

第7回地盤震動シンポジウム

最近の被害地震に見られる地盤震動の諸問題

1979・3・27

日本建築学会 構造標準委員会  
振動分科会 地盤震動小委員会

$$\frac{D}{\sqrt{H}} \leq 2.04 \sigma$$

(cm)

## 第7回 地盤震動シンポジウム

### 目 次

I 地震観測記録より	
I-1	地震源での破壊過程の研究—宮城県沖地震, 伊豆大島近海地震の場合— 須藤 研(建設省建築研究所)…………… 1
I-2	最近の被害地震における最大加速度の大きさについて 田中 貞二(東京大学地震研究所)…………… 3
I-3	1978年2月20日及び6月12日の宮城県沖地震による仙台市内の強震記録 柴田 明德(東北大学)…………… 9
I-4	東京周辺での地表・地中地震動観測記録資料(1978年伊豆大島近海地震及び宮城県沖地震) 河村 壮一(大成建設)…………… 13
I-5	東京都港区芝浦における地中地震観測(1978年伊豆大島近海地震, 1978年宮城県沖地震の記録) 横田 治彦(清水建設研究所)…………… 19
I-6	東京都北区における観測結果 丹羽 正徳(鹿島建設技術研究所)…………… 25
I-7	軟弱地盤(江東区南砂)における観測結果—1978年宮城県沖地震— 阿部 康彦(竹中工務店技術研究所)… 31
I-8	首都圏の異種地盤上で比較観測された広周期帯域の地震動について—伊豆大島近海の地震(1978年1月14日, 前震)と宮城県沖の地震(1978年2月20日)の観測記録とその解釈— 瀬尾 和大(東京工業大学)…………… 35
I-9	新宿区喜久井町および葛飾区全町における地震観測 森岡 敬樹(早稲田大学)…………… 41
I-10	八戸市白山系埋設導水管路における観測結果 宮島 信雄(新日本製鉄)…………… 47
I-11	岩槻地殻活動観測施設における観測結果 大谷 圭一(国立防災科学技術センター)… 49
I-12	東京都新宿区津久戸町における観測結果 橋本 紘(熊谷組)…………… 53
I-13	1978年伊豆大島近海地震による千葉県富津岬の地中地震記録 岩崎 敏男(建設省土木研究所)…………… 57
I-14	1978年宮城県沖地震による強震記録とその特性 岩崎 敏男(建設省土木研究所)…………… 61
I-15	'78宮城県沖地震の浦安における観測結果 野路 利幸(三井建設)…………… 63
I-16	城山地下発電所における宮城県沖地震の記録 電力中央研究所 土木技術研究所 地盤耐震部… 65
I-17	1978年宮城県沖地震の洲野辺地区における地震観測結果 北川 良和(建設省建築研究所)…………… 67

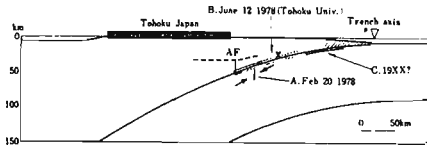
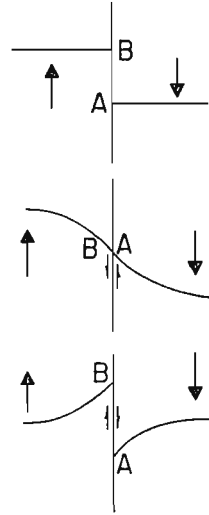
Ⅱ	地盤種別から見た被害より		
Ⅱ-1	強震地動と地盤	渡部 丹 (建設省建築研究所)	69
Ⅱ-2	1978年6月の宮城県沖地震による建物の被害分布とその地盤の性質	※ 渋谷 純一 (東北大学)	73
Ⅱ-3	1978年6月12日、宮城県沖地震のアンケート調査解析	表 俊一郎 (九州産業大学)	77
Ⅱ-4	宮城県沖地震におけるコンクリートブロック塀および仙台市内の小・中・高校の震害調査	田中 礼治 (東北工業大学)	83
Ⅲ	埋設管の被害から		
	1978年宮城県沖地震による埋設管被害と地盤の関係	片山 恒雄 (東京大学生産技術研究所)	89
Ⅳ	宅地造成の被害から		
	丘陵地および山岳地の宅地の被害	阪口 理 (建設省建築研究所)	91
Ⅴ	土地条件の見方より		
	土地条件図の見方	原田 美道 (日本地図センター)	93

地震源での破壊過程の研究—宮城県沖地震、伊豆大島近海地震の場合—

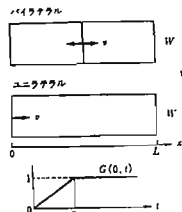
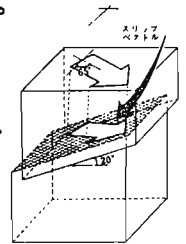
大塚 道男\* 須藤 研\*\* 石橋 克彦\*\*\*

1. はじめに

地震が断層の生成、又は既存の断層に沿ったスリップによることは、今や極めて良く知られた事実となっている。図1は、この事実のともぞもの出発点と化したReid (1910)の弾性半ばさり説を模式化したものである。同図の中央の上下に引かれた直線は断層を表わしている。この断層では左側のブロックは上向き右側のブロックは下方に運動している。断層を挟みこは互いのマツツカの正中央の図に示すように歪められている。この歪みによる応力が摩擦力をこえると、上の図に示したような状態になる。これが地震である。従って地震の発生による地表の変位分布は下の図に示したようになる筈である。下の図のBAの長さを“スリップ量”と呼び、同図の右側の左側が上方に動く運動を“左ずれ”と呼ぶ。当然のことではあるが断層は面であって図1ではそれを紙面に平面であるように描かれている。一般に地震断層面は地球に対して垂直な面である筈を待っており、またの地震面との交線もいつも北を向いているわけではない。この向き、交線の方向はそれぞれ“断層面の傾角、走向”と呼ばれ地震断層の幾何学的形状を特徴づける重要なパラメータとなっている。最近の地震学においては、こうした断層の幾何学的パラメータは地震学の解析から、それが海底下にあると実際に目で見ることもできなくなってしまった。結果に知らることができない。図2は東北地方の東面断層を南から見たものである。上方の黒い線が日本列島でありその左側は日本海、右側は太平洋である。よく知られているように太平洋の側から日本列島は下りリズフェアと呼ばれるものもめぐりこんでおり、X印のついた部分が長さ約80キロメートルにわたってReidの言う弾性反撥が発生した。これが1978年6月12日の宮城県沖地震というわけである。



蛇足ではあるが地震学の解析から得られる断層面の傾きを図2に示すリズフェアの傾きと極めて良く一致することは言うまでもない。図3は宮城県沖地震の断層面についてその直観的理解を助けるための模式図である。ハッチされた部分が弾性反撥面である。東北大学地質学研究所によれば、この地震は余震のなごりは東面80キロメートル、南に30キロメートルのことにのみならず、ハッチされた部分のサイズもその程度と考へることができるとしている。断層面上での弾性反撥を我々は断層面上での破壊と呼ぶ。地震発生脚につづいてこの断層は、ちぎれこはれるという意である。地震学では破壊(Fracture)のより一般的な用語である。以下を述べよう。上を見れば断層断層面は有限なサイズを持つ。地震発生時にその面、全面にわたって同時に破壊がみられることは極めて稀である。地震断層面は破壊の伝播によって形成されることを認めておく必要がある。図4の上の図と中央の図はそれを模式的に示したものである。上の破壊は中央部で始まり両端に向って伝播することを示し、中央の図は一方の端から他方へ伝播することを示している。図4の下図は破壊(=弾性反撥)の際のスリップ量(既述)の時間的推移を示したものである。同図の右側はライズタイムと呼んでいる。破壊の伝播速度はライズタイムは、断層面上での破壊の運動を記述するパラメータである。現在の地震学では任意の幾何学的形状を持つ断層面上の任意の破壊運動





## 最近の被害地震における最大加速度の大きさについて

田中 貞二

### 1. はじめに

わが国における強震観測点の数は1978年3月現在、登録されたもの475箇所、909台で、未登録のものを含めると約1200台と推定されている。これらの観測点は地理的に偏在している傾向はあるものの、最近の被害地震が比較的観測点密度の高い地域に発生したことも幸して、多数の強震計記録を得ることができた。強震観測の主たる目的は、震源域あるいは被害地域の地盤や構造物における強震動の完全な記録ととり、その諸性質を解明することであろうが、震源から離れた地域で得られた記録もまた、地震動振幅の距離減衰に関する貴重なデータとして活用される。その1つは、地震動の加速度や速度に関する実験式の作成であり、想定地震に対する地震動強さの推定や、地震危険度の研究などに広く利用される。断層震源理論に関する地震学上の諸成果も、構造物の破壊に主役を演ずる程周期地震動の領域には有効に利用できない現状においては、実験式などの経験的手法も依然として有用であり、その改良は当面の課題とも言えよう。

加速度の実測データが乏しい時代には、体感震度や地震動変位の観測値から間接的に加速度や速度振幅を推定し、地震の規模や震源からの距離との関係が調べられた。強震計による加速度記録の蓄積と共に、多数の実測値から直接的に実験式が作られるようになり、推定の精度が向上したと思われる。しかしながら、強震計の絶対数や地理的配置の問題もあり、地震毎に得られる記録の数は比較的少なく、日本各地に起った種々の地震による加速度データは一括して統計処理されるのが普通であった。したがって、得られた実験式は日本における地震の平均的性質を表すものになる。アメリカにおいても事情は同様であったが、1971年のサンフェルナンド地震によって一度に200を越える強震計記録が得られ、1つの地震について距離と最大加速度の関係が初めて調べられた。

日本における最近の被害地震については、各観測点における最大加速度の値が関係諸機関の協力の下に集められ、強震速報として公表されている。<sup>1)</sup> 昨年の2つの地震、1978年伊豆大島近海地震および1978年宮城県沖地震の際には、それぞれ100箇所を越える観測点で加速度記録が得られており、個々の地震について距離と最大加速度の関係を調べることができる。また、これらの地震の発生地域では伊豆半島沖地震(1974年5月9日)や宮城県沖の地震(1978年2月20日)が起っており、観測データの数は十分ではないが、同一地域における地震動の特徴と見出すのに都合がよい。以下は、4つの被害地震について最大加速度の距離による減衰特性、および地震被害と密度を関係をもつ地震動の程周期成分の大きさについて相対的評価を行なった結果の概要である。

### 2. 最大加速度の距離による減衰

#### 2.1 1978年伊豆大島近海地震

1978年1月14日の伊豆大島近海地震( $M = 7.0$ ,  $r = 0 \text{ km}$ )では震央に最も近い観測点でも26 km(伊東電報電話局)で、被害地域に強震計はなかったが、南関東および東海地域で多数の強震計記録が得られた。地震の震央(X印)および各地の震度と強震計観測点の配置と共に図1に示す。公表された記録のうち最も遠い観測点は滋賀県栗東町の変電所( $d = 300 \text{ km}$ )

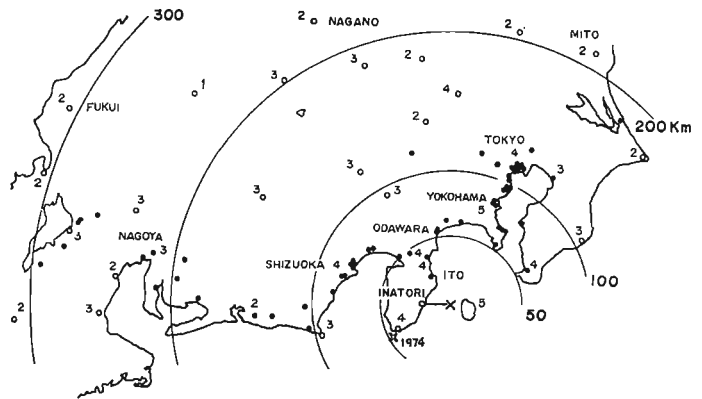


図1 1978年伊豆大島近海地震の震度分布と強震観測点

である。地盤および中・低層建物の1階又は地下1階の67記録について、気象庁発表の震央(34°46'N, 139°15'E)を用い、最大加速度(A)と震央距離(Δ)の関係を示すと図2のようになる。ただし、最大加速度は水平2成分の平均値である。等距離における点のバラツキは発震機構に依存する地震波の方位特性や観測点の地盤特性の影響が考えられるが、主として後者によるものと思われる。岩盤上や建物地階での観測値は地盤上のそれらに比べて系統的に小さい値を示す。そこで地盤上および建物1階床の56観測点を選び、よく用いられる関係式  $\log A = a - b \log(\Delta + r)$  と仮定し、最小二乗法により係数 a, b, r の値を決定した。結果は、 $a = 4.03$ ,  $b = 1.36$ ,  $r = 0$  (km) となり、±1σの範囲と共に図中に示されている。

ここでは便宜上、震源を点として取扱ひ、かつ断層の割れ始めの位置である震央を用いた。この地震の断層モデルは図1中に示すように、気象庁発表のやや西側より稍取れ向う長さ約17km、巾約10kmのほぼ垂直に獲ずれ断層で表わされている。<sup>2)</sup> ここに極端に、震央を稍取れとした場合についても同様の計算を行なったが有意な差は見出せなかった。

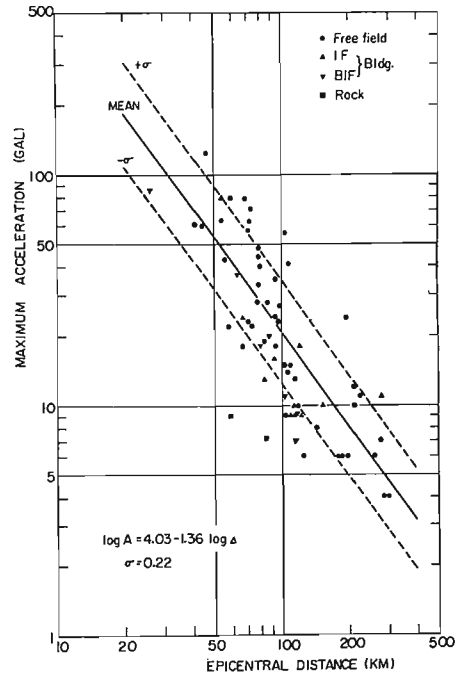
### 1974年伊豆半島沖地震との比較

1974年5月9日の伊豆半島沖地震(M=6.9,  $r=10$ km)は隣接地域に発生したほぼ同規模の被害地震であり、伊豆大島近海地震との比較は興味がある。強震計記録の数の不足を補うため、地中地震観測の地表における観測値<sup>3)</sup>を加え、69点に対する最大加速度と距離の関係をつプロットすると図3のようになる。図中の白丸は地中地震観測の結果である。建物地階の観測値を除く62点に対する平均直線は図中に実線で示されている。また、鎖線は伊豆大島近海地震に対する結果である。したがって、この2つの地震は平均的にみて、加速度の振幅レベルがほぼ等しく、振幅の距離減衰の傾向もよく似ていることがわかる。

### 2.2 1978年宮城県沖地震

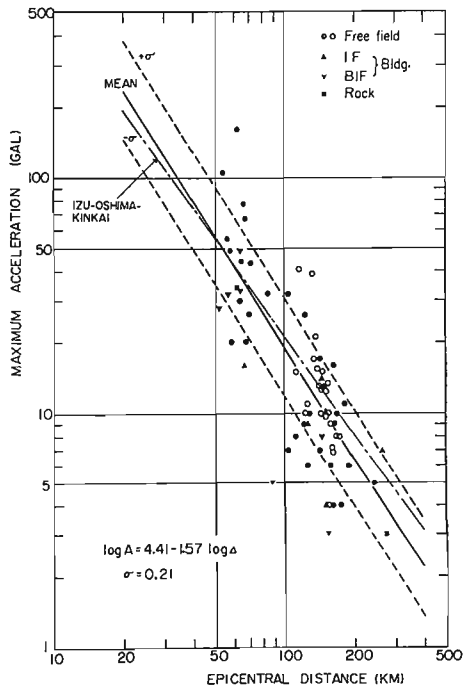
1978年6月12日の宮城県沖地震(M=7.4,  $r=40$ km)は仙台市をはじめ宮城県下を中心に多大の被害を与えられ、同時に数多くの強震記録を残した。震央に近い石巻市開北橋付近( $\Delta=85$ km)および塩釜港( $\Delta=105$ km)の地盤上でいづれも約300galを記録した。図4に強震計観測点の分布と各地の震度を示す。震央は全華山沖約60kmである。この地震の断層モデルは長さ80km、幅30km、傾斜角20°の低角逆断層型で、破壊は陸側へ進行したとされている。<sup>4)</sup>

このような場合に震源を点と考へるのは明らかに不合理で



1978 IZU-OSHIMA-KINKAI

図2 最大加速度と震央距離の関係



1974 IZU-HANTO-OKI

図3 最大加速度と震央距離の関係

あるが、平面的にみて断層の西端に近い金華山や江ノ島における被害が軽微であったことから見て、震動エネルギー（短周期の）の主な放出点はかなり沖合にあったと考えられなくもない。そこで、この場合にも便宜上距離の算定には気象庁震源（ $39^{\circ}09'N$ ,  $142^{\circ}13'E$ ）を使い、深さを考慮して震源距離（ $X$ ）を使うことにする。

図5は強震速報記載のものに若干のデータを追加して、最大加速度と震源距離の関係プロットしたものである。ダムサイトにおける加速度は特に小さく、同一距離における一般地盤の値との比は10倍にも達する。仙台市内の建物地下階における加速度は特に小さくはないが、地盤上および建物1階までの観測値に限定し、53点について平均最大加速度をプロットしたものが図6の黒印である。平均直線は、 $\log A = 6.23 - 1.93 \log X$  ( $\sigma = 0.19$ ) となり、図中に実線で示されている。

#### 1978年2月20日宮城県沖の地震との比較

2月20日の宮城県沖の地震（ $M=6.7$ ）は今回の地震の震央から約65km北方に起り、宮城県下には或る程度の被害と及ぼした。気象庁による震源は $38^{\circ}45'N$ ,  $142^{\circ}12'E$ 、深さ50kmであり、発震機構は6月の地震と類似し、断層面積は $10 \times 20 \text{ km}^2$ 程度であった。この場合も震源距離を用い、地盤上および建物1階までのデータについて最大加速度と距離の関係と調べると図6の白印のようになる。データの数が20個と少ないが、平均は $\log A = 5.82 - 1.90 \log X$  ( $\sigma = 0.16$ ) となり、図中に破線で示されている。

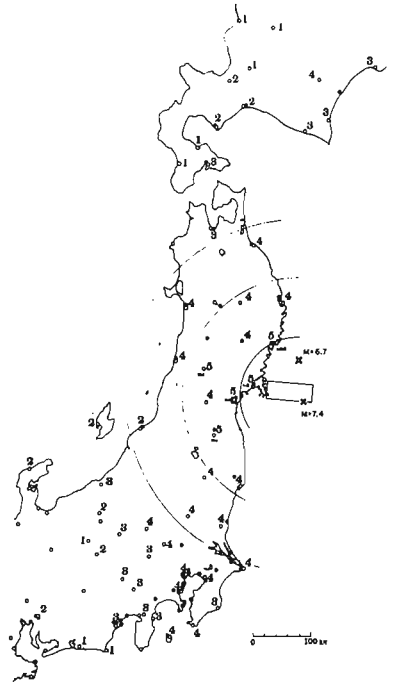


図4 1978年宮城県沖地震の震度分布と強震観測点

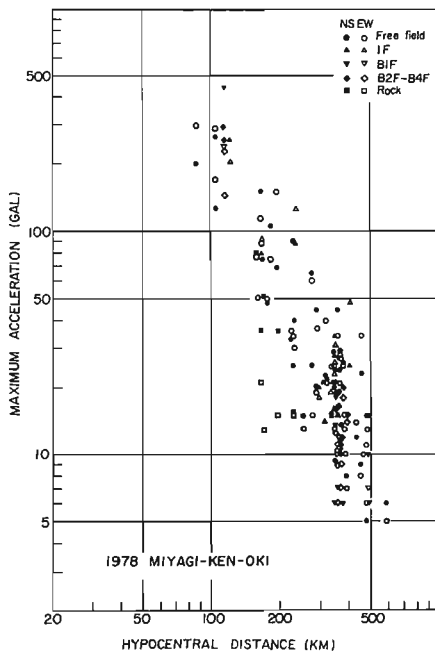


図5 最大加速度と震源距離の関係

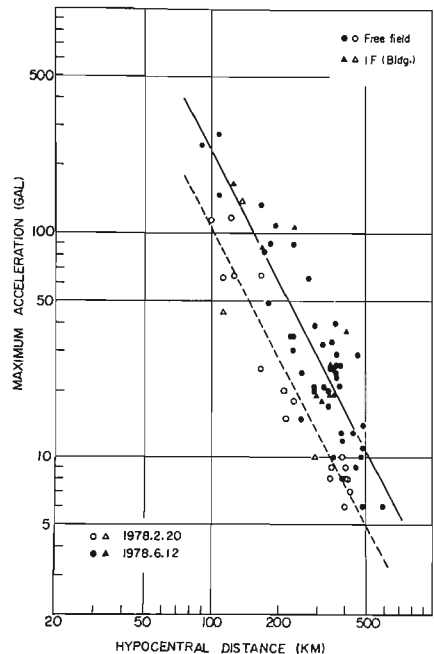


図6



以上の2つの地震と比較すると、距離に対する減衰の傾度は1.93と1.90で等しく、相速度レベルは6月12日の地震が2.6倍 ( $10^{6.23-5.82}$ ) 大きい。

### 3. 既往の実験式による最大加速度の大きさの評価

地震動の最大加速度と地震の規模および震央距離（又は震源距離）との関係は古くから調べられ、3者の関係を表わす実験式や半実験式も多数提出されているが、使用したデータや式の導出方法の違いによって結果は少なからぬ差異があり、どの関係式を採用すべきかの判断は容易でない。最近の強震計記録に基いたものに限っても、片山<sup>5)</sup>、土木研究所<sup>6)</sup>、大崎・渡部<sup>7)</sup>などの式があるが、ここでは観測値との比較のための平均地盤を対象としたものを取り上げる。片山は1970年までの46地震による

330記録について水平2成分の平均最大加速度を用い、また建設省土木研究所 (P.W.R.I.) は、51地震による301記録 (602水平成分) を使って最大加速度とM、 $\Delta$ の実験式を求めた。いわゆる金井の半実験式<sup>8)</sup>は本来地震動スペクトルに関するものであるが、強震計による加速度の観測値とも比較的よく合うことが認められており、有用な実験式とされている。米国においてもこの種の研究は数多いが、多数の強震計記録を使ったものとしては、DONOVAN<sup>9)</sup>がアメリカおよび日本の加速度データ678水平成分について、また1971年サンフェルナンド地震のデータ214成分について求めた実験式がある。これらの実験式を同一形式の式に統一して示すと表1のとおりである。ただし、土研式および片山式は直線の式を採用した。

表1  $\log A = a + bM - c \log (\Delta + r)$

	a	b	c	r
土木研究所	1.26	0.302	0.800	0
片山	0.982	0.466	1.29	0
金井	1.02-1.83/x	0.610	1.66+3.60/x	0
DONOVAN	3.03	0.217	1.32	25

#### 3.1. 1978年伊豆大島近海地震および1974年伊豆半島沖地震

図7はM=7.0に対する各実験式の計算値と観測値（黒記号は伊豆大島近海地震、白記号は伊豆半島沖地震）と共に示したものである。実験式相互の差異も少なくないが、観測値はいずれの実験式に比べて有意に小さく、

1971年サンフェルナンド地震 ( $M_L=6.3, M_S=6.6$ ) と比較しても若干小さい。なお、金井式における地盤の卓越周期 $T_g$ の値は、2つの地震で最大加速度を与える波の周期の平均値0.5 secを採用した。振幅の距離減衰の傾向が観測値のそれに近い2つの式を選び、種々のMを与えて観測値に対する標準偏差 ( $\sigma$ ) の変化を見ると図8のようになる。最小の  $\sigma$  と与えるMを用いたときの観測値との適合の度合を図9に示す。

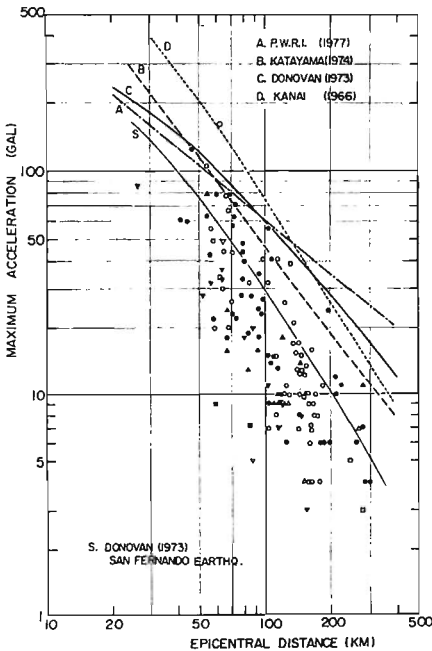


図7 観測値と実験式 (M=7.0) の比較

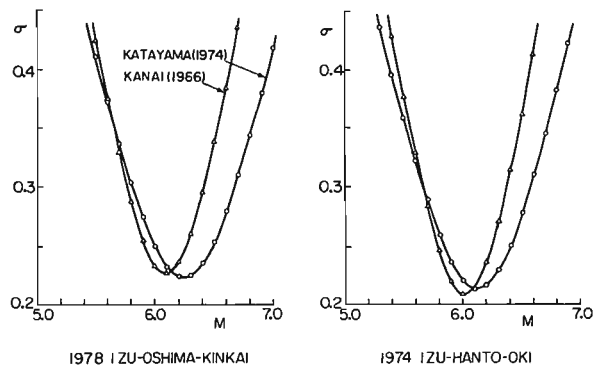


図8

図中の実線は前節で得られた平均直線を示す。以上の結果は、地震動加速度の大きさに関して、伊豆大島近海地震および伊豆半島沖地震は、多少大き目に評価しても、それぞれ  $M \approx 6.3$  および  $6.2$  程度の“平均的地震”と同等であったことを示すものである。なお、他の実験式によると、観測値との適合性は悪い ( $\sigma \rightarrow$  大) が、 $M$  の値はより小さくなり傾向は矛盾しない。

### 3.2. 1978年宮城県沖地震と1978年2月20日宮城県沖の地震

この2つの地震の場合には、加速度振幅に対する距離減衰の傾度が、全井式や片山式よりかなり大きく、実験式と観測値

と直接比較することは必ずしも妥当ではないが、同様の評価を行えば図10のようになる。標準偏差が最小となる  $M$  の値は、片山式は全井式よりも約0.3大きい。4種の実験式による結果と比べると、全井式は  $M$  に対するこの変化が最も敏感で、この最小値も最も小さい。そこで全井式の結果に着目すると、6月12日および2月20日の宮城県沖地震は、 $M$  がそれぞれ7.5および7.0程度の平均的地震から期待される加速度の大きさであったということになる。

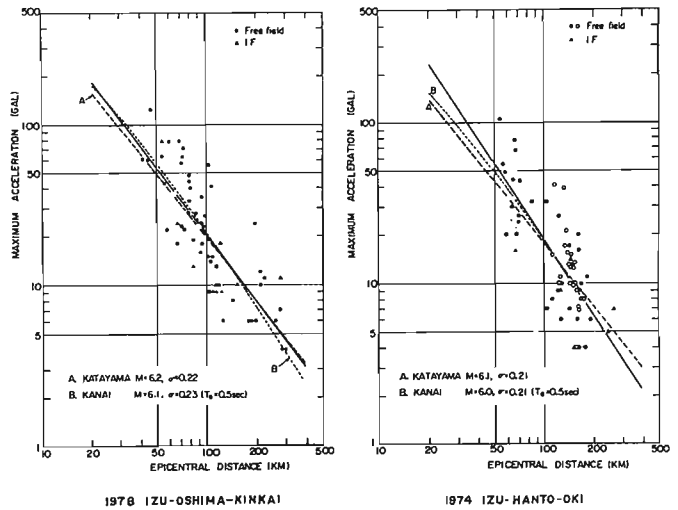


図9 観測値と実験式の適合性

## 4. 考察とまとめ

最近の4つの被害地震について、各地における地震動の最大加速度に着目し、振幅の距離減衰および加速度レベルの相対的大きさを検討した。加速度のデータは主として強震速報によっており（最終的には若干の変更があり得る）、また震源からの距離のとり方にも問題は残るが得られた結果の特徴的な点に関しては大きな誤りはないであろう。

### 4.1. 距離による加速度振幅の減衰特性

宮城県沖の地震に対する加速度の距離減衰はその係数が1.90~1.93であり、伊豆半島沖~大島地域では1.36~1.57であった。同一地域の地震による違いは誤差範囲にあると見ることができようが、両地域の違いは有意なものと考えられ、短周期地震波に対する波動減衰特性の地域差を示すものと思われる。これは南関東~東海地域と東北地方の地殻の減衰性の相違と意味するが、発震機構による地震波のスペクトル特性にも関係するので、さらに詳しい検討が必要であろう。

### 4.2. 加速度振幅の相対的大きさ

伊豆大島近海地震と伊豆半島沖地震は、ほぼ同じ規模の地震であり、加速度-距離特性からみた地震動振幅の平均レベルもまたほとんど同じであった。しかしながら、加速度の絶対振幅は既往の実験式が示す日本の平均的地震のそれより著しく小さく、その差は  $M$  に対して0.7またはそれ以上（振幅にして1/5またはそれ以下）であることがわかった。伊豆半島沖地震については、通信調査による詳しい震度分布と震央距離の関係も、他の地震と

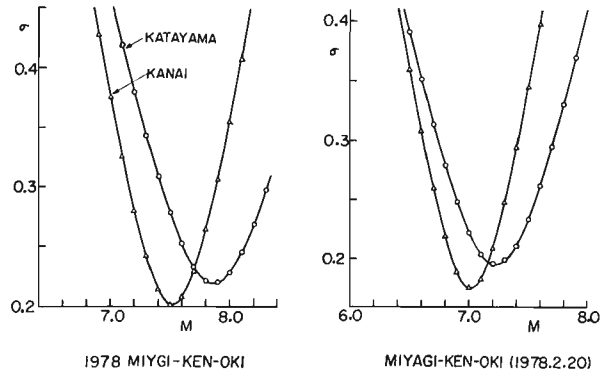


図10

比較した結果があり、この地震が  $M=6.0$  に相当することが指摘されており<sup>10)</sup>、今回の結果と合う。

6月12日と2月20日の2つの宮城県沖地震は全弁式によれば、それぞれ  $M \approx 7.5$  および  $7.0$  程度の平均的地震に匹敵する結果が得られた。この  $M$  の差  $0.5$  は振幅として約  $3.2$  倍である。一方、加速度の観測値からは、距離減衰の項を等しいとすれば約  $2.6$  倍となり、両者はほぼ一致する。

以上の結果は、同程度の規模（気象庁マグニチュード）の地震でも、発震機構などの違いによつて、加速度で代表されるような地震動の短周期成分（例えば  $1 \text{ sec}$  以下）の振幅が著しく異なる場合のあることを示すもので、工学的には重要な問題である。これは気象庁が  $M$  の決定に用いる地震波の周期が、一般に最大加速度を与える波の周期よりも長い（ $M > 6$  の地震では平均  $2 \sim 5 \text{ sec}$ <sup>11)</sup>）ことによるものと考えられる。

Richter のローカル・マグニチュード、 $M_L$  は比較的短周期（ほぼ  $1 \text{ sec}$  以下）の波の最大振幅を用いるので、最近、工学分野に対する有用性が指摘されている。<sup>12)</sup> そこで、強震計の加速度記録を用い、伊豆大島近海地震の  $M_L$  を求めてみると、12記録24水平成分の平均として、 $M_L = 6.46 \pm 0.30$  が得られた<sup>13)</sup>。この値はサンフェルナンド地震の  $M_L = 6.3$  に近く、両地震の最大加速度と距離の関係（図7）はより調和的になる。

言うまでもなく、実験式は多数の地震の平均的性質を示すもので、地震の個性や地域性は失われている。伊豆半島〜大島地域の地震から得られた結果は、逆に加速度レベルが平均的<sup>地震</sup>なそれより著しく大きい地震（地域）の存在を物語るもので、震害予測などに関連してより重要な問題と提起する。地震動の大きさの予測精度を高めるためにも、今後個々の地震に対するこの種の検討例を積み重ねていくことが必要と思われる。

## 文 献

- 1) 強震観測事業推進連絡会議, 1978, 強震通報 No. 13, 14, 15, 国立防災科学技術センター刊。
- 2) Shimazaki, K. and P. Somerville, 1978, Summary of the Static and Dynamic Parameters of the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of January 14, 1978, Bull. Earthq. Res. Inst., 53, 613-628.
- 3) 日本建築学会・地盤振動小委員会, 1974, 地盤における観測地震波とその考察—1974年伊豆半島沖地震について—, オア回地盤振動シンポジウム資料集。
- 4) 瀧野徹三・須藤研・江口寿雄, 1978, 1978年6月12日宮城県沖地震の発生機構, 地震学会講演予稿集, No. 2, 36.
- 5) Katayama, T., 1974, Statistical Analysis of Peak Accelerations of Recorded Earthquake Ground Motions, Seisan-Kenkyu, 26, 19-20.
- 6) 建設省土木研究所, 1977, 耐震技術に関する研究開発総合報告書, 土木研究所資料, No. 1250, 119-198.
- 7) 大崎順彦・渡部典, 1977, 地震動の最大値について, 建築学会大会学術講演梗概集, (構造), 525-526.
- 8) Kanai, K., K. Hirano, S. Yoshizawa and T. Asada, 1966, Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area. Part 1. (Empirical Formulae of Strong Earthquake Motions), Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 1269-1296.
- 9) Donovan, N.C., 1973, A Statistical Evaluation of Strong Motion Data Including the February 9, 1971 San Fernando Earthquake, Proc. 5 WCEE (Rome), 1252-1261.
- 10) 茅野一郎・佐藤泰夫, 1974, 通信調査による1974年伊豆半島沖地震の震度分布, 地震研究所研究連絡, 14, 7-16.
- 11) 勝又護, 1965, 地震動振幅間の地盤係数(その2)—最大振幅について—, 強震時報, 30, 1-10.
- 12) Kanamori, H. and P.C. Jennings, 1978, Determination of Local Magnitude,  $M_L$ , from Strong-Motion Accelerograms, Bull. Seis. Soc. Am., 68, 471-486.
- 13) 田中貞二・坂上実・大沢勝・吉沢静代, 1978, 加速度型強震計による1978年伊豆大島近海地震の余震観測および本震の最大加速度, 地震研究所集報, 53, 761-778.

1978年2月20日及び6月12日の宮城県沖地震による仙台市内の強震記録

東北大学工学部 柴田明徳 高橋純一

1978年2月20日及び6月12日の宮城県沖地震では、仙台市内の4ヶ所の建物の基礎部で、両方の地震の強震計記録が得られた。

Table.1に、建物名、強震計形式、最大加速度、スペクトル強さ( $h=0.05$ )を示す。これらのうち、3棟は仙台市中心部にあり、他の1棟は中心部から約4km離れた標高差約100mの青葉山にある。建物位置をFig.1に、又建物概要をFig.8に示す。

Fig. 2, 3は、2月及び6月地震の加速度波形である。

Fig. 4, 5は、各波形の加速度応答スペクトル( $h=0.05$ )である。2月、6月の地震ごとに、1地点のNS, EW, UD成分のスペクトルを、記録そのままのスケールで重ねてある。又、Fig. 6, 7は、東北大学及び七十七銀行の場合について、2月及び6月の非減衰速度応答スペクトルを重ねて示したものである。

これらの結果から知られることを次に示す。

① 2月と6月の最大加速度の比は、平均2.19である。東北大学建物では平均1.64、市内3ヶ所の建物は平均2.37である。又、スペクトル強さの比は、平均2.42である。

② 加速度応答スペクトルは、2月、6月とも約1sec前後までは概して応答加速度一定の傾向をもつ。それ以上の長周期における応答加速度の減少傾向は、2月と6月で大きく異なる。6月ではほぼ周期に逆比例の傾向があらはれるが、2月でははるかに顕著な減少を示す。

③ EWとNS成分の比( $EW/NS$ )は、最大加速度の場合2月で平均0.74、6月で平均0.69、スペクトル強さの場合、2月で0.90、6月で0.72である。

個々の建物について見ると、建物の縦横サイズや地下階深さに関係した拘束効果の影響が推測される。

④ 同一地震について、各地点のスペクトルの主要ピークを比較すると、良く一致する。しかし、2月と6月の比較では、必ずしも一致しない。入射地動の特性及び方向性、地盤の歪依存性などに関係し今後の検討を要する。

⑤ 東北大学建物のスペクトルは1sec附近に卓越ピークをもつ。山地などの地形の影響が大きいと考えられる。

Table1 仙台市内建物基礎部の強震記録

番号	基礎部最大加速度gal		スペクトル強さ ( $h=0.05$ )cm	
	2月20日	6月12日	2月20日	6月12日
1	東北大学工学部建設系建物 SRC造地上9階 (1F, 9F; SMAC M)			
NS	170	258	64	174
EW	113	202	63	116
UD	95	153	27	63
2	国鉄仙台管理局 RC造地上6階, 地下1階 (B1F, 6F; SMAC C)			
NS	167	432	63	164
EW	110	232	47	98
UD	38	95	16	36
3	七十七銀行本店 S造地上14階, 地下1階 (B1F, P1F; SMAC Q)			
NS	98	294	33	118
EW	66	145	34	84
UD	44	90	18	38
4	住友生命仙台ビルSRC造地上18階, 地下2階 (B2F; SMAC E, 9F, 18F; SMAC Q)			
NS	105	250	45	107
EW	100	240	37	96
UD	43	90	17	36

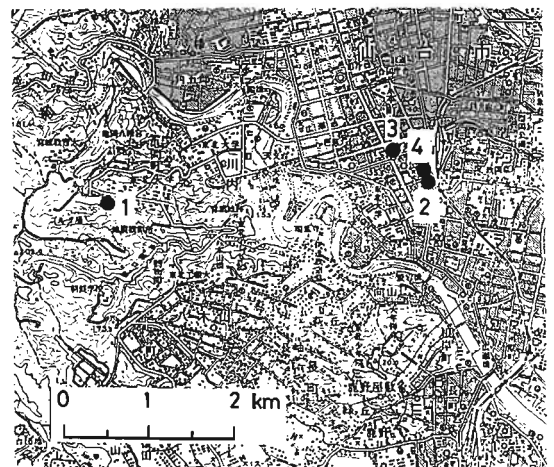


Fig.1 仙台市内の強震計設置建物配置

謝辞 強震記録データを御提供いただいた建築研究所、防災科学技術センター、国鉄鉄道技術研究所及び東京建築研究所に深甚の謝意を表します。

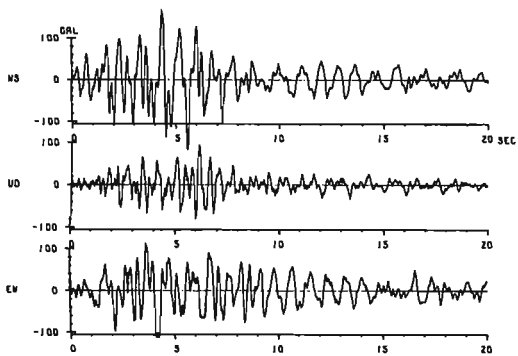


Fig.2-1 Tohoku Univ. Kensetukei Build. 1F

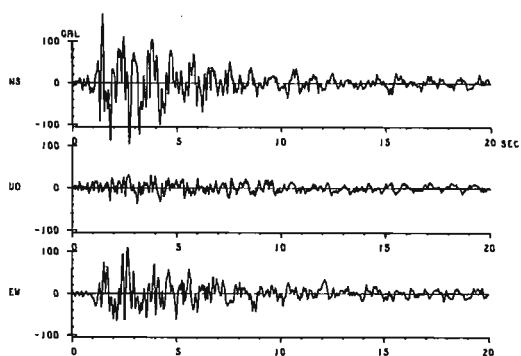


Fig.2-2 Kokutestu Kanrikyoku B1F

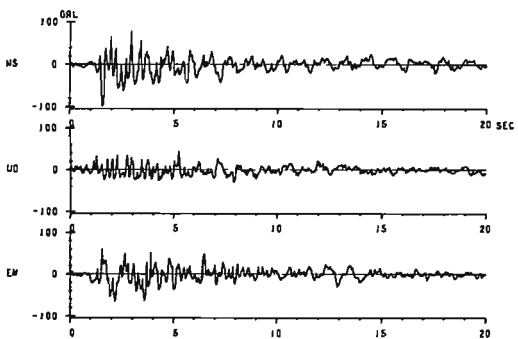


Fig.2-3 Shichijuhichi Ginko Honten B1F

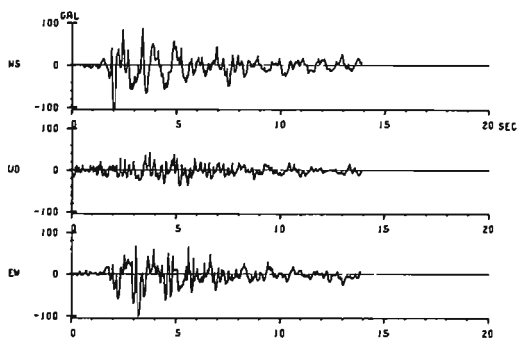


Fig.2-4 Sumitomo Seimei Build. B2F

Fig.2 Accelerograms of 1978.2.20 Miyagi-ken-oki Earthquake

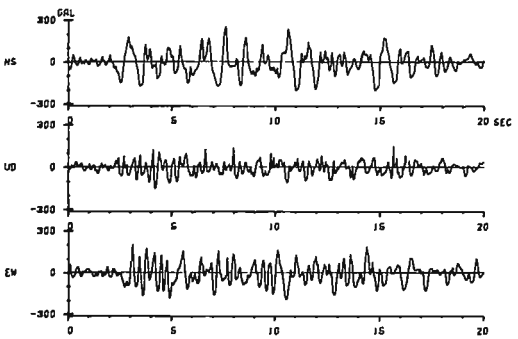


Fig.3-1 Tohoku Univ. Kensetukei Build. 1F

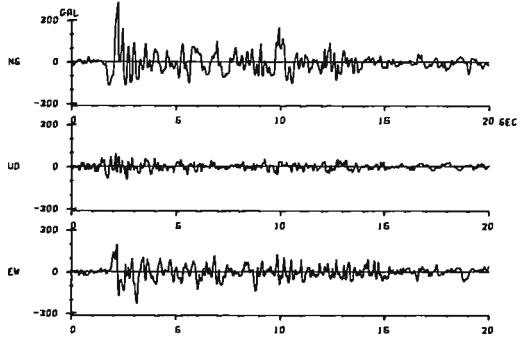


Fig.3-2 Kokutestu Kanrikyoku B1F

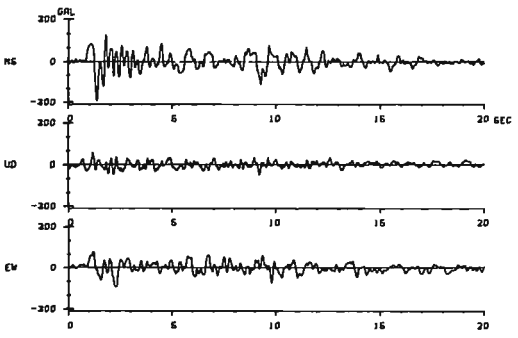


Fig.3-3 Shichijuhichi Ginko Honten B1F

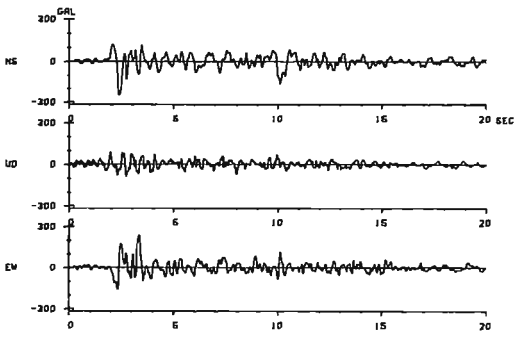


Fig.3-4 Sumitomo Seimei Build. B2F

Fig.3 Accelerograms of 1978.6.12 Miyagi-ken-oki Earthquake

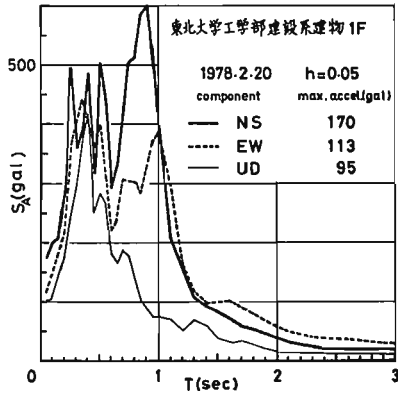


Fig.4-1

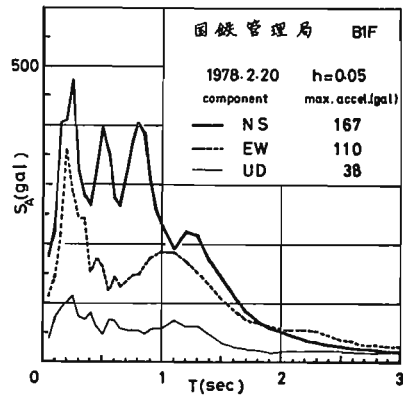


Fig.4-2

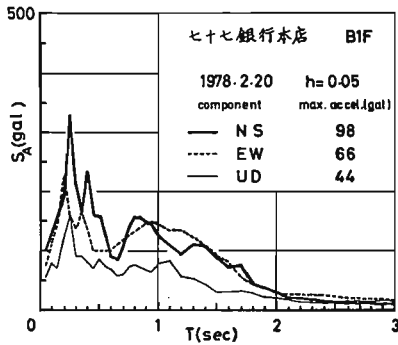


Fig.4-3

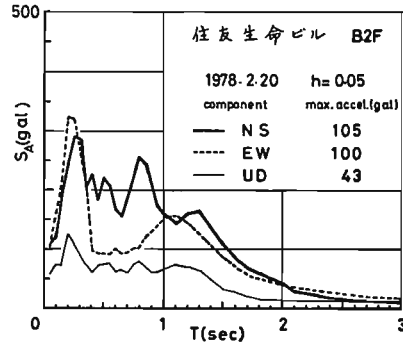


Fig.4-4

Fig.4 Acceleration Spectra of 1978.2.20 Miyagi-ken-oki Earthquake

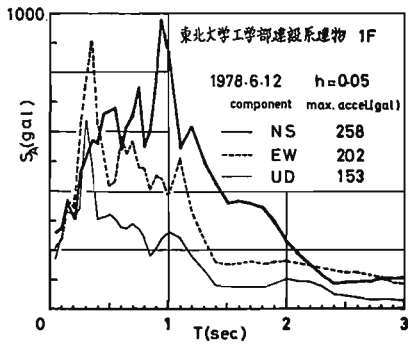


Fig.5-1

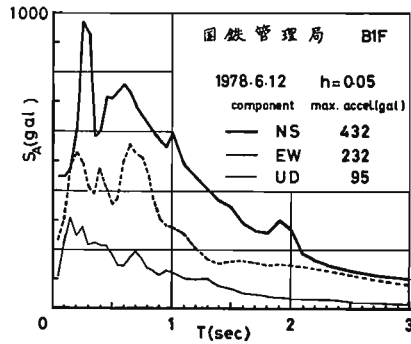


Fig.5-2

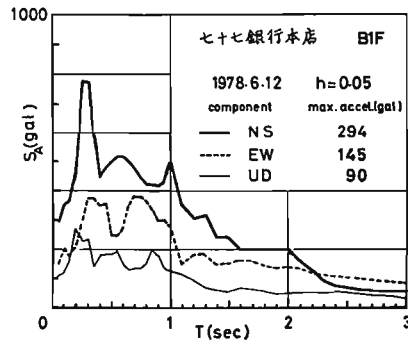


Fig.5-3

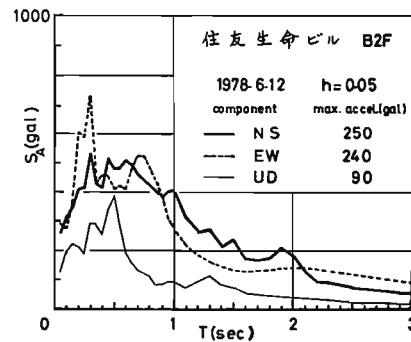


Fig.5-4

Fig.5 Acceleration Spectra of 1978.6.12 Miyagi-ken-oki Earthquake

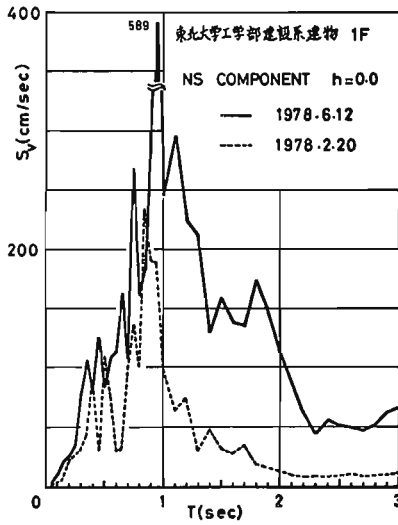


Fig.6-1

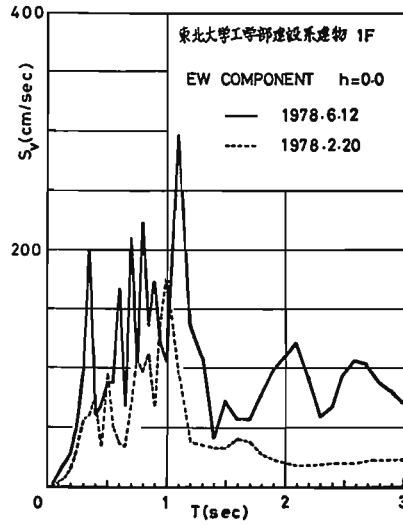


Fig.6-2

Fig.6 Velocity Spectra of Tohoku Univ. Kensetsu-kei Build.

