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
36	15	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
37	16	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
38	17	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
39	18	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
40	19	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
41	20	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
42	21	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
43	22	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
44	23	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
45	24	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
46	25	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
47	26	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
48	27	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
49	28	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
50	29	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
51	30	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
52	31	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
53	32	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
54	33	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
55	34	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
56	35	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
57	36	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
58	37	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
59	38	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
60	39	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
61	40	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
62	41	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
63	42	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
64	43	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
65	44	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
66	45	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
67	46	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
68	47	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
69	48	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
70	49	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
71	50	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
72	51	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
73	52	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
74	53	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
75	54	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
76	55	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
77	56	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
78	57	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
79	58	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
80	59	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
81	60	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
82	61	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
83	62	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
84	63	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
85	64	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
86	65	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
87	66	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
88	67	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
89	68	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
90	69	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
91	70	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
92	71	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
93	72	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
94	73	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
95	74	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
96	75	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
97	76	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
98	77	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
99	78	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
100	79	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
101	80	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
102	81	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
103	82	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
104	83	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
105	84	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
106	85	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
107	86	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
108	87	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
109	88	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
110	89	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
111	90	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
112	91	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
113	92	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
114	93	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
115	94	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
116	95	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
117	96	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
118	97	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
119	98	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
120	99	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
121	100	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
122	101	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
123	102	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
124	103	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
125	104	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
126	105	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
127	106	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
128	107	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
129	108	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
130	109	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
131	110	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
132	111	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
133	112	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
134	113	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
135	114	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
136	115	2	0	5	7	4	1	3	4	8	0	85
137	116	2	0</td									



図二-2 被害率と震度  
(注) \* 図-2 の原図は、Dr. R. L. Recendez氏から  
提供して頂いた。

\* 図中の数字は推定震度。



図二-1 メキシコ市内の震度 (地震庁震度圖)