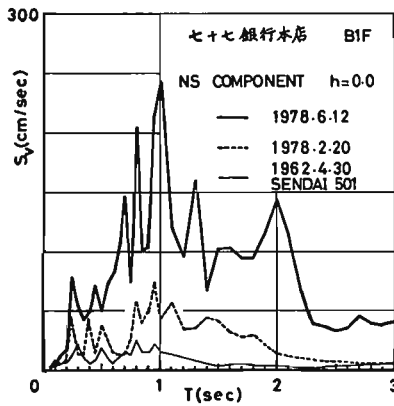


Fig.7-1

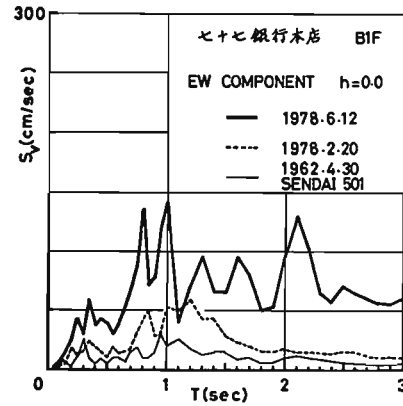


Fig.7-2

Fig.7 Velocity Spectra of Shichijuhichi Ginko Honten

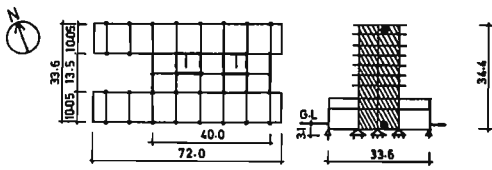


Fig.8-1 東北大学工学部建設系建物

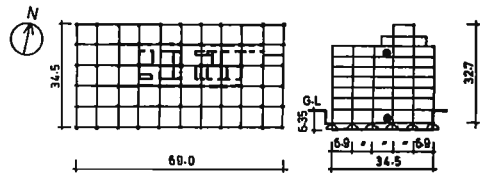


Fig.8-2 国鉄仙台管理局

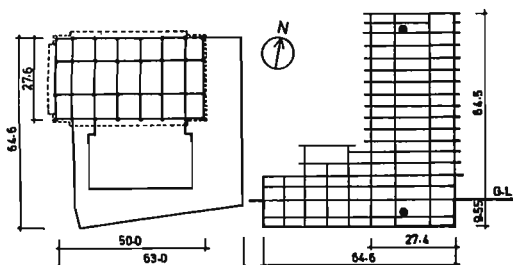


Fig.8-3 七十七銀行本店

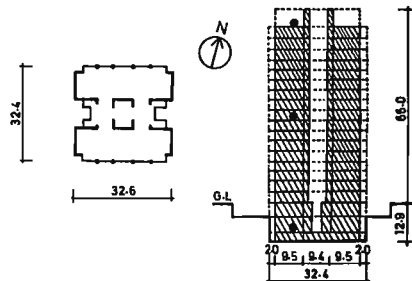


Fig.8-4 住友生命仙台ビル

Fig.8 強震計設置建物概要

東京周辺での地表・地中地震動観測記録資料  
(1978年伊豆大島近海地震及び宮城県沖地震)

大成建設㈱○河村社一 同 萩尾堅治 同 北沢巧次

序

当資料は、1978年1月14日の伊豆大島近海の地震と、同年6月12日の1978年宮城県沖地震の二つの地震の際に、千葉県内の埋立地盤及び東京都内の沈積地盤の地表面と地中とで観測された地震動記録の一部を紹介するものである。資料の内容としては、各観測体制及び地盤の概要のほか、地震動記録波形、フーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル及び位相増分相対頻度図(位相スペクトルの隣り合うサンプリング間隔の位相角増分を $-2\pi$ から $+2\pi$ の範囲で表わしたものを)を含めた。地震動の位相特性については、それが地震動の性質を決定する重要な因子であるにも拘わらず、これまで振幅特性の方に重点が置かれ、位相特性についてはあまり注目されていなかったのが実状である。

5.1. 千葉県埋立地盤での観測

1.1 観測体制

観測場所 : 千葉県内の埋立地盤

地盤概要 : 図1に示す如く、地表面(GL)下6mまで埋立層でN値はほとんど0。以下GL-42mまで砂と粘土の互層。GL-42mからGL-52mまで支持層として十分な密実な砂層。その下にGL-75mまで粘性土層が続き、GL-75m以下はN値50以上の堅硬な砂層。

地震計設置位置 : 地表面(GL), GL-10m, GL-45m, GL-85mの4点  
(但し当資料では、GL及びGL-85mの2点のみを使用)

観測方向 : 水平2方向 X(N50°E)及びY(N40°W)

使用機器 : サーボ型換振器, アナログ磁気テープ記録, タイムスタンポ, 遅延回路(3sec), 自動感度切替, 無停電電源  
総合感度特性 — 0.5 Hz ~ 35 Hz で平坦

記録型 : 加速度(速度切替も可)

数値化及び解析 : サンプリング間隔  $\Delta t = 0.02 \text{ sec}$ , F.F.Tによるフーリエ振幅・位相スペクトル及び位相増分頻度図等

1.2 伊豆大島近海の地震(1978年1月14日, マグニチュード7.0)

図2に地表面X方向加速度波形を示す。観測最大加速度値は23.3 galで、震源距離 $X = 100 \text{ km}$ , 卓越周期 $T_g = 0.9 \text{ sec}$ として金井式により求めた基礎加速度スペクトル値は11.8 gal, 地表面最大加速度値は56.0 galであった。波形から見ると、記録後半に至って2sec程度以上の長周期成分が卓越している様子が明らかである。尚、当資料に掲載した以降の時間の波形では、5sec程度以上の長い周期成分が優勢であった。

図3には、この波形のフーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル及び位相増分ヒストグラムを示す。振幅スペクトルでは、当観測点でいつも卓越している0.3sec, 0.5sec及び1sec余り以外に、2.0sec程度の成分も優勢であることが分る。位相スペクトルは、 $0\pi$ から $2\pi$ までの間で激しく変化しており、振幅スペクトルほど明らかに向を指摘することが困難である。しかし、位相増分ヒストグラムでは、正規分布とは言えないものの、概ね凸型の分布形を示している。尚、当資料では割愛したが、位相角ヒストグラムは $0$ から $2\pi$ までのランダムな分布を示している。

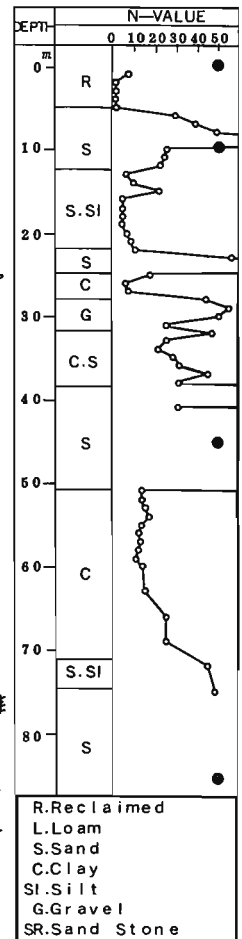


図1 地盤概要 及び  
地震計設置位置  
(千葉)



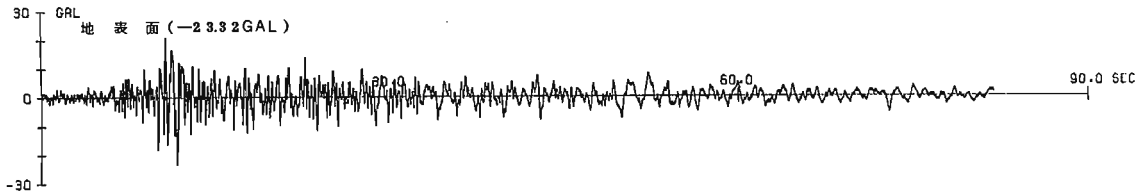
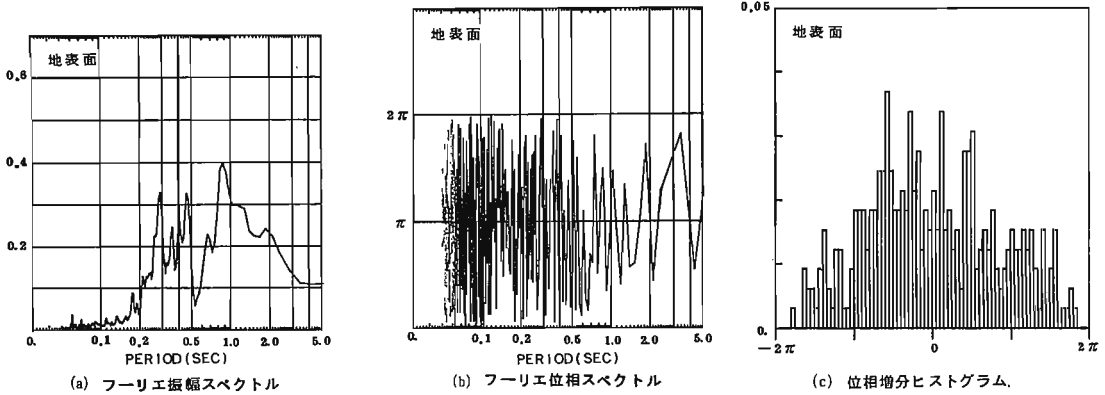


図2 伊豆大島近海地震(1978. 1.14) 千葉 X方向 加速度記録



(a) フーリエ振幅スペクトル (b) フーリエ位相スペクトル (c) 位相増分ヒストグラム

図3 伊豆大島近海地震(1978. 1.14) 千葉 X方向 加速度記録 フーリエスペクトル 及び 位相増分ヒストグラム

### 1.3 1978年島根県沖地震(1978年6月12日, マグニチュード 7.4)

図4に地表面及びGL-85mでのY方向加速度波形を示す。観測最大加速度値は、地表面で25.4 gal, GL-85mで7.3 galであり、増幅率は約3.5倍であった。これは他の23例の地震に於ける増幅率の平均値3.3倍とほぼ等しい。震源距離 $X=350$  km, 卓越周期 $T_g=1.4$  secとして金井式により求めた基盤加速度スペクトル値は1.91 gal, 地表面最大加速度値は11.3 galであり、観測結果の方がかなり大きな値となっている。伊豆大島近海の地震の波形と同様、記録後半に至って2.0 sec以上の長周期側の成分が優勢となっているが、伊豆大島近海の地震の場合より、加速度振幅の大きい部分が長時間継続している。

図5には、これらの波形のフーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル及び位相増分ヒストグラムを示す。GL-85mの振幅スペクトルでは、0.7 sec, 0.4 sec, 1.7 sec及び3.5 secの卓越が著しいが、地表面では、表層地盤の特性の影響を強く受けて、1.4 sec, 0.5 sec及び0.3 secが卓越している。位相スペクトルでは、1.4 sec以上の長周期側で、GL-85mと地表面とが類似の特性を示しているが、それより短周期側ではスペクトルの鋭さが激しく、類似の特徴は指摘し難い。位相増分ヒストグラムでは、 $0\pi$ を中心に凸型の分布を示すものの、凸凹もかなりあり、明らかに正規分布形とはいえない。

図6には、GL-85mから地表面に至る振幅伝達関数と位相伝達関数及び位相差ヒストグラムを示す。振幅伝達関数では、0.3 sec, 0.5 sec及び1.4 secの卓越が明らかであり、これらの周期がそれぞれGL-85mから上の地盤の3次, 2次及び1次の固有周期に当る。各周期成分の増幅の割合は、0.3 secが最も大きく、1次周期に当る1.4 secでは、その1/3以下となっている。位相伝達関数では、1.4 sec以上の長周期側及び0.3 secから0.4 sec程度の間に位相差0となっているほかは、鋭さが激しく、振幅伝達関数の各ローパスに対応する周期での位相差も $0 \pm \pi$ 程度と様々である。参考までに位相差のヒストグラムも示したが、 $0\pi$ 及び $-\pi$ を中心とする凸型の分布となっている。

F.F.Tにより求めた位相スペクトルにつき、隣り合うサンプル間の位相増分のヒストグラムを作成したが、F.F.Tの計算手法上、短周期側に密なサンプルになっているため、ヒストグラムは短周期側のウエイトの高いものとなっている点は注意を要する。また位相増分ヒストグラムに何らかの傾向を指摘できずとして、それがどのような原因によるものかを明らかにする必要がある。

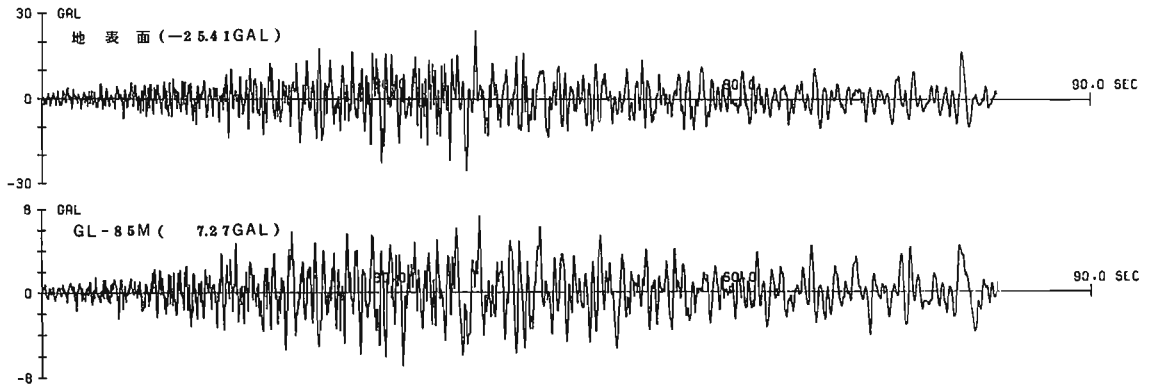
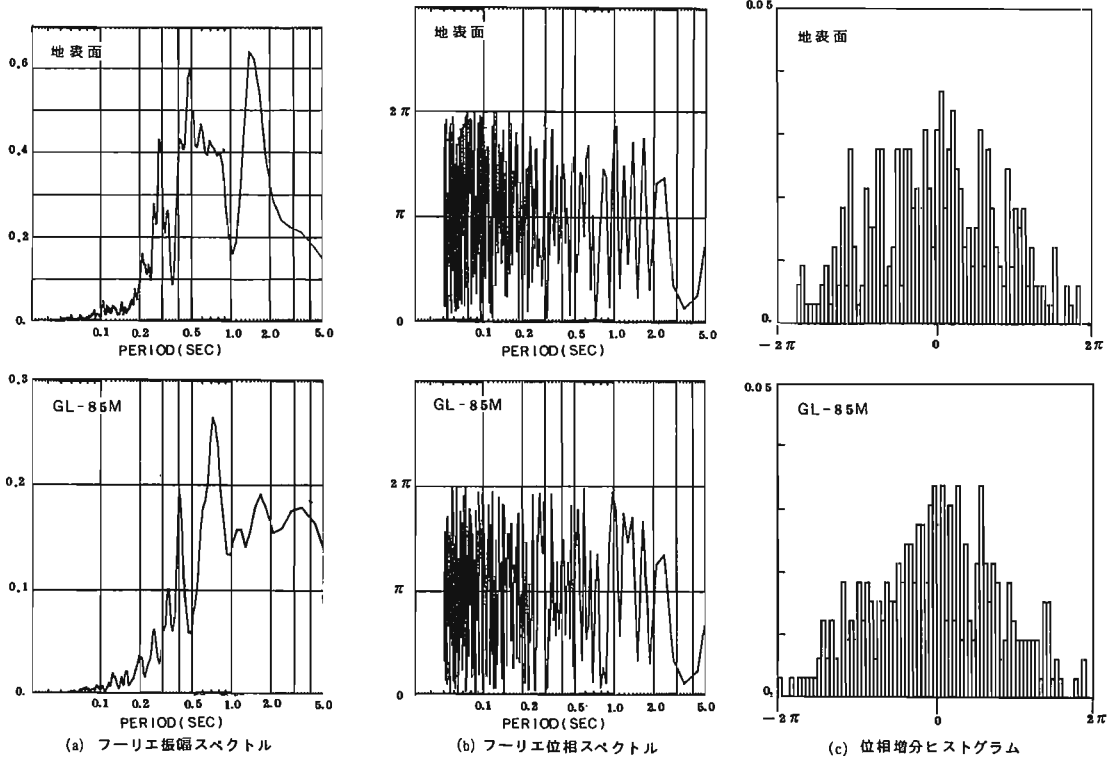


図4 宮城県沖地震(1978. 6.12) 千葉 Y方向 加速度記録

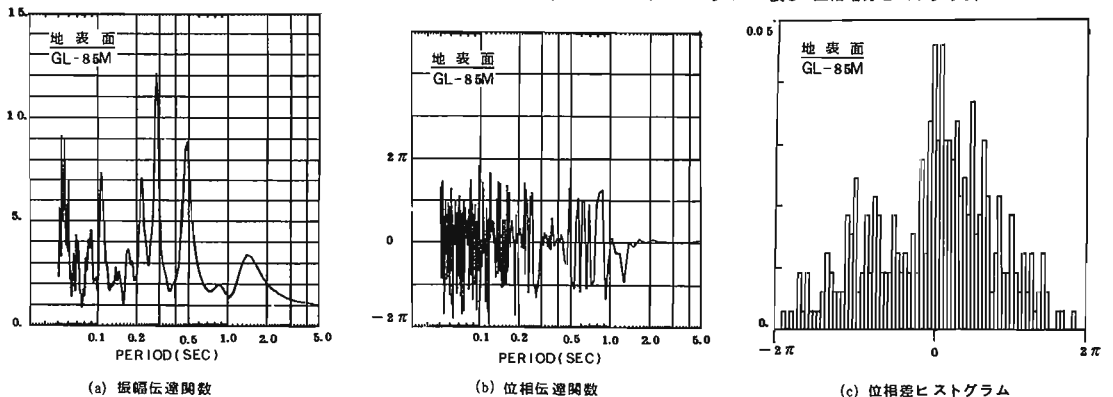


(a) フーリエ振幅スペクトル

(b) フーリエ位相スペクトル

(c) 位相増分ヒストグラム

図5 宮城県沖地震(1978. 6.12) 千葉 Y方向 加速度記録 フーリエスペクトル 及び 位相増分ヒストグラム



(a) 振幅伝達関数

(b) 位相伝達関数

(c) 位相差ヒストグラム

図6 宮城県沖地震(1978. 6.12) 千葉 Y方向 加速度記録 伝達関数 及び 位相差ヒストグラム

## 3. 東京都浅緑地盤での観測

### 2.1 観測体制

観測場所：東京都内の浅緑地盤

地盤概要：図7に示す如く、地表面下12mまではN値10未満のローム層。その下GL-30mまでは砂と粘土の互層で、N値は凸凹を示しながら漸増する。GL-30m以下は、堅固な砂礫層となっている。

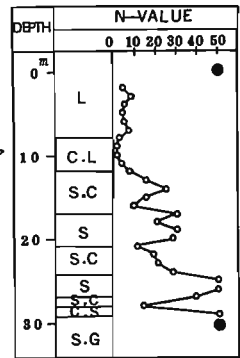
地震計設置位置：地表面及びGL-30mの2点

観測方向：水平2方向 X(N95°W) 及び Y(N5°W)

使用機器：サーボ型換振器、アナログ磁気テープ記録、タイムスタンプ、自動感度切替、総合感度特性—0.5~35Hzで平坦

記録型：加速度(変位出力も可)

数値化及び解析：サンプリング間隔  $\Delta t = 0.02 \text{ sec}$ 、F.F.T.によるフーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル、位相増分ヒストグラム等



(記号は図1に同じ)

図7 地盤概要及び地震計設置位置 (東京)

### 2.2 伊豆大島近海の地震 (1978年1月14日, マグニチュード7.0)

図8に地表面及びGL-30mでのX方向加速度波形を示す。観測最大加速度値は、地表面で21.8 gal, GL-30mで10.9 galであり、増幅率は2倍であった。震源距離  $X = 110 \text{ km}$ 、卓越周期  $T_d = 1.3 \text{ sec}$  として金井式により求めた基礎加速度スペクトル値は7.09 gal, 地表面最大加速度値は40.4 galであった。波形から見ると、地表面及びGL-30mとも後半部で4sec程度以上の長周期成分の優勢となっているが、地表面波形の前半部は短周期成分の卓越が著しい。図9には、両波形のフーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル及び位相増分ヒストグラムを示す。GL-30mの振幅スペクトルでは、0.65 sec, 1.3 sec 及び 5.0 sec の卓越が見られるが、地表面のそれは、0.65 sec, 1.3 sec に加えて、0.25 sec, 0.32 sec の卓越も著しい。地表面とGL-30mの位相スペクトルは、0.5 sec から 2.0 sec 程度までよく似ているが、他の周期領域では様相を異にしている。また、地表面の位相増分ヒストグラムでは、 $-\pi/2$  及び  $\pi/2$  に鋭い双峰を有するが、GL-30mではもっと鈍い分布となっている。

図10には、GL-30mから地表面に至る振幅・位相伝達関数及び位相差ヒストグラムを示す。振幅伝達関数では、0.12 sec, 0.25 sec 及び 0.38 sec にピークが見られ、これら短周期成分が表層で増幅されていることが分る。位相差スペクトルでは、0.5 sec 以上の位相差がほぼ0であると見てよい。位相差ヒストグラムは、0を中心とする正規型の分布を示している。

### 2.3 宮城県沖地震 (1978年6月12日, マグニチュード7.4)

図11に地表面とGL-30mのX方向加速度波形を示す。伊豆大島近海の地震に比べ、大振幅部分の継続が長く、強い勢力を有していることが分る。観測最大加速度は、地表面で35.5 gal, GL-30mで12.0 galで、増幅率は約3倍と平均値2.7倍よりやや大きい。金井式によれば、震源距離  $X = 350 \text{ km}$ 、卓越周期  $T_d = 1.3 \text{ sec}$  の場合、基礎加速度スペクトル値は2.06 gal, 地表面最大加速度値は11.7 galで、観測結果の方がずっと大きい。図12には、両波形のフーリエ振幅スペクトル・位相スペクトル及び位相増分ヒストグラムを示す。GL-30mの振幅スペクトルでは、1.3 sec 及び 0.65 sec の他 2.5 sec が優勢があるが、地表面ではむしろこれより短い 0.32 sec, 0.4 sec の卓越が著しい。位相スペクトルでは、0.5 sec 以上の長周期側はGL-30mと地表面とがほぼ似て特性がある。位相増分ヒストグラムでは、GL-30mで正規型であるものの、地表面では鈍い分布形である。図13に、振幅及び位相伝達関数と位相差ヒストグラムを示す。0.32 sec, 0.4 sec, 0.17 sec 等の卓越が明らかで、また 0.5 sec 以上の位相差が無いことが分る。

〔参考文献〕1)大野俊彦, 岩崎良二, 政尾亨, 大川出「地震波の位相特性とその応用に関する研究 (291)~(294)」日本建築学会大会学術講演梗概集, 昭和51年

〔謝辞〕当資料作成に並り御協力いただいた大成建設(株)土木本部設計部渡田政則氏, 石田修氏並に、技術本部技術開発部大石弘子嬢に感謝します。

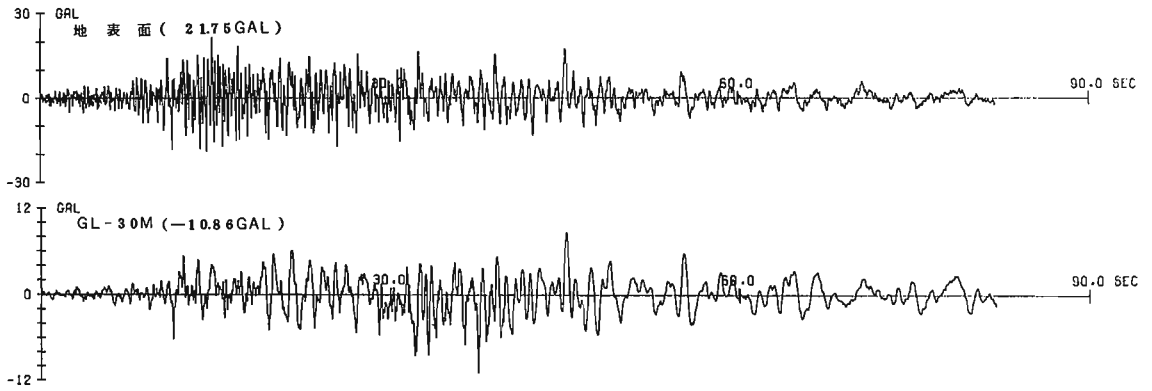
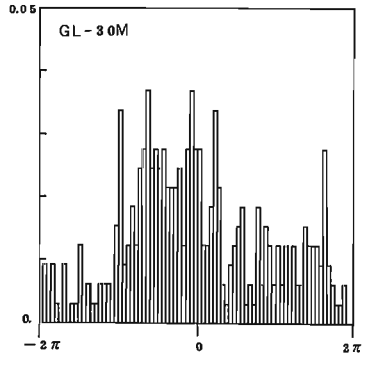
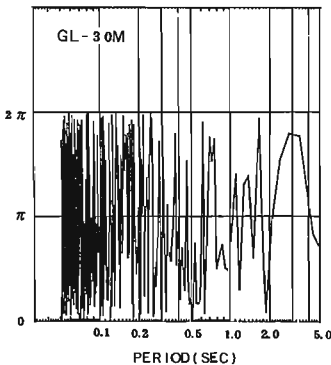
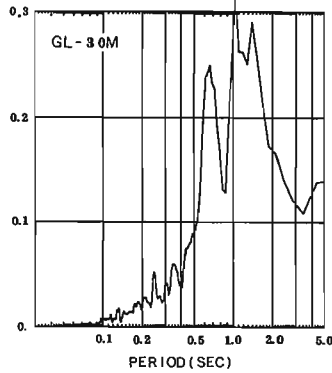
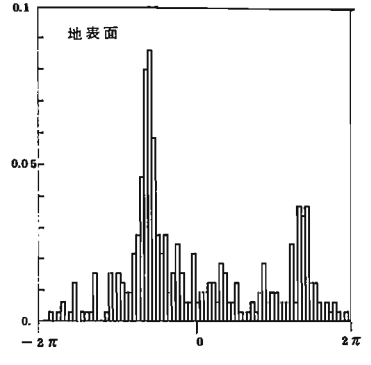
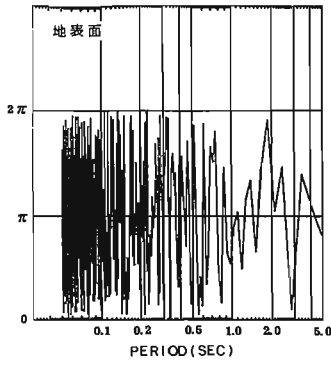
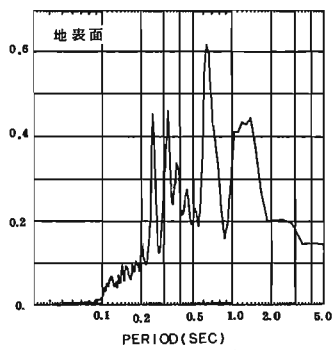


図8 伊豆大島近海地震(1978. 1.14) 東京 X方向 加速度記録

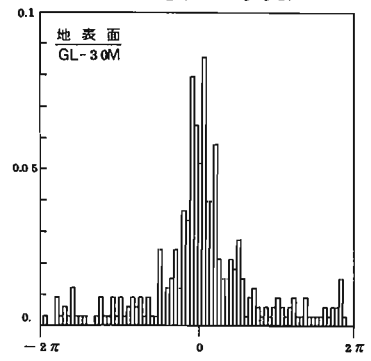
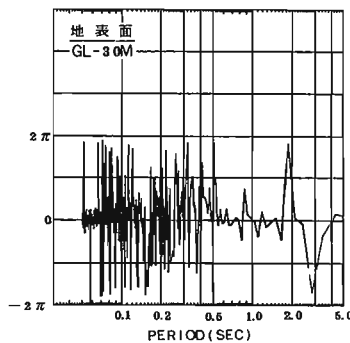
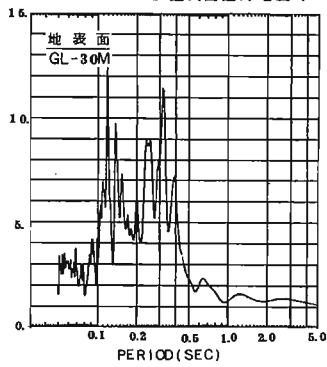


(a) フーリエ振幅スペクトル

(b) フーリエ位相スペクトル

(c) 位相増分ヒストグラム

図9 伊豆大島近海地震(1978. 1.14) 東京 X方向 加速度記録 フーリエスペクトル 及び 位相増分ヒストグラム



(a) 振幅伝達関数

(b) 位相伝達関数

(c) 位相差ヒストグラム

図10 伊豆大島近海地震(1978. 1.14) 東京 X方向 加速度記録 伝達関数 及び 位相差ヒストグラム

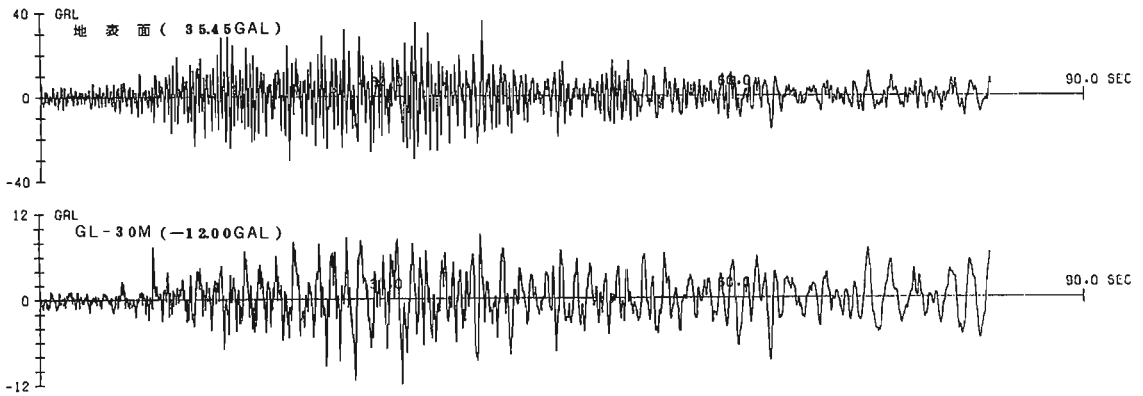
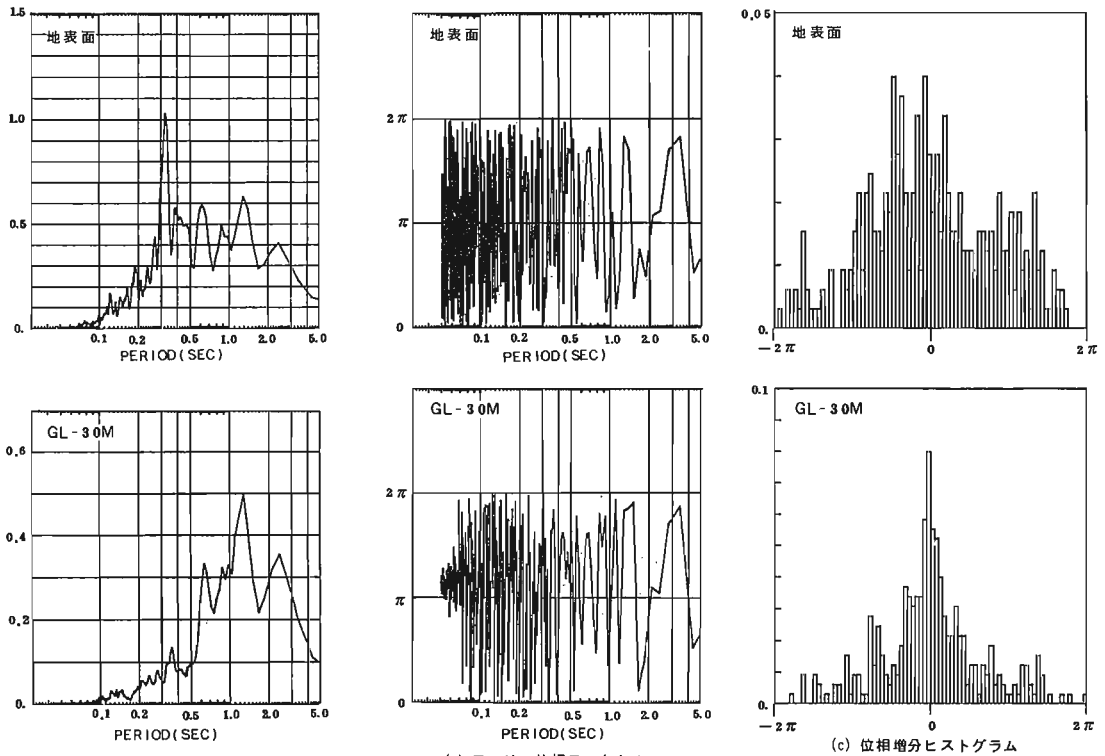
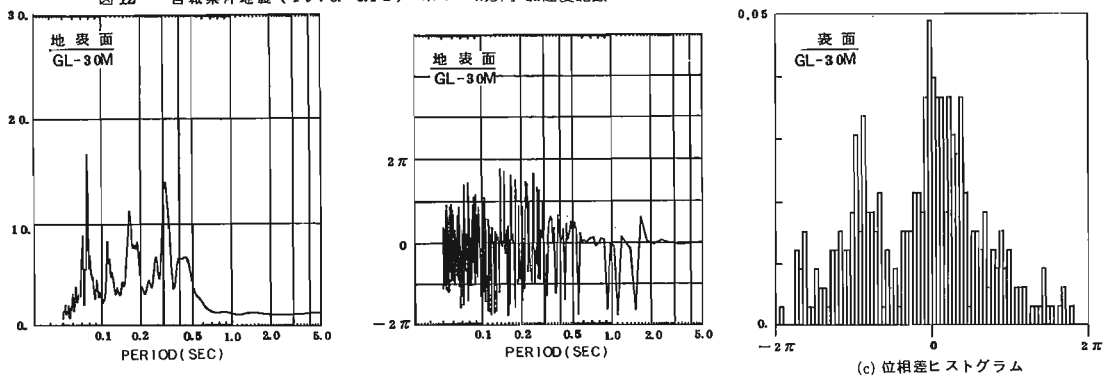


図11 宮城県沖地震(1978.6.12)東京 X方向 加速度記録



(a) フーリエ振幅スペクトル (b) フーリエ位相スペクトル  
 図12 宮城県沖地震(1978.6.12)東京 X方向 加速度記録 フーリエスペクトル 及び 位相増分ヒストグラム



(a) 振幅伝達関数 (b) 位相伝達関数  
 図13 宮城県沖地震(1978.6.12)東京 X方向 加速度記録 伝達関数 及び 位相差ヒストグラム

# 東京都港区芝浦における地中地震観測 (1978年伊豆大島近海地震, 1978年宮城県沖地震の記録)

清水建設(株)研究所 横田 治考

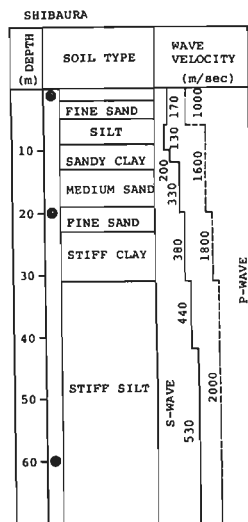
## 1. 地震観測の概要

- 1) 観測場所 東京都港区芝浦1-1 (超高層建物の建設予定敷地)
- 2) 地震計の設置位置  
GL, GL-20m, GL-60m (N35E, S55E, UDの3成分)
- 3) 換振器の特性および記録型式  
埋設型(3成分)のサーボ型加速度計 (GL, GL-20m, GL-60m)  
( $f_0 = 5 \text{ Hz}$ ,  $\eta = 50$ )  
速度型強震計(3成分)<sup>(1)</sup> (GL)  
( $f_0 = 0.625 \text{ Hz}$  (水平),  $0.833 \text{ Hz}$  (上下), 測定周波数範囲  $0.025 \sim 20 \text{ Hz}$ )  
9成分の加速度記録のみ3秒間の遅延装置を使用。  
NHKの時報により自動修正されるクリスタル・タイムコードジェネレータの出力を同時に記録。  
記録型式 14チャンネルのアナログデータレコーダ

- 4) 地盤の概要 図-1に土質柱状図と弾性波速度の分布を示す。  
(2)(6)

## 2. 既往の観測結果

- 1) 芝浦における加速度最大値の増幅比を図-2に示す。
- 2) 観測波形から計算した表層地盤の増幅特性を図-3に示す。
- 3) GL-2500mを地震基礎と仮定した場合の, GL, GL-20m, GL-60mの増幅度スペクトルの計算結果を図-4に示す。  
(内部減衰を考慮した計算結果)



● SEISMOMETER (3 components)

図-1 土質柱状図と弾性波速度

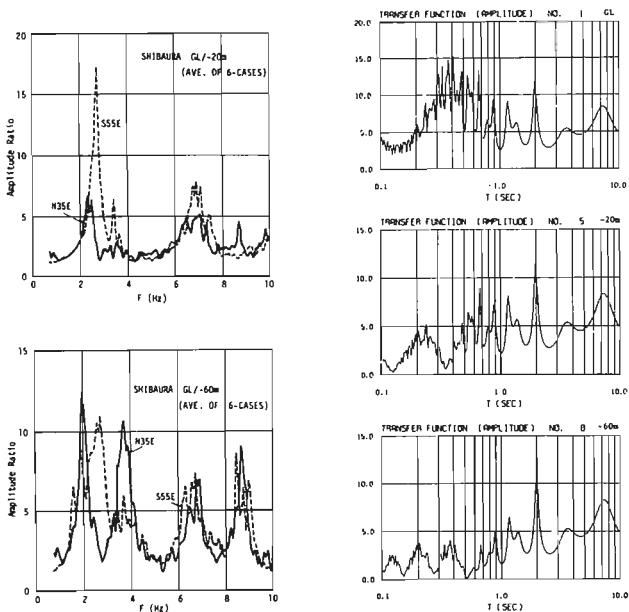


図-3 芝浦の表層地盤の伝達関数 (観測結果)

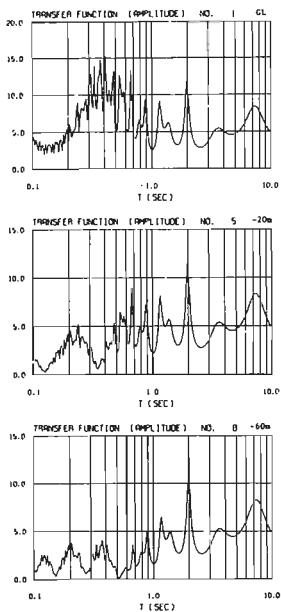


図-4 GL-2500mに入射する波の増幅度スペクトル(理論値)

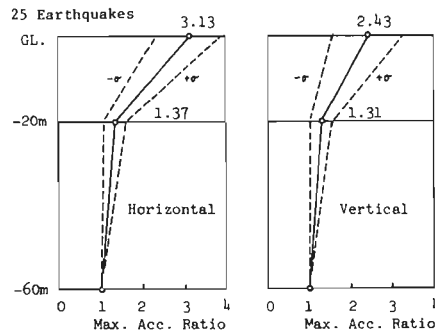


図-2 最大加速度の増幅比

### 3. 1978年伊豆大島近海地震の記録

- 1) 発震時 1978年1月14日12時24分38.6秒
- 2) 震央位置 伊豆大島近海  $34^{\circ}46'N, 139^{\circ}15'E$
- 3) 深さ 0 km
- 4) 規模 顕著, マグニチュード7.0
- 5) 東京の震度 IV
- 6) 震央距離 110 km
- 7) 図-5に加速度記録と速度記録を示す。(記録中の時刻を示す.)

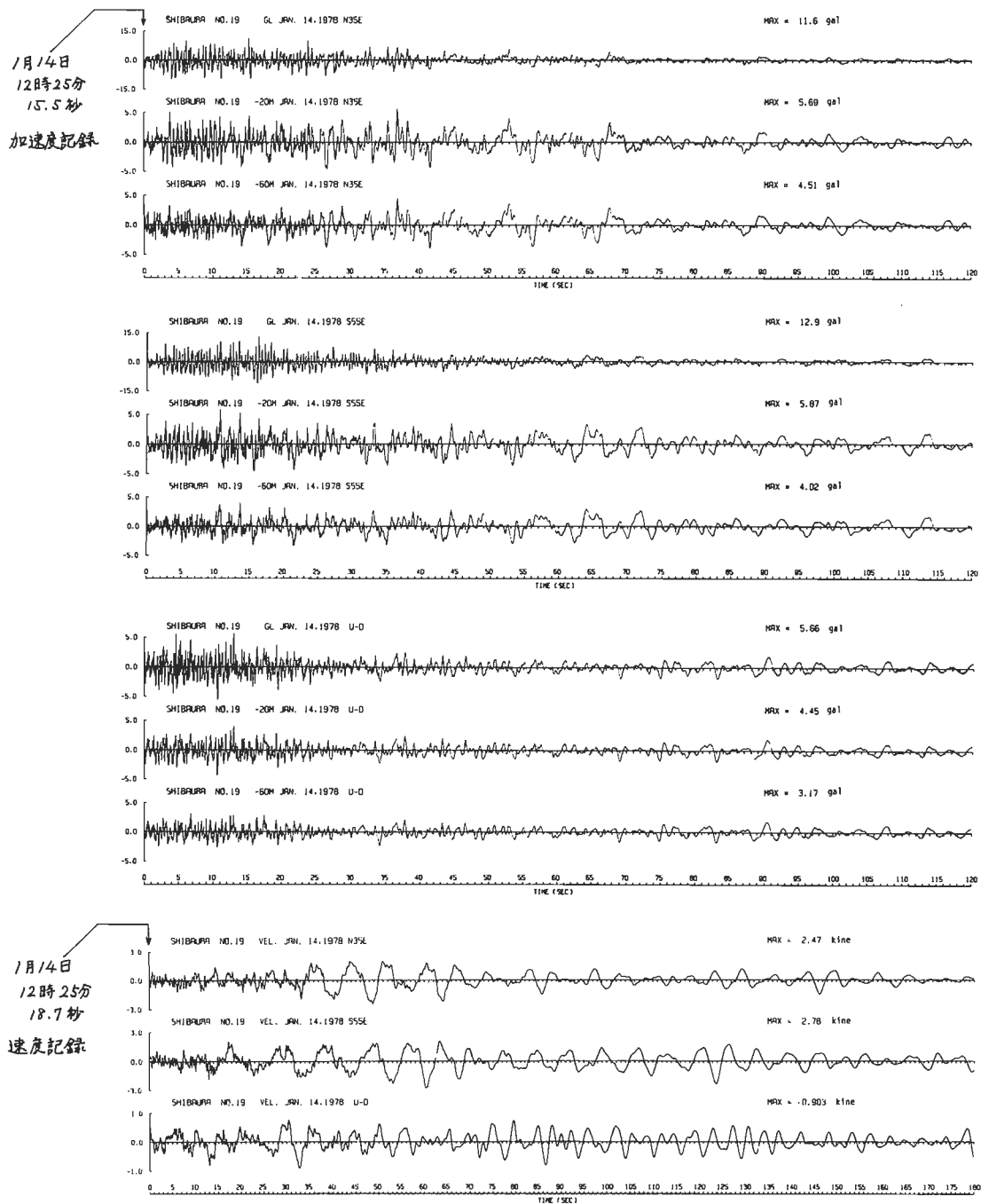
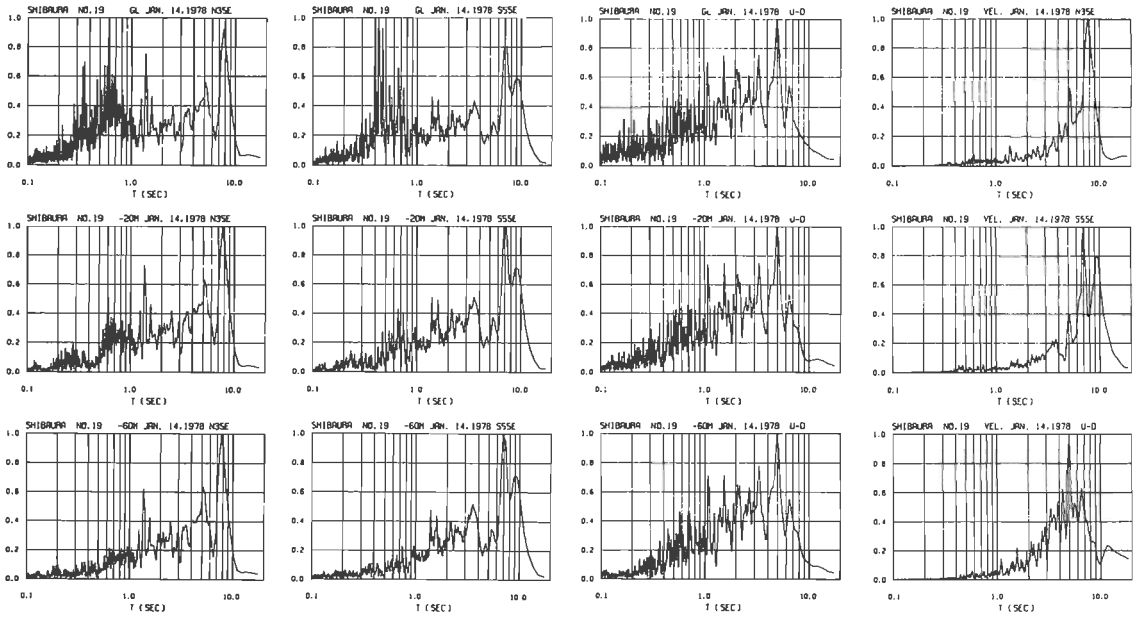


図-5 1978年伊豆大島近海地震の加速度記録(120秒間)と速度記録(180秒間)

8) 図-6に各記録波形のフーリエスペクトルを示す。(最大値を1に規準化している。)



(加速度記録 120秒間)

(速度記録 180秒間)

図-6 観測波形のフーリエスペクトル

9) 伊豆大島近海地震に現われたやや長周期成分の性質を調べるために、速度記録のランニングスペクトルを計算した。図-7と図-8は震源方向と震源直角方向のランニングパワースペクトルで、縦軸に振動数(0~0.5 Hz)、横軸に時間を示しており、表面波の分散性が見られる。

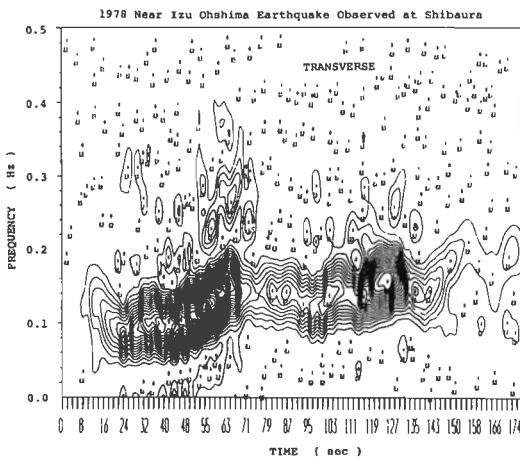


図-7 伊豆大島近海地震の速度記録の震源直角方向のランニングスペクトル

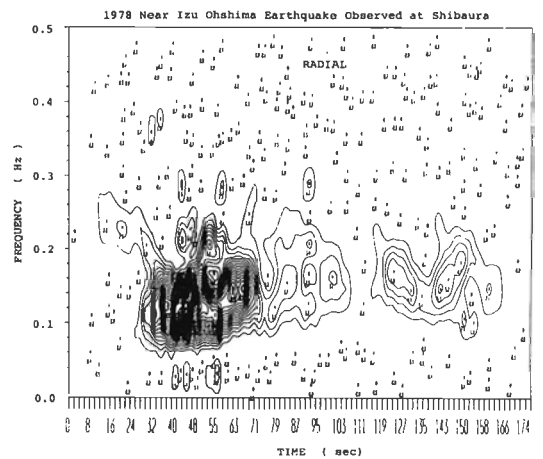


図-8 伊豆大島近海地震の速度記録の震源方向のランニングスペクトル



4. 1978年宮城県沖地震の記録

- 1) 発震時 1978年6月12日17時14分25.4秒
- 2) 震央位置 宮城県沖  $38^{\circ}09'N$ ,  $142^{\circ}10'E$
- 3) 深さ -40 km
- 4) 規模 顕著, マグニチュード 7.4
- 5) 東京の震度 IV
- 6) 震央距離 350 km
- 7) 図-9に加速度記録と速度記録を示す。(記録中に時刻を示す。)

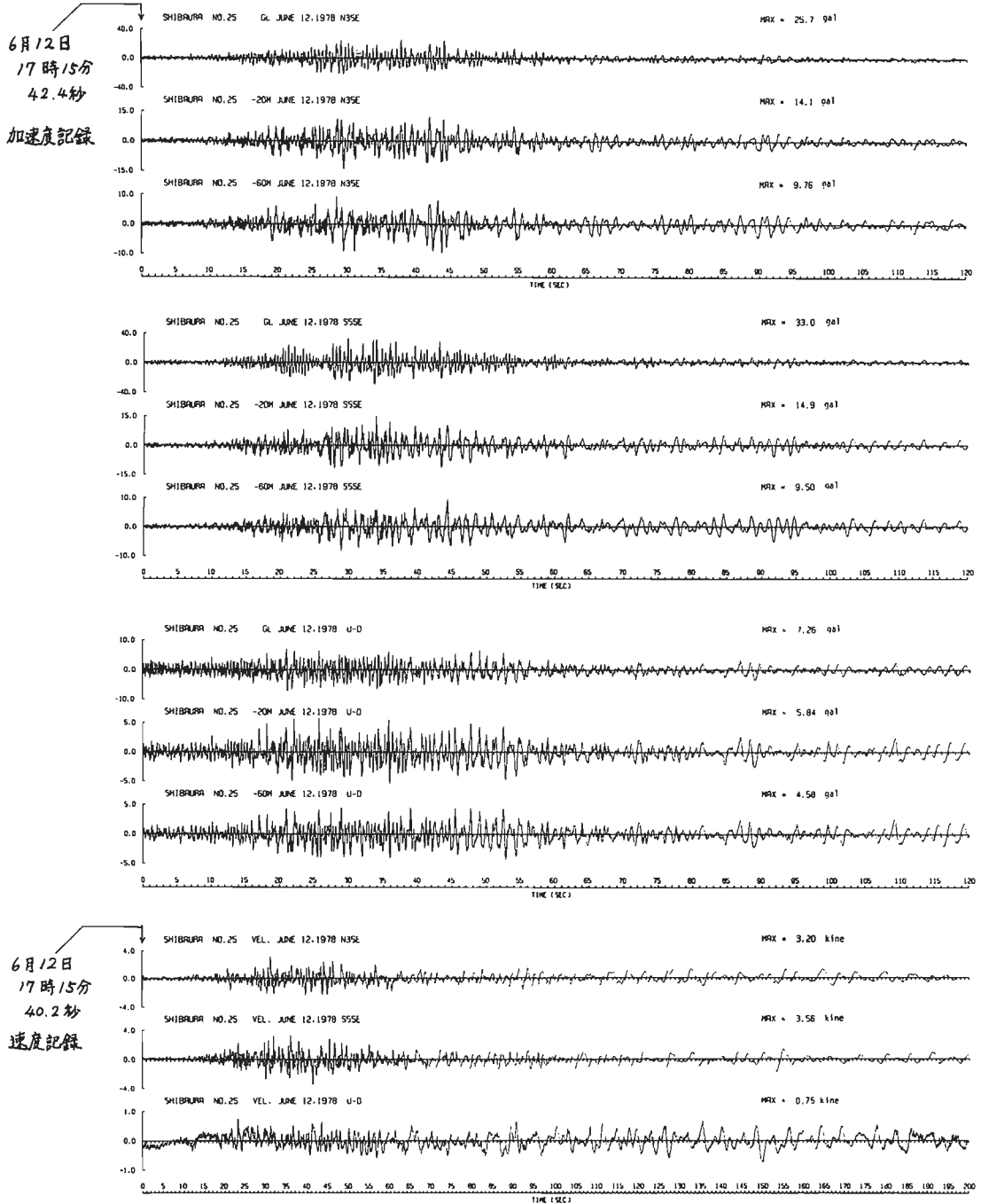


図-9 1978年宮城県沖地震の加速度記録(120秒間)と速度記録(200秒間)