写真 1  
UNAM周辺



写真 6  
ソカラ  
アラメダ

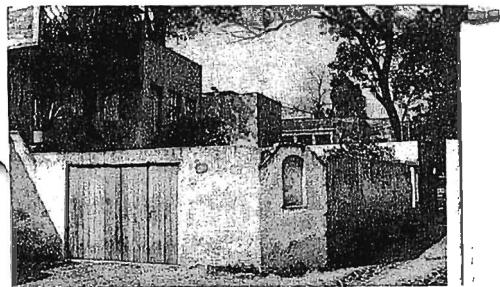


写真 2  
コヨアカン



写真 7  
ドゥランゴ  
コロナ



写真 3  
アバストス  
周辺

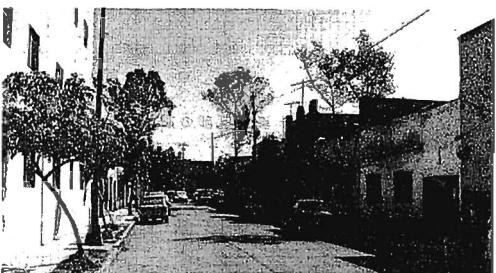


写真 8  
ペニテシリア

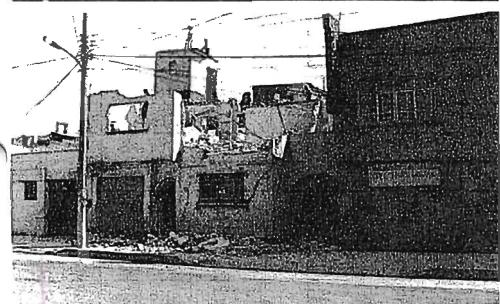


写真 4  
ソカラ付近



写真 9  
チャブルテ  
ベック



写真 5  
ヒダルゴ

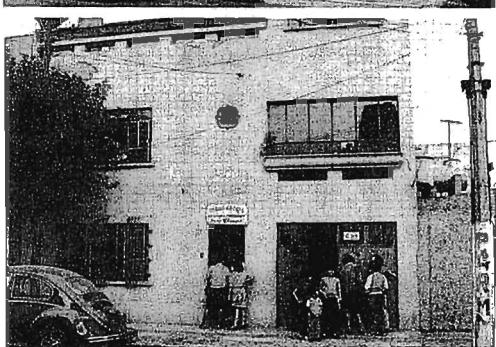


写真 10  
クルス・ガルベズ

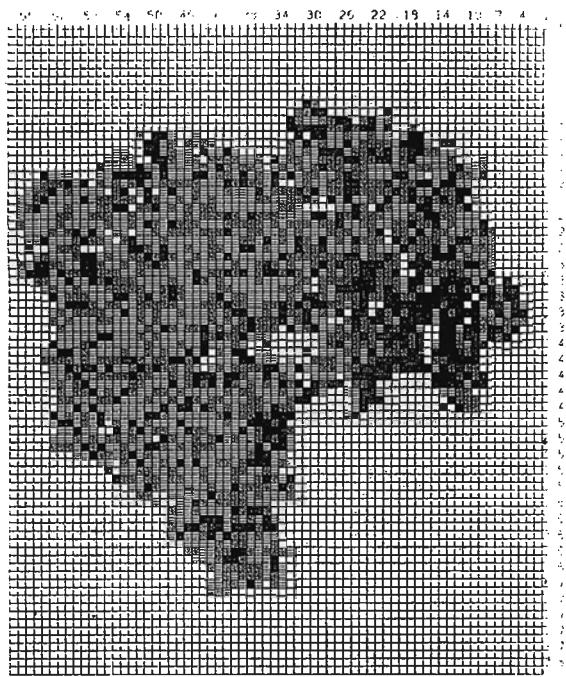


図-4 東京区部の震度分布

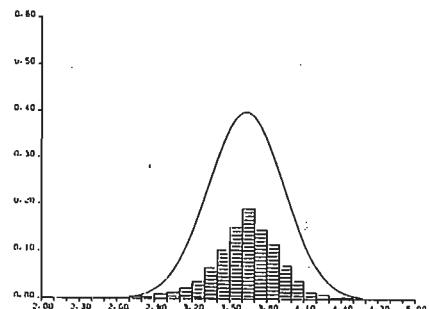


図-3 メッシュ毎の震度の分布関数

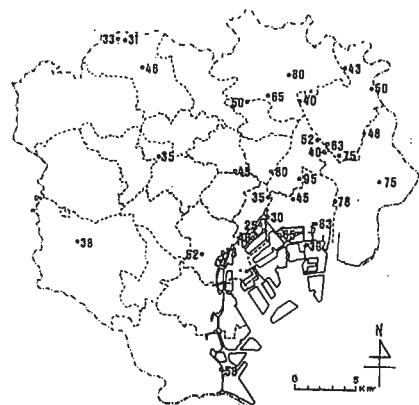


図-6 G. L.における最大加速度記録  
(強震速報NO. 30より作図。N-S方向・gal)

表-3 回収率と推定震度(1985年12月現在)

区	配布学段数	回収学段数	回収率 %	有効枚数	平均震度
練馬	32	26	81.3	1659	3.5
板橋	24	19	79.2	1362	3.6
荒川	15	15	100.0	737	3.7
北	20	20	100.0	1332	3.6
葛島	13	13	100.0	756	3.5
杉並	23	23	100.0	1496	3.6
江戸川	31	31	100.0	2108	3.8
足立	37	35	94.6	2390	3.7
葛飾	24	24	100.0	1687	3.7
大田	28	28	100.0	1773	3.6
世田谷	32	30	93.8	1899	3.6
目黒	12	11	91.7	749	3.6
品川	18	18	100.0	1257	3.6
台東	11	11	100.0	639	3.7
墨田	13	12	92.3	772	3.8
中央	3	3	100.0	174	3.6
千代田	5	5	100.0	268	3.7
中野	14	14	100.0	850	3.5
渋谷	9	9	100.0	589	3.6
江東	22	22	100.0	1457	3.8
港	11	11	100.0	711	3.7
新宿	15	15	100.0	937	3.6
文京	12	12	100.0	699	3.7
全体	424	407	96.0	26301	3.6

図-5 東京区部の震度分布(平滑化操作後)