8) 図-10に各記録波形のフーリエスペクトルを示す。(最大値を1に規準化している。)

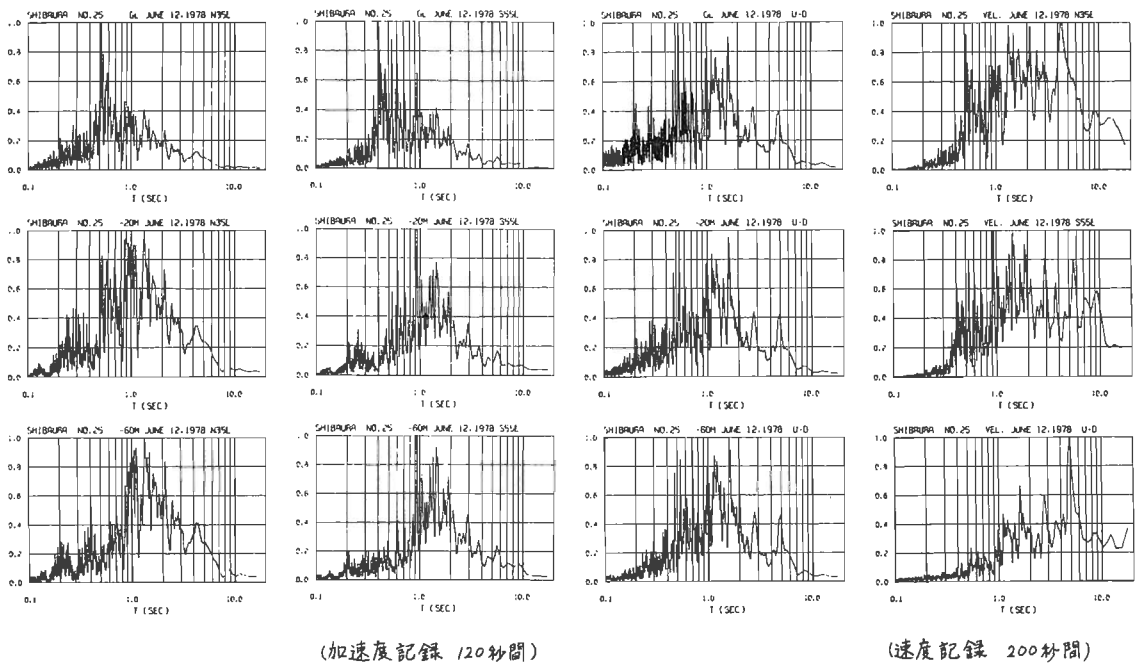


図-10 観測波形のフーリエスペクトル

9) 図-11と図-12に宮城県沖地震の速度記録の、ランニングパワースペクトルを示す。計算結果は伊豆大島近海地震の場合と同じものであるが、宮城県沖地震のランニングスペクトルのやや長周期成分には、分散性が見られない。

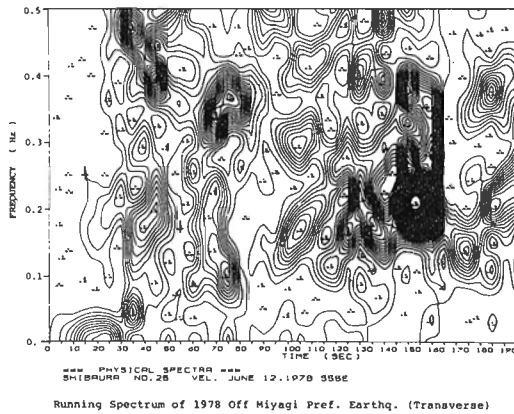


図-11 宮城県沖地震の速度記録の震源直角方向のランニングスペクトル

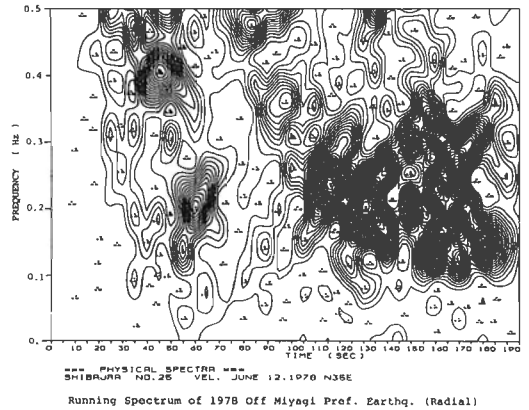


図-12 宮城県沖地震の速度記録の震源方向のランニングスペクトル

5. 1978年伊豆大島近海地震と宮城県沖地震の観測結果の比較

- 1) 伊豆方面で発生した震源深さの浅い地震のうち、マグニチュードの比較的大きい地震を、東京で観測すると、同期1秒以上のやや長周期成分が卓越する。1978年伊豆大島近海地震では、1.2~1.3秒、2秒、3.5秒、5秒、7~9秒などの同期成分が卓越している。これらの卓越周期は、余震中最大であった1月15日の伊豆半島中部の地震にも共通しており、1974年伊豆半島沖地震の東京における観測波形にも見られるもので、東京の深い地盤構造を反映している<sup>(6)</sup>。1978年宮城県沖地震のスペクトルでは、伊豆大島近海地震に比較すると、やや長周期成分が顕著に見られないが、卓越周期は他の地震と共通している。地表の上下動の速度記録のフーリエスペクトルでは、両地震ともに5秒の成分が卓越しており、これも東京の地盤構造と関係したもので、レーレー波と考えられる<sup>(6)</sup>。
- 2) 伊豆大島近海地震では、やや長周期成分に明瞭な分散性が見られ、観測波形から求めた分散曲線と、工藤によつて計算された東京の地下構造モデルの表面波の分散曲線は良く一致する<sup>(3)</sup>。(図-13) しかしながら、宮城県沖地震の速度記録のランニングスペクトルには、明瞭な表面波の分散性は見られない。
- 3) 気象庁発表の発震時と観測波形の時刻を用いて、S波初動の平均的伝播速度を計算すると、伊豆大島近海地震およびその翌日の伊豆半島中部の地震では3.0 km/sec、宮城県沖地震では3.9 km/secであった。伊豆大島近海地震の深さは0 km、宮城県沖地震の深さは30 kmと発表されており、地震断層の発生する位置によつて、地震波は $V_s$ の異なる層を伝播するため上記のような現象が観測されるものと考えられる。これらの $V_s$ の値は、瀬尾の提案している東京の地下構造<sup>(5)</sup>とも良く一致している。S波初動の伝播速度は、震源の深い地震ほど速いという結果が芝浦でも観測されており、このような違いが、地震波の最大加速度のアテニュエーションカーブなどにも影響を与えると考えられる。
- 4) 伊豆大島近海および宮城県沖の2地震の地中における最大加速度の増幅率は、過去に記録された25地震の平均値と大差なかった。

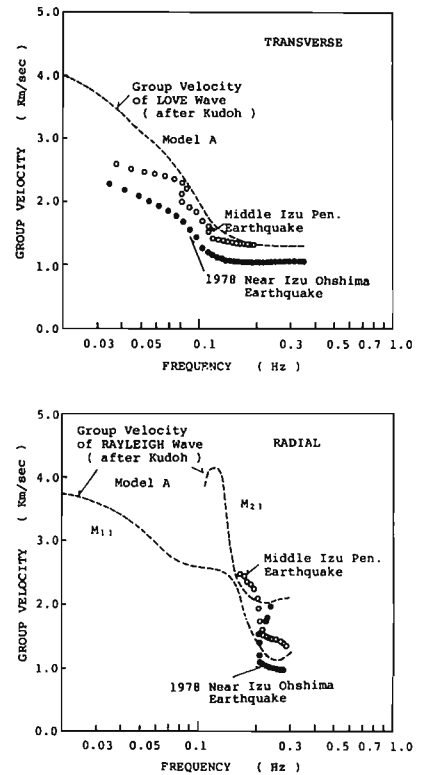


図-13 表面波の分散曲線  
(観測結果と理論値の比較)

〈参考文献〉

- (1) 村松郁隆 : "速度型強震計の製作" 地震 第2輯 第30巻 第3号 昭和52年
- (2) 横田治彦 : "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 (日本建築学会) 1977
- (3) 工藤一嘉 : "強震地動と表面波" 第14回自然災害科学総合シンポジウム 1977. 8
- (4) 嶋 悦三, 柳沢馬住, 工藤一嘉, 瀬尾和夫, 山崎謙介 : "東京の基盤構造 その2" 地震研究所彙報 Vol. 51
- (5) 瀬尾和夫 : "東京の基盤構造が地震動のやや長周期成分に与える影響" 昭和52年度 三大学院シンポジウム
- (6) 横田治彦, 渡辺弘文, 塩谷清人 : "東京で観測された地震動のやや長周期成分とその特性" 第5回日本地震工学シンポジウム

東京都北区における観測結果

鹿島建設技術研究所 丹羽正徳\*

1. 観測地 東京都北区王子5-1 日本住宅公団王子5丁目団地D棟
2. 地震計位置 図-1, 地震計設置方向 N10°W (NSは建物短辺) E10°N (EWは建物長辺)
3. 地盤の概要 図-2,
4. 計測器 地震計 サ-ボ型加速度計 ( $f_0 = 3.0\text{Hz}$ ,  $f > 30$ , 記象; 加速度・変位(2重積分))  
記録器 データレコーダ (14 Chs., FM変調方式, テープ速度3 3/4 IPS)  
総合特性 図-3, 最小分解能; 40 dB以上, 積分回路限界; 0.066 Hz (16 sec)
5. 数値化方法 処理方法 データレコーダのアナログテープよりAD変換(ミニコン)  
補正 加速度 零線補正  
変位 零線補正, 計器補正, 数値フィルタ - High Pass ( $f_c = 0.083\text{Hz}$  (12 sec)  
 $f_r = 0.056\text{Hz}$  (18 sec))

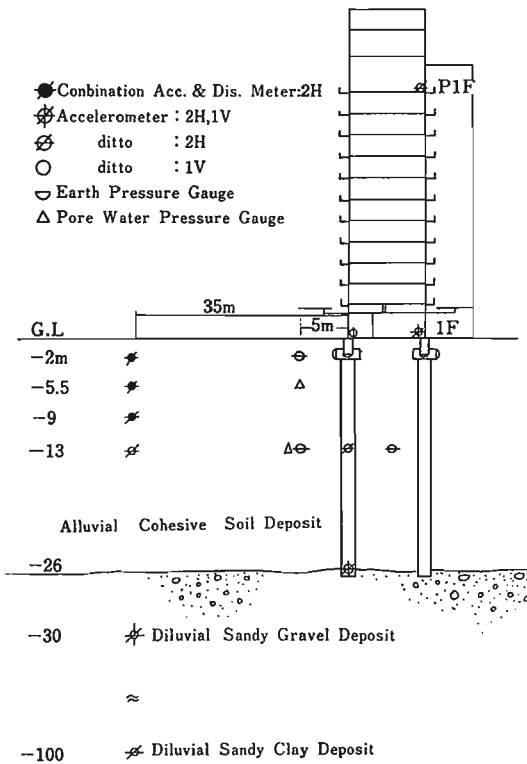


図-1 地震計位置

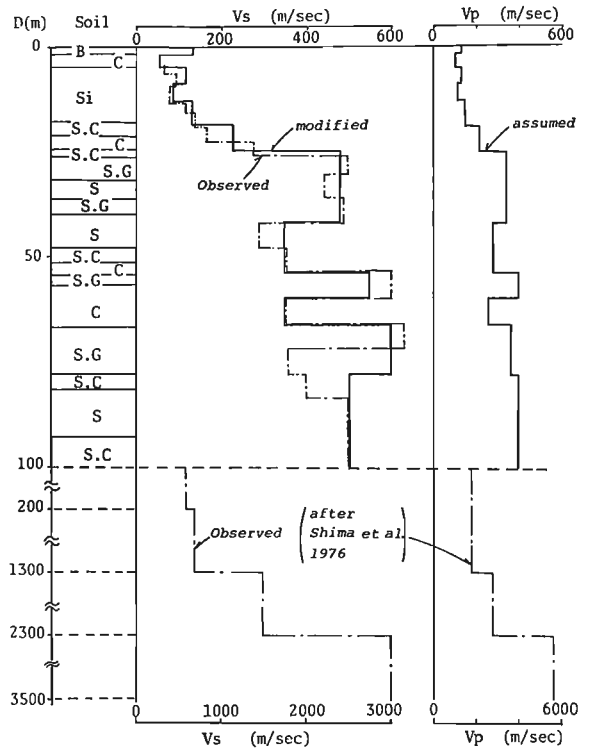


図-2 地盤の概要

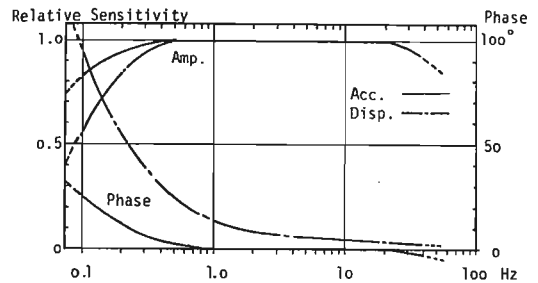


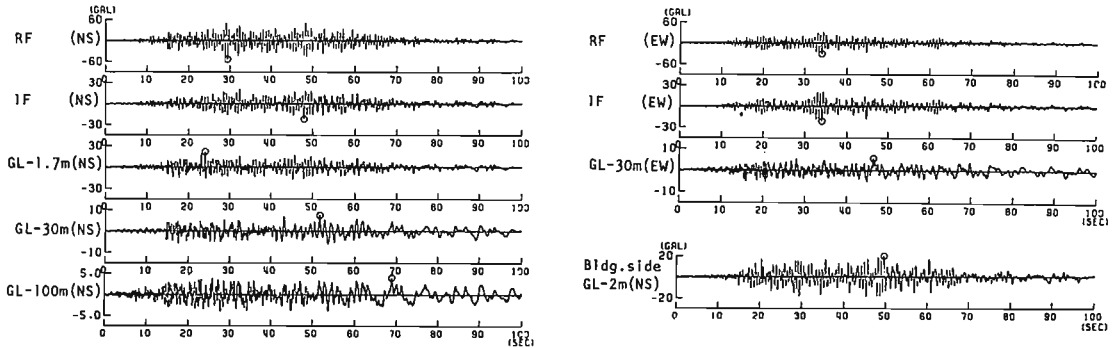
図-3 地震計総合特性

\*共同研究者; 太田外気晴, 上野薫  
横沢秀夫, 有子山直樹 (以上鹿島技研)  
堀越清視 (鹿島電子計算センター)

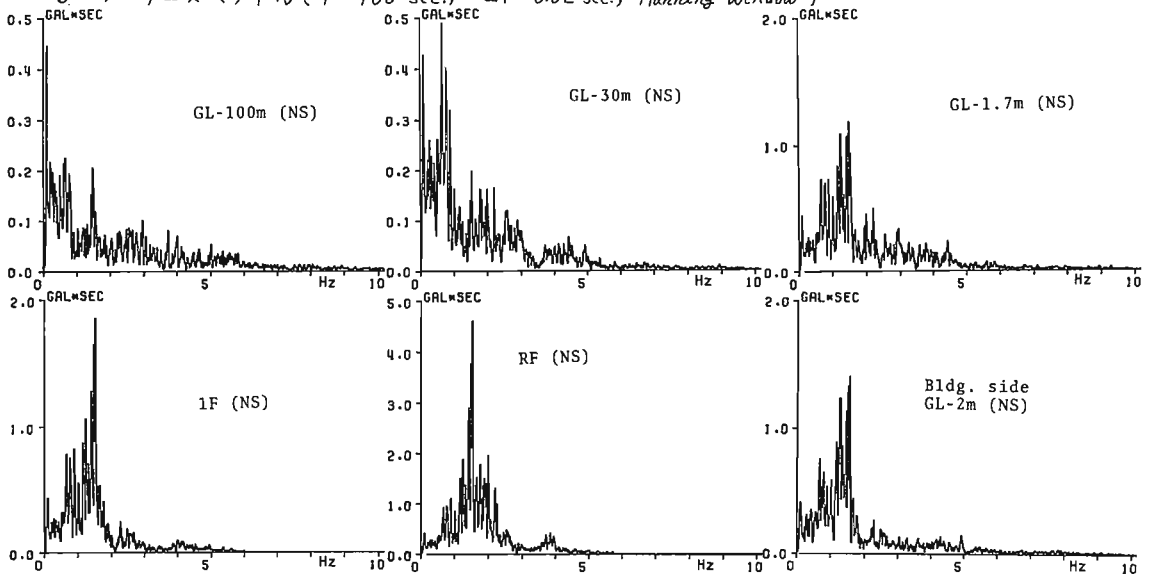
6. 地震記録の解析結果

(1) 1978.1.14 伊豆大島近海地震

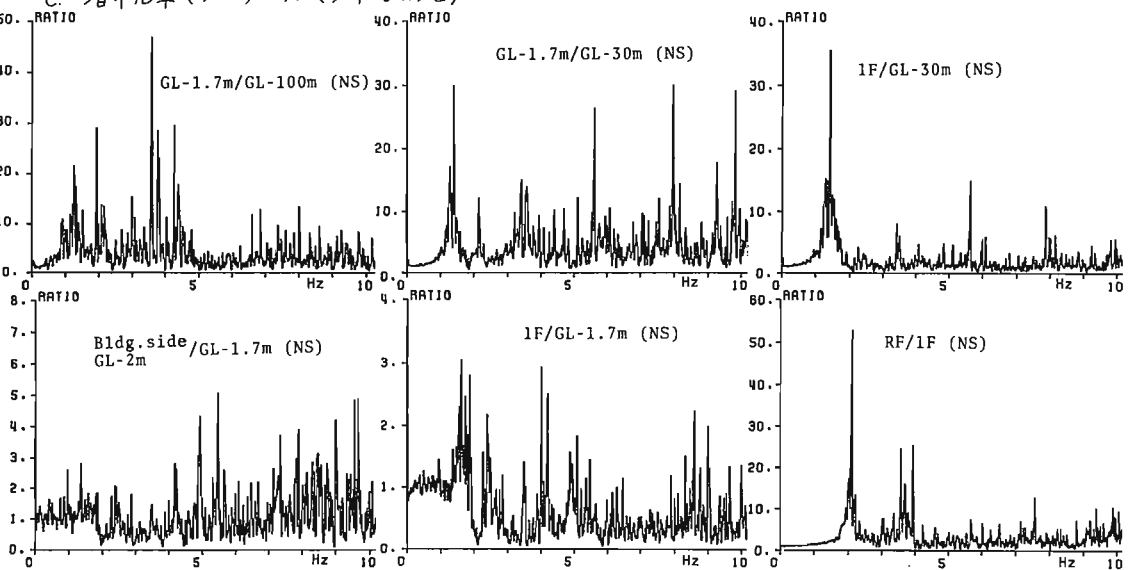
a. 記録波形列 (記録長さ  $T=100$  sec., サンプル間隔  $\Delta T=0.02$  sec.)



b. フーリエスペクトル ( $T=100$  sec.,  $\Delta T=0.02$  sec., Hanning window)

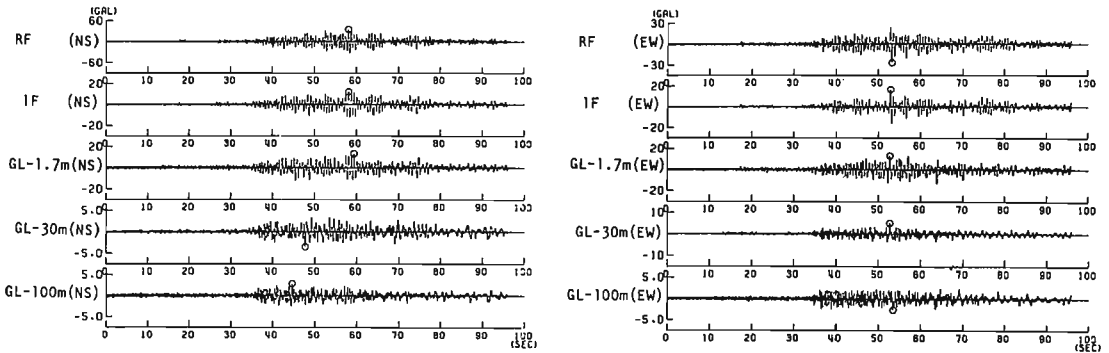


c. 増中倍率 (フーリエスペクトルの比)

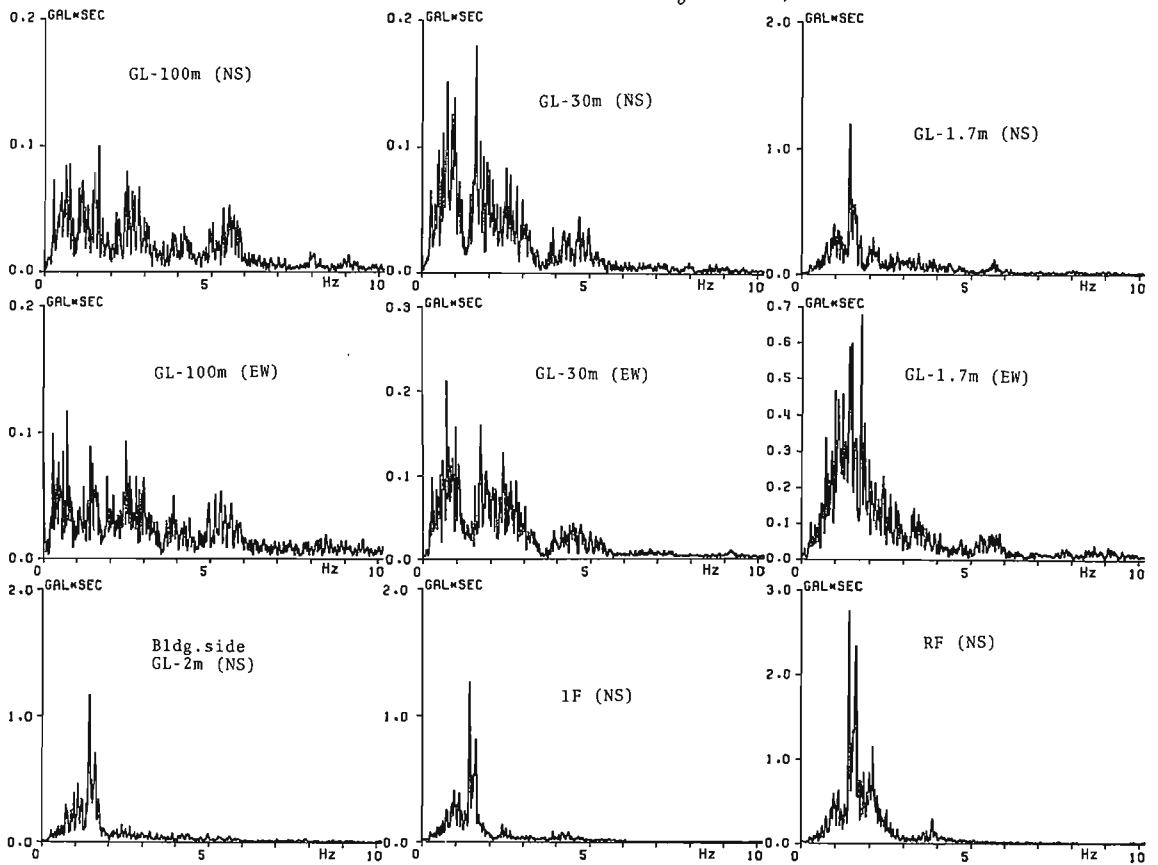


(2) 1978.2.20 宮城県沖地震

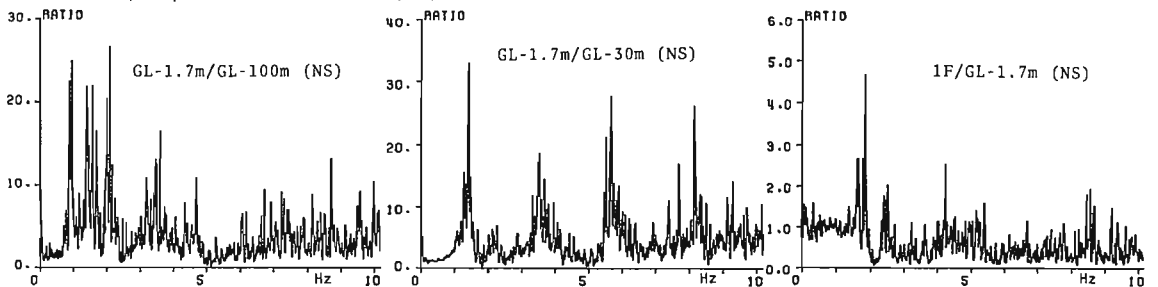
a. 記録波形例 (記録長さ  $T=96$  sec., サンプル間隔  $\Delta T=0.02$  sec.)

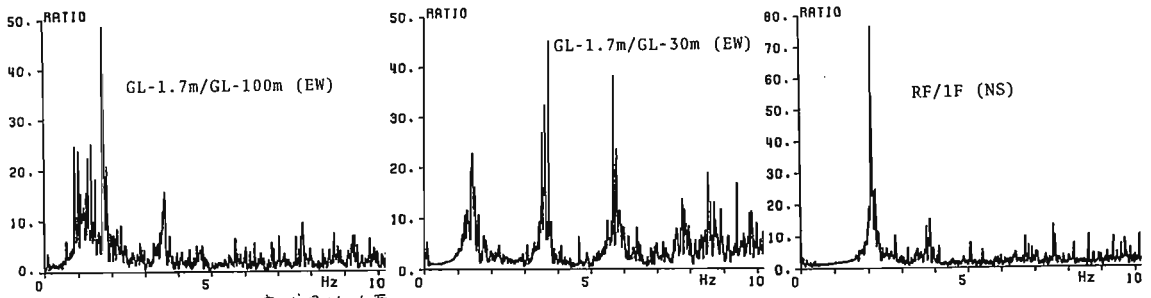


b. フーリエスペクトル ( $T=96$  Sec.,  $\Delta T=0.02$  Sec., Hanning window)



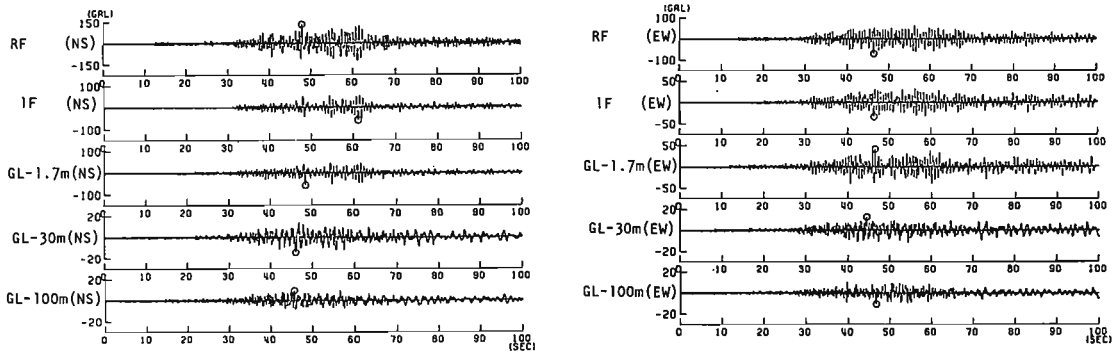
c. 増中倍率 (フーリエスペクトルの比)



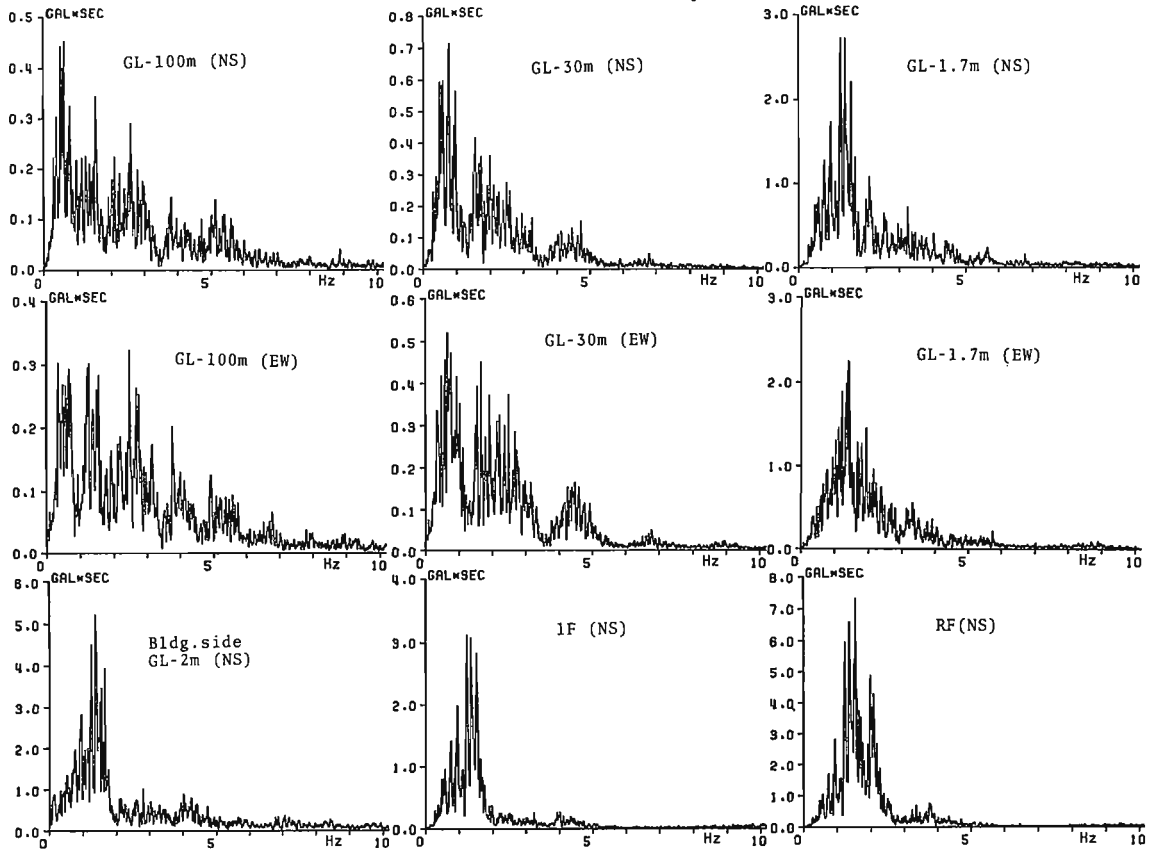


(3) 1978.6.12 宮城県沖地震

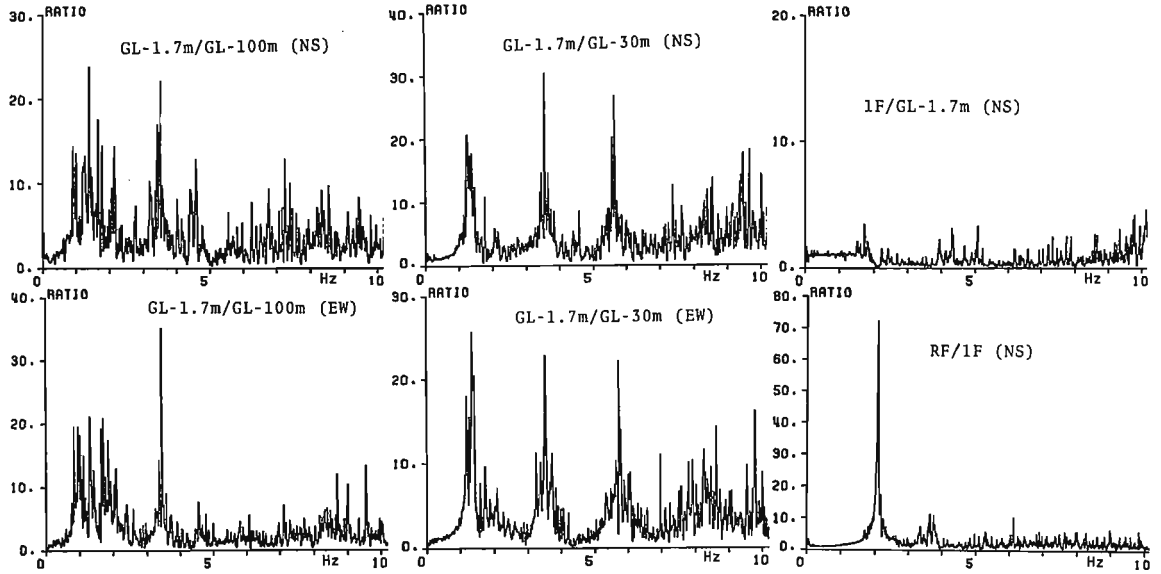
a. 記録波形例 (記録長さ  $T = 96$  sec., サンプル間隔  $\Delta T = 0.02$  sec.)



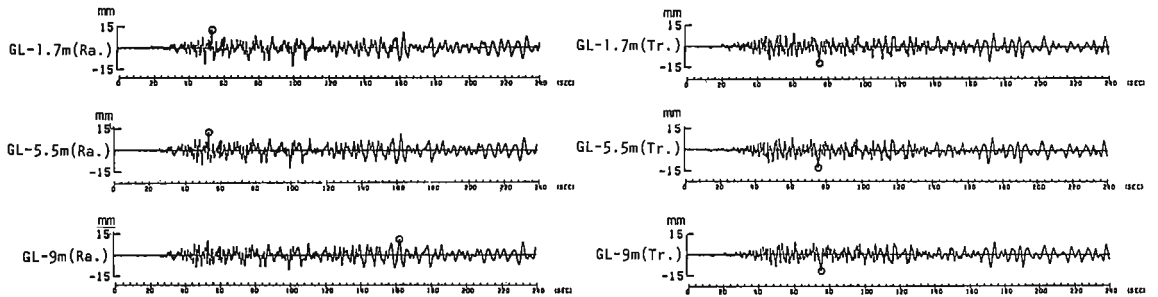
b. フーリエスペクトル ( $T = 96$  sec.,  $\Delta T = 0.02$  sec., Hanning window)



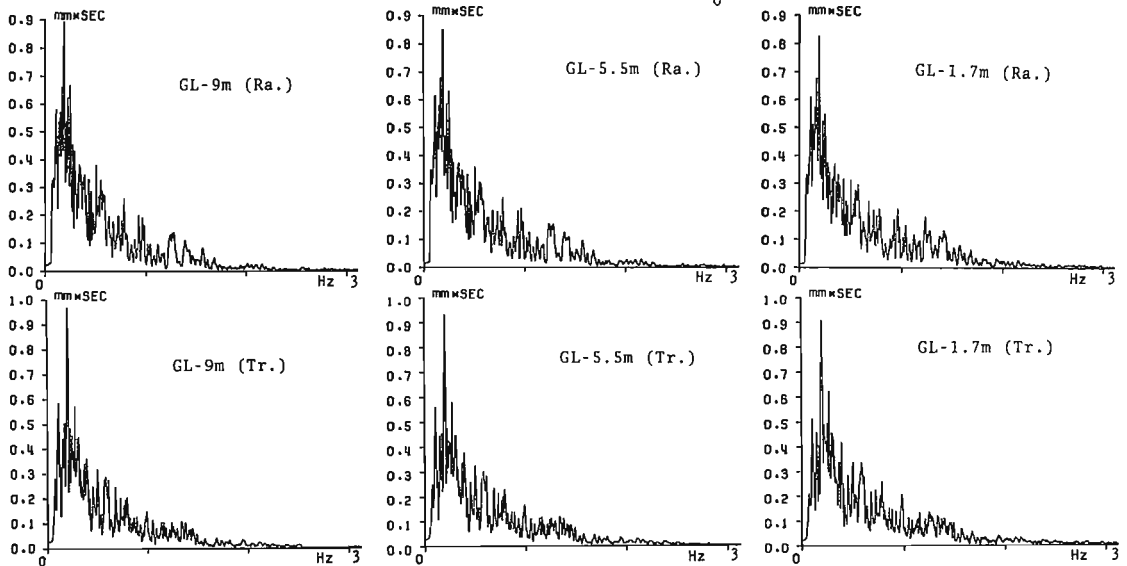
C. 増中倍率 (フーリエスペクトルの比)



d. 変位波列例 ( $T=240$  sec.,  $\Delta T=0.05$  sec., 軸変換)

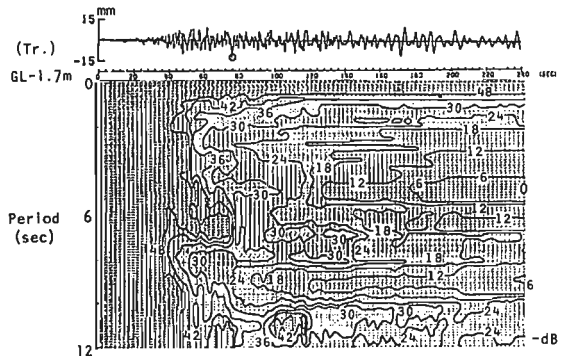
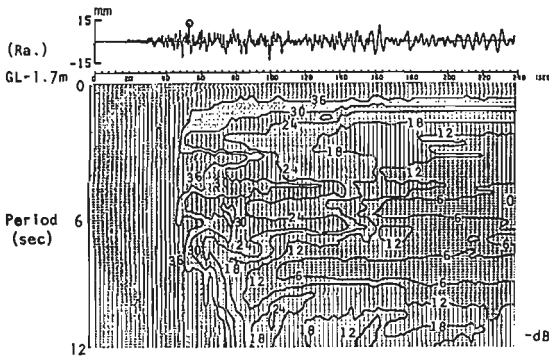


e. フーリエスペクトル ( $T=240$  sec.,  $\Delta T=0.05$  sec., Hanning window)

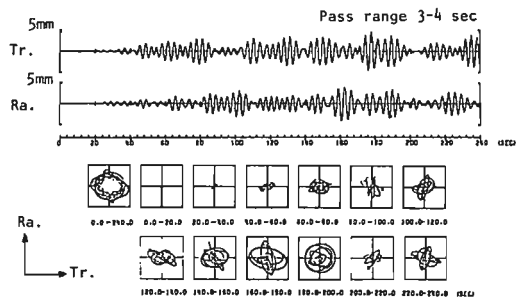
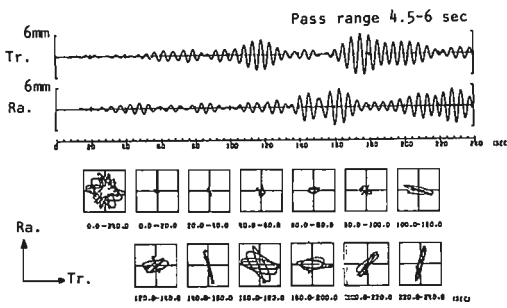




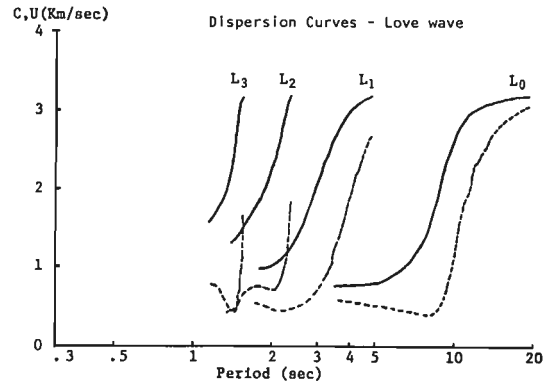
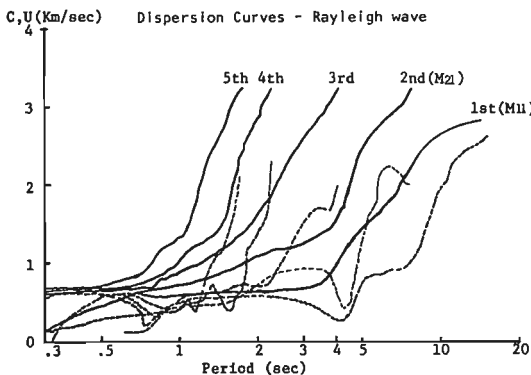
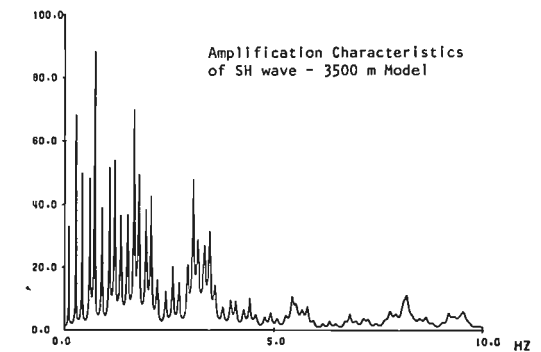
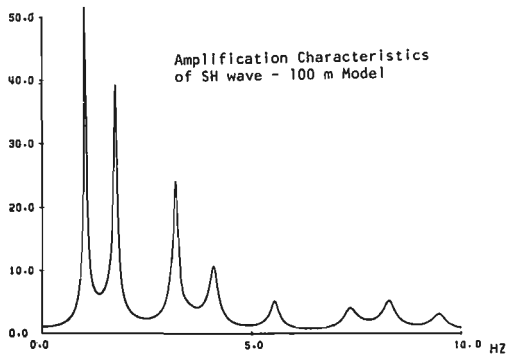
f. ランニングフーリエスペクトル



g. パーティクルオービット



7. 地盤の特性 (GL-100m) 以上の深のデータは、嶋他<sup>(1)</sup>による



(参考文献) (1) 嶋悦三他, 東京の基礎構造 その1.その2., 地震研究所彙報 Vol.51, 1976.

軟弱地盤（江東区南砂）における観測結果

— 1978年宮城県沖地震 —

竹中工務店技術研究所 阿部 康彦

1. 地震観測概要

- 1) 観測地 (図-1 参照) 江東区南砂2丁目 竹中工務店技術研究所敷地内 (震央距離 約345 km)
- 2) 地震計設置位置・方向 GL-3.5 m (NS・EW 成分), -11.2 m (NS 成分), -44.4 m (NS・EW・UD成分) [スターターはGL-44.4 mのUD成分]
- 3) 地盤概要 図-2に示すように、GL-37 mぐらまでシルト層の堆積している軟弱な地盤である。
- 4) 観測システム  
地震計 サーボ型加速度計 (固有周期 0.3秒), 増幅器を含む総合周波数特性を図-3に示す。  
記録型式 IBM S/7 によるリアルタイム実験計測処理システム\*1の一環として、常時データの収集をしており、地震感知後ただちに磁気ディスクに記録が収録されるとともにタイプライターに最大加速度振幅が速報として出力される。図-4に観測システムの概要を示す。
- 5) AD変換・記録長さ 収録開始レベルの2.8秒前から収録終了レベルの1秒後までのデータがサンプリング間隔0.01秒でAD変換される。本地震時の収録開始・終了レベルはともに約0.3 galであり、177.22秒間のデータが収録された。図-5に記録波形を示す。

2. スペクトル解析概要

- 1) フーリエスペクトル 全継続時間の内、13.5秒から163.84秒間の0.02秒間隔のデータに対し、FFTによりフーリエ変換し、Parzenのスペクトルウィンドウ\*2 (ウィンドウ幅0.2 Hz)をかけてフーリエスペクトルを求めた。その結果を図-6に示す。
- 2) ランニングフーリエスペクトル 上記1)と同じ区間のデータを使用し、継続時間5秒間ごとのデータにcosine型のデータウィンドウをかけFFTによるフーリエスペクトルを求め、その継続時間の中心時刻におけるスペクトルとする。中心時刻を1秒間隔で移動させて全継続時間にわたるランニングフーリエスペクトルを求めた。図-7はGL-3.5 mのNS・EW成分のランニングスペクトルを等スペクトル値を結ぶコンターで示したものである。
- 3) スペクトル比 後述の歪依存性を考慮した地盤増幅特性の解析と比較するため、スペクトルウィンドウをかけたフーリエスペクトルの割算によりスペクトル比を求めた。その結果を図-9に実線で示す。

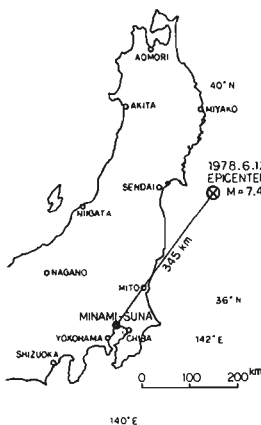


図-1 震央と観測地

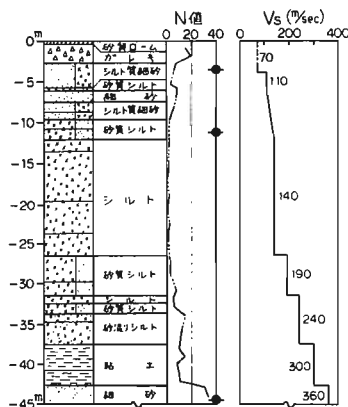


図-2 土質柱状図・横波速度  
●印は地震計設置位置を示す。

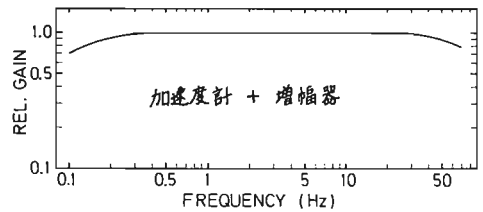


図-3 計器の総合周波数特性

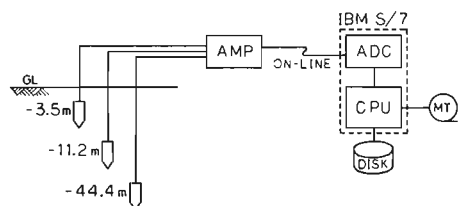


図-4 観測システム概要図

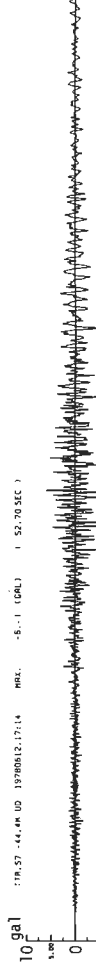
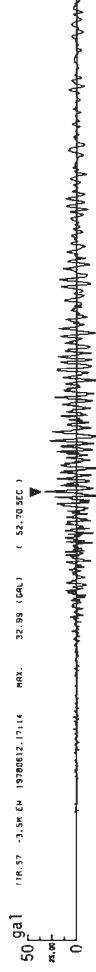
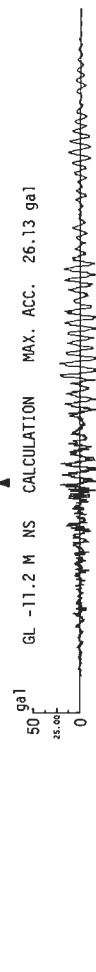
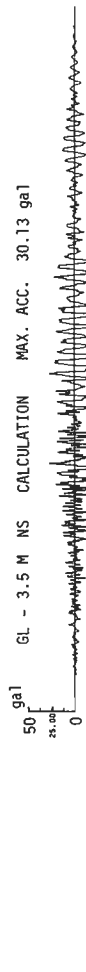
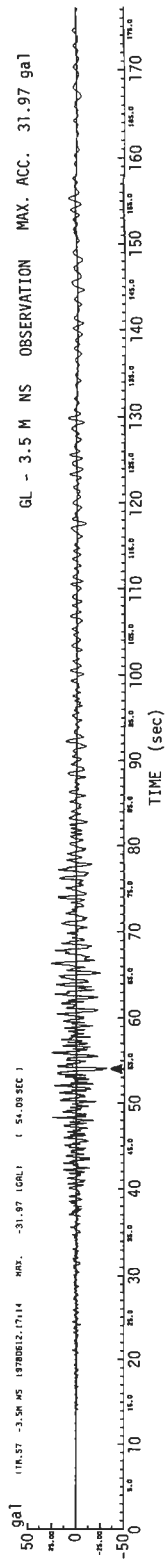


図-5 観測波形および応答計算波形

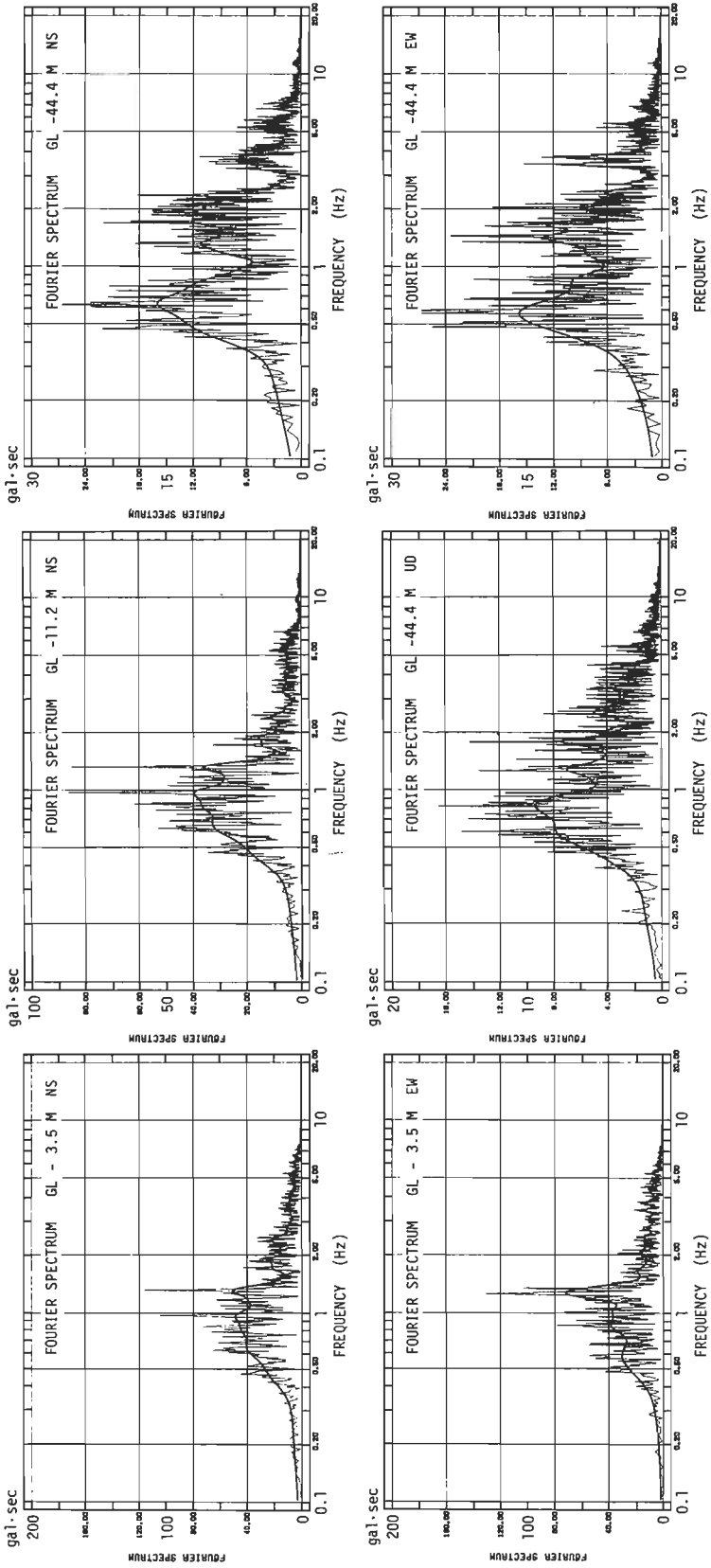


図-6 観測波形のフーリエスペクトル

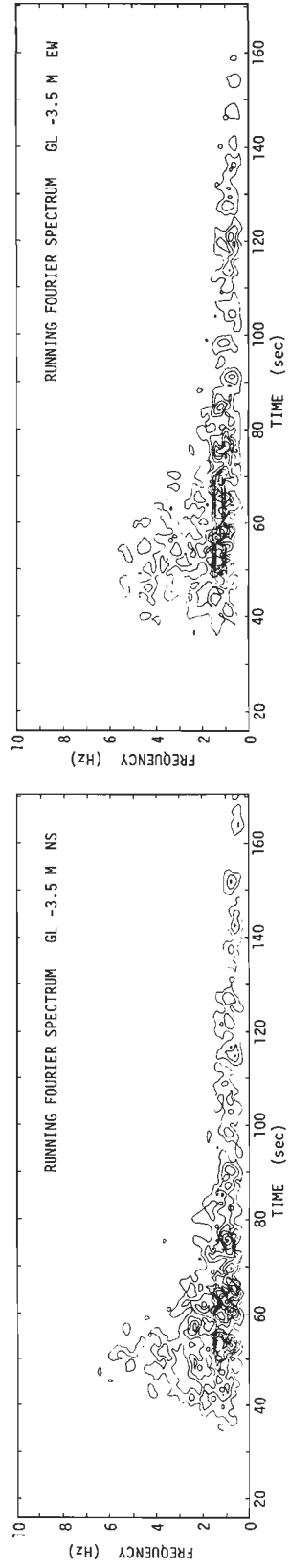


図-7 ランニングフーリエスペクトル

### 3. 歪依存性を考慮した地盤増幅特性

ボーリング調査時に採取したコアサンプルの動的三軸試験を行ない、動的応力-歪関係を求めた。この結果をRamberg-Osgood曲線<sup>\*3</sup>で近似し、土の等価せん断剛性・等価減衰定数とせん断歪との関係を図-8に示すように求めた。この結果を用い、SHAKEプログラム<sup>\*4</sup>により、GL-44.4mの観測波形を入力した時の各層の等価せん断剛性・等価減衰定数を決定し、各層の増幅特性および応答波形を求めた。解析に使用した観測波形は、実体波が支配的と思われる30.0秒から81.92秒間の0.02秒間隔のデータである。解析結果の応答計算波形を図-5に観測波形とともに示す。増幅特性を図-9に破線で示す。図-9の実線は観測波形のスペクトル比を示す。

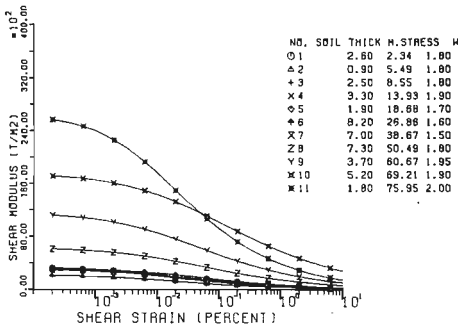


図-8(a) 等価せん断剛性  $G_{eq}$  の歪依存性

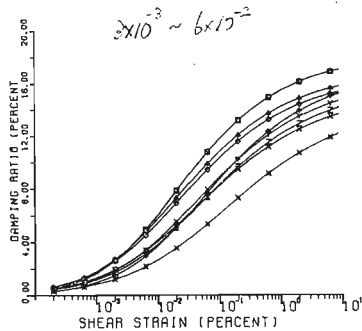


図-8(b) 等価減衰定数  $h_{eq}$  の歪依存性

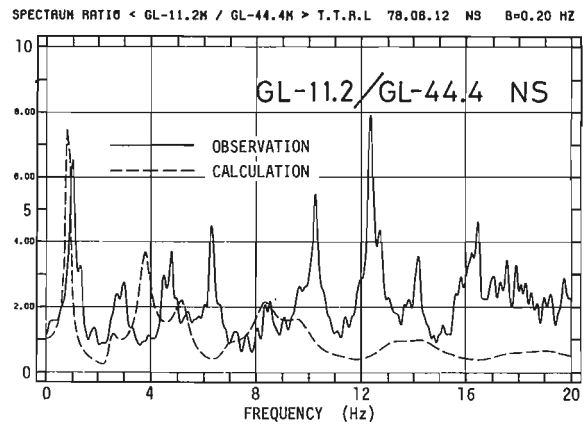
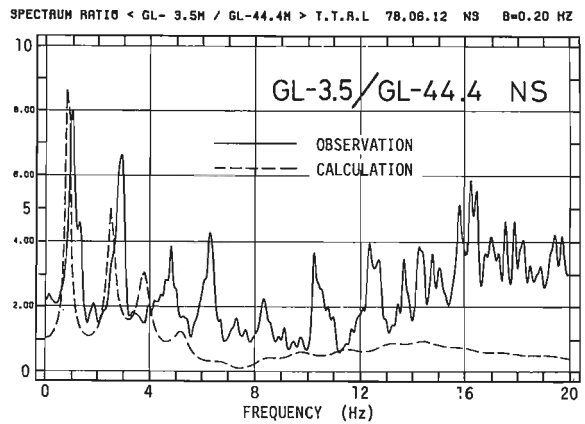
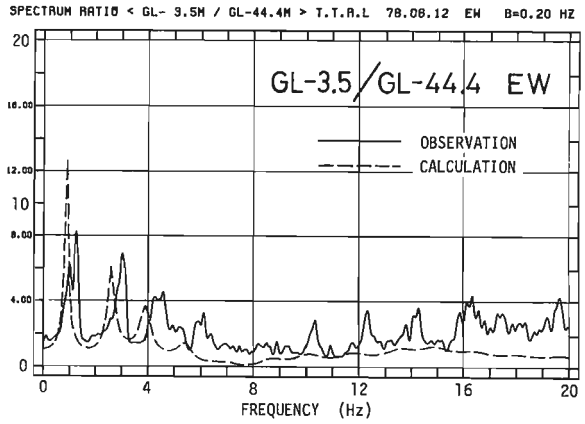


図-9 解析による増幅特性と観測波形スペクトル比の比較

本資料は以下のメンバーとの共同で作成したものである。

竹中工務店技術研究所 慈道順一・鈴木善雄・又木義浩・杉本三千雄・長能正武・畑中宗憲・辰巳安良

参考文献 \*1 又木他：リアルタイム実験計測処理システム 第1回電子計算機利用シンポジウム，1979.3

\*2 大崎：地震動のスペクトル解析入門 建築技術 No.281(1975.1)～No.293(1976.1)

\*3 杉本他：海底軟弱粘土の動力学特性と動的解析のためのモデル化 第5回日本地震工学シンポジウム，1978.11

\*4 H.B.Seed et al：SHAKE—A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites EERC 72-12，1972.12

首都圏の異種地盤上で比較観測された広周期帯域の地震動について

—伊豆大島近海の地震(1978年1月14日,前震)と宮城県沖の地震(1978年2月20日)の観測記録とその解釈—

東京工業大学 瀬尾 和大

1. はじめに や、長周期領域を主体とした広周期帯域での地震動の性質を明らかにすることを目的として、それに相応しい地震観測のあり方として特に次の点に留意した地震観測を首都圏において実施している。

- (i) 従来の強震計よりは長い周期の、気象庁の地震計よりは短い周期の領域を含めた広い周期帯域(0.1秒~10秒)を観測の対象とすること。
- (ii) 地盤条件の極度に異なる地点において同一地震の比較観測を行なうこと。また、その中の1点は岩盤上の観測点が望ましいこと。
- (iii) 単に地震動を得るだけでなく、地震波動の伝搬性についても検討が可能なように、観測点の配置について留意し、各観測点の地震記録には絶対時刻を付加すること。

標記の観測記録は上記の目的のために首都圏に設置された4ヶ所の観測点、東京都大岡山・同浅川・千葉県習志野・神奈川県大船において得られたものである。以下にこれらの観測記録に顕れた観測点の深い地盤構造の影響について、主として地震波の伝搬性状に重点を置いて述べることにする。

2. 地震観測点の地盤条件 4ヶ所の地震観測点は地質区分[垣見他(1973)]と共にFig. 1.に示されている。浅川は秩父古層(先新第三紀層)がほぼ地表近くに存在する最も堅固な地盤上の観測点である。この先新第三紀層は首都圏基盤構造研究グループによって得られた $V_p=5.6\text{ km/s}$ ,  $V_s=3.0\text{ km/s}$ の基盤層[例えば 嶋他(1976b)]に

相当するものである。大船は新第三紀層が露出した観測点であって地表付近に軟弱層は殆ど存在していない。前述の基盤層までの深さは未だ明らかにされていない。(その後判明した調査結果については後述する。) 習志野・大岡山での基盤層までの深さは夫々約2.0

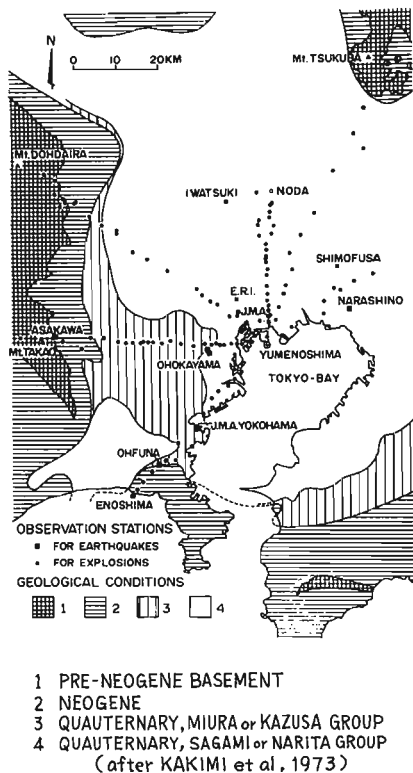


Fig. 1.

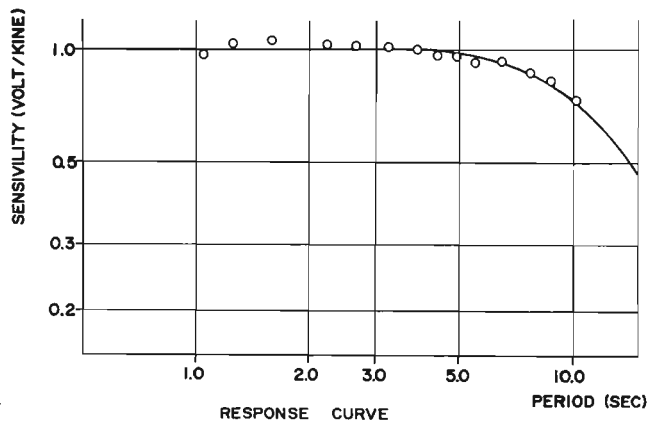


Fig. 2.

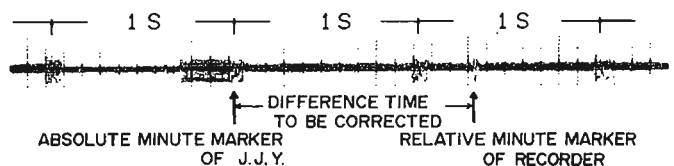


Fig. 3.

km、2.5km程度と考えられ、逆に表層の構造は大岡山では地下数m程度で土丹層が認められるのに対して習志野では厚い軟弱層が堆積している。以上のごとく、各観測点の地盤条件は相互に著しく異なったものとなっている。

**3. 地震観測装置** 地震計はその感度特性をFig. 2.に示すごとく、固有周期10秒(大船のみ5秒)、減衰定数0.7の速度計を使用しており、トリガー方式によって磁気テープに収録される。各記録中には0.01秒と1分を認識できる刻時を施してあり、時間送りに対する解析精度の向上と絶対時刻の算出を可能にしている。絶対時刻はFig. 3.に示すごとく、上記の分マークとJJYの正分との時刻差を適宜求め、別の情報によって地震の発震時を知らねば、初動の到着時刻を1分も間違えることはあり得ないとの考え方に基づいて間接的に決定し得るものである。

**4. 地震観測記録** 伊豆大島近海地震(1978年1月14日)に際して上記の観測点ではFig. 4.に示すごとく前震の観測記録が得られている。同図には1月14日の午前9時45分と9時47分の2つの地震記録が含まれており、共に本震のごく近傍に発生したM=4.9の地震である。(これらの地震に關する

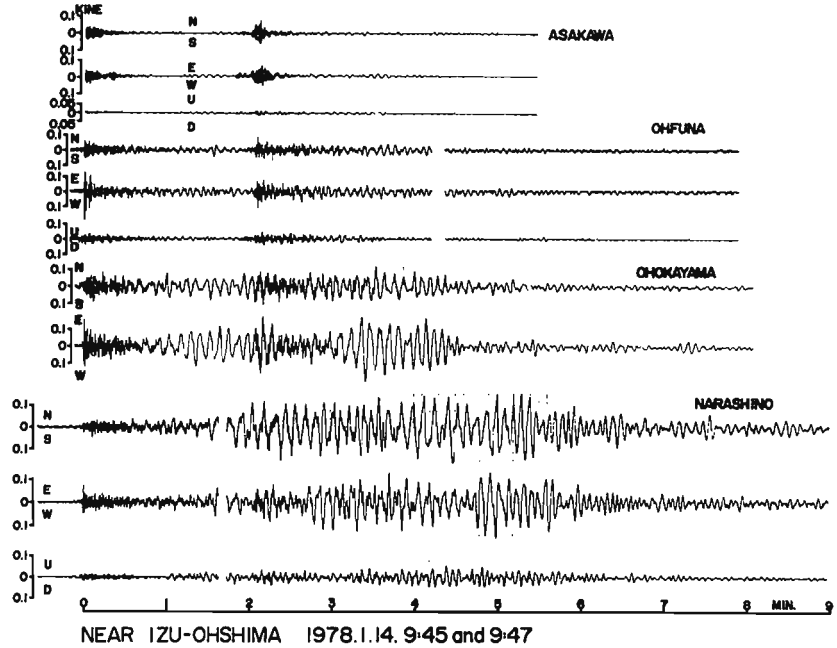
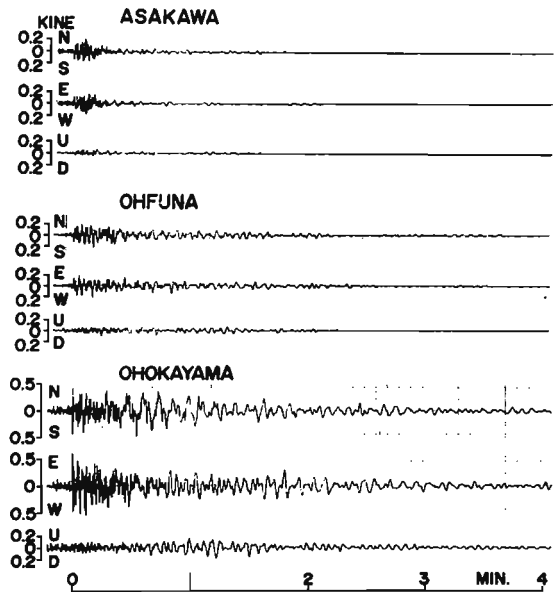


Fig. 4.

る後述の検討には石橋他(1978)の決定した震源の位置と発震時が用いられている。) Fig. 4.に見られるごとく、Mの小さな地震であるにもかかわらず、長周期成分が顕著に認められ、しかも観測点によってその顕れ方は一様ではない。特に震央距離の殆ど等しい大岡山と浅川において、大岡山で優勢なや、長周期成分が浅川では全く認められないことの差異は注目されてよい。

伊豆半島中部の地震(1978年1月15日, M=5.8)の場合にもFig. 5.に示すごとく同様の傾向が認められるが、例えば大岡山におけるや、長周期成分の顕れ方は必ずしもFig. 4.と同じではない。観測点から見た双方の震源の方向は左程離れていないにもかかわらず、や、長周期成分の出現時刻あるいは振幅の卓越する方向などに明瞭な差異がみられ、その主たる原因が断層の走向の相違等震源側にあることが推察される。

一方、宮城県沖の地震(1978年2月20日, M=6.7)の際の観測記録はFig. 6.のごとくであって、前述の2例とは



CENTRAL IZU PEN 1978.1.15. 7:31

Fig. 5.

全く様相を異にしている。概してや、長周期成分は顕著でなく、その結果として観測点相互の記録は左程異なった印象を与えない。しかし地震動の継続時間に着目すれば、浅川とそれ以外の観測点との相違は明らかである。

5. 地震観測記録の filtering

以上の観測記録のうち、や、長周期成分が最も明瞭に顕われている大岡山の記録に注目して band-pass filter ( $Q=10$ ) による地震動の周期帯域毎の分離を試みた。Fig. 7. は伊豆大島近海地震の前震について、また Fig. 8. は宮城県沖の地震について、transverse 方向の夫々の周期成分のみを抽出したものである。Fig. 7. においては周期 1.8 秒よりも短周期の成分は殆ど S 波初動の到着と同時に出現しているのに比して、それよりも長周期の成分は大きな振幅の出現時刻が大幅に遅れている。このことは前者が地震基盤以深の層を伝わる実体波 (SH 波)、後者が表層の軟弱層を伝搬する実体波 (SH 波) 又は見掛け上の表面波 (LOVE 波) であることを示唆している。Fig. 8. においてはいずれの周期成分も出現時刻が一致しており、その主成分は地震基盤からの実体波 (SH 波) であると考えて差し支えない。この様に地震記録の顕われ方が地震によって全く異なったものとなる理由としては、震源の規模・メカニズムの相違の外に地震波の伝搬経路の相違が大きな影響を与えているものと推察される。Fig. 7., 8. 共に対象とする周期が長周期側に移行する程、継続時間も長くなる傾向がよく窺える。

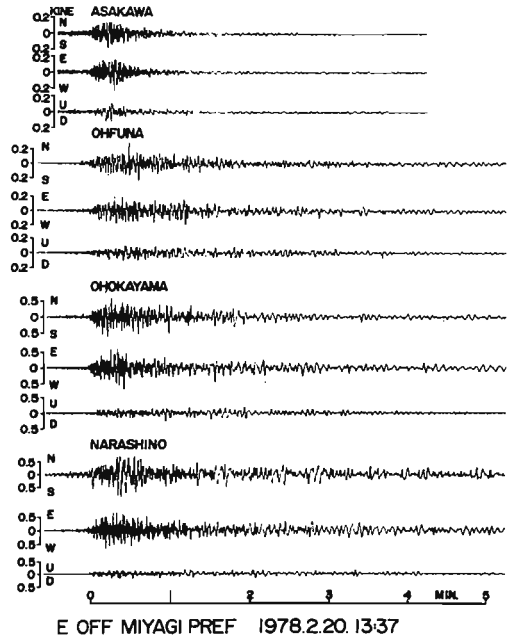
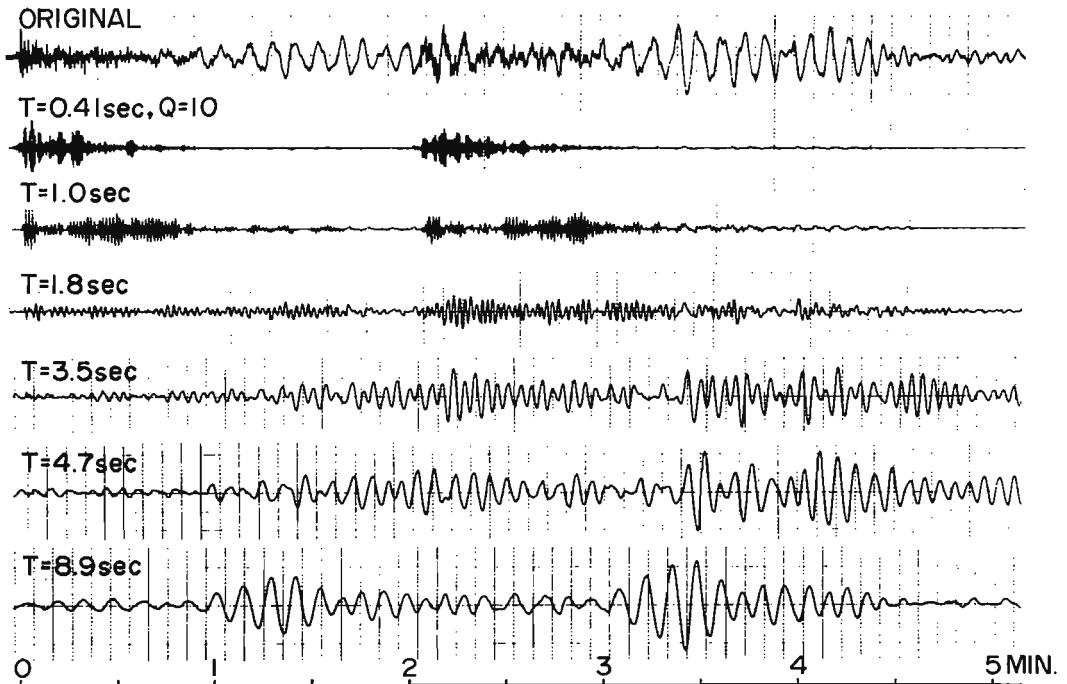


Fig. 6.



NEAR IZU-OHSHIMA 1978.1.14. 9:45 and 9:47 (TRANSVERSE COMPONENT)

Fig. 7.



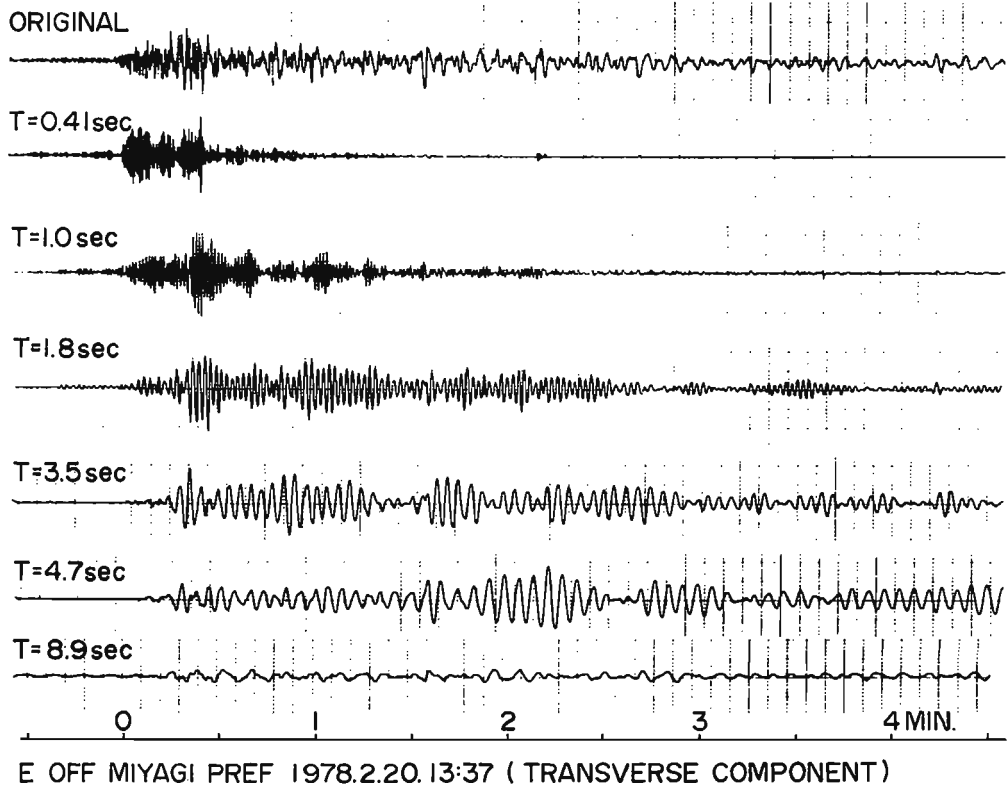
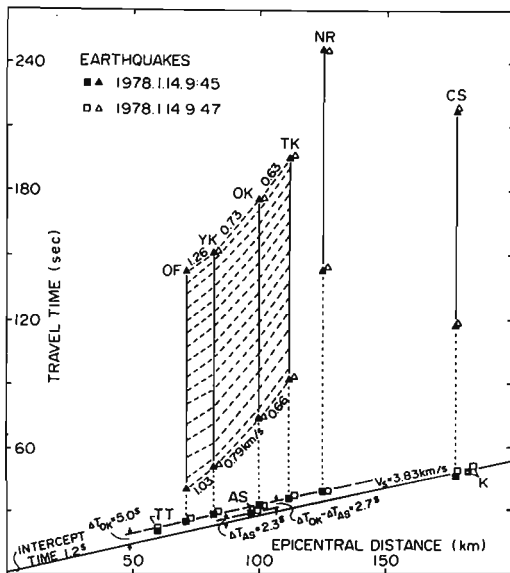
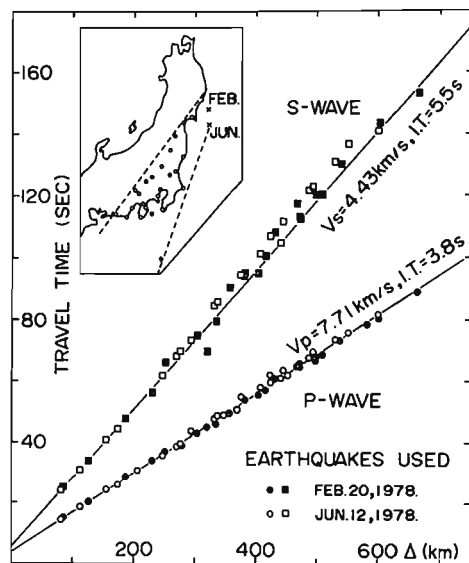


Fig. 8.



TIME-DISTANCE CURVE OF SH-WAVES GENERATED BY EARTHQUAKES OF NEAR IZU-OHSHIMA ISLAND

Fig. 9.



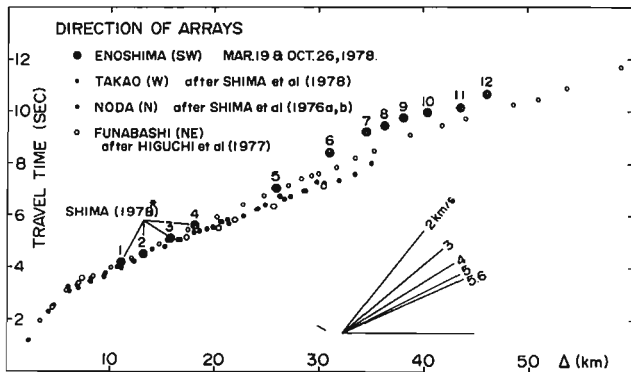
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-& S-WAVES OBTAINED FROM THE OFF MIYAGI EARTHQ.

Fig.10.

6. 地震波の伝播経路 ある地震の地震動は様々の伝播経路を経てきた種々の波動の重合によって形成されていると考えられ、複雑な地震記録から正体の知れた個々の波動の分離を行なうことは今後の重要な課題であろうと考えられる。その意味で、まず初動の伝播経路を明らかにしておくことは意味のあることと思われる。Fig.9.

は伊豆大島近海地震(前震)の際の各観測点における主な波動の走時を示したものでS波初動については■,□で示されている。図中の観測点は大船(OF)・浅川(AS)・大岡山(OK)・習志野(NR)の他に気象庁所轄の館山(TT)・横浜(YK)・東京(TK)・銚子(CS)・柿岡(K)も含まれており、本地震のS波初動はほぼ $V_s=3.8\text{ km/s}$ の速度をもってこれらの観測点に到達している。宮城県沖の地震についても地震月報によって同様の検討を試みたところ、Fig. 10.に示すごとくS波初動はさらに速い速度( $V_s=4.4\text{ km/s}$ )で伝搬していることが確かめられた。以上の結果と首都圏の地下構造[Seo(1978)]とを考慮合わせることによって、東京周辺におけるS波初動の大略の伝搬経路はFig. 11.に示す様に伊豆大島近海地震の場合には深さ10kmの $V_s=3.9\text{ km/s}$ の層、宮城県沖の地震の場合には深さ35kmの $V_s=4.3\text{ km/s}$ の層の夫々上面に沿うものである。同図から明らかなごとく、これらのS波は地表付近ではほぼ鉛直下方から到達するものと考えて差し支えない。Fig. 7.およびFig. 8.にみられた周期の短い成分は、初動付近のS波が地表近くの軟弱層中で重複反射を行なった結果であると考えられる。

一方、Fig. 4.あるいはFig. 7.に顕著にみられた伊豆大島近海地震の際のや、長周期成分の地震動は上述のS波初動とは伝搬経路を全く異にするものでFig. 9.に▲,△,□で示すごとく極めて遅い見掛け速度をもって軟弱層中を伝搬する。Fig. 12.はこれらの地震動成分に着目して大岡山と習志野の観測記録から群速度を求めたものであるが、いずれも顕著な分散性は認められるものの各観測点の地盤モデル[Seo(1978)]から計算されるLOVE波の基本モードとは一致しない。以上の奥の解明のためには単に観測点周辺の地盤構造のみでなく、震源と観測点を共に含む広い範囲の地盤構造を把握しておくことが理想であらう。



TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE OBTAINED FROM THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Fig. 13.

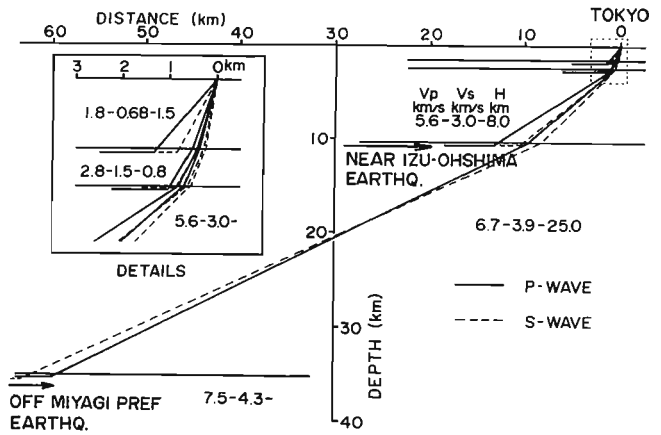


Fig. 11.

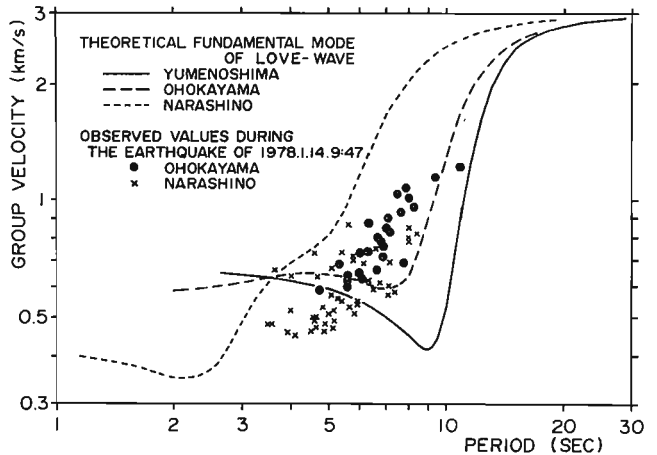


Fig. 12.

ためには単に観測点周辺の地盤構造のみでなく、震源と観測点を共に含む広い範囲の地盤構造を把握しておくことが理想であらう。

7. 首都圏の基盤構造 Fig. 1.の中には首都圏基盤構造研究グループによって過去4年間に実施された夢の島爆破実験に用いられた移動観測点の位置が印されている。Fig. 13.は主な測線について初動走時の比較を試みたものであるが、その結果船橋(北東)・野田(北)・高尾(西)・江の島(南西)の測線順に次第に走時が遅れる傾向が認められ、この様な走時の測線

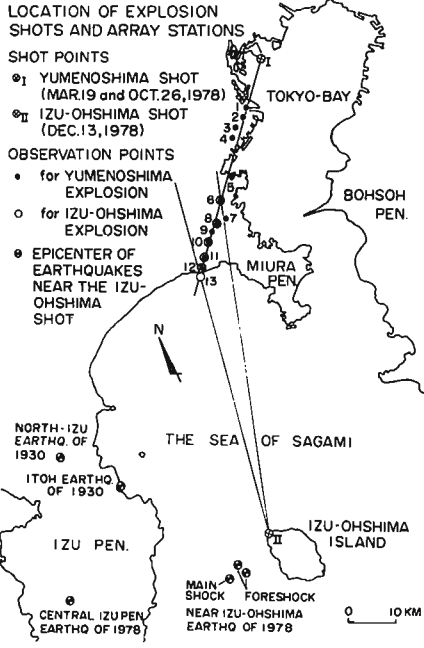
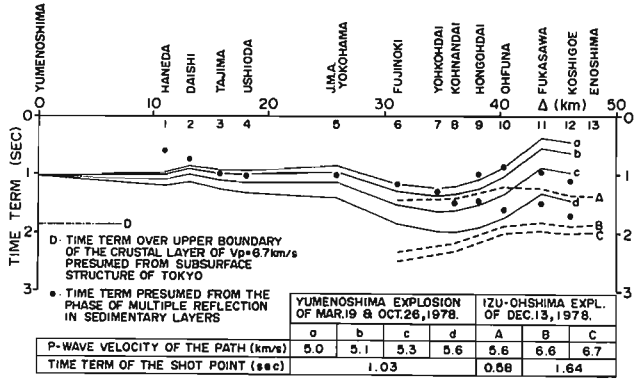


Fig. 14.



DISTRIBUTION OF TIME TERMS ALONG THE ARRAY STATIONS FROM YUMENOSHIMA TO ENOSHIMA

Fig. 15.

による差異は地震基盤以浅の層構造の相違(主として層厚の相違)によるものと考えてよい。浅川は高尾測線上に位置しており、ほぼ地震基盤が露出していることが確認された[嶋他(1978)]。

江の島測線はただ単に走時の遅れが顕著であるばかりでなく、地質学的にも地下構造に不明の点が多く、また伊豆大島近海地震をはじめとしてFig. 14.に示された多くの地震に際して、地震波が

東京方面へ到達する際の伝搬経路上に位置していることから特に重要である。前述の地震観測点の一つである大船はこの測線上に位置している(Fig. 14. 測線 9)。現在、江の島測線の地下構造の解明が夢の島と伊豆大島の爆破震源を用いて行なわれており、まだ結論は得られていないがFig. 15から推察すれば特に横浜から江の島に亘る地域において基盤層の凹凸が著しい。このことはFig. 4あるいはFig. 9.にみられたや、長周期成分の地震動が大船→大岡山→習志野と次々に成長してゆく過程と無関係ではないはずであり、首都圏の厚い堆積層に起因するや、長周期成分の波動の生成・伝搬の問題として今後注目されてよい。

**8. まとめ** 標記の2つの地震の首都圏内における観測記録に基づいて、地震波の伝搬性状と東京の深い地盤構造との係わりについて述べた。この種の調査研究は未だその緒に着いたばかりであり、今後さらに多方面に亘る実測の積み重ねが必要であることは申すまでもない。

**謝辞** 本小論の作成に当たって使用した成果は文部省科研費・自然災害特別研究「長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究」(代表者:東京工大 小林啓美教授, 昭50~52年度)、同「地震活動度と震害分布」(代表者:東大 嶋悦三教授, 昭51~53年度)、川崎市防災会議地震専門部会(昭53年度)によるものである。地震観測点の設置に関しては八王子市教育委員会・同市立浅川中学校・日本大学生産工学部金井山辺研究室・大蔵省南東財務局横浜財務部の御厚意による。以上の関係各位には厚く御礼申し上げる。

**引用文献**

樋口茂生他, 1977, 千葉県島根地域における人工地震波観測の記録, 千葉県公害研究庁研究報告, VII  
石橋克彦他, 1978, 1978年伊豆大島近海地震と主な前震余震の震源位置とメカニズム, 地震学会講演予稿集 No.1, 59

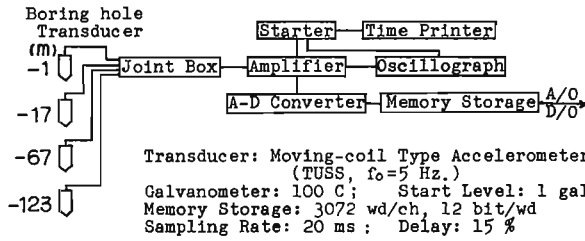
垣見俊弘他, 1973, 後期新生代地盤構造図, 東京, 地盤調査所  
小林啓美他, 1978, 長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究, 文部省科学研究費 自然災害特別研究研究成果, No.A-53-1  
Seo, K., 1978, Earthquake Motions Modulated by Deep Soil Structure of Tokyo, 予稿日本地震工学シンポジウム, 281-288  
嶋悦三他, 1976a, 東京の基盤構造, 地震研究所会報, 51, 1-11  
・ ・ ・ 1976b, ・ ・ ・ その2, ・ ・ ・ 45-61  
・ ・ ・ 1978, ・ ・ ・ その3, ・ ・ ・ 53, 305-318  
・ ・ ・ 1978, 首都圏の基盤構造, 予稿日本地震工学シンポジウム, 321-328

新宿区喜久井町および葛飾区金町における地震観測

早稲田大学理工学研究所 森岡 敬樹

- 観測場所および観測位置 i) 東京都新宿区喜久井町 早大理工学研究所敷地内地盤 (G.L. -1m, -17m, -67m, -123m) および建物 (3F.) 1階床, ii) 葛飾区金町 日本住宅公団金町団地敷地内地盤 (G.L. -4.35m および G.L. -44.4m)
- 観測された地震 i) 1978年1月14日 伊豆大島近海地震 — 喜久井町, 金町  
ii) 1978年6月12日 宮城県沖地震 — 喜久井町

- 観測システム TUSS 型加速度計を用いた速度観測 (Fig. 1参照)



- 結果 Fig. 3 ~ 15 に示す。
- 考察

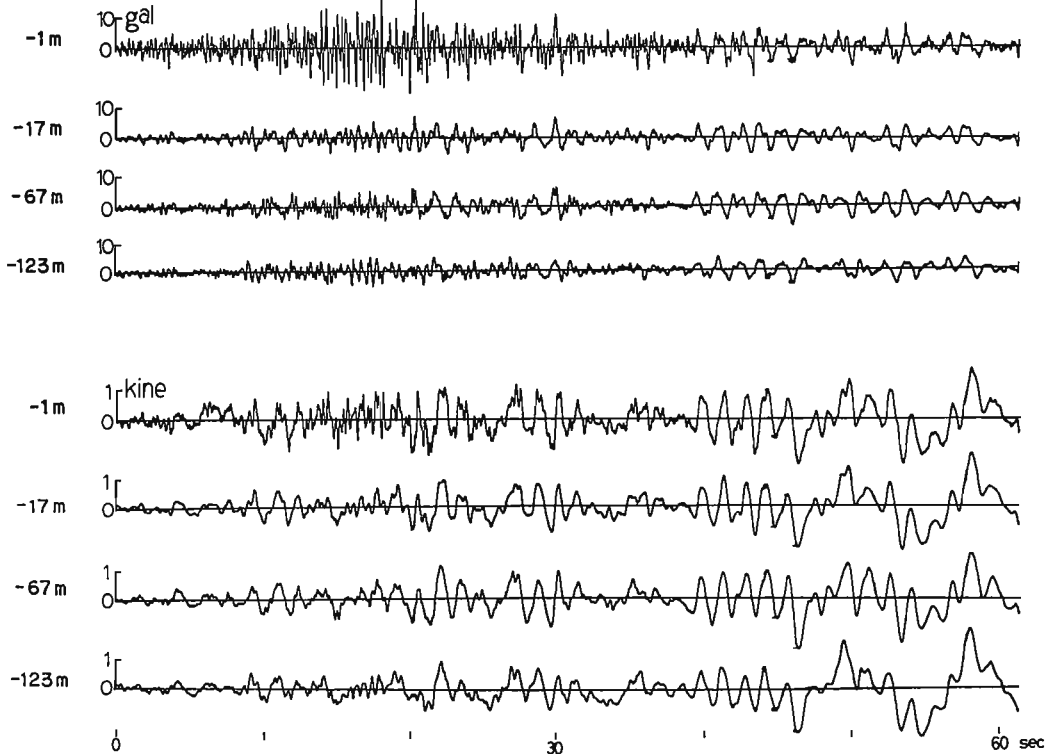
○地震i)の地動特性と, Fig. 1 Observation System of Earthquake Ground Motion  
伊豆半島およびその周辺で起った過去のM7級地震のそれらとを比較すると, これらは互に類似した特性を示す (Fig. 6)。

Depth (cm)	Soil Description	N-value			Vp (m/s)	Vs (m/s)
		10	20	30		
0	loam				150	
	fine sand				550	210
	gravel				750	550
	fine sand					430
	fine sand					430
50	fine sand				800	430
	hard clay					300
	gravel					650
	fine sand					700
100	gravel					700
	sandy clay				2400	1000

Fig. 2 Condition of the ground at Kikui-cho.

○Ewing の円盤記録式強震計 (変位計) によって得られた地震ii)の記象の解析結果は, TUSS型地震計による観測結果とよい一致を示すことが確かめられた (Fig. 10)。

IZU-OSHIMA KINKAI EARTHQUAKE of JAN.14, 1978  
KIKUICHO, NS comp.



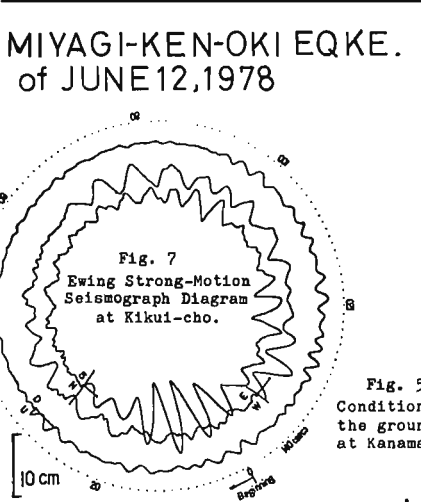
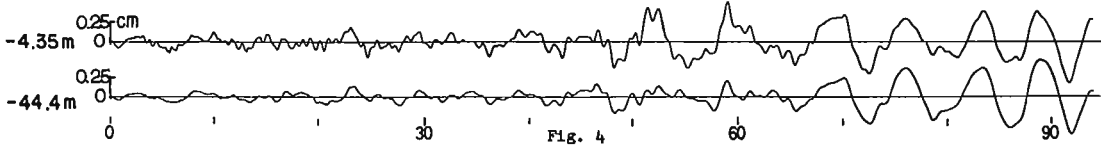
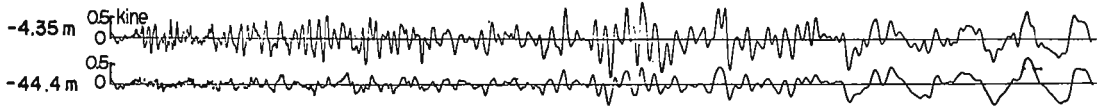
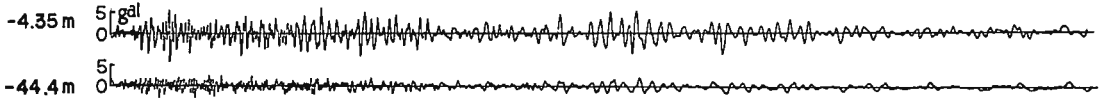
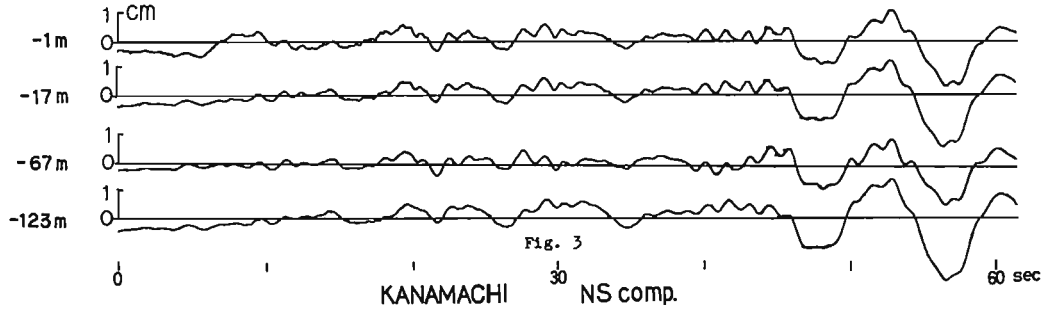


Fig. 5  
Condition of the ground  
at Kanamachi.

Depth (m)	Soil Description	N-value		
		10	30	50
0	Silty Sand	~15	~25	~35
10	Silt	~10	~15	~20
20	Sand	~15	~25	~35
30	Sandy Silt	~10	~15	~20
40	Sand	~15	~25	~35
40	Sandy Silt	~10	~15	~20
40	Gravel	~15	~25	~35

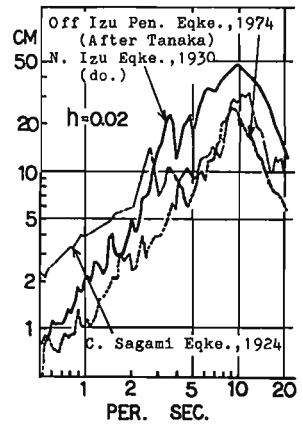


Fig. 6 Response spectra constructed for the past major earthquake motions originated in the Izu district.

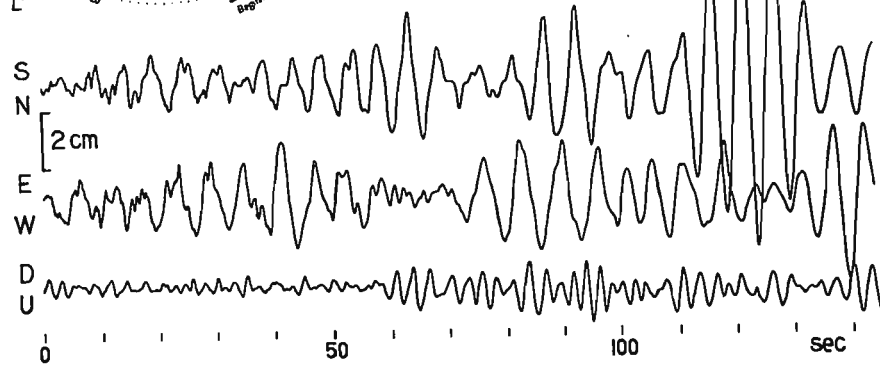


Fig. 8 Waves reproduced in a rectilinear coordinate.

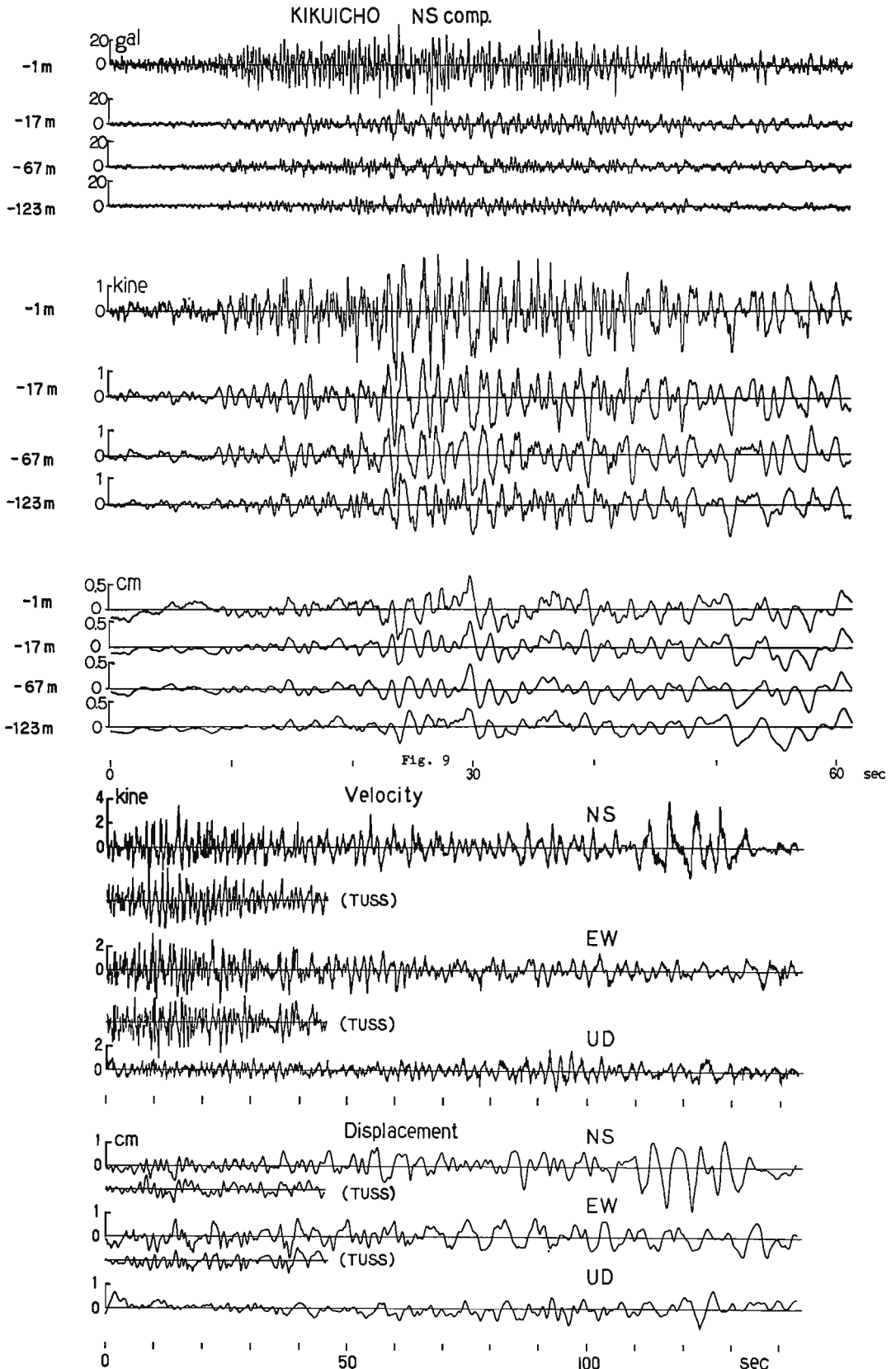


Fig. 10 Comparison of the ground motions analyzed basing on Ewing's disk-record with those observed by means of TUSS seismometer.

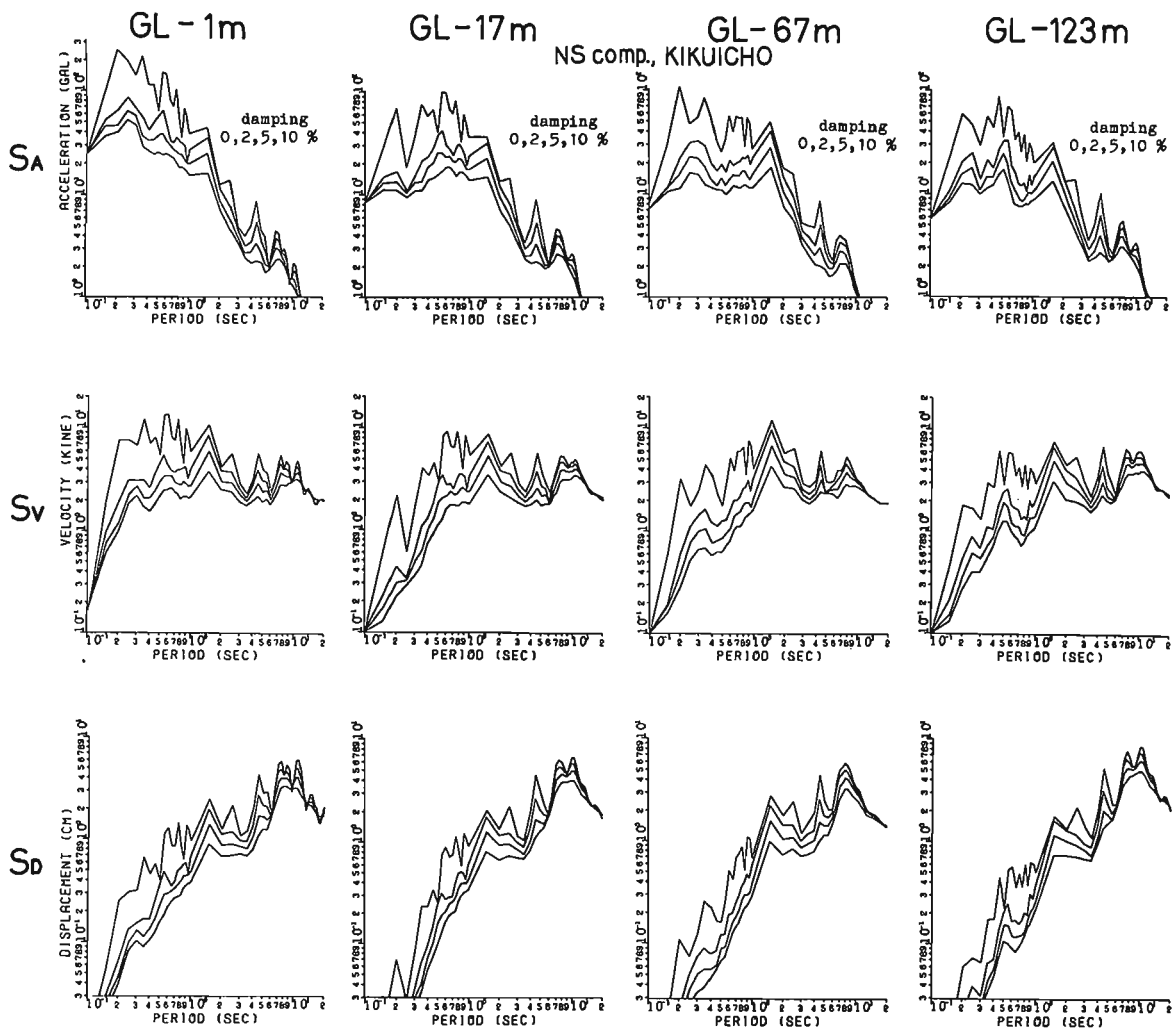
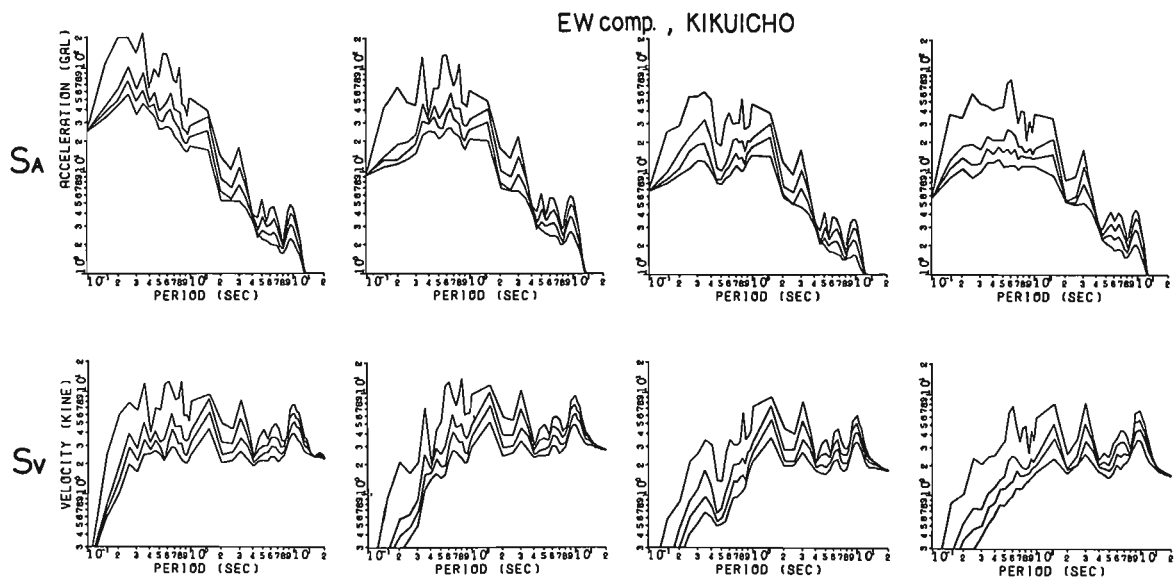


Fig. 11 IZU-OSHIMA KINKAI EARTHQUAKE OF JAN. 14, 1978



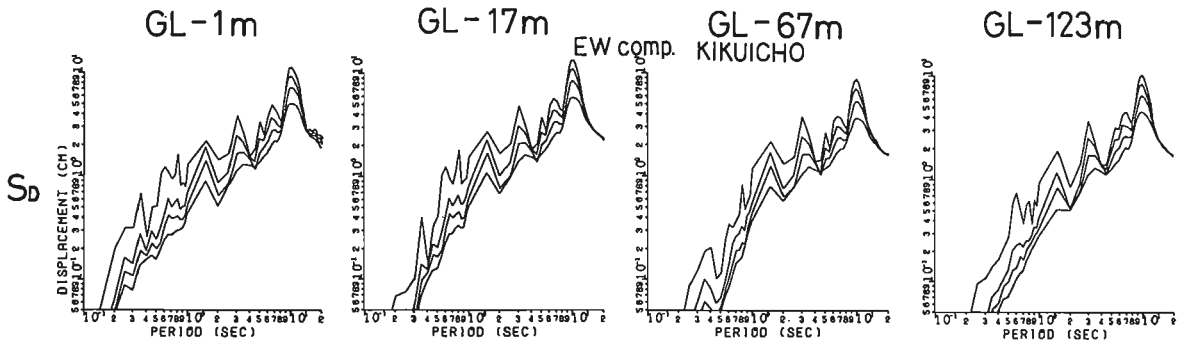


Fig. 12 IZU-OSHIMA KINKAI EARTHQUAKE OF JAN. 14, 1978

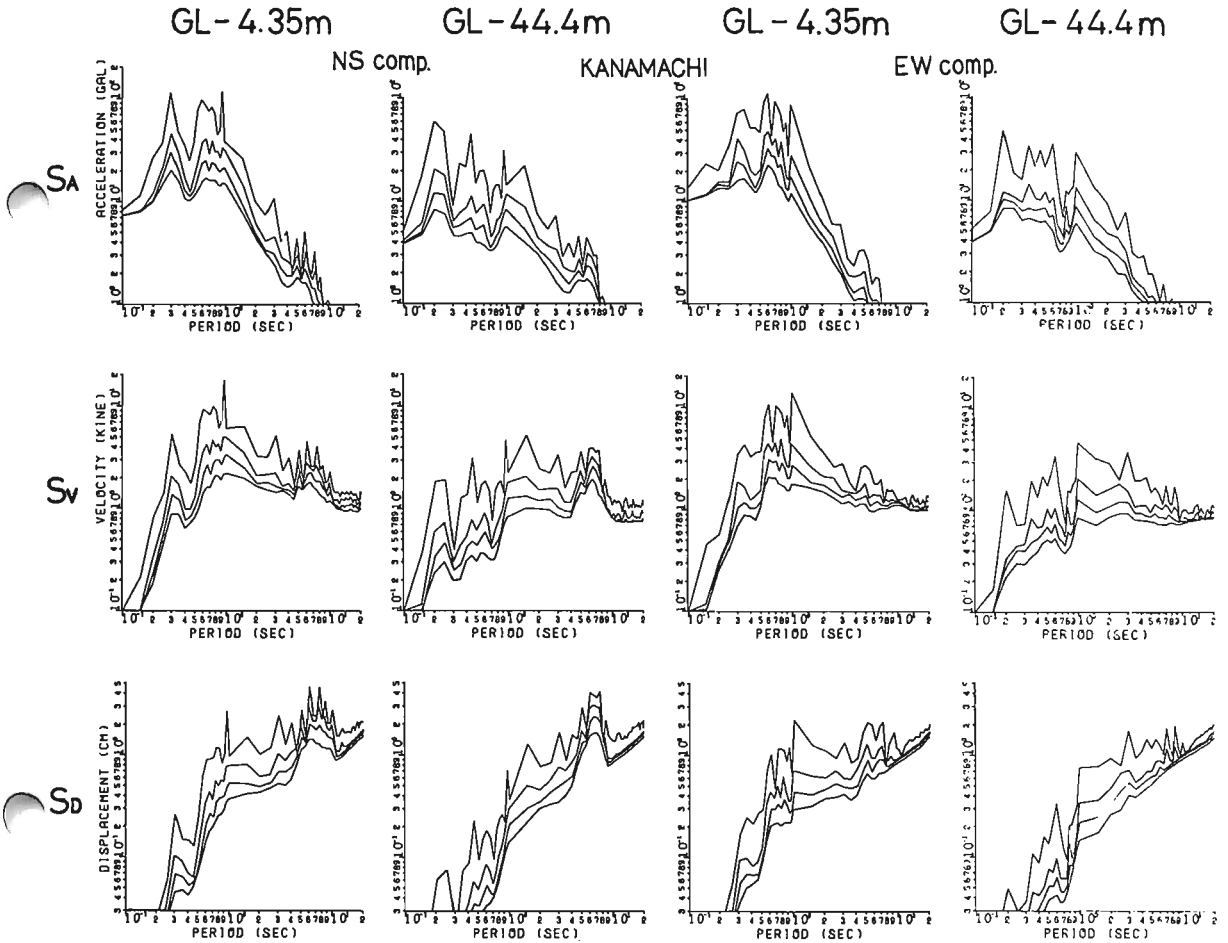
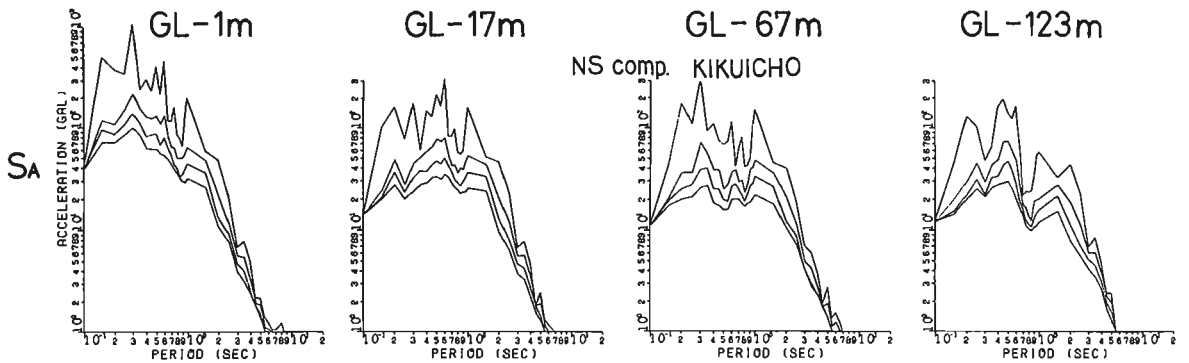


Fig. 13 IZU-OSHIMA KINKAI EARTHQUAKE OF JAN. 14, 1978



MIYAGI-KEN-OKI EARTHQUAKE OF JUNE 12, 1978



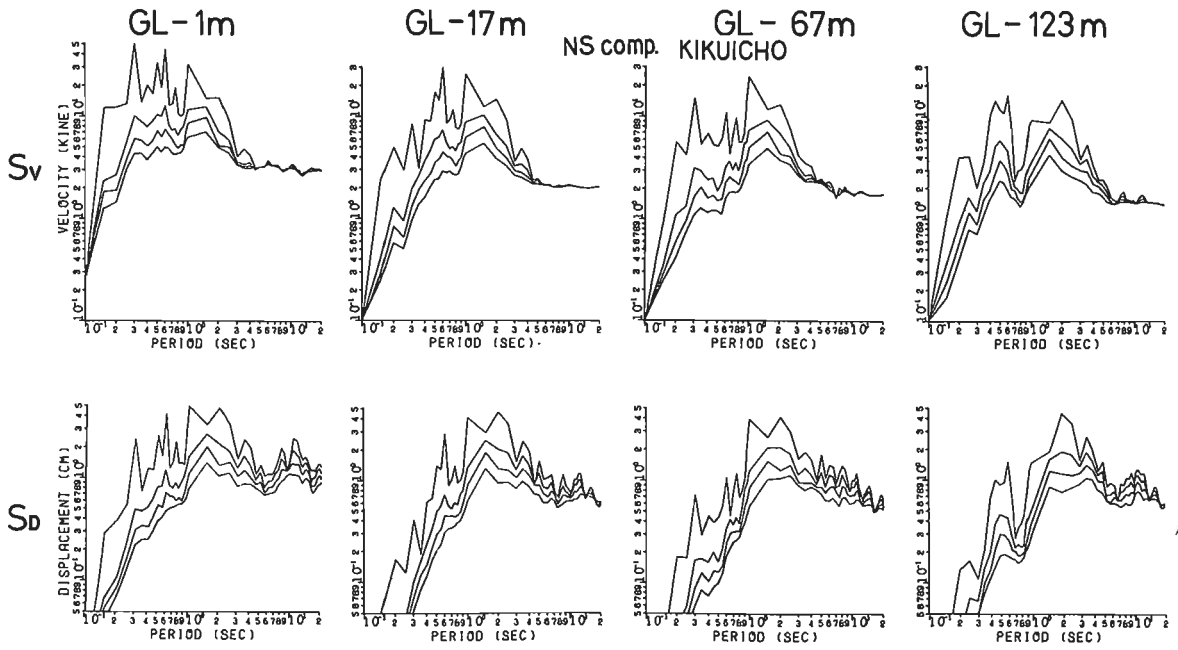


Fig. 14 MIYAGI-KEN-OKI EARTHQUAKE OF JUNE 12, 1978

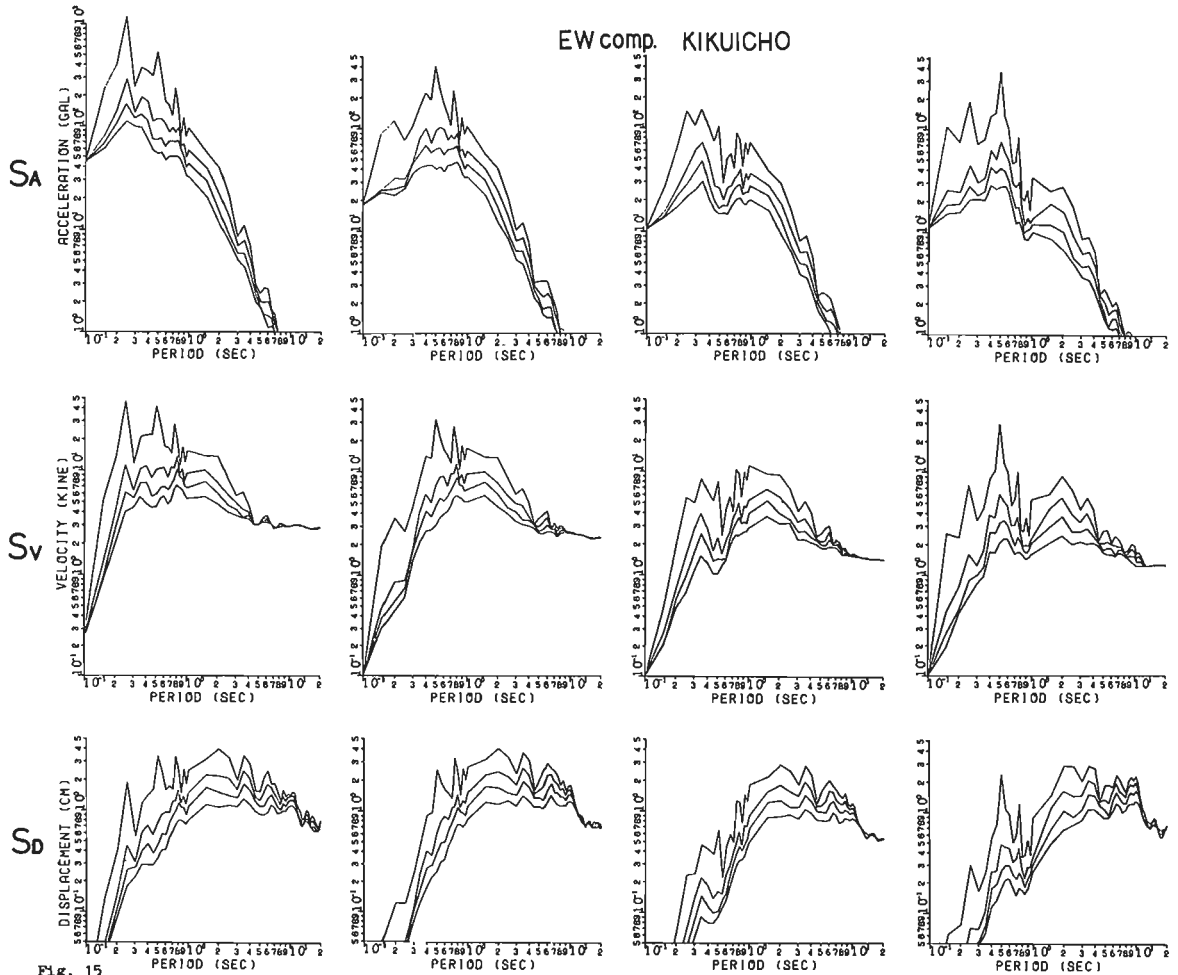


Fig. 15

八戸市白山系埋設導水管路における観測結果

新日本製鐵株式会社 宮島信雄

- 観測地点 青森県八戸市田面木地区の白山系埋設導水管路 (1200φ, 16mm<sup>t</sup>) 周辺地盤
- 地震計設置位置, 観測方向 管より約2m離れた地表面下約2mでの2地点及び付近に存在する露頭岩盤上(詳細は図-1)。露頭岩盤は図-2の土質柱状図中の集塊岩と同一と考えられる。
- 地盤状態 図-2に示す。図中の地盤モデルは重複反射の計算に使用。
- 計器特性 地震計: 動線輪型地震計(MTDHU-3C, 固有振動数: 3.5 Hz, 周波数領域: 0.3~50Hzで0.4~15 Hzで平坦), 記録: ビジグラフ
- 解析記録 地震: 2月20日宮城県沖地震, 1978年宮城県沖地震(6月12日), 地震波形: 図-3, サンプル間隔: 0.02秒
- フーリエスペクトル 計算法: FFT (40.96秒区間), フィルター: 三角フィルター(片幅4), 結果: 図-4
- 重複反射 基盤入射波: 2月20日地震の12EW, 6月12日地震の12NS, 12EW, 地盤モデル: 図-2, 地盤の増巾スペクトル: 観測記録から計算したスペクトルと地盤モデルから計算したスペクトルを図-5に示す。

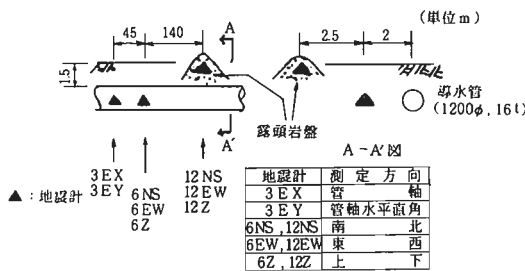


図-1 地震計設置位置, 観測方向

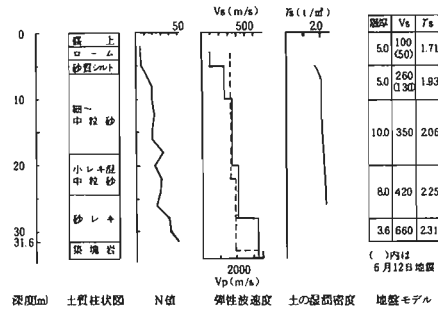
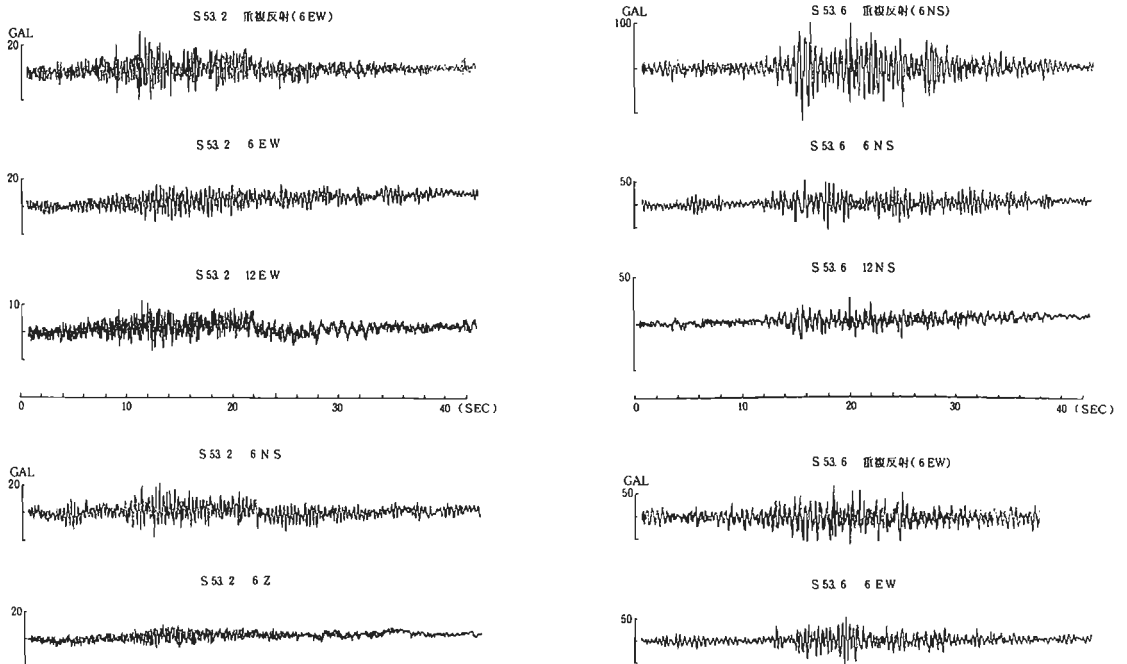


図-2 地盤状態



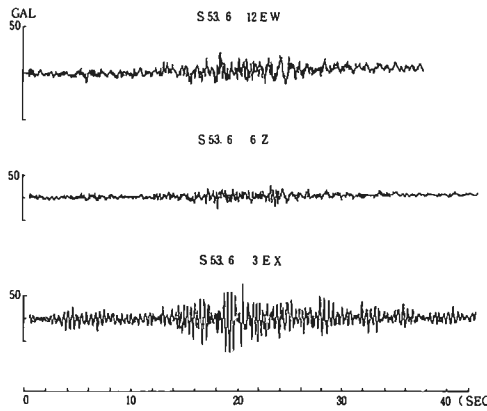
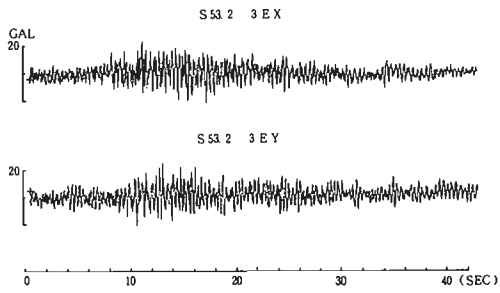


図-3 地震波形

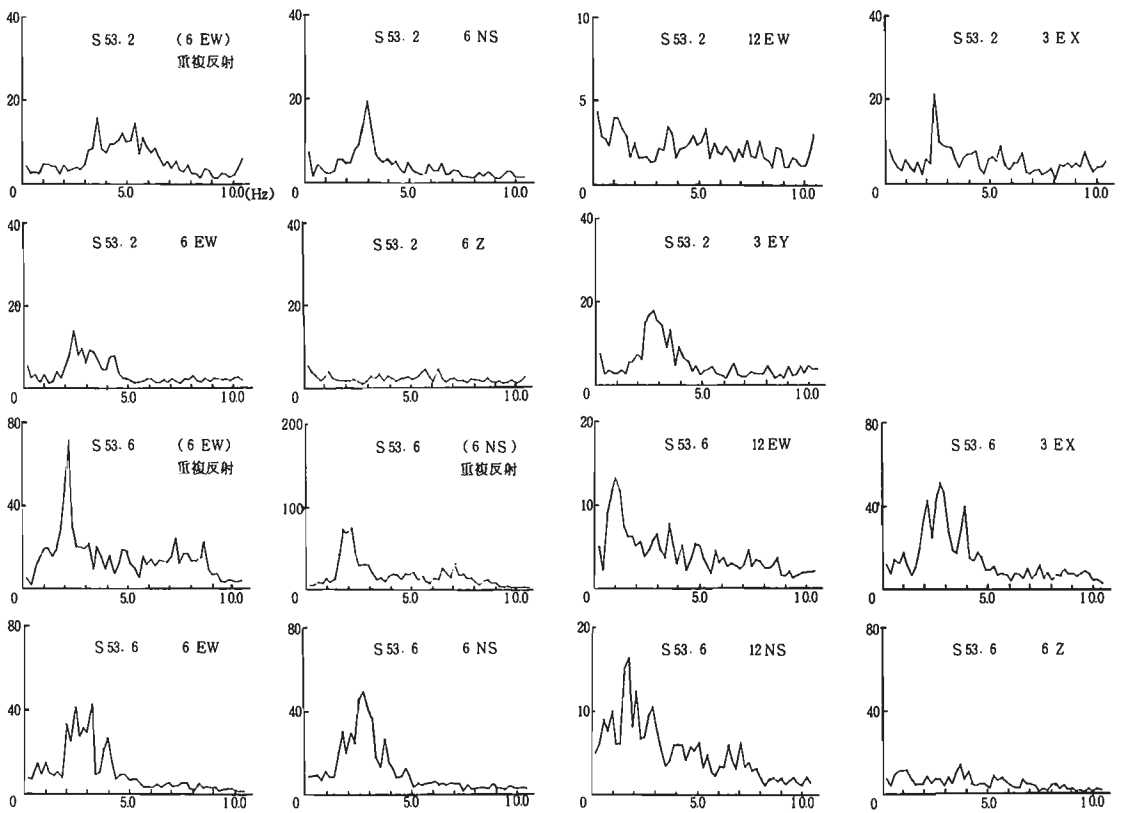


図-4 フーリエスペクトル

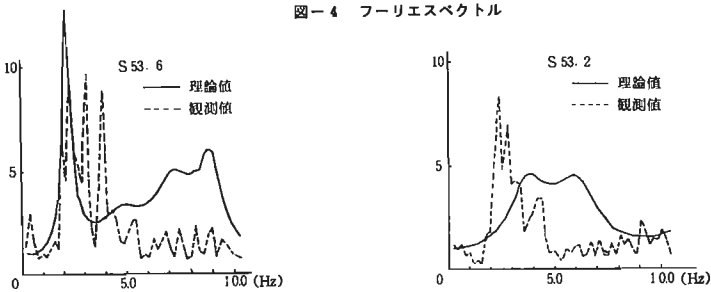


図-5 増巾スペクトル

岩槻地震活動観測施設における観測結果

○大谷圭一\*, 木下繁夫\*, 天崎忍\*

- 観測場所 科学技術庁国土防災科学技術センター 岩槻地震活動観測施設 (埼玉県岩槻市末田字巻の上)  
緯度 35°55'33"N, 経度 139°44'17"E
- 観測位置 地表 (GL-1m), 地中 (GL-108m), 地中 (GL-3,507m)
- 地震計 電磁型加速度計 ( $f_0=5\text{Hz}$ ,  $h>30$ ) GL-1m, GL-108m用  
ホースバランスタイプ加速度計 ( $f_0=100\text{Hz}$ ,  $h=0.6\sim0.7$ ) GL-3507m用
- 解析記録 解析区画: 5.1秒 (7-リエ), 120秒 (レスポンスペクトル), サンプリング間隔;  $\Delta t=20\mu\text{s}$
- 図の説明

Fig. 1 78-01-14 GL-1m 液形

Fig. 2 78-06-12 GL-1m 液形

Fig. 3 78-06-12 GL-3.5km 液形  
(AYLはほぼEW方向)

Fig. 4 78-01-14 GL-1m NS

Fig. 5 " " EW

Fig. 6 " " UD

解析結果

Fig. 7 78-06-12 GL-1m NS

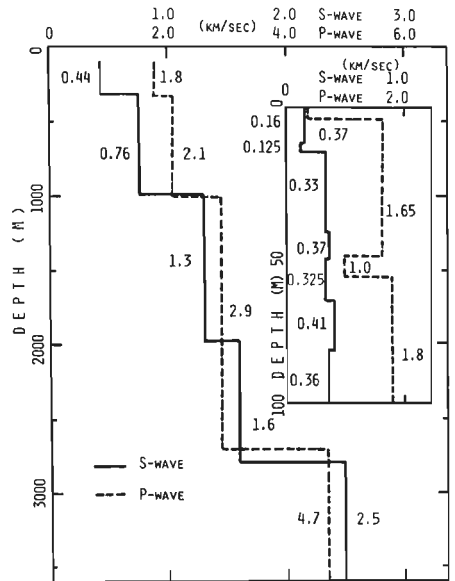
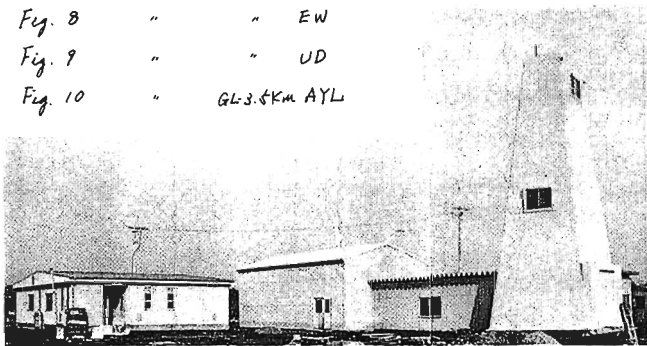
Fig. 8 " " EW

Fig. 9 " " UD

Fig. 10 " GL-3.5km AYL

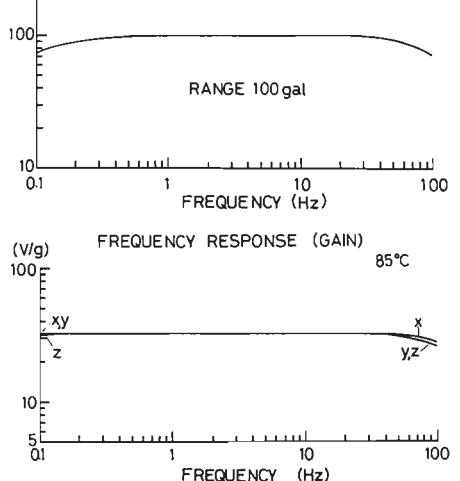
層名	深 度	対比される地層
A	0m ~ 20m	有楽明層
B	20 ~ 447	成田層群
C <sub>1</sub>	447 ~ 704	上総層群
C <sub>2</sub>	704 ~ 1039	"
D <sub>1</sub>	1039 ~ 1785	都幾川層
D <sub>2</sub>	1785 ~ 2291	"
E	2291 ~ 2610	福田層
F <sub>1</sub>	2610 ~ 2754	嵐川層
F <sub>2</sub>	2754 ~ 2864	小国層
C	2864 ~ 3346	石灰岩層
H	3346 ~ 3510	変成岩

地層構成

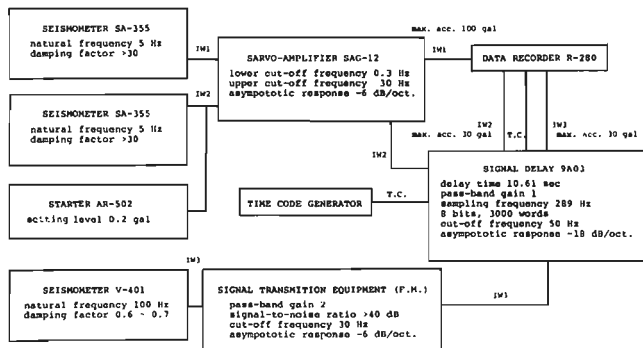


P, S 波速度分布

FREQUENCY RESPONSE (GAIN)  
SA-155-SAG-12



施設概観



1W1 ..... G.L. -1 m  
1W2 ..... G.L. -108 m  
1W3 ..... G.L. -3,507 m

観測システム

総合特性

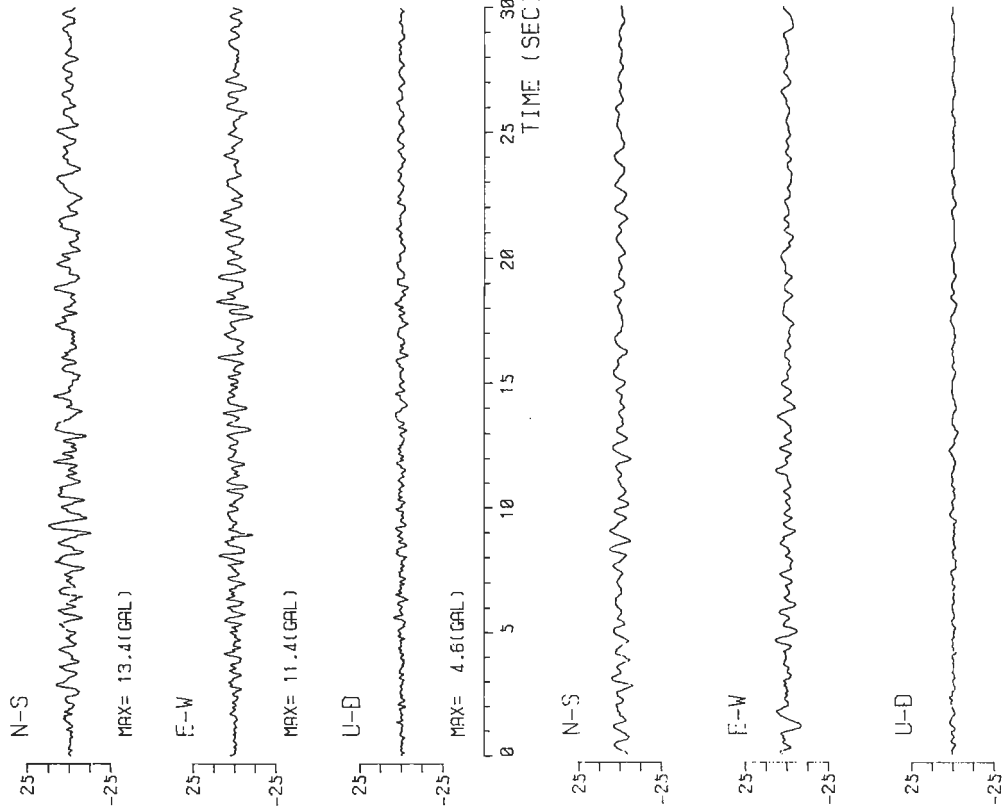


FIG. 1

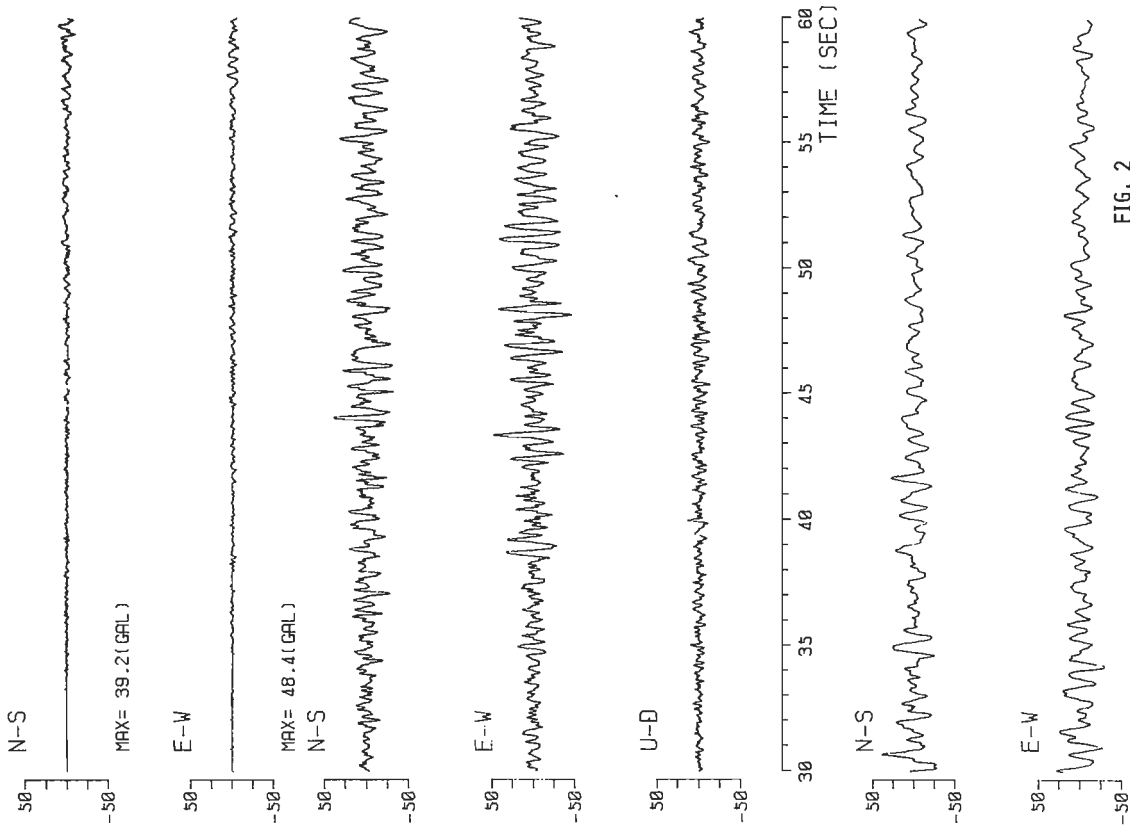


FIG. 2

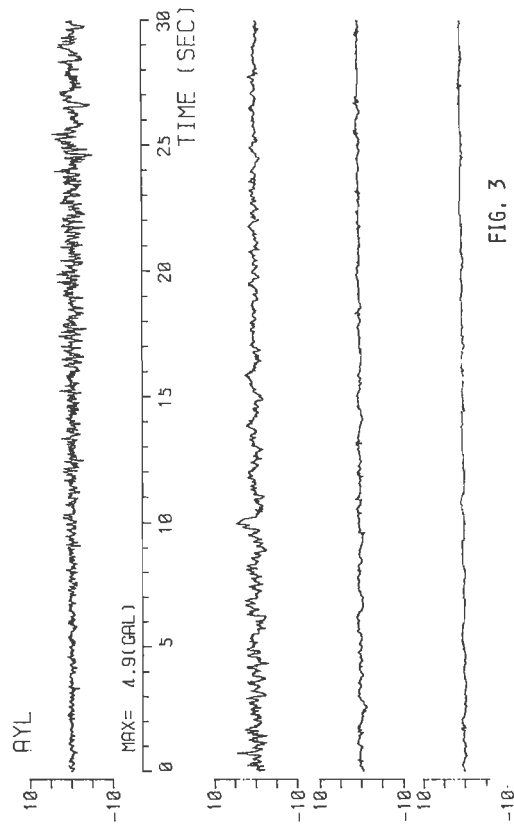


FIG. 3

78-01-14 IWATSUKI GL-1M  
N-S

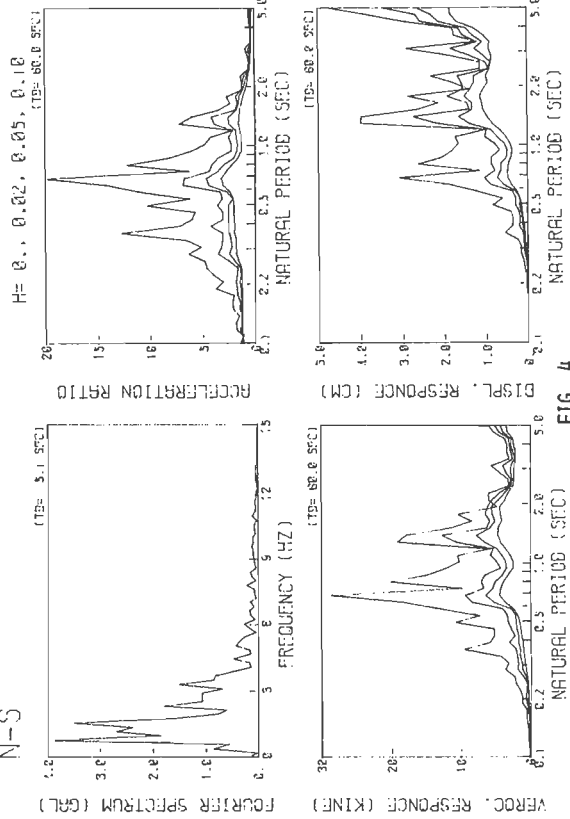


FIG. 4

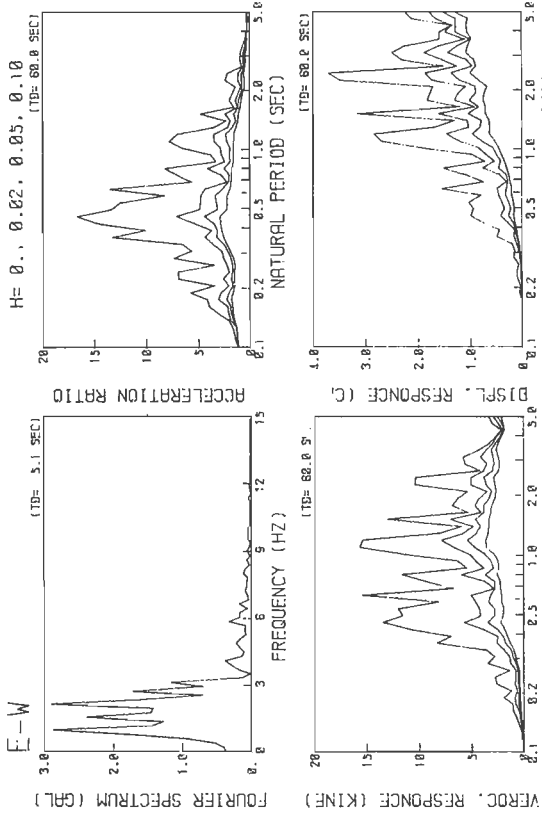


FIG. 5

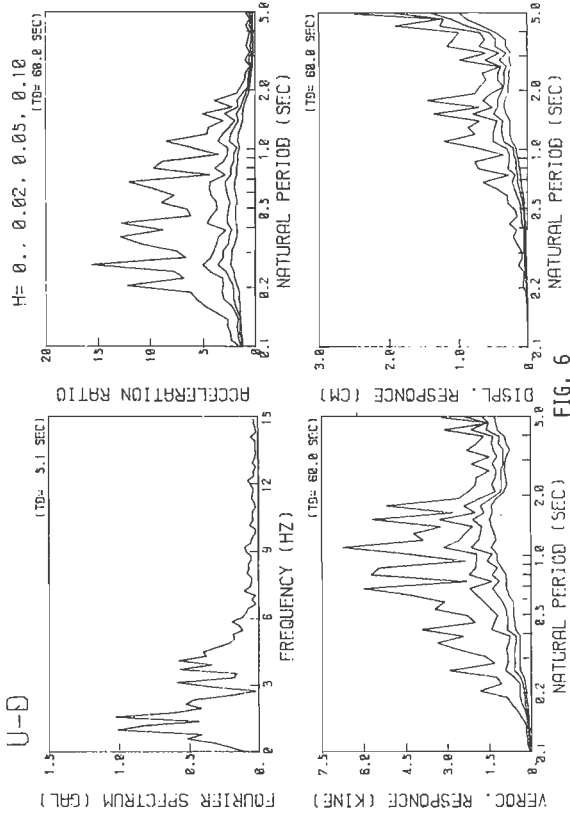
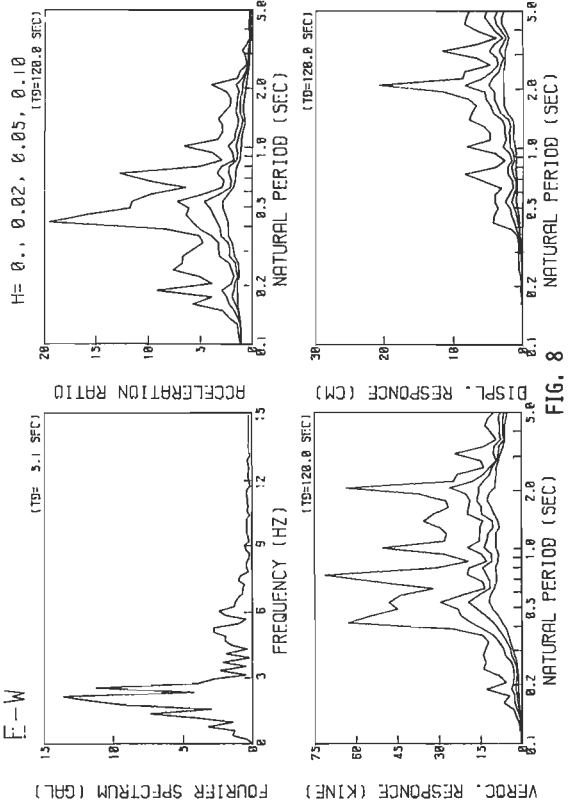
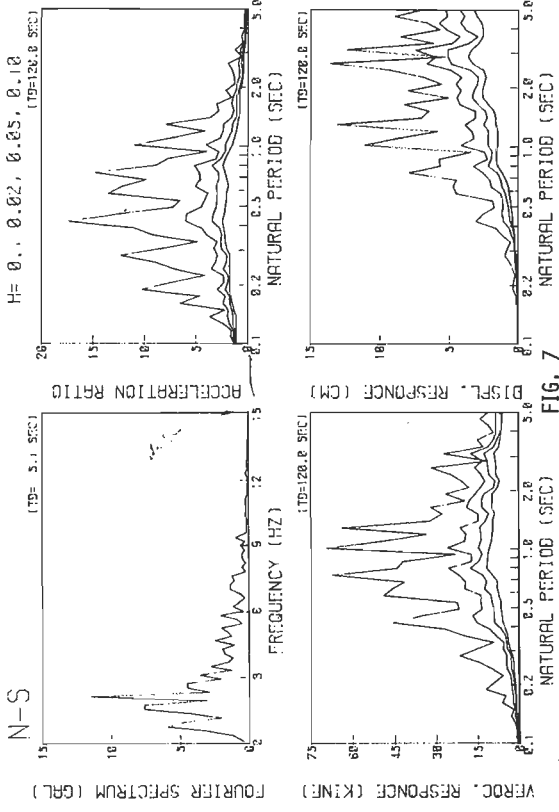
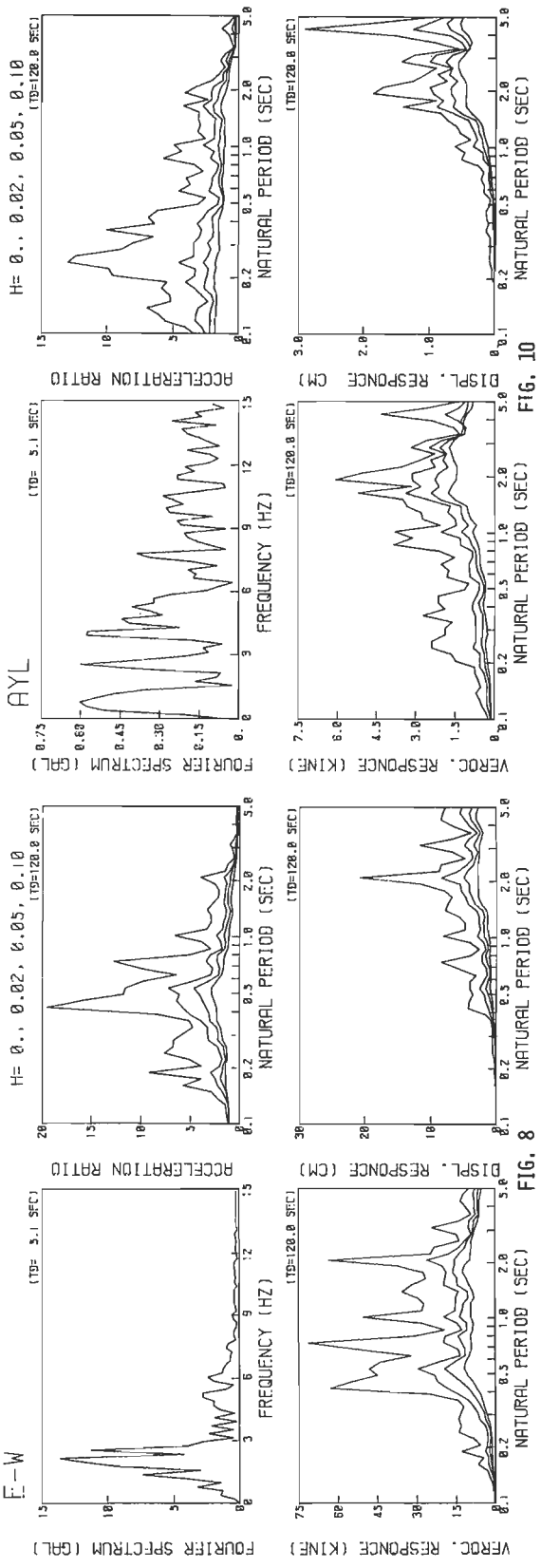
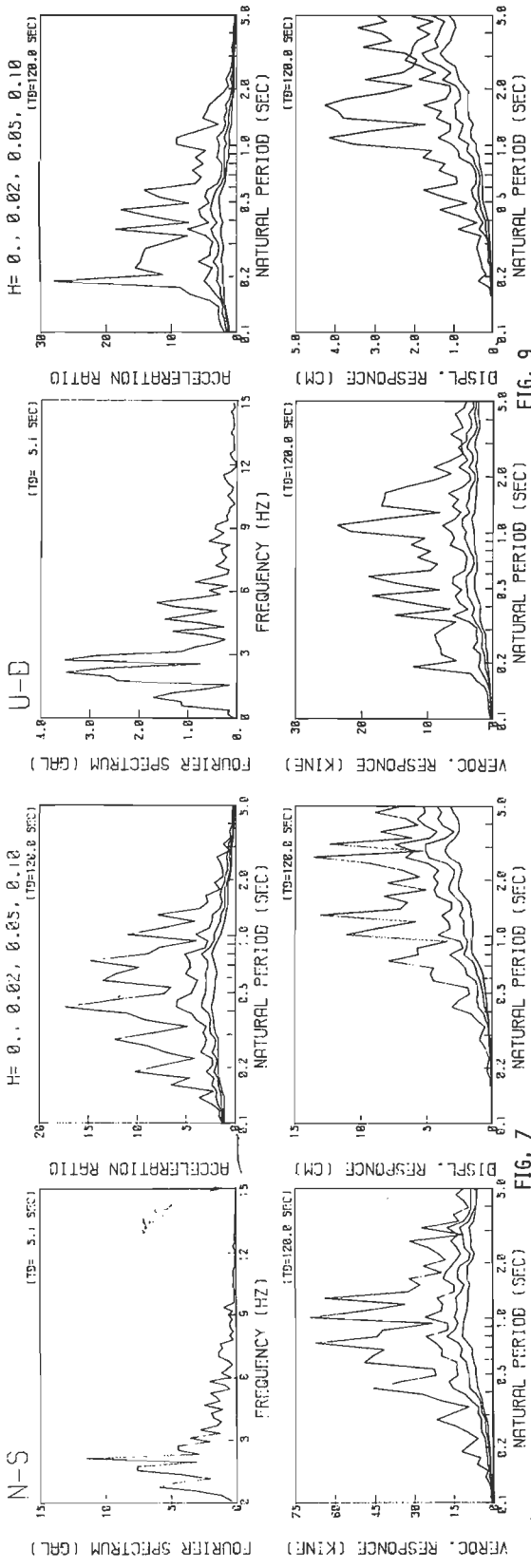


FIG. 6

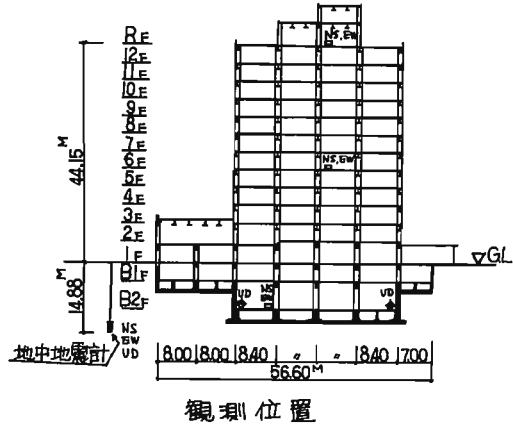


東京都新宿区津久戸町における観測結果

(株)熊谷組 技術研究所 ○橋本 紘  
山田 千代和

1. 地震観測概要

- 1) 観測地 東京都新宿区津久戸町17-1  
(株)熊谷組 本社敷地 および 建物内
- 2) 地震計の設置位置と方向  
建物 RF (GL+44.15<sup>M</sup>) NS, EW  
6F (GL+18.60<sup>M</sup>) NS, EW  
B2F (GL- 8.40<sup>M</sup>) NS, EW, UD  
地中 GL-14.88<sup>M</sup> NS, EW, UD

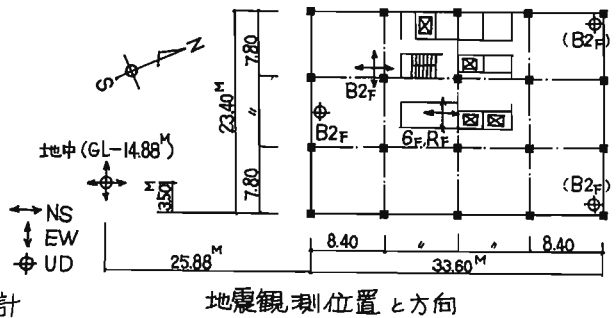


3) 地盤の概要

当該観測地は、地形分類によれば  
神田川付近の豊島台地に属している。  
地質構成は、表面は埋土、-8<sup>M</sup>程度まで  
が関東ローム層、-8<sup>M</sup>~-14<sup>M</sup>が東京礫層、  
-14<sup>M</sup>以深が砂層となっている。

4) 換振器の特性、記録形式

- 地中地震計：勝島製作所  
動電型加速度計 (ボアホールタイプ)  
PTK-130H ( $f_0=3\text{HZ}$ ,  $\beta=11$ )  
PTK-130V ( $f_0=5\text{HZ}$ ,  $\beta=11$ )
  - 地上地震計：勝島製作所、動電型加速度計  
PK-130H, PK-130V ( $f_0=3\text{HZ}$ ,  $\beta=11$ )
  - 自動起動器：勝島製作所、動電型加速度計  
PKS-130H ( $f_0=3\text{HZ}$ ,  $\beta=11$ )  
スタート感度を1階床上で2galに設定した。
  - 記録器：三栄測器、電磁オシログラフ  
ガルバノメータ 3311-B1 ( $f_0=110\text{HZ}$ )
- 総合特性：0.3~30 HZ 平坦，50 HZ で -20%



5) 観測地震名

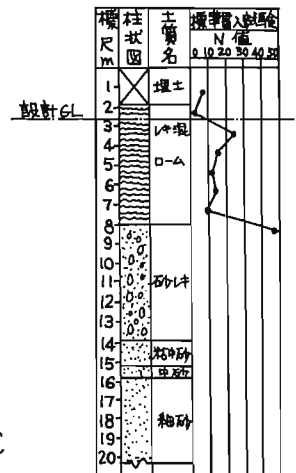
- (i) 伊豆大島近海地震 (昭和53年1月14日, M=7.0)
- (ii) 1978年宮城県沖地震 (昭和53年6月12日, M=7.4)

2. 観測結果

- 1) 記録波形 記録のAD変換時サンプリング間隔： $\Delta t = 1/120\text{SEC}$   
記録の長さ：伊豆大島近海地震 17.06 SEC  
1978年宮城県沖地震 58.25 SEC

2) スペクトル解析

- (i) 応答スペクトル (地中観測記録による)
- (ii) パワースペクトル (HAMMING WINDOW 使用)

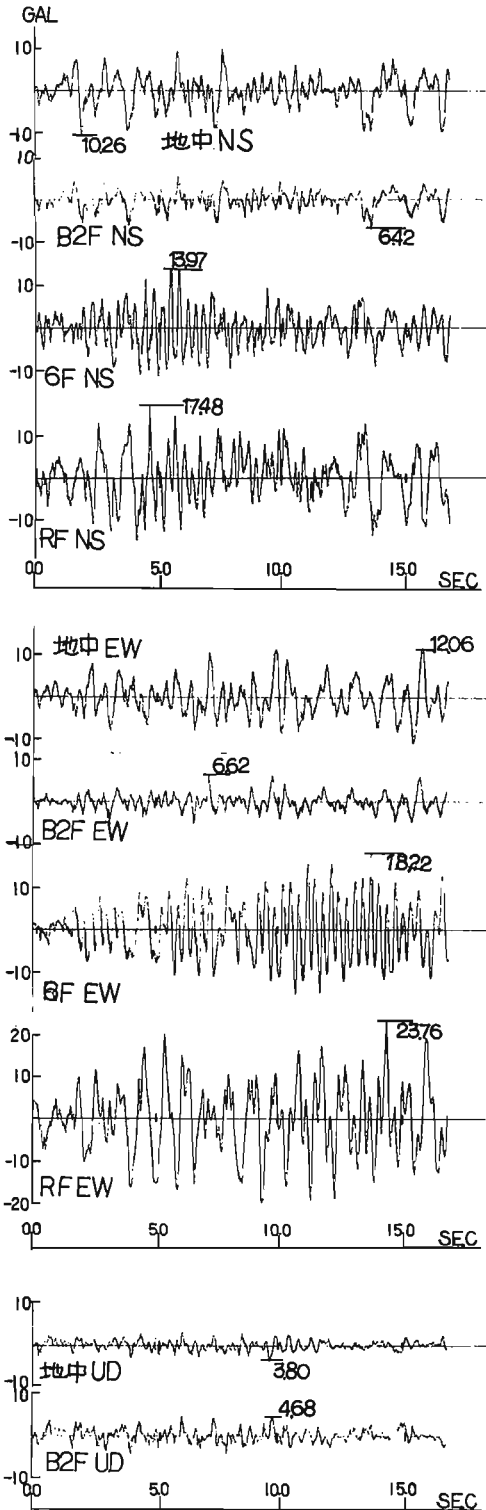


土質柱状図・N値分布



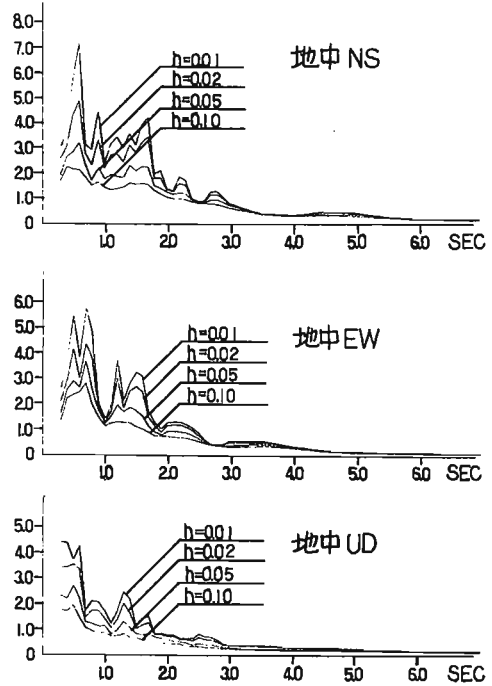
記録波形

(i) 伊豆大島近海地震 観測加速度波形

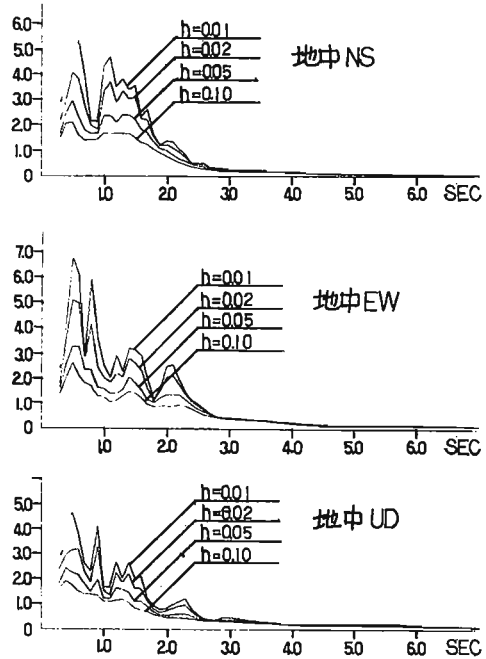


応答スペクトル (地中観測記録による)  
せん断力係数

(i) 伊豆大島近海地震

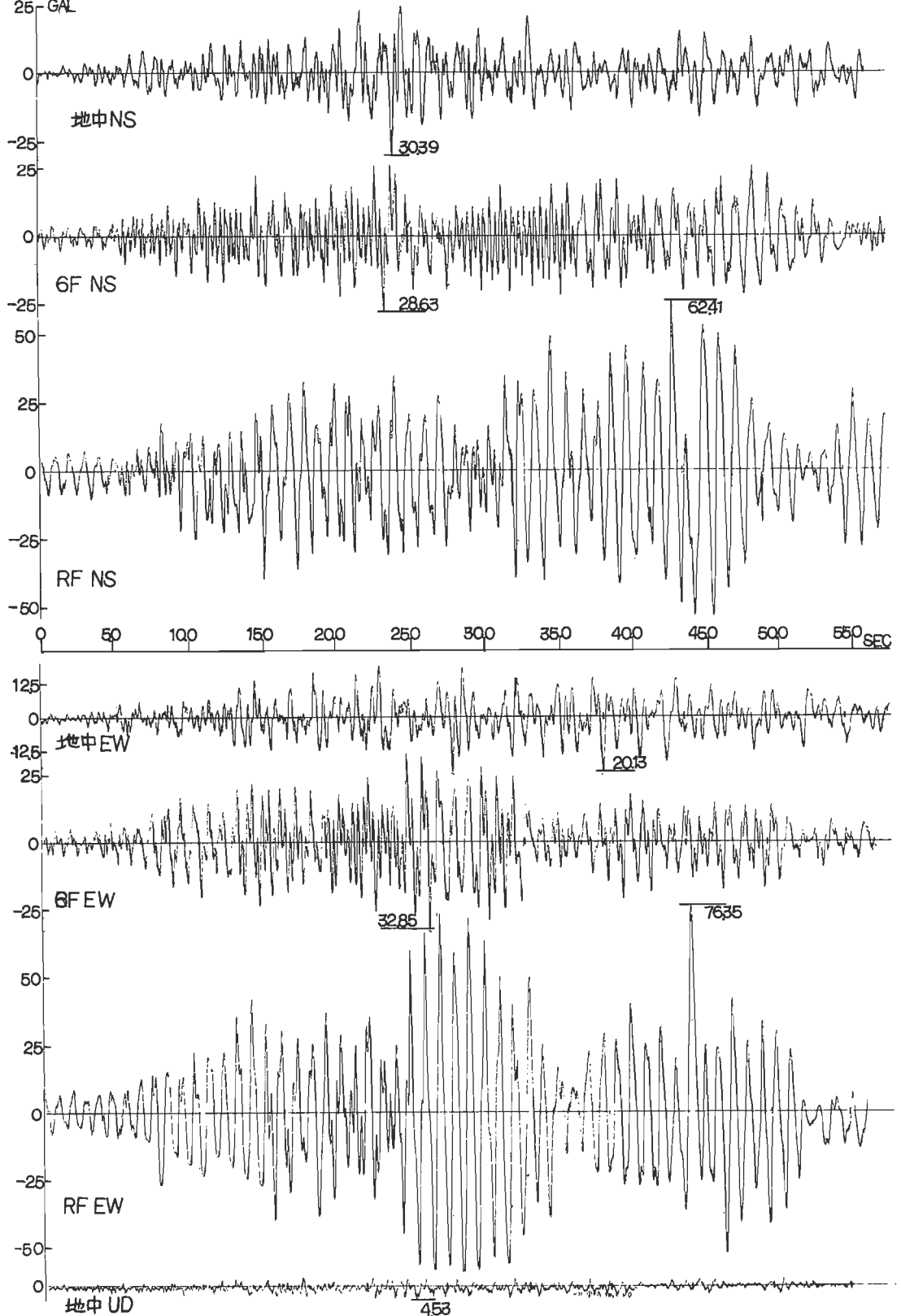


(ii) 1978年宮城県沖地震



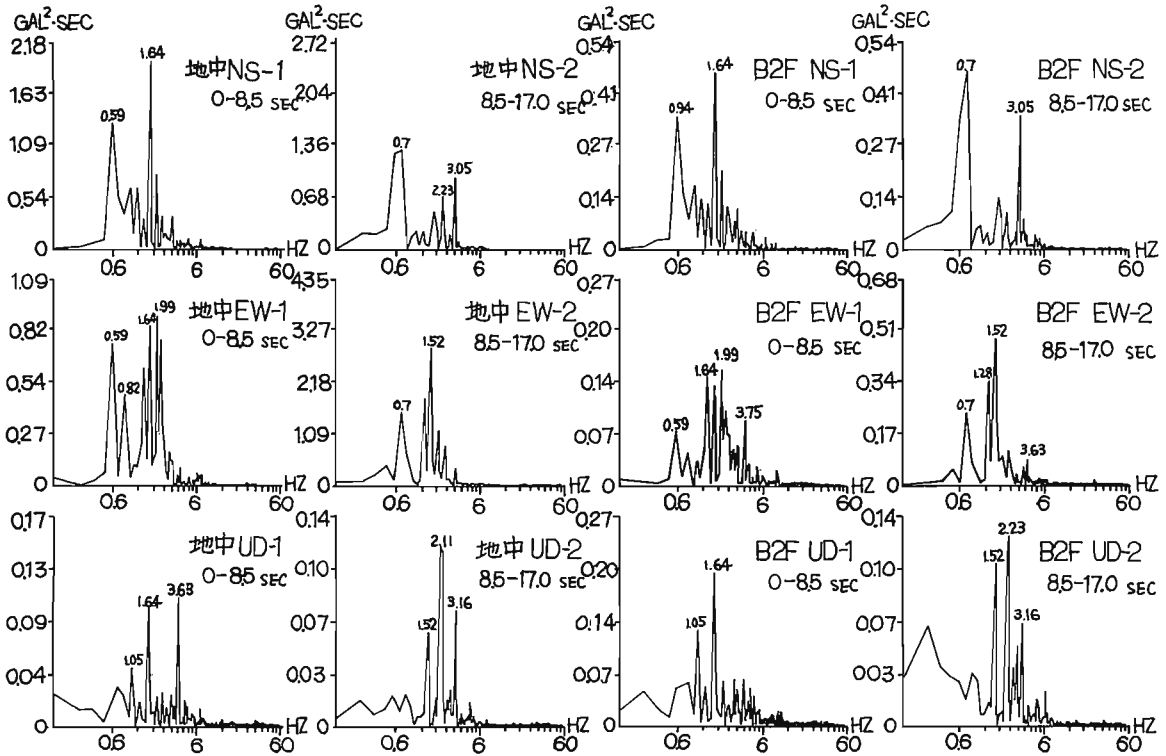
(ii) 1978年宮城県沖地震観測加速度波形

25 GAL

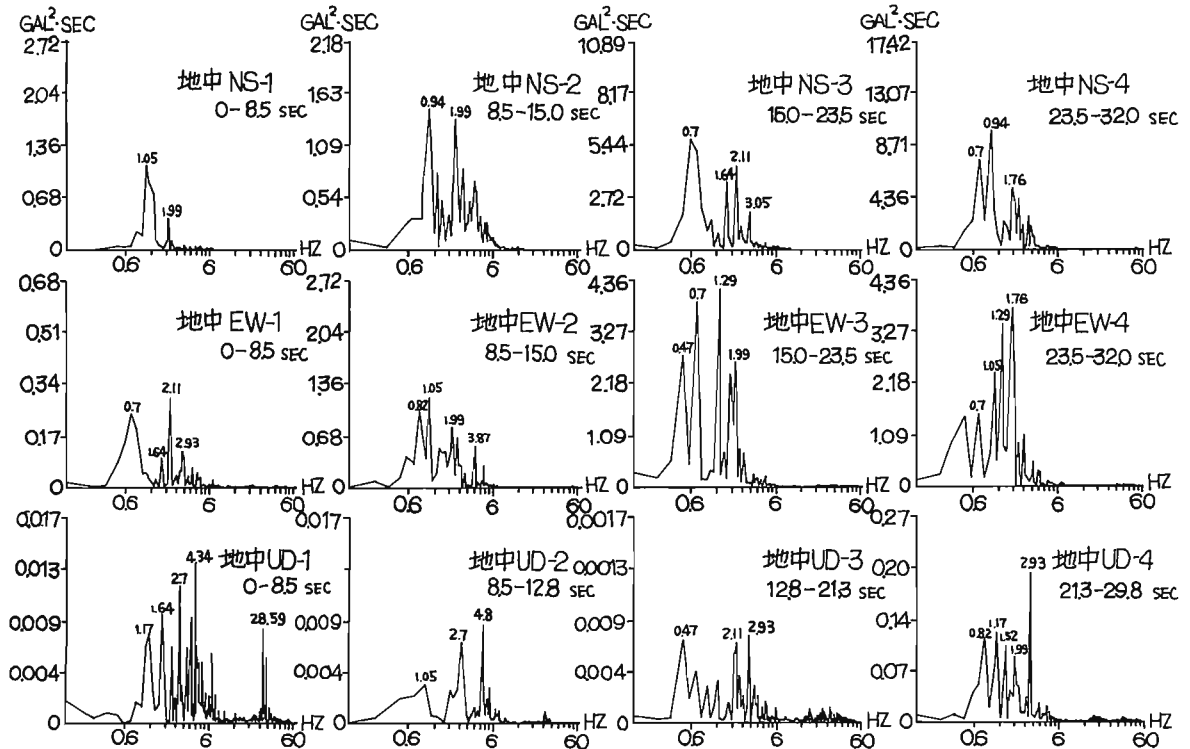


パワースペクトラム (HAMMING WINDOW 使用)

(i) 伊豆大島近海地震



(ii) 1978年宮城県沖地震



1978年伊豆大島近海地震による千葉県富津岬の地中地震記録

建設省土木研究所 岩崎敏男  
" 川島一彦  
" 高木義和

1 概要

建設省関東地方建設局および土木研究所は、東京湾環状道路調査の一環として、昭和49年以後東京湾沿岸の千葉県富津岬、川崎市汐島公園、横浜市観音崎および横浜市扇島において地中地震観測を継続して行っている。ニニでは、昭和53年1月14日伊豆大島近海地震による富津岬の地中地震記録について報告する。

2 観測地質の概要

a) 観測地：千葉県富津郡富津町富津岬地先 (図1参照)

b) 地震計の設置位置と設置方向：

地 表	NS および EW
地下 90 m	N 9°W (以下、NS と呼ぶ) および E 9°S (以下、EW と呼ぶ)
地下 110 m	S 20°W (以下、NS と呼ぶ) および E 20°N (以下、EW と呼ぶ)

c) 地盤の概要：地中地震計設置時に行なったボーリングの結果は図2の通りであるが、N値、Ps検査は行われていない。

d) 感振器の特性：表1および図3の通り

3 観測記録およびその特性

観測記録、応答スペクトルおよびパワースペクトルを、それぞれ、図4、5、6に示す。また最大相速度の地中内含有を示すと図7の通りである。

参考文献

- 1) 岩崎、若林、堀内：地中地震動の観測結果(その1)(その2)、建設省土木研究所資料、第1103号、昭和51年3月。
- 2) 岩崎他：1978年伊豆大島近海地震調査概要、建設省土木研究所資料、第1346号、昭和53年2月。
- 3) 岩崎、川島、高木：地中地震記録に基づく表層地盤の地震応答特性、土木技術資料、Vol.21-1、昭和54年1月。

表-1 地中地震計の性能・諸元

品 名	地 中 地 震 計	
製作台数	2 台	
寸法・重量	全 長	2 2 3 0 mm
	最 大 外 径 φ	1 3 0 mm
	方 位 検 出 器	7 9 0 mm
	水 平 動 換 振 器	3 7 0 mm
	上 下 動	3 9 0 mm
	全 重 量	約 1 1 0 kg
ケーブル	1 2 対市内対ケーブル	

ケーブル	公称心線断面積	0.3 mm <sup>2</sup>
	外 装	亜鉛メッキ鉄線
	絶 縁 材	ポリエチレン系樹脂
	仕 上 外 径	3.0 mm
換 振 器	型 式	電磁式速度振子型加速度変換器
	成 分 数	3成分(水平動用2(鉛直振子型), 上下動用1(グレイ型))
	固 有 振 動 数	4 ± 0.2 Hz
	検 出 振 動 数 範 圍	0.5 ~ 30 Hz
	減 衰 定 数	h = 1.0
	最 大 加 速 度	± 400 gal
	感 度	7 mV / gal 以上
	コ イ ル 抵 抗	4.5 kΩ
	外 部 制 動 抵 抗	5 kΩ
	検定コイル	コ イ ル 抵 抗
発振器により換振器の振子を強制振動させることができる。		
方位検出器	原 理	磁気コンパスおよびフォトリジスタにより北位を検出し、水平動換振器の振子の方位を抵抗値出力として取り出す。
	検 出 精 度	± 5° 以内
耐 圧	ケーブル引出口 および各接続部	3.0 Kgf/cm <sup>2</sup> (ゴムパッキン, Oリング)
外 筐 体	材 料	非磁性材料(クロームメッキ)
	防 蝕	ゴム系樹脂塗布による防蝕処理
埋 設 条 件	深 度	海面下約100 m
	ボーリング孔	1本のボーリング孔には1台の地中地震計
	傾斜許容度	3° 以内

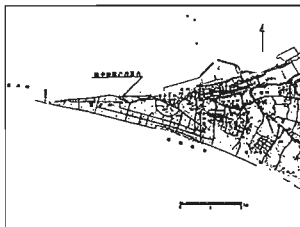


図-1 地中地震観測の設置位置

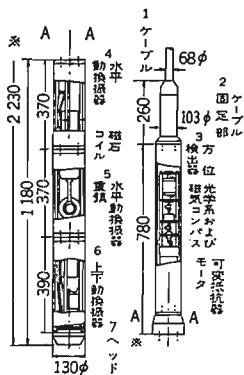
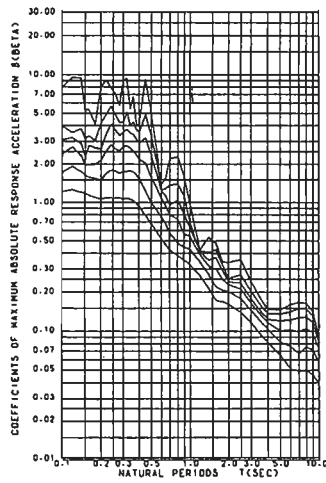


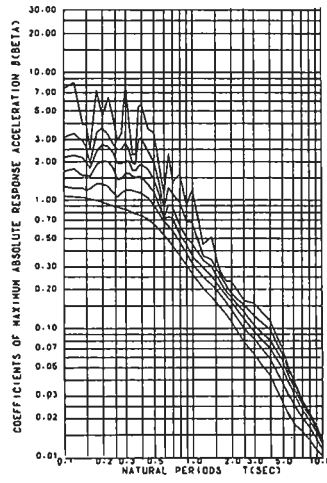
図-3 地中地震観測の構造

深 度 尺 寸 (m)	注 意 点	土質分類	記 事
5.00		貝殻破片混り 粗 砂	この層分帯平均一 貝殻片多量に混る
10		貝殻破片混り 中 砂	塊を含む 貝殻片多量に混る
20	22.00	シルト質硬砂	
30			
40			
50	51.00	砂 礫	
60		シルト質硬砂	
70			
80	82.00	細 砂	
90		中 砂	貝殻片混る
100			
110			

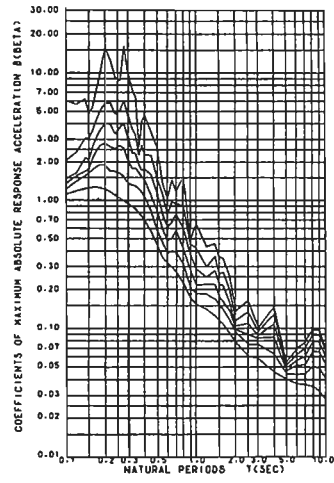
図-2 観測部の地盤構成



(a) NS成分

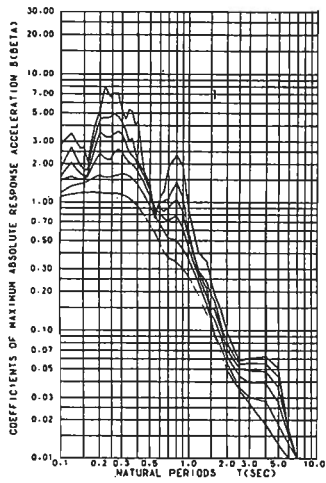


(b) EW成分

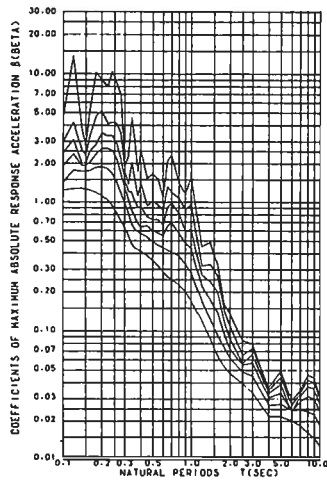


(c) UD成分

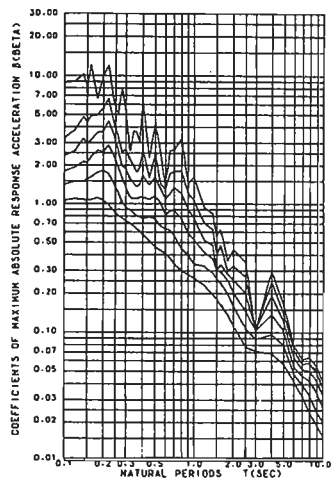
←  
(1) 地盤



(a) NS成分

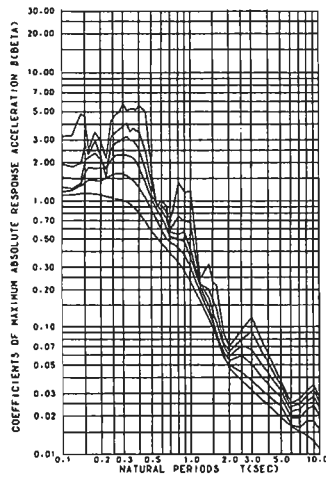


(b) EW成分

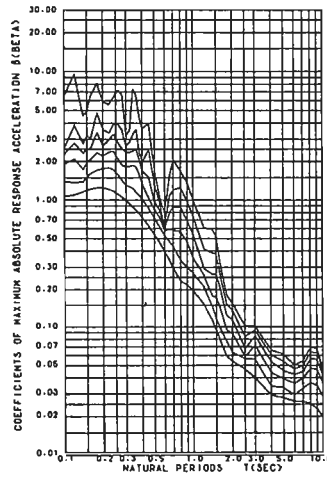


(c) UD成分

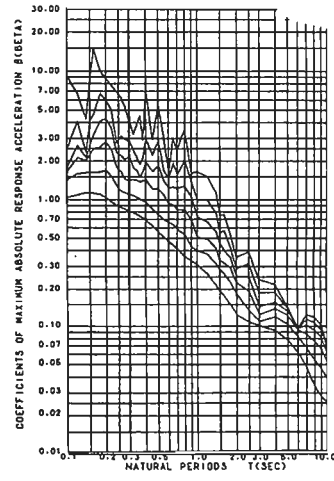
←  
(2) 70m



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

←  
(3) 110m

図-5 加速度応答スペクトル倍率

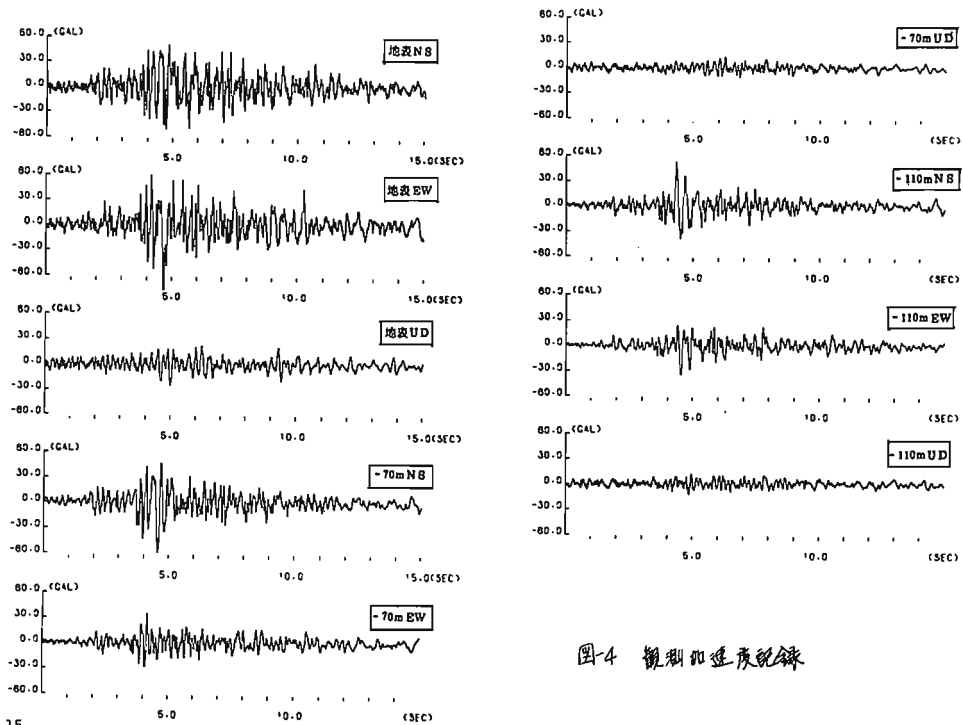


図4 観測加速度記録

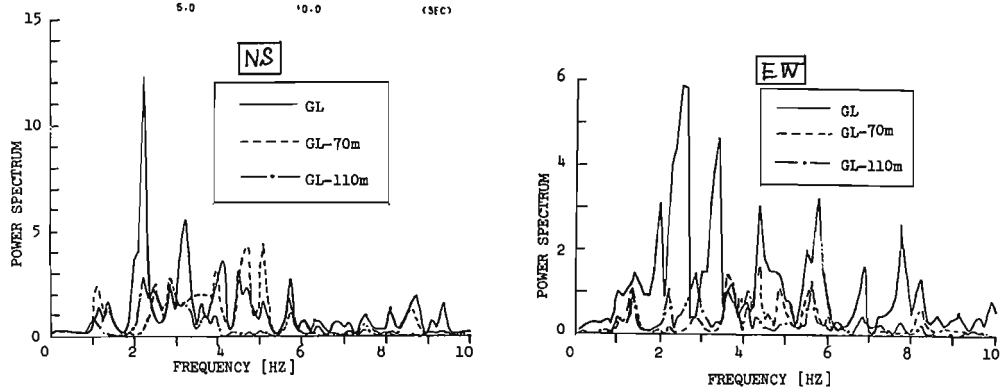


図-6 パワースペクトル

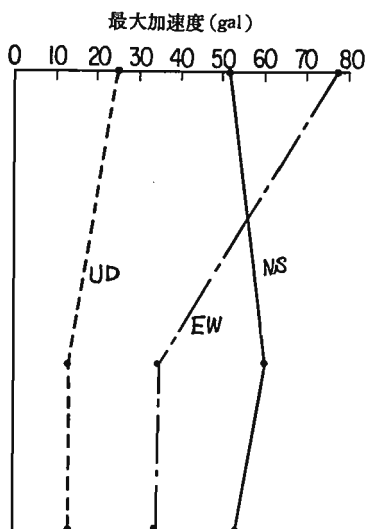


図-7 最大加速度の地中内分布

1978年宮城県沖地震による強震記録とその特性

建設省工大研究所 ○岩崎敏男 川島一孝 高木義和

●まえがき

1978年6月12日の宮城県沖地震 ( $M=7.4$ ) では、宮城県を中心として岩手県、福島県等に設置されていた工学的強震計が各地で作動し、多数の強震記録が得られた。この結果によれば、石巻市から仙台市にかけての地域で地盤上の最大加速度が $200gal$ を超している。ここでは、これらの強震記録の中から、今回の地震による代表的な強震記録と思われる開北橋および樽水釜の記録について、一次解析を行った結果を報告する。

●開北橋の強震記録

開北橋は宮城県石巻市の一般国道河北～石巻線と旧北上川の交差部にかかる橋長 $285m$ の5径間連続鋼ボックスポーダー橋である。強震計(SMAC-B2型)は $P_2$ 橋脚の天端および $P_2$ から約 $30m$ 離れた左岸上流側の河川敷にそれぞれ一台ずつ設置されており、これらの地盤上の観測点では図1に示す強震記録が得られた。最大加速度は橋軸方向(E42S)には $191gal$ 、橋軸直角方向(N42E)には $291gal$ であり、このうち、 $50gal$ 以上の地震動の継続時間は約 $13秒$ である。なお、橋脚天端でも記録が得られており、最大加速度は、橋軸方向には $500gal$ 以上(SMAC-B2強震計の許容限界加速度 $500gal$ を超えたため、完全作動記録は採取できなかった)、橋軸直角方向には $338gal$ であった。本地点周辺の地盤条件は図2に示すように、左岸側では風化岩が露頭しており、 $P_1$ 、 $P_2$ はそれぞれ直接基礎、ケーソン井筒基礎により岩着している。風化岩は右岸側へ徐々に傾斜して埋み込みとなり、右岸側橋台位置では約 $7m$ の沖積堆積層が存在している。

図1に示した地盤上の水平成分加速度記録には、 $3\sim 5Hz$ の振動数成分が卓越しており、また、 $9.5秒$ と $11.5秒$ 付近の2回にわたり大きな加速度値を示しているのが特徴である(この傾向は橋軸直角方向成分に著しい)。図3は小平成分記録の加速度応答スペクトル比曲線を示したものである。

●樽水釜の強震記録

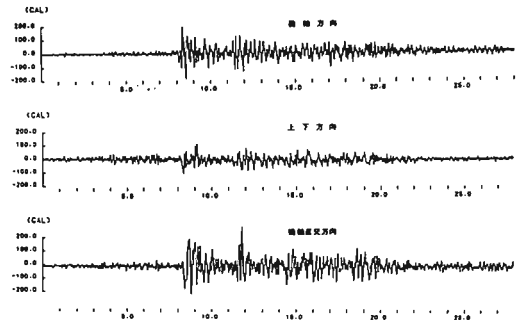


図1 開北橋地盤上の加速度強震記録

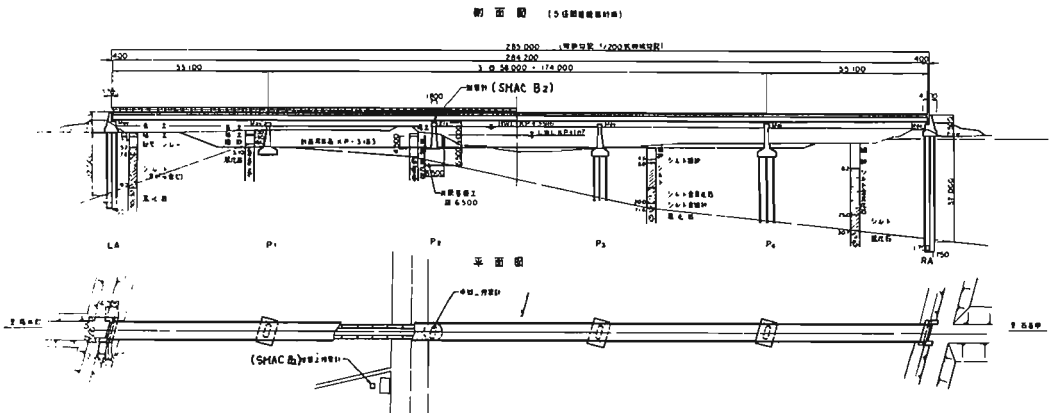


図2 開北橋一般図

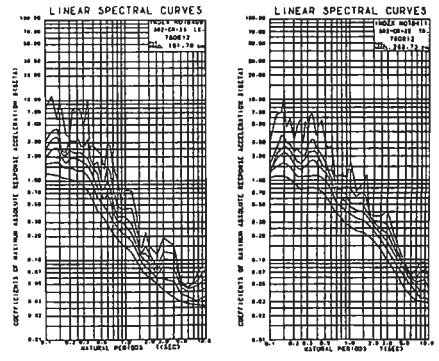


櫛水ダムは名取川水系増田川に設けられた堤高43m、堤長256.5mの中心コア型フィルタイプダムであり、強震計（SMAC-E2型）は図4に示すように、監査廊（ギャラリー）内に1台、堤頂上に1台設置されている。

今回の地震では、堤頂上の強震計が不調であったため、ギャラリー内の強震計だけが作動し、図5に示す記録が得られた。最大加速度はダム軸方向（W35N）、ダム軸直角方向（N35E）、上下方向に対して、それぞれ240gal、180gal、80galである。

ダム軸方向の記録では、10.5~11秒にかけて大きなパルス状の加速度波が特徴であり、仮に、この記録を4秒間ごとに区別し、それぞれの間隔でパワースペクトルを計算すると、最初の4秒間（8~12秒）がその後にくる地震動と比較して加速度レベルで非常に優勢なパワー（卓越振動数は2Hz）を持っている。このような傾向はダム軸直角方向の記録にも認められることが出来る。

図6は小平成分の加速度応答スペクトル比曲線を示したものである。



(a) 櫛軸方向成分 (b) 櫛軸直角方向成分  
図3 加速度応答スペクトル比 $\beta$  ( $\gamma=0, 2.5, 20, 40\%$ )  
[開北橋地盤上加速度強震記録]

櫛水ダムの記録は、仙台市郊外のピルの地盤で採取された強震記録と液状特性が類似しており、仙台周辺地域の岩盤上の代表的な記録として今後の解析に利用できると考えられる。

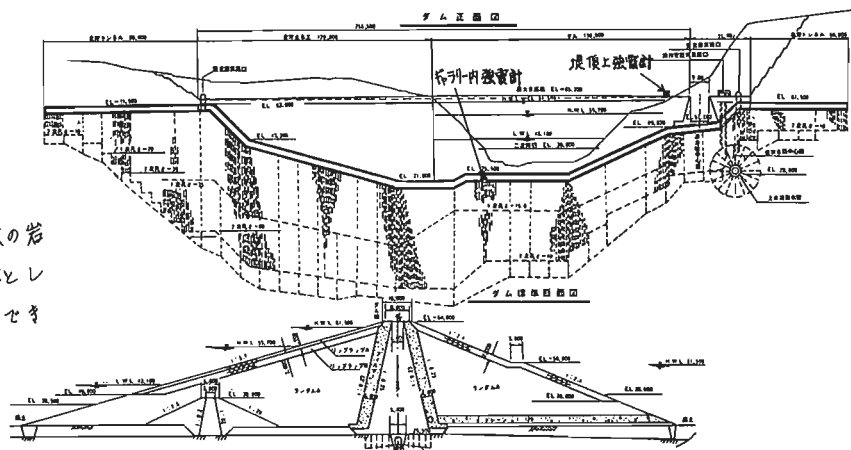


図4 櫛水ダム一般図

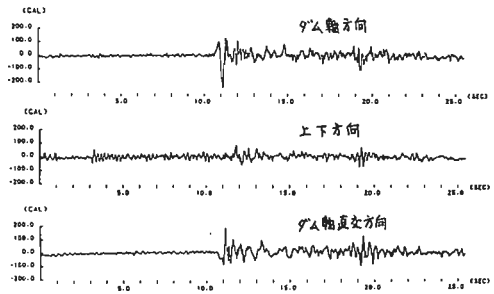
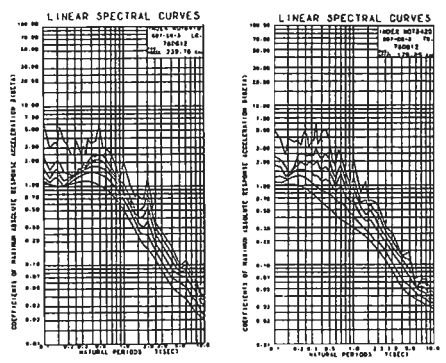


図5 櫛水ダムギャラリー内の加速度強震記録



(a) ダム軸方向成分 (b) ダム軸直角方向成分  
図6 加速度応答スペクトル比 $\beta$  ( $\gamma=0, 2.5, 10, 20, 40\%$ )

謝辞

ここに用いた強震記録の数値化は、昭和53年度科学技術庁特調査を充当して行われた。関係の各位に厚くお礼を申し上げます。

78宮城県沖地震の浦安における観測結果

三井建設技研 ○野路利幸  
立見栄司

1. 観測概要

- (1) 観測場所 千葉県東葛飾郡浦安町東野 東海大学付属浦安高校敷地地盤および校舎（RC造3階建）
- (2) 設置位置 建物：1F, RF 地盤：GL-1m, -7.5m, -6.6m（-6.6mのみ3成分, その他は水平2成分）
- (3) 地盤概要 図-1に地盤概要を示す。沖積層厚は約60mで, 上部4.5mは埋土層から成る。
- (4) 換振器, 記録型式 圧電加速度型 ( $f_0 = 1.33\text{Hz}$ )  
総合周波数特性: 0.3 ~ 30 Hz で平坦 記録計: 電磁オシログラフ

2. 観測結果

- (1) 観測波形 図-2に観測波形を示す。A-D変換のサンプリング間隔は0.02秒, 長さは約70秒である。
- (2) 最大加速度比, RMS比 図-3
- (3) パワースペクトル 図-4に8秒より2.048秒間の解析結果を示す。Hanning Window 使用
- (4) スペクトル比 パワースペクトルの比の平方根を図-5に示す。計算値はS波の重複反射理論により,  $Q = 3.0$ として算定したものである。また, 図中に過去の11波の平均のスペクトル比を示す。
- (5) ランニングスペクトル 図-6

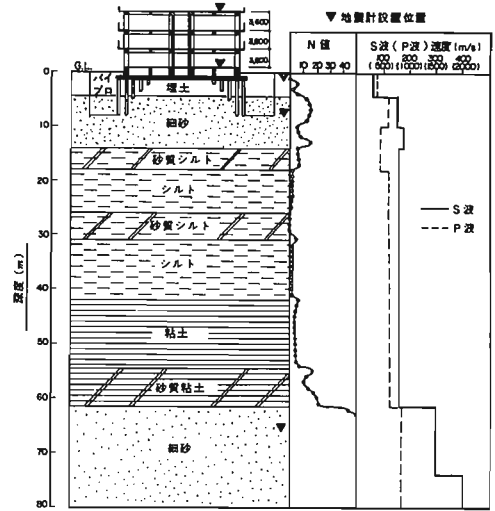


図-1 地盤概要

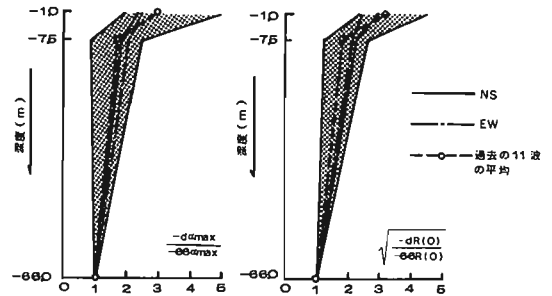


図-3 最大加速度比, RMS比

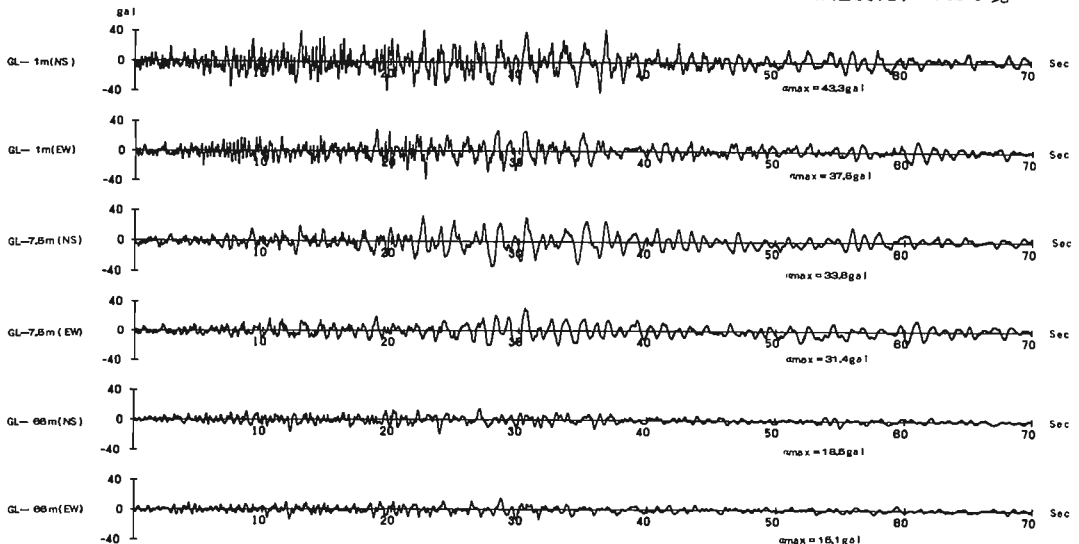


図-2 観測波形

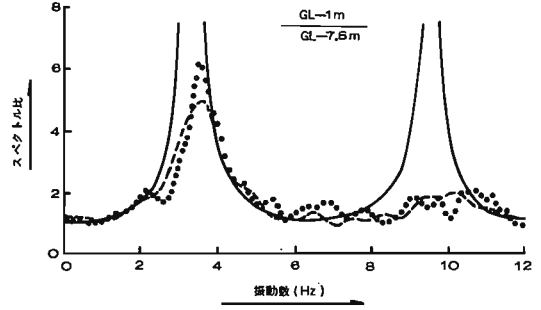
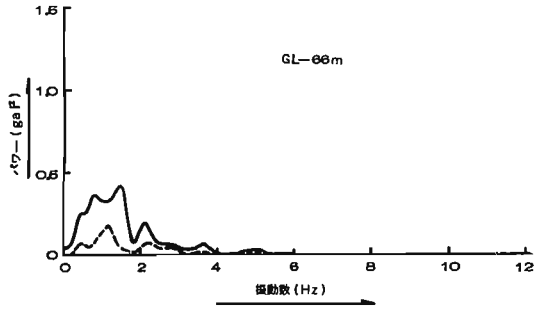
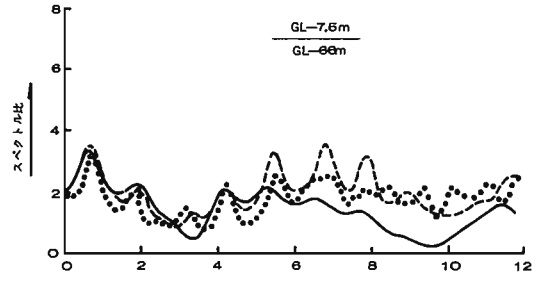
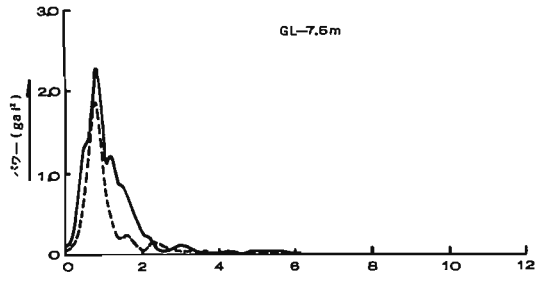
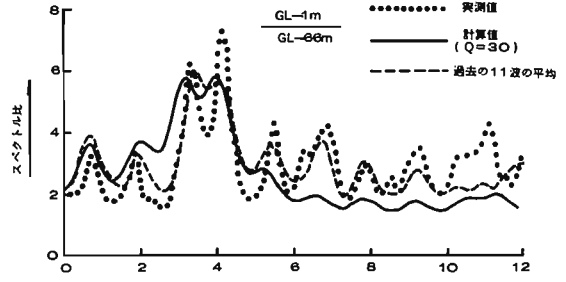
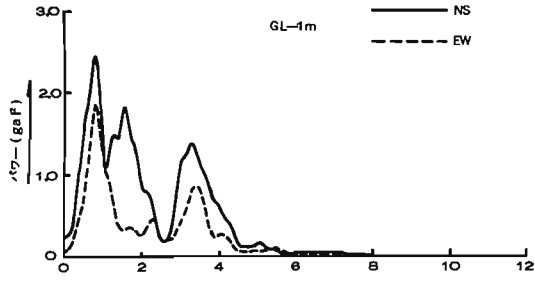


図-4 パワースペクトル

図-5 スペクトル比

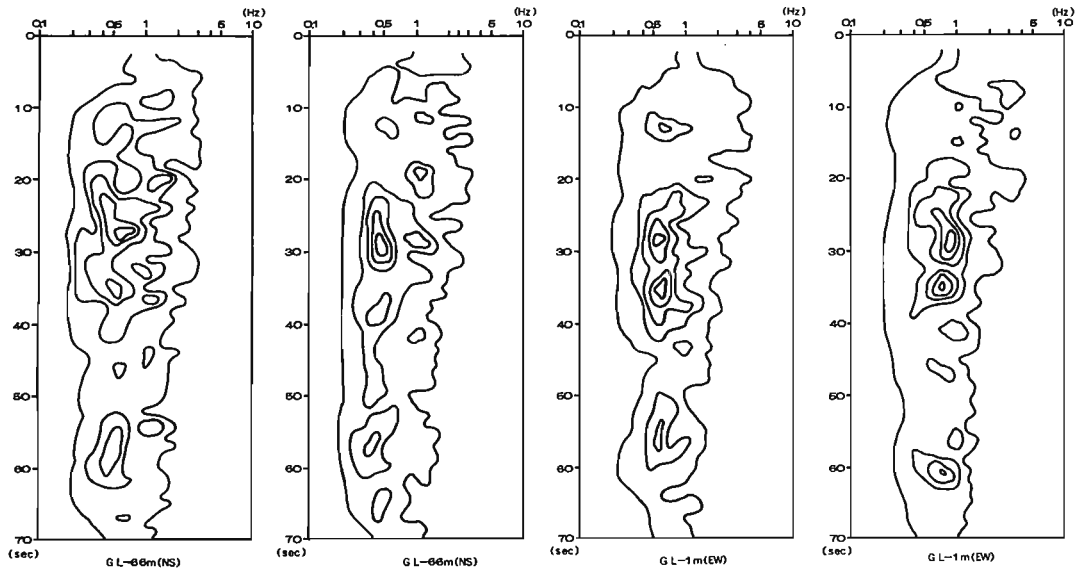


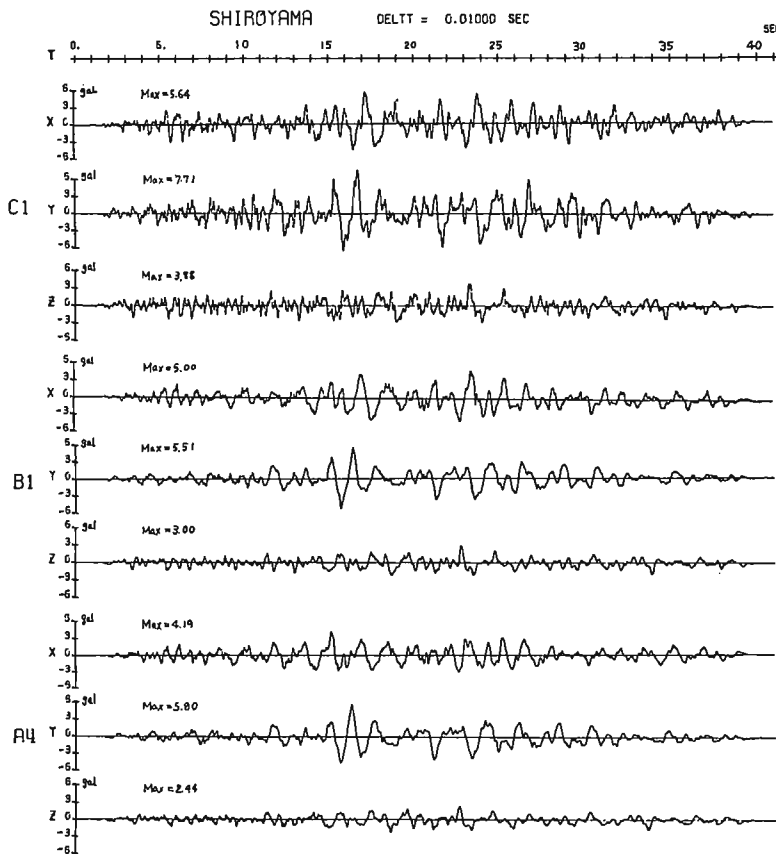
図-6 ランニングスペクトル

## 城山地下発電所における宮城県沖地震の記録

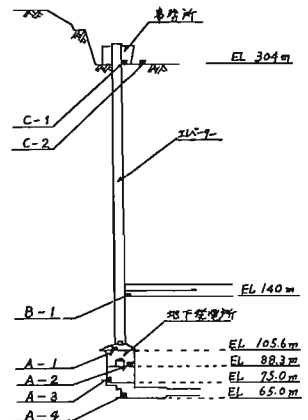
電力中央研究所 土木技術研究所 地震対策部

深田

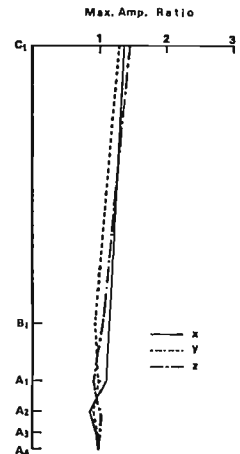
- 観測地質：神奈川県津久井郡野城山町川尻，城山発電所（東経139°17'，北緯35°35'）
- 観測位置：地下空洞内（A-1, 2, 3, 4），調圧水槽横坑（B-1），地表（C-1, 2）。地震計の方向は N44°E（X方向），N46°W（Y方向）及び上下方向（Z方向）。
- 地盤：粗粒砂岩，粘板岩より成る片理亀裂が顕著に発達した岩盤で，地表付近では風化が違ひ緑泥化している。 $V_p = 3.4 \sim 4.3 \text{ km/sec}$ （風化部を除く），S波速度分布は不明。
- 地震計：電磁式加速度計；PK-130（ $f_0 = 3.0 \text{ Hz}$ ， $h > 12$ ， $5.0 \text{ mV/gal}$ ）。記録器：オッシログラフ（5 M-21）。トリガー方式，遅延なし。ローパスフィルタ（ $f_c = 30 \text{ Hz}$ ， $24 \text{ dB/oct}$ ）。総合特性； $0.3 \text{ Hz} \sim 25 \text{ Hz}$ （-3dB）平坦。
- 解析記録；サンプル間隔； $10 \text{ msec}$ ， $40.96 \text{ 秒}$
- スペクトル；フーリエスペクトル，ウィンド；Hamming型，  
加速度応答スペクトル； $h = 0.05$ ，入力波の最大値による正規化なし。
- その他；フーリエスペクトル比（A-4点を基準）



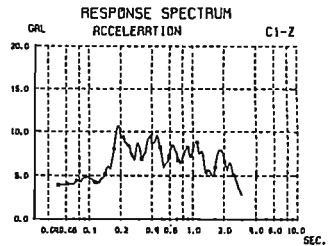
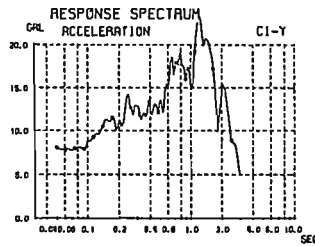
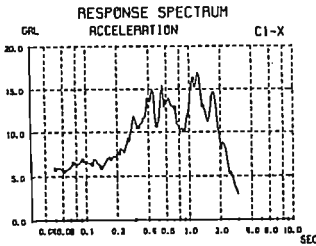
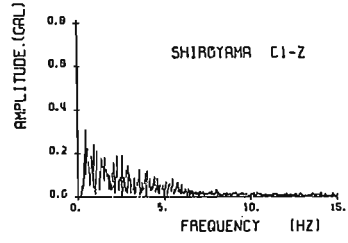
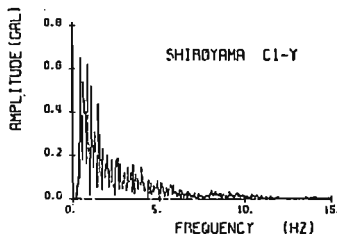
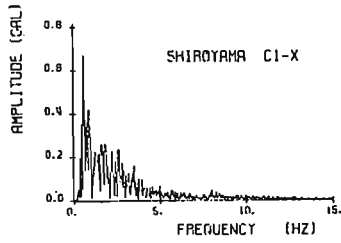
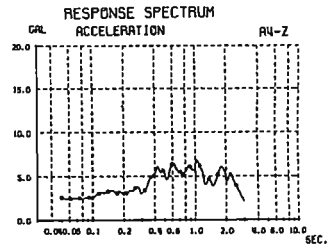
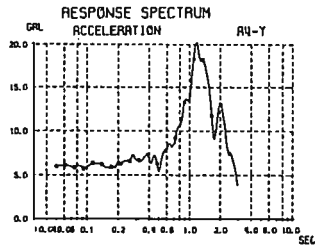
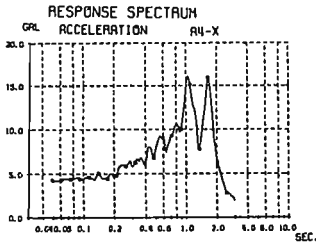
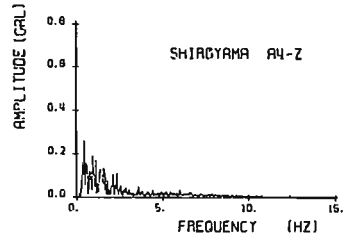
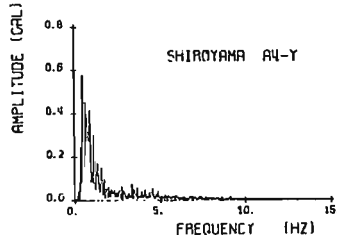
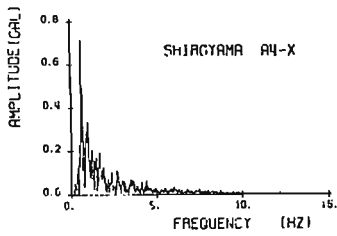
観測波形例



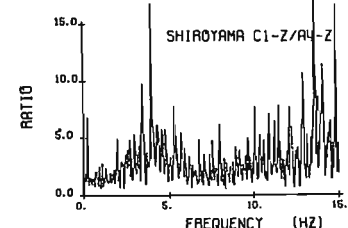
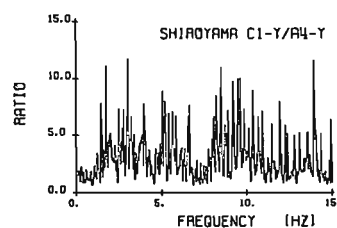
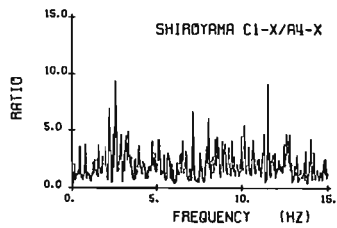
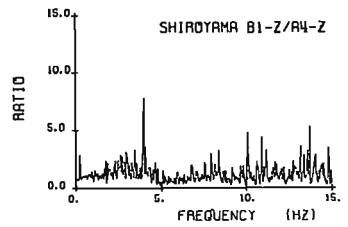
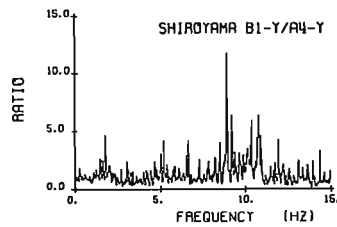
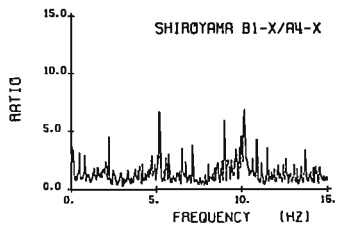
観測断面配置



各観測点における  
最大加速度の比  
(A4点を1とする)



A4 点 (地中), C1 点 (地表) のフーリエ加速度応答スペクトル



フーリエ スペクトル比 (A4 点を基準とする)

1978年宮城県沖地震の剱野辺地区における地震観測結果

建設省建築研究所 ○北川 良和  
横浜国立大学 入江 康隆

I. 観測諸元

- 1・1 観測場所 神奈川県相模原市剱野辺 2-2-24
- 1・2 地盤概要 附近一帯は表層約15mまでローム層、その下に厚さ約20mの砂礫、更に下方に土丹層が広範囲に分布している。観測地奥での地盤構造、標準貫入試験結果、弾性波試験結果を Fig.1に、Haskell法による地盤の増幅特性を Fig.2に示す。ちなみにこれまでに観測された15地震についての地盤の平均スペクトル比( $\bar{\sigma}_{\Sigma}$ )を Y(EW), X(NS)方向について Fig.3に示す。
- 1・3 地震観測諸元
  - (a)地震計形式: STBH, STBV サーボシステム Acc.
  - (b)固有特性: 固有振動数 3.5 Hz, 測定周波数 0.3~30 Hz
  - (c)記録形式: 電磁オシログラフ, 加速度波形
  - (d)観測体制: 1975.4より観測を開始, 観測点の配置図を Fig.4に示す。
- 1・4 データ処理および解析法
  - (a)AD変換処理: ナショナルカープリーター
  - (b)サンプリング間隔: 0.02秒(1部他の地震については0.01秒)
  - (c)補正方法: 基線の直線補正
  - (d)波形解析法: フーリエスペクトル, 重みつき移動平均による平滑化

II 観測記録及び解析結果

- 2・1 地震名 1978年宮城県沖地震(6月12日)
- 2・2 記録波形 観測記録のうち, Part A(14~38秒間), Part B(38~62秒間), Part C(62~87秒間)の波形を Fig.5(a~c)に示す。
- 2・3 スペクトル Part A, B, C.での Y, X方向の地震面(-0.5%) 地表面下-15m(-15%), -41m(-41%)でのフーリエスペクトルを Fig.6(a~c)に示す。

III 参考文献

- 1. モデル基礎建物及び固地盤における地震測定 昭和49, 50, 51年度建設省総合耐震報告書
- 2. 北川, 入江, 水野, 大沢, 地盤建物連成系に於ける実験観測的研究(その1~7), 建築学会大会梗概集, 昭和51, 52, 53年

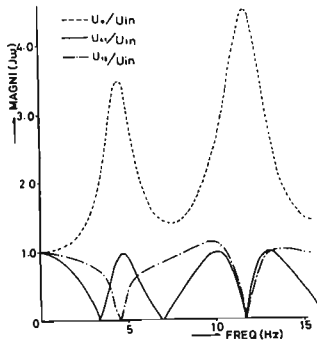


Fig.2 増幅特性

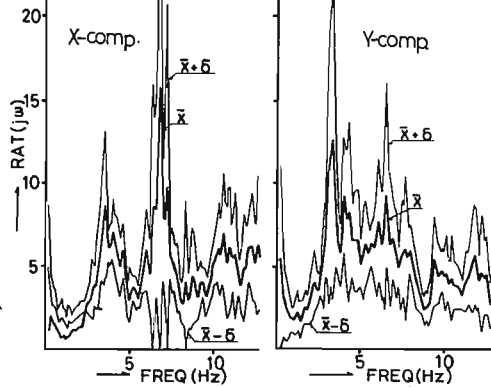


Fig.3 平均スペクトル比(-0.5%)図

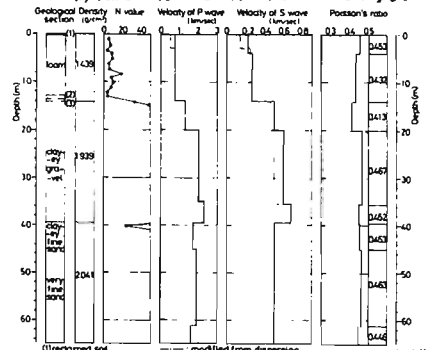


Fig.1 地盤諸元

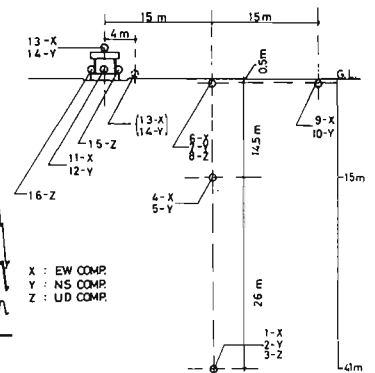
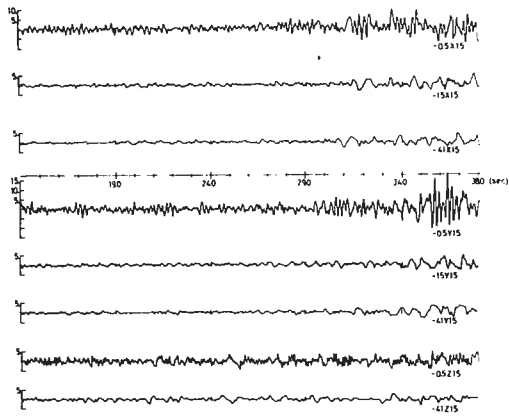
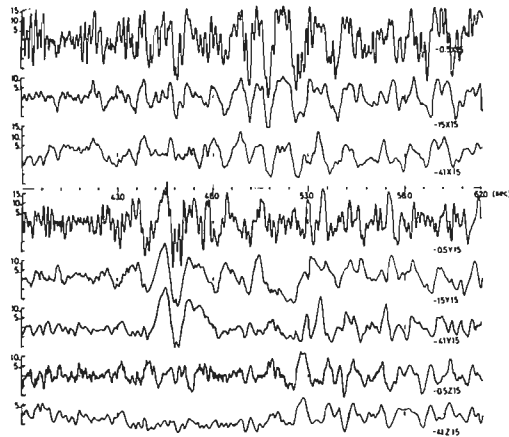


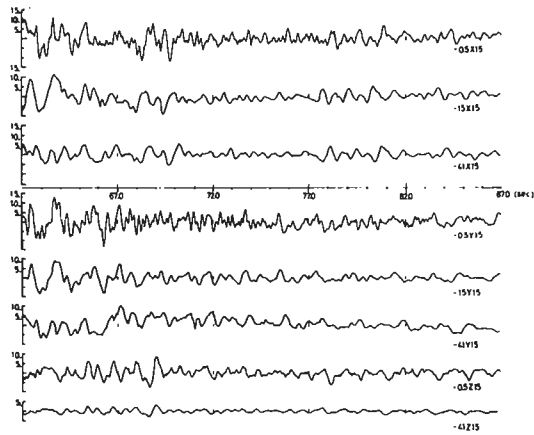
Fig.4 観測体制図



Part A



Part B



Part C

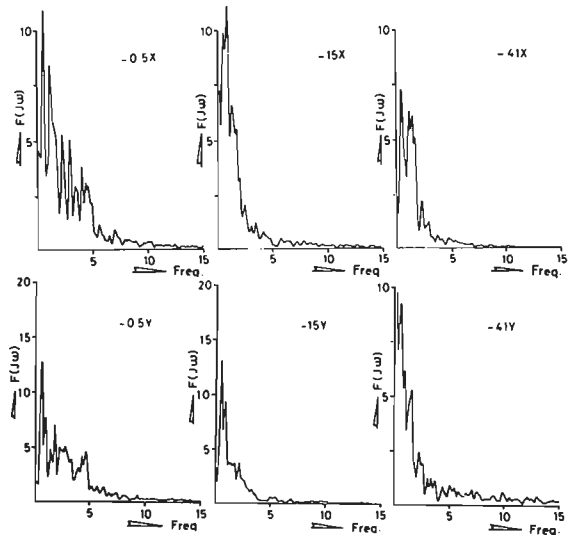
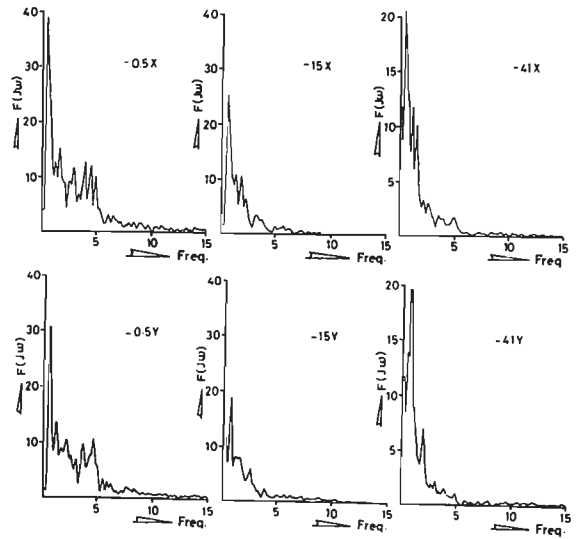
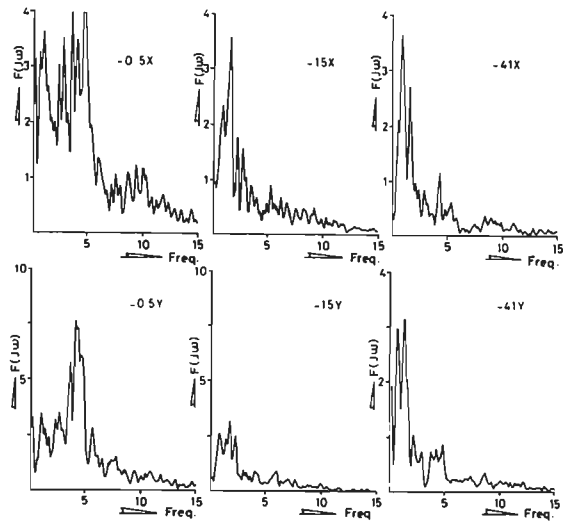


Fig.5 記録波形

Fig.6 フーリエスペクトル図

強震地動と地盤

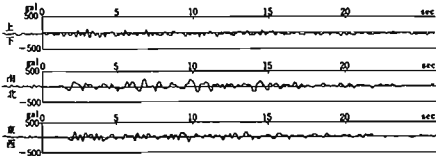
彦部 丹

§1 要約

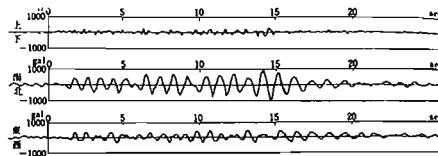
1. 建築研究所の強震観測事業による、強震計2台(SHAC-M)が東北大学建設系建物の1階および9階においた作動した、この記録の一般的な解析結果についての検討。
2. 仙台市付近の2種類の地盤について、上記の強震記録を土と化した加速度時刻歴の計算とその結果についての検討
3. 転倒したコンクリートブロック塀および被害を受けた不逞家屋の分布を示し、地盤、地形および地層による被害の差異についての検討。
4. 今後の課題についての検討。

§2. 強震記録の解析.

1. 強震記録: 東北大学建設系建物の1階及び9階の強震記録を図1および図2に示す。この強震記録は



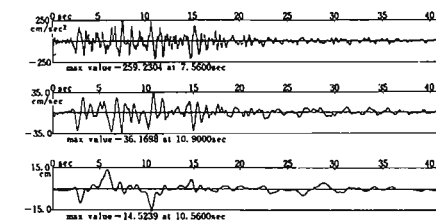
<図1> 東北大学建設系建物1階の加速度記録  
(南北方向の最大加速度は1259cm/sec²)



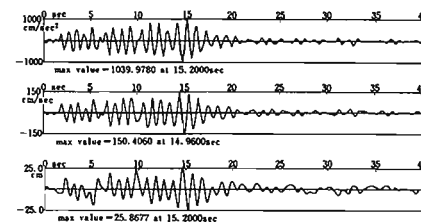
<図2> 東北大学建設系建物9階の加速度記録  
(最大加速度は1040cm/sec²で応答加速度記録としては世界最大)

当建築研究所にお  
ける技術開発によ  
って数年前に延々  
したSHAC-M型  
強震計による記録

ら小ながらあり、従来の機械的記録部分を総てエレクトロニクス化して、加速度をアンプ出力として記録  
工小にするのをうす。①昭和51年より前述の場所を設置して将来予想工小の強震動を正確に記録するよ  
うに保守管理して以来、早いことから強震計が正しく作動し貴重な記録を得ることとなった。常日からの  
努力、協力と戴いた東北大学建築学科の志賀、柴田両教授及び同研究所の才理の改めと心からの謝意をこぞ  
表したい。図1および図2のうち最大の記録となつた南北方向の加速度記録をTrifunac & Bradyの零線補  
正②を行つて、その小の値を時間周りに積分して得た速度および変位の記録を図3および図4に示す。



<図3> 東北大学建設系建物の1階NS(南北)方向の記録  
上段から加速度、速度、変位の時刻歴を示す。注: 最大値には●印がついている。



<図4> 東北大学建設系建物の9階NS(南北)方向の記録  
上段から加速度、速度、変位の時刻歴を示す。注: 最大値には●印がついている。

また、この一連  
の処理を他の方向  
成分についても行  
ない、あわせて、  
昭和51年2月20日  
のマグニチュード6.8  
の宮城沖地震のよ

り同一強震計による同一場所の上記諸量を参考として、表1にこの小の結果を示す。図2、図4および表1  
で得られた注目をすべきことは、構造物の応答として得られた強震記録として、この9階のNS方向の強震加  
速度記録が世界最大であり、これを時間積分して得た速度値が世界最大値を記録したところである。この世界  
記録はとう簡単には破ら小いと考へられ、と云ふのは日本以外の国ではこのように大至る加速度と速度  
応答の連なり以前に構造物が崩壊するはずであるから。また表1によると、1階のNS成分を基準とした各  
成分の最大加速度の比率(NS:EW:UD)は1:0.78:0.59であり、2月20日の地震のよると小は  
1:0.67:0.56と大至る差が認められ小い。同様の比を1階における最大速度および最大変位について調  
べると、2月20日の地震の同様の比は相対に差異がある。

建設省 建築研究所 第三研究部 部長 工藤



2月20日の同一場所で行われた強震記録の応答スペクトル図を比較すると、今回の6月12日の強震の特性と2月20日とは類似している所があまりないようである。

9階のN-S方向の強震記録は前述のように世界最大記録であるが、建築構造物に1040 cm/sec<sup>2</sup>の加速度及び150 cm/secの絶対変位の計測も崩壊しなかったことは驚異であり、詳細な構造耐力の検討も今後必要であろう。この9階における加速度応答波形はほぼ周期1秒の正弦波であり、1階の加速度最大値の発生時刻より約8秒遅い時刻に最大値に達している。この9階のN-S方向の加速度、変位および変位の最大値の割合(1040:150.4:-25.9)とすれば(1:0.145:-0.025)は周期1秒の正弦波に加速度波形としたときと同様の比(1:0.159:-0.025)とほぼ一致しており、構造物上部は周期1秒の正弦波の極めて近い揺れを呈したものと推定される。

表 1 東北大学建設系建物の1階および9階で得られた強震記録についての各種最大値とその発生時刻(1978年6月12日および同年2月20日の地震による)

年月日	階層	成分方向	加 速 度		速 度		変 位	
			最大値(cm/sec <sup>2</sup> )	時刻(秒)	最大値(cm/sec)	時刻(秒)	最大値(cm)	時刻(秒)
6月12日	1階	N-S	259.28	7.68	86.17	10.8	-14.58	10.56
		E-W	202.57	8.10	27.67	2.96	9.11	8.62
		U-D	158.04	4.18	11.92	10.44	8.18	10.02
	9階	N-S	1089.98	15.20	150.41	14.96	25.87	15.20
		E-W	-528.92	14.08	-72.76	14.94	16.61	8.40
		U-D	-855.56	7.82	22.92	15.48	7.09	8.18
2月20日	1階	N-S	170.70	4.80	16.91	4.40	8.51	4.68
		E-W	-118.80	4.22	18.46	8.98	6.40	80.08
		U-D	95.08	6.14	6.68	4.28	8.18	1.82
	9階	N-S	421.90	9.82	50.47	8.60	6.66	7.96
		E-W	298.58	6.60	-38.21	6.48	6.71	12.80
		U-D	107.51	8.22	8.14	6.86	4.48	8.48

注 ----- は世界最大記録である。

表 2 東北大学建設系建物の1階で得られた強震記録についての最大加速度、速度値および応答スペクトル強度<sup>\*)</sup>

地震の 組別	記録又は解析位置 場所	成分方向	最大加速度値 <sup>*)</sup>	最大速度値 <sup>*)</sup>	応答スペクトル強度 (cm)	
			cm/sec <sup>2</sup>	cm/sec	減衰定数 0.05	減衰定数 <sup>**)</sup> 0.2
1978年 6月12日	東北大 1階	N-S	259.28	86.17	196.0	117.0
		E-W	202.57	27.57	124.4	76.5
		U-D	158.04	11.92	68.0	86.8
	宮城 県 仙台 市 中央 地区	観測 <sup>*)</sup>	N-S	179.0	81.52	162.6
E-W			194.0		167.0	99.0
N-S			817.0		228.7	186.8
E-W						
1978年 2月20日 宮城 中央 地区	東北大 1階	N-S	170.70	16.19	77.7	54.2
		E-W	-118.80	18.46	78.2	49.8
		U-D	95.08	6.68	80.9	20.8

\*) 応答スペクトル強度 S [h] は下式によって定義されるもの

$$S(h) = \int_{0.1}^{2.5} SV(h, T) dT, \quad \text{ここに } SV(h, T) \text{ は減衰定数 } h \text{ を有する周期 } T \text{ 秒の}$$

適応応答スペクトル値 (cm/sec.)

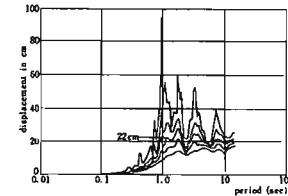
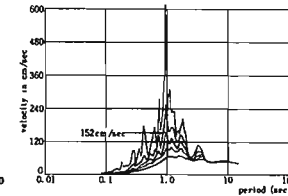
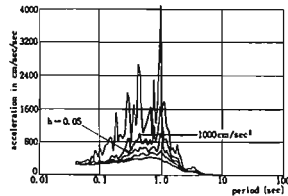
\*) 速度、変位、観測、とは東北大1階のN-S方向記録をもとにして解析を行ない、これら3種類の地震について算出したものである。

\*) 表 3.1 のものと同じである。

\*) エルセントロ地観記録(1941.5.16)N-S方向の減衰定数0.2の応答スペクトル強さは81cmである。

次に1階のN-S方向の速度、変位および加速度の応答スペクトル図を図4に示す。この図の加速度応答スペクトルに減衰定数  $h = 0.05$  周期1秒の応答値は  $1000 \text{ cm/sec}^2$  である。この建設系建物の9階における刺激周数と1.35とすると、9階のN-S方向の線形加速度応答値は  $1000 \times 1.35 = 1350 \text{ cm/sec}^2$  とするはずである。9階のN-S方向の強震記録は最大加速度値が  $1040 \text{ cm/sec}^2$  であるから、1階の強震記録の応答スペクトル値から求めた  $1350 \text{ cm/sec}^2$  との差は、この建物で今回の地震動が非線形な応答を示したものと推定される。

同じく4図の速度および変位の応答スペクトル図から相対速度および相



<図 4 東北大学建設系建物1階のN-S方向強震記録の応答スペクトル図。左上: 加速度応答スペクトル, 上中: 速度応答スペクトル, 上右: 変位応答スペクトル, 下左: トリプルタイプスペクトル図, 減衰定数  $h = 0.02, 0.05, 0.1, 0.2$

対変位の値は、それぞれ  $152 \text{ cm/sec}$  と  $22 \text{ cm}$  である。9階の強震記録のN-S方向と時間的関係は表1に示す絶対速度および絶対変位の最大値はそれぞれ  $150.4 \text{ cm}$  と  $25.9 \text{ cm}$  である。これらの値は応答スペクトルから求めた相対速度および相対変位とは多少異なっているが、両者の値は接近している。このことは、弾性、塑性応答何れも拘らず変位一定の法則は多量に成り立つことを暗示しているものと考えられる。

次に仙台市付近で観測された地震動今回の地震動のN-S方向の破壊力が併せてA方向を圧縮した。この南北方向の建設系建物の強震記録(1階)について、トライリニアの崩壊時の変位応答を求めたものの紹介する。図5の点Aはコンクリートの圧縮耐力をせん断力係数は  $0.1 (100 \text{ cm/sec}^2)$  の降伏耐力  $2$  とのせん断





## 1978年6月の宮城県沖地震による建物の被害分布とその地盤の性質

東北大学工学部 渋谷純一

**1.はじめに** 1978年6月の宮城県沖地震によって大きな被害をうけた仙台市内の建物について、構造種別毎の被害建物の地域的分布とその地域の表層地盤の構成および振動特性との関係について検討を行った。

**2.被害建物の地域的分布** 図-1に構造的被害をうけた建物の位置を示す。RC造については、柱や壁に大きな亀裂を生じた被害程度以上のものを示した。その殆どは3,4階建ての低層建物である。S造については、建物に大きな傾斜や移動を生じた被害程度以上のものを示した。その殆どは2,3階建ての低層建物である。SRC造建物については、主体構造に顕著な被害をうけたものはないが、二次壁などの亀裂が目立ったものを示した。その殆どは8~17階建ての中高層共同住宅である。住家被害については全壊家屋の集中した地域を示した。

RC造の被害建物は、苦竹、卸町、長町などの段丘地と沖積平野にはさまれた扇状地上に集中している。このほか、丘陵地や段丘地縁辺部においても学校建築等に被害があった。S造の被害建物は、苦竹東部、日の出町、扇町、白山工業団地、遠見塚などの、RC被害建物集中地域の東側の沖積平野上に集中している。SRC造の被害建物では特に地域的に集中している傾向はみられない。木造住家の被害集中地域は、長町周辺、南小泉などの扇状地、沖野、飯田、大郷などの広瀬川沿いの沖積平野および、緑ヶ丘、南光台、黒松などの丘陵地斜面の上の人工造成地である。造成地での被害は地すべり、地割れなどの地盤破壊によるものが主である。

**3.表層地盤の構成** 図-2に仙台市内各地の地盤のボーリング柱状図を示す。

- (1)市街地中心部 — 広瀬川河岸段丘上に位置し、厚さ0.5~2m程度の盛土、表土(粘土質)の下に、厚さ4~7mの砂礫層が分布している。その下は、竜の口層と呼ばれるオ3紀の凝灰岩、泥岩となっている。
- (2)青葉山、八木山 — 表土は厚さ約5mのローム層で、その下は青葉山層と呼ばれる礫まじり粘土層が約20mの厚さに分布している。その下は八木山層と呼ばれるオ3紀の泥岩、凝灰岩となっている。
- (3)苦竹、日の出町 — 厚さ約5mの軟弱な盛土、腐植土、砂質シルト層が表面をおおい、その下に砂礫層が続くが、途中で軟かい砂質粘土層をはさむ。地表軟弱層は東に行くに従ってその厚さを増す。
- (4)卸町 — 西部では表面の軟弱な盛土、腐植土の厚さは約3mで、その下に硬い砂礫層が続く。東部に行くに従って表面軟弱層の厚さが増し、バイパス付近ではその厚さは15mにも達する。
- (5)長町 — この地域も場所により地盤構造はかなり異なるが、被害のあった長町駅付近では、表面は厚さ約4mの軟弱な砂質粘土層で、その下に、硬い砂礫層と軟かい砂質粘土層が数層の互層となつてあらわれる。
- (6)六郷 — 表面は比較的硬い砂礫の盛土であるが、その下に軟弱な腐植土、シルト層が厚さ約7mにわたって続き、その下に厚さ約10mの砂層、その下に硬い砂礫層が続く。

**4.表層地盤の増巾特性** ボーリング柱状図および文献(1),(2)を参考にして市内各地の地盤について、竜の口層を基盤と仮定して、それより上の層の地盤をモデル化し、その増巾特性を求め、図-3に示した。S波速度はいくつかの地層については弾性波試験よりその値はわかっているが、その他の地層については、N値より推定し、さらに、その値を0.8倍したものをを用いた。減衰は線形履歴型の減衰定数であらわし、表土、腐植土、シルトなどの軟弱層では10%、砂礫層、砂層などでは5%、基盤層では2%とした。

**5.むすび** 図-1の構造種別毎の被害建物の分布地域と図-3に示す表層地盤の増巾特性の間に一定の傾向がみられる。すなわち、RC建物の被害の集中した卸町、苦竹、長町などの地盤では短周期域(0.2~0.3 sec.)で高い増巾率を示している。一方、S造、木造住家の被害の集中した白山工業団地、苦竹、日の出町、長町、六郷などの地盤では比較的長周期域(0.5~0.8 sec.)で高い増巾率を示している。

地盤のボーリング資料の収集にあたっては高橋暉雄氏(仙台市)の協力を得た。謝意を表する。

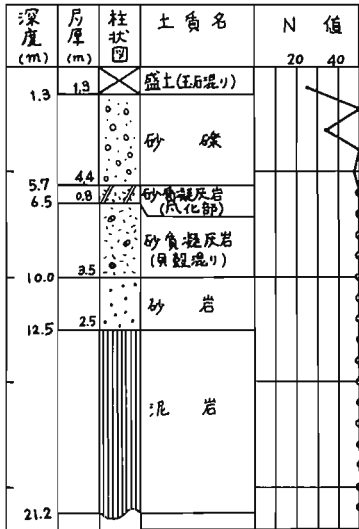
**参考文献** (1)工果技研院地質調査所「仙台湾臨海地域水理地質図」 (2)奥津春生「大仙台圏の地盤・地下水」空文堂



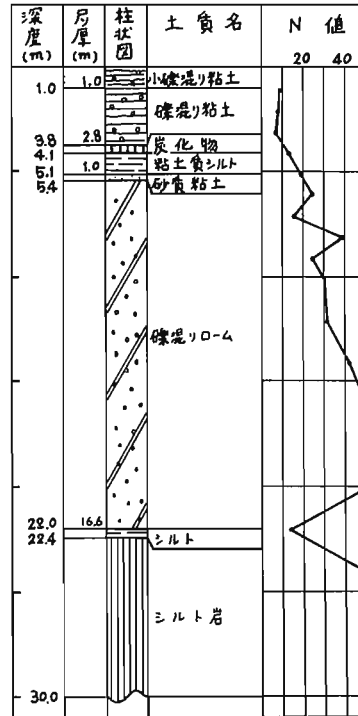
(地形図は 国土地理院発行・5万分の1地形図による)

図-1 被害建物の分布

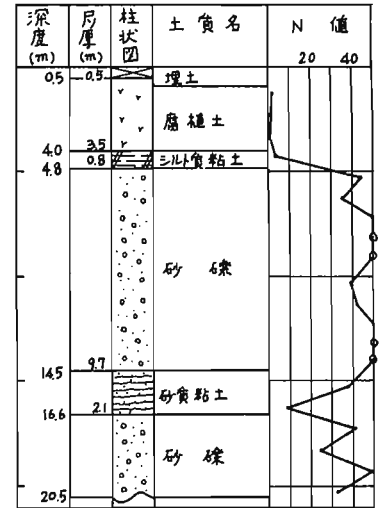
B1 (一番町)



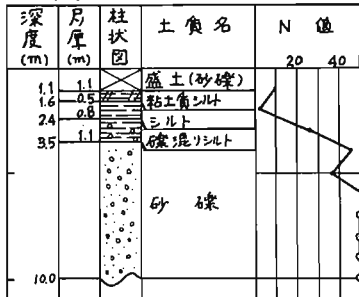
B2 (青葉山)



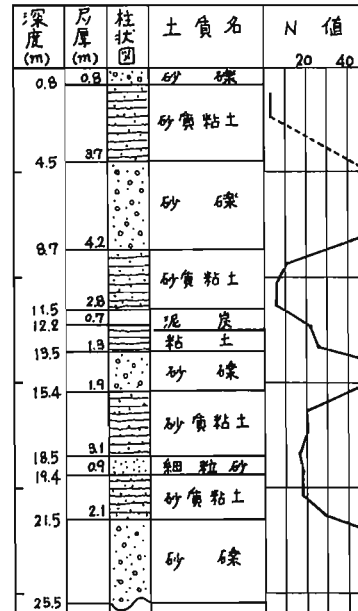
B3 (原町苦竹)



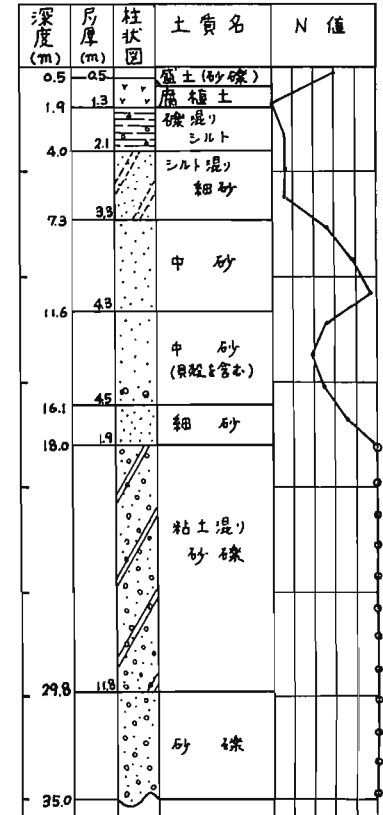
B4 (御町1丁目)



B6 (長町4丁目)



B7 (今泉)



B5 (御町4丁目)

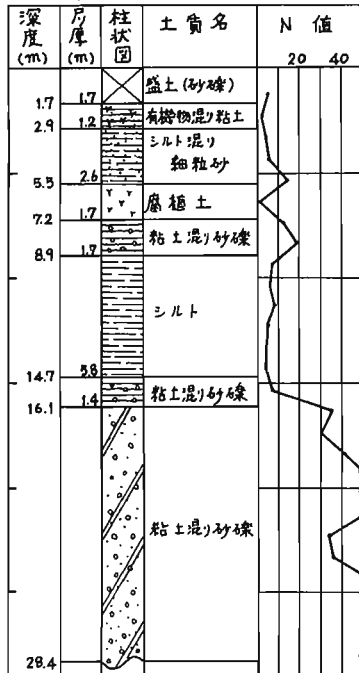


図-2 仙台市内各地の地盤ボーリング柱状図 (ボーリング地質は図-1参照)



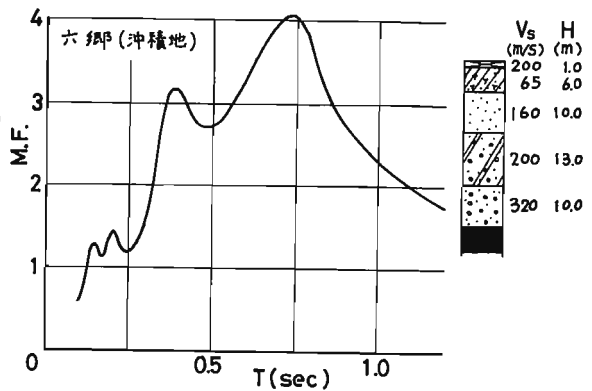
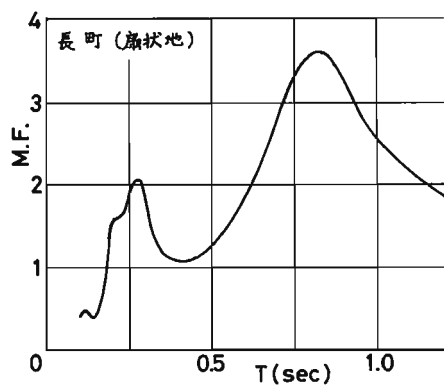
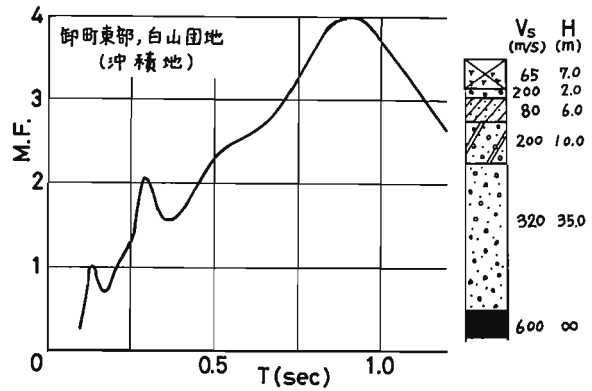
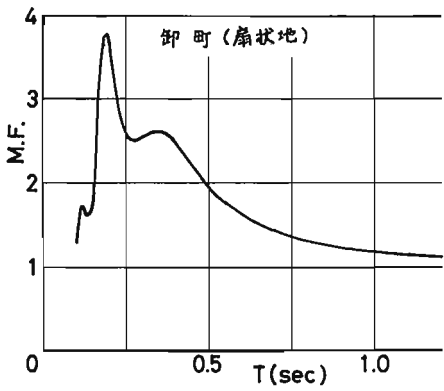
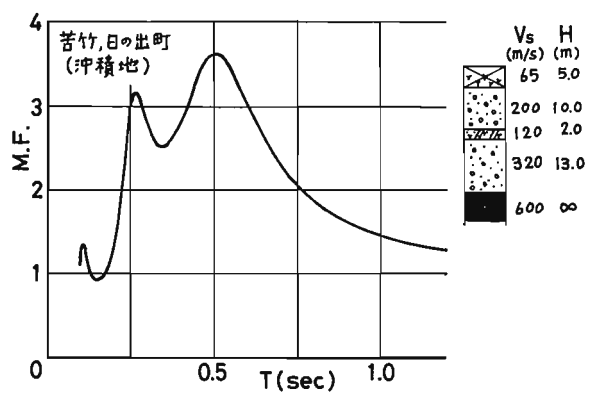
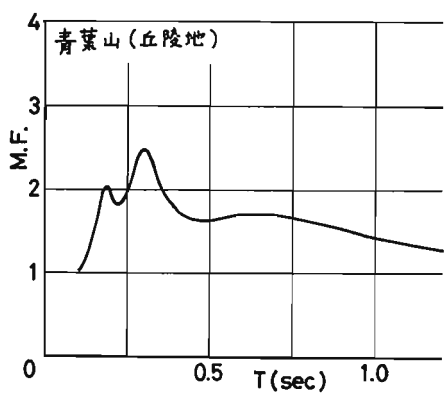
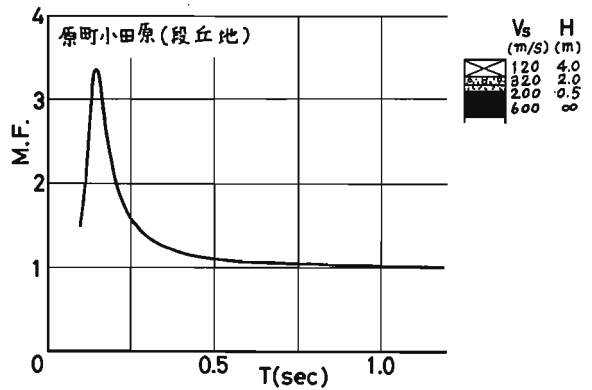
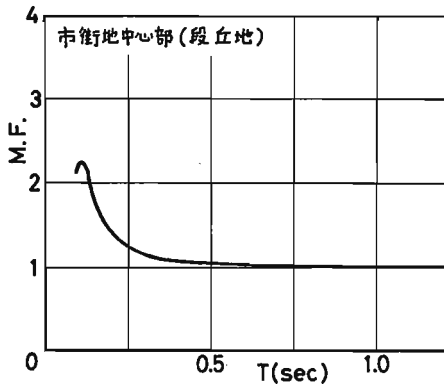


図-3 表層地盤の波動伝達特性

1978年6月12日、宮城県沖地震のアンケート調査解析

○ 表 俊一郎\*<sup>1</sup> 植橋 秀衛\*<sup>3</sup>

— 付 大分市域でのアンケート調査により求められた震度分布と地盤地質との対応 —

○ 表 俊一郎\*<sup>1</sup> 宮崎 雅徳\*<sup>2</sup>

§1 調査目的及び方法

1978年6月12日午後5時14分頃に発生した宮城県沖地震はM7.4と報せられ、仙台市内でかなりの被害を生じたばかりでなく、仙北地方においては特定小区域に木造民家に多数の被害を生じさせ、仙台・石巻・大船渡・福島で震度Ⅴの強震、有感区域も北は北海道中部、西は近畿地方の一部に及ぶ広い範囲にひろがっていることが知られたので、先に1975年大分県中部地震のときの経験を参照しながら、アンケート調査を行なった。調査の目的とした主な事項は次のようであった。

- i) 全国の震度分布を求め、かつ気象庁発表の震度との比較を行ないアンケート調査法の精度について検討する。
- ii) 仙北地方には気象台がなく、従って震度が明らかにされていないが、一方局地的に民家の倒壊が多数でている。そこでこの地方の震度を求め、民家被害との対応を求める。
- iii) 新しい試みであるが、高層建物の階別の震度を求め、アンケート調査法の有効性の検討を行ない、さらに高層ビルに設置されたSMAC強震計記録との比較を行なう。
- iv) 震度と地震時の人間行動・心理との相関を特に地表に居た人の回答と高層ビル内に居た人との相異を考慮しつつ求める。

さらに上記の太田等による調査票とは別に、地震時車を運転していた人に対してその時の運転に対する支障度を問う調査票を作成配布し、

v) 震度と運転の支障度の相関について求める。などであった。このアンケート調査に用いた質問項目及びその解析方法は太田等により開発されたものが主として用いられた。目的(ii)及び(v)については、これに多少変更を加えた。調査を実施するに当り、目的(i)については有感震度を発表した気象台のある所を全て含む計200の都市町の総務課に対し、各20部の調査票を郵送し、同一部署に居た人々に回答をお願いした。(ii)は筆者のひとり現地に直接出向いて調査票を手渡し、協力を依頼した。その際、調査紙は原則として20部を狭い区域に集中的に

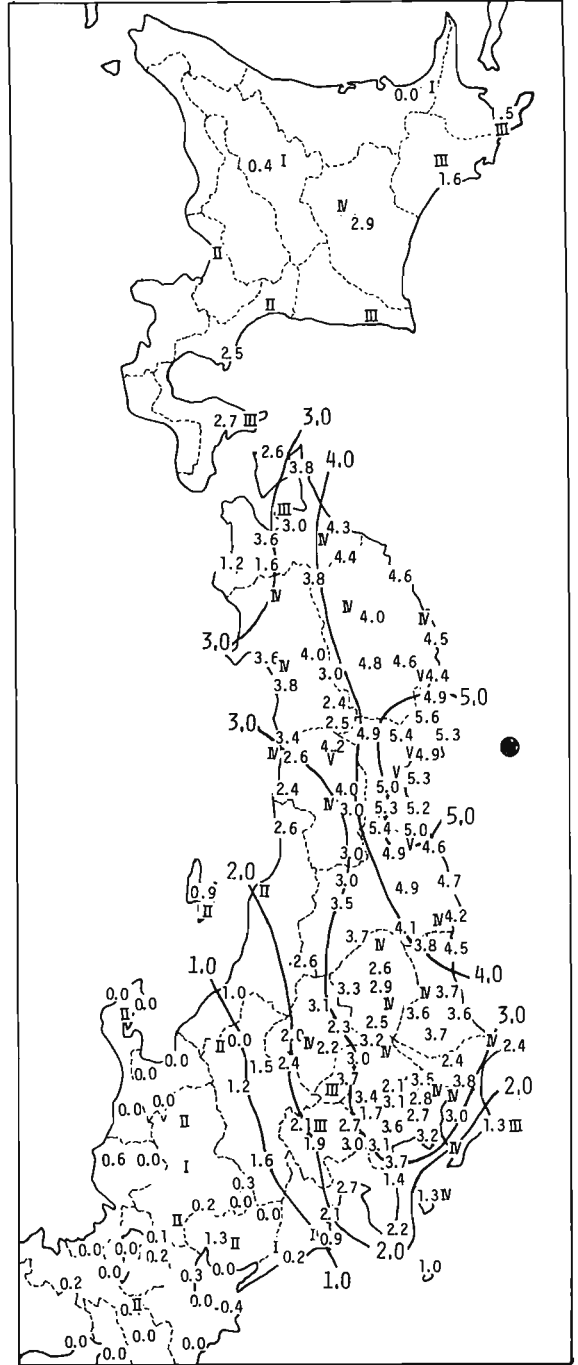


図-1 気象庁及びアンケート調査による震度分布



配布し、調査対象の男女構成がなるべく同率とひるよう配慮した。(iii)については、仙台市内、東京都内の高層、超高層ビル内各階テナントに直接出向くか、ビル管理者の協力を得て各階へ20部を原則として配布して頂いた。(iv)については関東以北のバス・タクシー会社計600社に対し調査紙各10部を配布し、協力を依頼した。回収は上記それぞれのケースについて直接出向くか、郵送かによる。このようにして得られた回答を整理解釈し、以下に述べるような興味ある結果を得たのでここに報告する。

## §2 結果及び考察

### i) 全国震度分布

都市町村に対するアンケート調査により求められた震度分布が図-1に示されている。その等震度線は南北に長く広がり、過去太平洋側に発生した地震が一般的に有する震度分布とよく調和している。有感範囲は、図から、北は北海道中部、西はほぼ糸魚川-静岡構造線あたりまでと考えられる。このアンケート調査により震度の得られている自治体の内、気象庁により震度の発表された所について両者の震度を比較したのが図-2である。太田によれば、このアンケートから求められる震度は四捨五入して気象庁震度と一致するよう意図されているが、幾つかの例外を除けば、両者は良く対応していると言えよう。一致しない地点の内、新庄市については大橋・太田が、同様のアンケート調査及び被害踏査から、気象庁発表の震度Ⅴという数字は過大でありむしろⅣではないかと述べているが、これは筆者等の結果ともよく一致するものである。この他帯広・橋本・前橋・銚子・伊豆大島・根室といった市町についても同様のことが考えられる。

### ii) 宮城県北部の震度分布

宮城県北部で特に被害の大きかったのは、鳴瀬川と追川に挟まれた平野部の市町村、及び鳴瀬川河口南の宮戸島の集落である。筆者等はこの範囲から20の地域を選びアンケート調査により震度を求めた。結果を図-3に示す。追川沿の追町佐沼・米山町でそれぞれ5.7、5.9、また江合川沿いの田尻町田尻、小牛田町中埜、谷地でそれぞれ6.1、5.8、5.7と大きな震度になっている。さらに鳴瀬町でも里、屋敷で5.8、6.0となり、調査地域に震度Ⅳクラスの非常に大きな地動があったことが明らかとなった。この結果を検討するために建設省建築研究所調査による市町別の住家被害率と比較すると図-4とひる。また村井等による同地域での倒壊率、被害率の調査結果ともよく

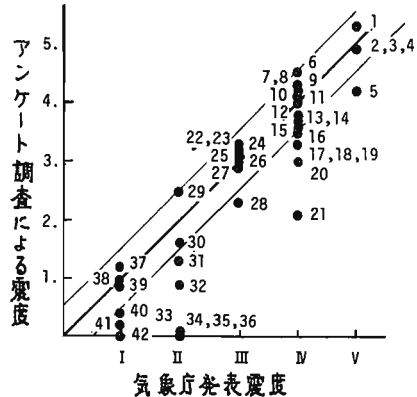


図-2 気象庁震度とアンケート調査震度との比較

Station	Station	Station
1 Sendai	16 Tokyo	31 Nagoya
2 Ofunato	17 Obihiro	32 Aikawa
3 Ishinomaki	18 Yokohama	33 Hikone
4 Fukushima	19 Choshi	34 Nagano
5 Shinjyo	20 Maebashi	35 Tsu
6 Miyako	21 Oshima	36 Wajima
7 Hachinohe	22 Aomori	37 Matsumoto
8 Yamagata	23 Hakodate	38 Miyakejima
9 Onahama	24 Karuizawa	39 Omaezaki
10 Shirakawa	25 Shizuoka	40 Asahikawa
11 Morioka	26 Kofu	41 Hamamatsu
12 Chiba	27 Kushiro	42 Abashiri
13 Sakata	28 Nemuro	
14 Mito	29 Muroran	
15 Akita	30 Iida	

表-1 1978年6月28日宮城県沖地震時震度発表のあった気象官署

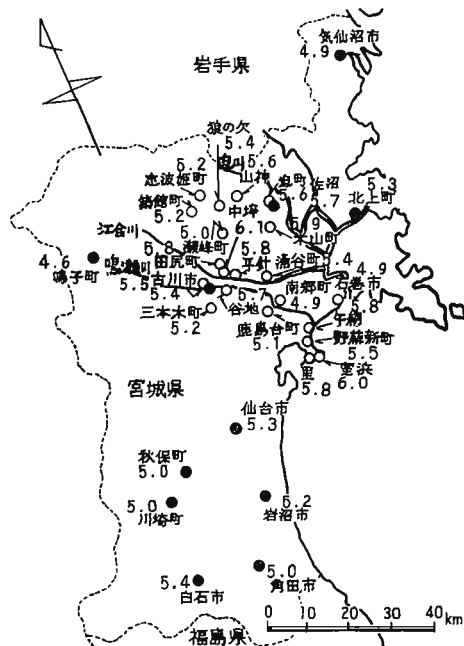


図-3 仙北地方における震度分布

調和しており、アンケート調査による震度は妥当な値を考えてよいであろう。

仙台市内の高層アパート階別の震度を求めようとし

て、約15棟のアパートに3000枚のアンケートを配布したが調査票を受け取った人の中に地震時にはアパートにいないが、かなりの数に及んだ。これらの調査票を集計分類することにより、あまり完全とは言い難いかもしれないが、仙台市内の地域別の震度分布につき、ある程度の知見を得ることができた。

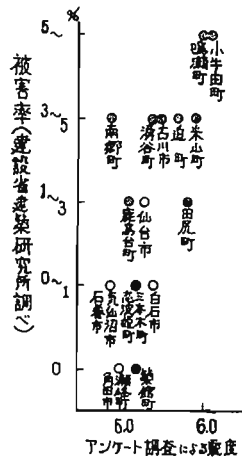


図-4 震度と被答率の対応

これらの調査票について、

仙台市内の標高・地形別に分類を行ない、それぞれの区域における平均震度を求めることが出来た。結果が図-5に示されている。標高10m以下の沖積平野部に於いて震度5.6と最も大きく、緑ヶ丘団地を除く仙台市内の主な被害がこの地域に多かったことと考え合せる興味深い。さらに比較的被害の軽微であった旧市街地のある洪積段丘上標高30~50mの範囲での対応が定性的には求められたと云えるであろう。一方、仙台市北部の山地を開いて造られた鶴ヶ丘団地に於いては、震度5.4と他の山地に比べて大きな地震があったこととほっているが、この地域は造成地の地盤破壊が目立った地域であり、これが大きな震度を与えた一因とほっていることも考えられる。

iii) 建物の階別震度

仙台、東京、川崎各都市内に建つ低層アパートから超高層事務所ビルまで色々な階高を持つ建物についてアンケート調査により階ごとの震度を求めた。結果の一部が図-6、図-7、図-8に示されている。

これらの図において、夫々のビルについて各階毎の平

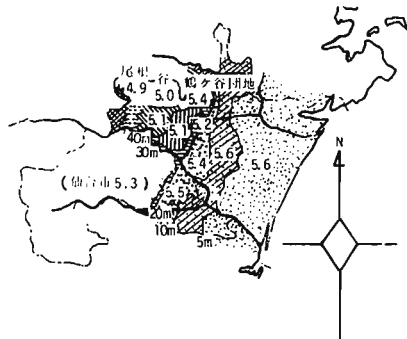


図-5 仙台市内の標高・地形別 震度

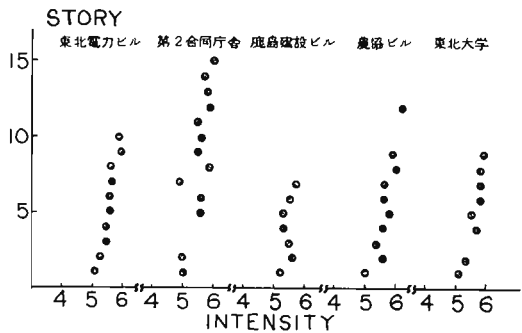


図-6 仙台市内建物の階別震度

均震度として求められている数値については、検討を要する問題点がいくつかあることを指摘しておく必要はない。その1つはこのアンケート調査紙は各階20部以上配布して、少なくとも十数枚の答えが回収されることを目標としたが、地震発生が午後5時過ぎであったことから事務所ビルでは退社、アパートでは買物等の外出により、回収枚数が10枚以下となる場合があったことである。

その2は、元来このアンケートの質問事項は地上にいる人が経験するであろう状態を予想して作られているので、おそらくかなり長周期の振動を感じたであろう超高層ビルの中にいた人々に、同一の質問を出してこれを機械的に計算機で処理して震度を割り当てたとしても、そのようにして出てきた震度の妥当性については木目細かい検討を必要とするものであると考えられるであろう。しかしこ

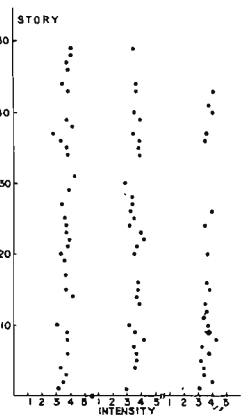


図-7 東京都内超高層ビルの階別震度

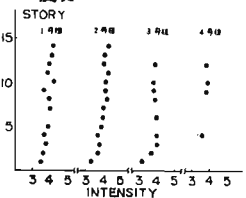


図-8 川崎市の高層アパートの階別震度

では、計算機が打出したままの値を用いて一先ず、議論を進めることとした。

まず、仙台市の場合が図-6に示されている。図の上段は公営の低層アパートの例、下段は中高層ビルの例であるが、両者共1階での震度は5.0前後でほぼ等しく、鶴ヶ谷のアパートでやや大きめの震度となっている。これは後述する仙台市内の地表面震度分布と対応するものである。また、ほぼ全例共上階程震度が大きくなる傾向が顕著であり、建物の1次振動モードが励起された結果と推測される。仙台の5階程度のアパートの場合については1階と最上階とでは震度にして0.5~0.6の差が見られる。10階以上の高いビルについては、1階と最上階とでは震度にしてほぼ1位の差が見られる。

川崎市幸区の河原町田地の高層アパートの場合、1階で震度3.3前後でやはり、上階程震度は大きくなる傾向が見られるが、図-8中3号棟については1・2号棟とやや異なる震度分布となっており、構造上での検討が今後の課題である。また、東京都内の超高層ビルに対する調査の結果は図-7の様に階による震度の変化に特別の傾向は認められず、おおよそ震度3.0~4.0の間に分布している。同一建物の幾つかの階で他の階とやや異なる震度が出ているのは、構造物の振動性状の反映というよりも、むしろ調査紙回収枚数の少なさによるものと考えられる。回収枚数が10枚以上の階に於いては各階共ほぼ一定の震度となる。最後に調査対象とした建物の幾つかに強震計が設置されており、最大加速度が公表されているので5例について震度との対応を求めた結果が図-11に示されている。

#### 1) 震度と人間行動・人間心理の相関

アンケート項目中に、地震時に於ける1)驚きの程度、2)怖さの程度、3)行動の意識度、4)行動の支障度、5)消火可能度に関する質問があり、それぞれの間に対する回答の頻度9%を震度0.1ごとに求めた。その結果が図-10~13に示されている。同様の調査は1975年の

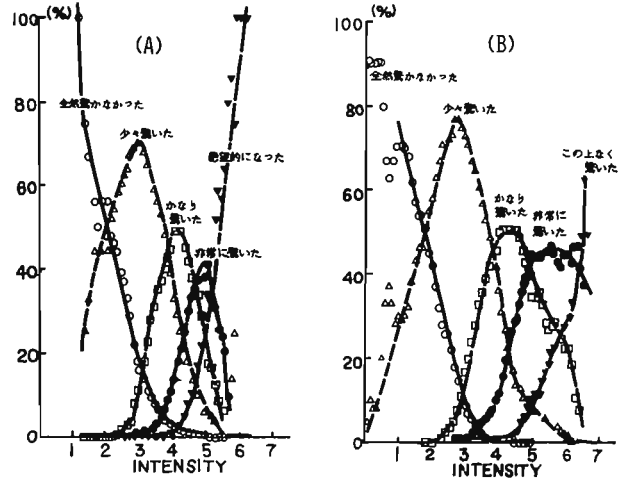


図-10 地震時の驚きの程度 (A) 東京超高層ビル (B) 自治体

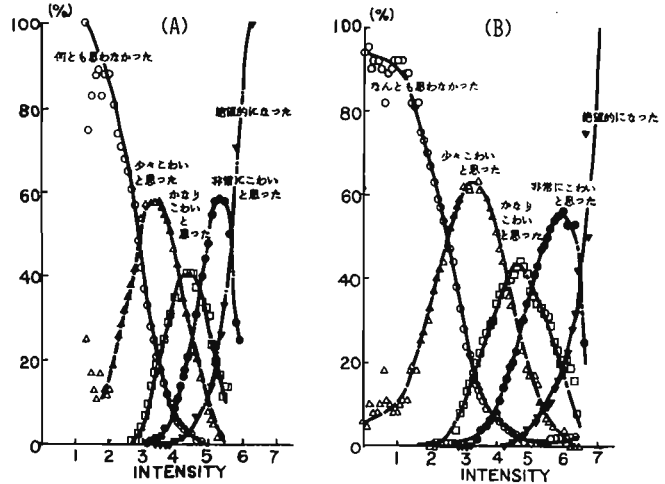


図-11 地震時の怖さの程度 (A) 東京超高層ビル (B) 自治体

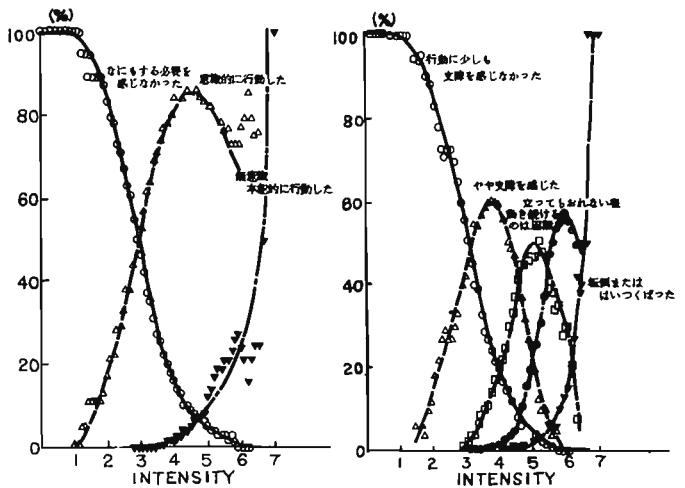


図-12 地震時行動の意識度(自治体)

図-13 地震時行動の支障度(自治体)

大分県中部地震の際にも行なわれているが、今回宮城県沖地震の場合に得られた結果を示すこれらの図は、大分地震の場合のものと全くよく符合した分布を示している。特に興味を引かれることは、東京超高層ビルに居た人々について得られた結果を示す図において(図-10(A)及び11(B))、「非常に驚いた」及び「絶望的怖さを感じた」を示すカーブが0.5近くも震度の小さい方に出ているということである。このことは、超高層ビルにいる人々の間に潜在的地震過敏性があることを示すことにつながっているかも知れないと考えられる。地震災害対策を考えるに際しては、重要な意味をもつ一つの要素となるであろう。

謝辞

今回のアンケート調査を行なうについては、次の機関関係者の方々の御協力を賜りました。ここに厚く御礼申し上げます。

市町村総務課の関係各位には郵送によるアンケート調査への回答を頂いた。罹災直後にも拘らず、仙北地方住民の方々には快くアンケートへの回答と筆者等の取材に応じて頂いた。また、仙台市に於いては東北大学を始め、宮城県住宅供給公社、東北電力、農協ビル、オ2合同庁舎の、更に東京都内では超高層ビルの管理責任者の方々にそれぞれこのビル内でのアンケート紙配布に格別の御配慮を賜わった。川崎市河原町団地でのアンケート紙配布には川崎市防災課の関係各位、河原町団地町内会責任者の方々に御協力を賜わった。

また、本研究の費用は昭和53年度科学研究費「大地震時の人間行動・心理の調査に関する研究」(研究代表者表俊一郎)によるが、福岡教育大学三浪俊夫助教授にはその研究分担者として終始御協力を賜わった。以上を記して感謝の意を表します。

— 付、大分市域でのアンケート調査により求められた震度分布と地盤地質との対応 —

§1 はじめに — 調査方法と目的 —

1978年7月4日午前11時41分頃、大分宮崎県境(北緯32°42'、東経131°18')震源深さ120kmに発生した中程度の深発性地震(気象庁発表、大分震度Ⅳ)を経験し、筆者等は、大分市を中心に市全域に渡るアンケート調査を行なった。筆者の一人は過去にも1975年の大分県中部地震(M=6.4)の際同様のアンケート調査を行ない、大分市の精密震度分布を求め、アンケート調査による震度分布と地盤加速度等とのよい対応が見られる事を確認し、地盤種別や震度の分類が望ましいとの結論を得、アンケート調査による地震調査の有効性を確認している。そこで今回は、次の事項を主たる目的とし、大分市全域に対するアンケート調査を行なった。

- i) 大分市全域での精密震度分布を求め、地盤地質との相関性を求め、アンケート調査による地盤地質区分の有用性を検討する。
- ii) 深発性地震の地震気象に多く含まれ、体感されるP波、S波成分に分類した各成分毎の精密震度分布を求め、i)で求めた

震度分布との比較検討を行ない、更に地盤地質との相関性を検討する。

iii) 以上 i)、ii)より得られた結論を基に、アンケート調査に基づくマイクロゾナーネーションの可能性とその有用性を検討する。

調査は地盤地質との対応を検討する初期の目的を達成する為、筆者等自ら現地へ足を運び、出来るだけ均一に、又調査点間の距離が数百メートルのオーダーとなる様、更に人口密度、住居の密集度等を考慮して調査票の配布に努めた。配布した調査票は合計4900枚で、

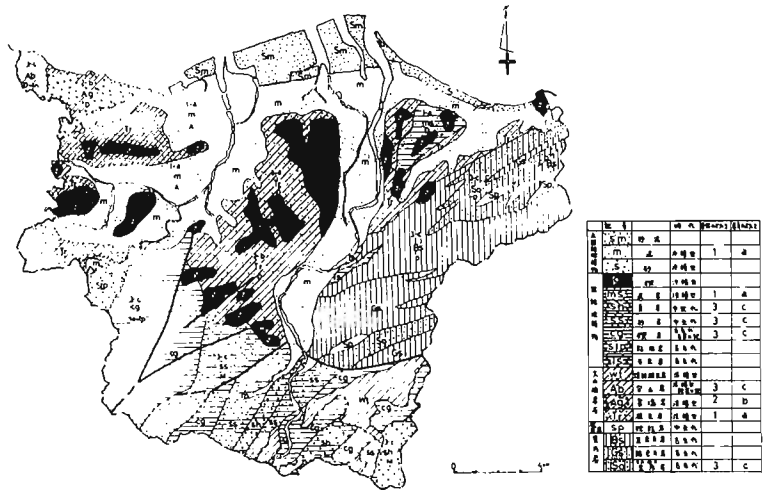


図-1 大分市表層地質分類図



宮城県沖地震におけるコンクリートブロック塀および仙台市内の小、中、高校の震害調査

田中 礼治\*

[1]. コンクリートブロック塀の震害調査

調査を行なった地域は図1.1の太実線部分であり、仙台市全域と隣接する泉市、多賀城市の一部である。調査は主に住宅地の道路をランダムに歩き、道路に面した塀の種類と被害程度を調べた。

i). 塀の種類別と各種塀の被害率

調査した塀の全数は7256件である。図1.2は調査した塀の種類とその割合を示したものである。コンクリートブロック塀が全塀の50%程度を占めていることが判る。図1.3は各種塀の被害率(倒壊・倒壊あるいは傾む

図1.1 コンクリートブロック塀の震害調査を行なった地域



いて耐力がほとんどないもの、小被害……部分的な破壊のみで耐力が残っているもの)を示したものである。ブロック塀の倒壊率は4.6%である。仙台市約21万世帯と考えれば、3500件程度の倒壊があつたのではないかと予想され、ブロック塀による犠牲者が多数出たのもなすける(表1.1参照)。また、石積塀の被害率が非常に大きいことは特筆されるべきであろう。

図1.2 調査した塀の種類と割合

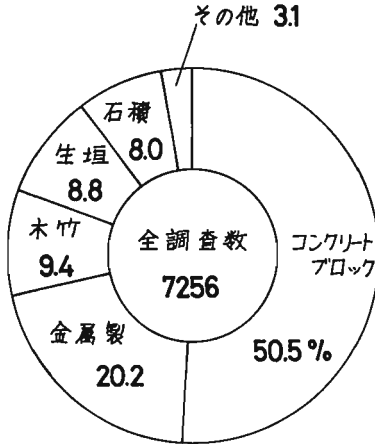
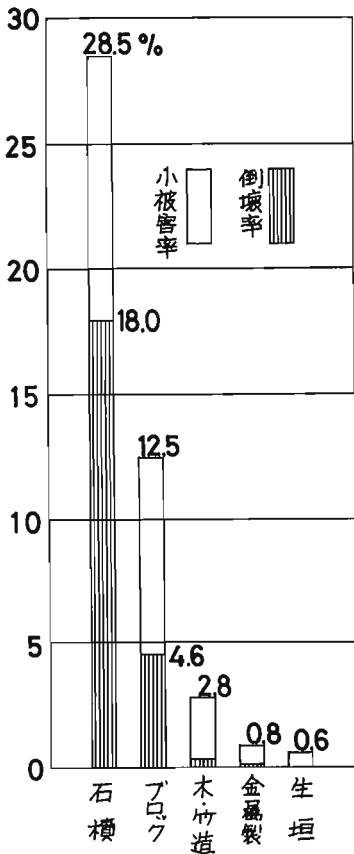


図1.3 各種塀の被害率



ii) ブロック塀の被害原因

ブロック塀の被害原因としては次のようなものが見られた。

- (1) ブロック塀が無筋のもの
- (2) 塀の一部にしか鉄筋が入っていないもの(例えば、基礎からの立ち上り筋が下段の方にしか入っていない、増設部分は無筋など)
- (3) 塀には充分鉄筋が入っているが、基礎へアンカーされていないもの(何らかの既存物の上に塀を立ち上げたものが多い)。
- (4) 基礎の設計が不充分なもの(倒壊にはいたらないが、傾きなどの被害を受けている)。
- (5) 塀が長い(控壁なし)ゆえに破壊を生じたもの(ガソリンスタンドの防火壁などに多い)。
- (6) 塀が直交する隅角部分の局部的な破壊。

図1.4 ブロック塀および石積塀の地区別の被害率

		ブロック塀 %				石積塀 %				家屋全壊率
		10	20	30	40	10	20	30	40	
仙台市	本庁	被害率 7.9				19.1				0.2 %
	東	15.8				41.3				0.2 %
	長町	16.9				33.3				1.2 %
	西多賀	8.2				60.0				0.2 %
	六郷	20.5				50.0				2.8 %
	七郷	17.8				0				2.3 %
	高砂	20.8				21.7				0.2 %
	岩切	7.5				21.8				0.2 %
	中田	10.1				50.0				0.0 %
泉市	南光台	16.7				47.6				0.6 %
	黒松	10.9				47.6				0.1 %
	向陽台	11.5				38.5				0.1 %
	将監	15.3				55.6				0.2 %
	松森	6.1				6.9				0.1 %
	泉ヶ丘	24.0				14.7				0.5 %
	大塚	35.0				0				0.9 %
	八乙女	10.0				0				0.0 %
	七北田	24.0				26.3				0.3 %
	上谷刈	10.0				0				0.0 %

▨ 倒壊率 □ 小被害率

iii) アロック塀および石積塀の地区別の被害率

図1.4はアロック塀および石積塀の被害率を仙台市の各支所別、泉市の各地区別に表したものである。図中には家屋の全壊率も示してある。仙台市では、家屋全壊率の高い六郷、七郷、長町支所でのアロック塀倒壊率は8~9.5%、小被害まで合すると16.9~20.5%と高率になっている。本庁管内の被害件数はそのほとんどが南小泉と遠見塚であり、これを除いた旧市内での被害は非常に少なかった。このようにアロック塀の被害率は軟弱地盤で比較的高くなる傾向が認められた。

iv) アロック塀および石積塀の設置方向と被害率の関係

図1.5はアロック塀、石積塀の設置方向と被害率の関係を示したものである。今回の地震波は南北方向が大きかったといわれているが、石塀の場合には比較的明確にその相違がみえている。アロック塀は、仙台市では東西方向に長い塀の倒壊率が6.2%、南北方向のそれは3.8%と東西方向のものの方が1.6倍になっている。泉市の場合にはこれとは反対に南北方向に長いアロック塀の倒壊率が大きくになっている。この原因としては、南北方向に走る4号線に近い住宅が多いことなどがあげられる。小被害率を合わせると仙台市、泉市とも設置方向による差はあまり明確ではなく、欠陥のあるアロック塀は今回程度の地震の場合には少なくとも多少の被害を受けることが認められた。

v) 門柱の被害について

図1.6より門柱にもコンクリートブロックが多数用いられていることが判る。図1.7に各種門柱の被害率を示したが石組積とアロック塀の場合と同様、被害率が高い。このことは塀と合せ今後の検討課題であろう。

図1.5 ブロック塀および石積塀の設置方向と被害率の関係

地名	塀の種類	設置方向	被害率 (%)							
			5	10	15	20	25	30	35	50
仙台市	コンクリートブロック塀	東西	12.9%							
		南北	10.5							
	石塀	東西	33.7							
		南北	19.9							
泉市	コンクリートブロック塀	東西	14.7							
		南北	15.6							
	石塀	東西	38.3							
		南北	30.6							

倒壊率 (縦線) 小被害率 (白)

図1.6 門柱の種類

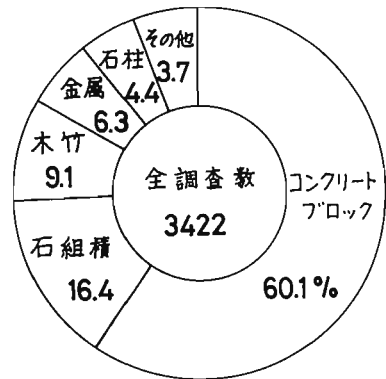


図1.7 各種門柱の被害率

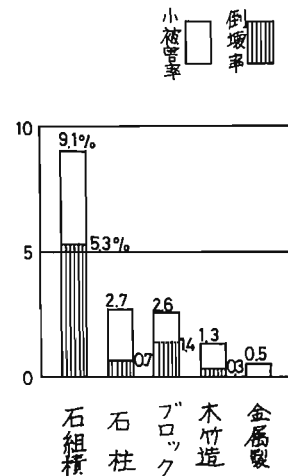


表1.1 原因別死者数

ブロック塀の下敷	9人
石塀の下敷	5
門柱の下敷	2
家屋の下敷	6
記念碑の下敷	1
土砂の下敷	1
ショック死	3
計	27



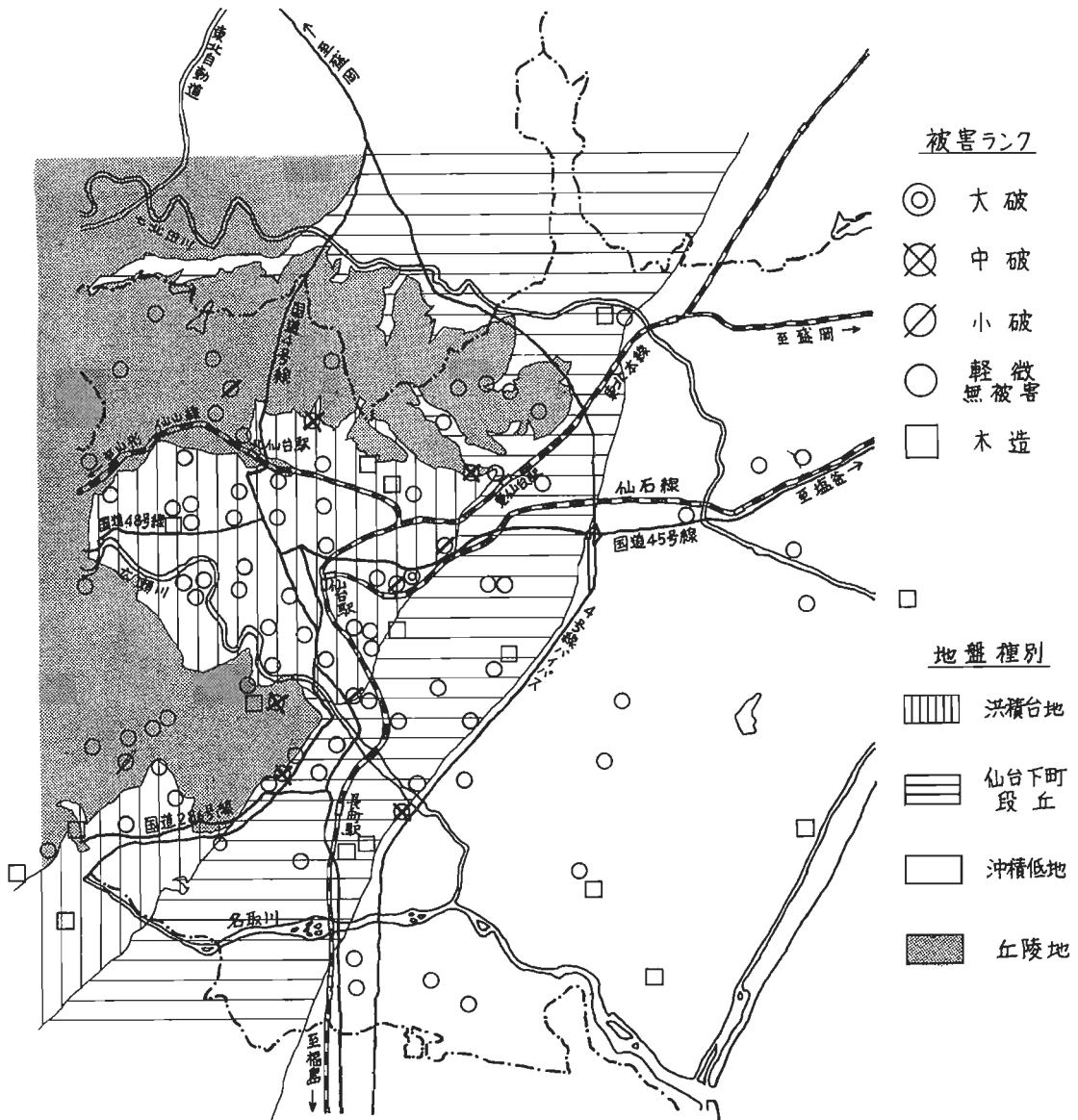
[2] 仙台市内の公立小、中、高校の鉄筋コンクリート校舎の震害調査

仙台市内には、市立小学校64校、市立中学校27校、市立高等学校6校、県立高等学校9校の計106校がある。これらのうち鉄筋コンクリートの校舎を持つ学校が91校(86%)あり、鉄筋コンクリート校舎の棟数は全部で157棟ある。157棟全棟について震害調査を行なった。図2.1は106校の所在地を示したものであり、図中の□印のものは木造校舎だけの学校である。図2.1には、同時に、震害のランク(表2.1)を4段階に分けて示した。また、おおよその地盤種別の区分も示した。

i). 鉄筋コンクリート校舎の被害率

RC造校舎157棟全棟の被害状況を被害率で示したのが表2.2である。表2.2から判るように、今回の地震における中破以上の被害率は3.8%と低率であるが、小破まで含めると7.6%であり、何らかの被害を受けた

図2.1 調査した学校の所在地および被害概況一覽



軽微以上のものは33.7%に達している。被害は桁行方向に集中しており、短柱の被害が多いのは十勝沖地震の場合と同様である。しかし、被害を受けたものの中には、十勝沖地震の教訓を活し、柱と腰壁の間にスリットを設けたにもかかわらず、ディテールが不十分なために腰壁が利いてしまい短柱のような被害を受けた例などがあるのは今後の研究課題であろう。

ii) 平面タイプと被害の関係

調査した学校の平面タイプは、図2.2の4種類に大別される。表2.3は平面タイプと被害の関係を示したものである。表2.3より中破、小破は片廊下式（Ⅰ型）、一部中廊下式（Ⅲ型）のものに多い。中廊下式（Ⅱ型）のものは1棟の大破を除いては中破、小破はない。また、1スパン型（Ⅳ型）も被害が少ない。仙台市の学校で比較的多数の多いⅠ型、Ⅲ型に被害が多かったことは今後の検討課題であろう。表2.4は、各平面タイプにおける桁行スパン長さ、はり間スパン長さ、階数の統計的に最も多数のものを示したものである。仙台市の学校の標準寸法および標準階数と考えるとよいであろう。

表2.3 平面タイプと被害の関係

被害ランク	平面タイプ			
	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ
大破	0	1	0	0
中破	1	0	4	0
小破	2	0	4	0
軽微	16	3	19	3
無被害	26	15	30	33
計	45	19	57	35

表2.4 各平面タイプにおける標準スパン長さおよび標準階数

平面タイプ	桁行スパン長さ				建物階数
	$l_1$ (cm)	$l_2$ (cm)	$l_3$ (cm)	$l_4$ (cm)	
Ⅰ	4.5	7.0	2.5	-	3
Ⅱ	4.5	7.5	3.0	7.5	4
Ⅲ	4.5	7.5	2.5	7.0 4.5	4
Ⅳ	8.0	8.0	-	-	3

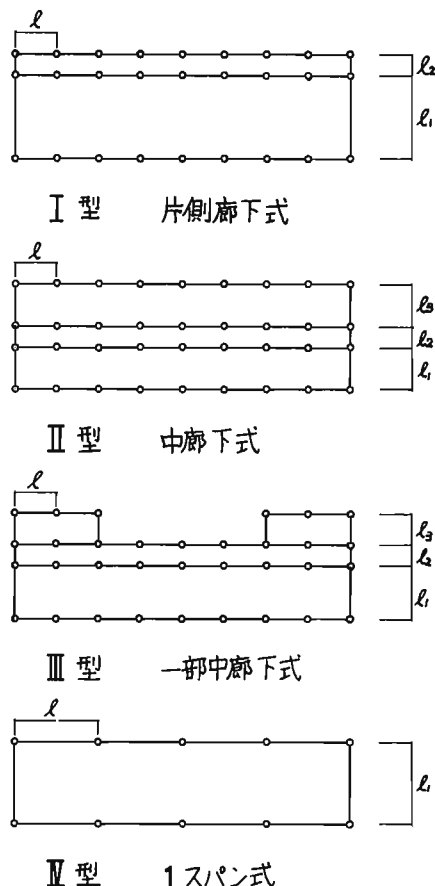
表2.1 被害ランクの定義

被害ランク	柱のせん断きれつ	壁のせん断きれつ	補強補修の必要性
大破	破壊 大きなきれつ	大きなきれつ	全体的な補強補修が必要
中破	大きなきれつ	大きなきれつ	部分的補強が必要 補修の必要あり
小破	小さなきれつ	比較的大きなきれつ	補修の必要あり
軽微	ヘヤークラック	小さなきれつ	補修の必要なし

表2.2 鉄筋コンクリート校舎の被害率

被害ランク	被害棟数	被害率 (%)
大破	1	0.6
中破	5	3.2
小破	6	3.8
軽微	41	26.1
無被害	104	66.3
計	157 棟	100.0

図2.2 平面タイプ種別



ii) 階数と被害の関係

表 2.5 は、階数と被害の関係を示したものである。

建物階数としては、2～5 階の 4 種類のものがある。3 階建・4 階建のものが大半をしめている。3 階建のものよりも 4 階建のものに被害が多い。調査した学校のうち、3 階建、4 階建とも柱断面寸法として、図 2.3 に示すような  $B \times D = 500 \times 600$  の同一寸法のものを用いたものが多かった。このことは、上記の被害と多少関係があるかも知れない。

iii) 桁行方向の方位と被害の関係

地震波の記録によると、今回の地震は、仙台市内では南北震の加速度が大きかったといわれている。そこで、ここでは桁行の方位と被害の関係を表 2.6 に示した。表 2.6 から判るように、桁行方向が東西のものでも中破、小破がある。大破のものは南北方向であった。

iv) 地盤種別と被害の関係

図 2.1 には、仙台市内の主な地盤種別を示してあるが、大破、中破、小破の被害を受けた学校のほとんどは丘陵地あるいは丘陵地と旧市街地および旧市街地と沖積低地との境界にあることが判る。しかし、同一平面タイプの校舎で上記の地盤上にあっても無被害のものもあり、一概に地盤のみが地震の被害につながったという見方は出来ない。

(謝辞) 本報のコンクリートブロック塀の震害調査の部分は四戸教授、田代助教授(東北工大)の好意により文献 1) 2) より抜粋し示したものである。厚く御礼申し上げます。

(文献)

- 1) 四戸、田代「宮城県沖地震による塀の被害」… 東北支部研 才32号 昭和53年11月
- 2) 四戸、田代「同上(続報)」  
東北支部研 昭和54年
- 3) 田中礼治「1978年6月 宮城県沖地震に  
おける仙台市内の小中学校…」  
東北支部研 才32号 昭和53年11月

表 2.5 階数と被害の関係

被害ランク	階 数			
	2 階	3 階	4 階	5 階
大破	0	1	0	0
中破	0	1	4	0
小破	0	2	4	0
軽微	0	23	18	0
無被害	8	57	37	2
計	8	84	63	2

表 2.6 桁行方向の方位と被害の関係





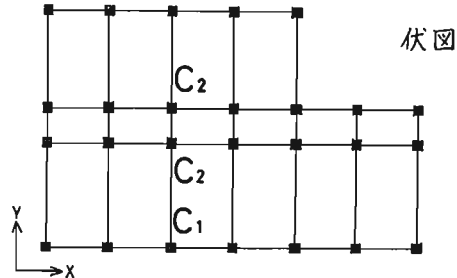
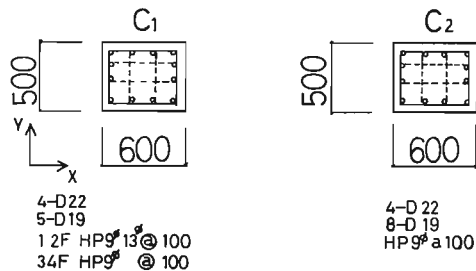
被害ランク	桁 行 方 向 の 方 位			
				
大破	0	0	0	1
中破	1	3	1	0
小破	1	3	0	2
軽微	18	13	10	0
無被害	39	25	29	11
計	59	44	40	14

図 2.3 標準設計の柱断面寸法および配筋



柱断面の配筋



1~4F共通

1~4F共通

1978年宮城県沖地震による埋設管被害と地盤の関係

片山 恒雄

1. まえがき

1978年宮城県沖地震は、その被害域の中心に人口約65万の仙台市を含んでいたこともあり、きわめて多岐にわたる被害の様相を示した。今回の地震被害の特徴の一つは、仙台市および周辺地域における各種都市供給施設の被害にあり、1971年サンフェルナンド地震の経験に続いて、都市防災における供給施設の重要性をあらためて認識させることとなった。程度の差こそあれ、ガス・上水道・下水道の地下埋設管の被害が広い範囲に発生し、地震後の住民生活の一部では大きな影響を与えた。今回の地震に関しては、関連団体が地震直後から精力的にデータ収集を行ったこともあり、将来の都市防災を考える上できわめて重要な多くの資料が今後発表されると思われる。ここでは、特に地盤との関係に注目して、埋設管被害の特質をまとめる。

2. 被害統計から見た埋設管の震害

表-1は仙台市ガス局の地下埋設管に発生した約550箇所の被害のクロス集計結果である。<sup>(1)</sup>被害様態、管種、管材料、管径、継手種別および地盤を6個のアイテムに取り上げており、地盤のアイテムは大雑把に3個のカテゴリー（段丘、沖積地、造成地）に分類した。表-1は被害箇所数の統計であり、例えば埋設延長などで正規化された量ではないことに注意しなければならないが、今回の地震によるガス管被害の実態を明瞭に示している。クロス集計表の対角要素は各カテゴリーの単純集計を示しており、例えば被害様態の中では折損と分類されているものが全体の約3/4を占めている。特に注目すべきことは、全体の70%強の397箇所の埋設管被害が造成地に集中していることである。あるカテゴリーに注目して、行または列を追うことにより、単純集計の内訳が明らかになる。例えば、造成地に発生した被害397箇所の内訳は、管径100mm以下の支管・供給管・灯外内管の折損によるものが大部分で、特にねじ継手の鋼管被害が多かったことが推測される。仙台市水道局の埋設管被害についても同様の検討を行ったが、<sup>(2)</sup>合計約130箇所の被害の約2/3は造成地に集中している。

また、表-1と類似のクロス集計表を塩釜市および石巻市のガス管被害に対しても作成したが、<sup>(1)</sup>塩釜市では軟弱な埋立地に、また石巻市

では北上川沿いの沖積地に被害が集中していることが明らかとなった。

今回の経験もまた、埋設管の震害が地盤・地質・地形・密接に関連していることをあらためて示したが、大部分の被害の直接の原因は、地盤特性による地震動の増幅とか異なる地盤間での相対変位の発生とかよりも、一般に締固め（または圧密）の程度の低い地盤に地震後に残る永久変位によるものと思われる。

表-1. 仙台市ガス局の埋設管被害のクロス集計表

	Mode of Failure	Mode of Failure					Classification of Pipe					Material			Size of Pipe				Type of Joint				Site Geological Condition																									
		B	C	S	L	O	M	B	S	D	S	C	D1	D2	D3	D4	W	H	S	B	O	A	B	C																								
Mode of Failure	Breaks	409	0	0	0	0	3	127	129	150	409	0	276	132	1	0	0	0	408	0	1	45	73	291																								
	Cracks		43	0	0	0	1	14	8	20	43	0	29	14	0	0	0	0	43	0	0	2	18	23																								
	Slip Out			60	0	0	11	46	2	1	49	11	1	51	7	1	0	11	48	0	1	0	2	58																								
	Loosening				13	0	4	5	2	2	11	2	2	11	0	0	0	2	9	0	2	5	2	6																								
	Others						27	1	6	7	13	26	1	19	7	1	0	0	24	0	3	4	4	19																								
Classification of Pipe	Mains						20	0	0	0	6	14	0	11	8	1	0	13	4	0	3	2	6	12																								
	Branches							198	0	0	198	0	16	182	0	0	0	0	196	0	2	3	14	181																								
	Services								148	0	148	0	142	6	0	0	0	0	147	0	1	18	32	98																								
	Domestic									186	186	0	169	16	1	0	0	0	185	0	1	33	47	106																								
Material	Steel										538					1	0	0	532	0	6	55	98	385																								
	Cast Iron											14	0	5	8	1	0	13	0	0	1	1	1	12																								
Size of Pipe	D <sub>1</sub>	D <sub>1</sub> < 50 mm											327	0	0	0	0	0	324	0	3	47	73	207																								
	D <sub>2</sub>	50 ≤ D <sub>2</sub> < 100 mm												215	0	0	0	0	5207	0	3	9	24	182																								
	D <sub>3</sub>	100 < D <sub>3</sub> < 200 mm													9	0	0	7	1	0	1	0	1	8																								
	D <sub>4</sub>	200 < D <sub>4</sub>														1	0	1	0	0	0	0	1	0																								
Type of Joint	Welded																		0	0	0	0	0	0																								
	Mechanical																	13	0	0	0	1	1	11																								
	Screw																		532	0	0	52	97	383																								
	Bell & Spigot																			0	0	0	0	0																								
	Others																					7	3	1	3																							
Site Geological Condition	A	Terrace (Old City Area)																																									56	0	0			
	B	Alluvial Plain																																													99	0
	C	Cut and Fill																																														

### 3. 造成地における切盛境界と埋設管の震害

埋設管被害が大規模な切土・盛土により比較的最近造成された住宅地に集中したことから、造成地における被害の特性に注目した検討がいくつかの機関で行われている。<sup>(3,4)</sup> 佐武ら<sup>(3)</sup>はガス管の折損・抜け被害箇所の新旧標高値をいくつかの住宅団地について検討し、被害箇所の多くが盛土側地盤に含まれると指摘している。

図-1および図-2は泉市の南光台、将監、黒松の各団地における水道管被害(給水装置を除く)箇所が、造成による切土・盛土境界からの距離に対してどのように分布しているかを示したものである。切盛境界および被害箇所は泉市水道事業所作成の資料に基づいており、境界からの距離は管の埋設方向によらず最も近い境界までの距離とした。造成後の地形から切盛境界を確実に把握することは困難であり、境界からの距離はかなり大雑把な数値と解釈すべきであるが、図-1および2に現われた特性は非常に顕著である。すなわち、水道埋設管の被害は切土・盛土の境界付近に集中して発生している。また図-2によれば、特に境界から盛土側に多く分布していることもわかる。

このような特性は従来も指摘されていたことで、その際、切土・盛土の硬軟の差による、地面の動きに相対変位が生じるのが大きな原因と言われている。もちろんこの効果の間接的な影響は否定できないが、埋土部分に発生する亀裂・沈下などのむしろ静的な作用の影響が大きいと思われる。北村ら<sup>(5)</sup>によれば、谷底に沿う埋土最下部を含み、埋土各所にはN値の異常に低い部分が認められることがあり、このため、地震時には埋土は谷斜面に沿って谷中央に向う地すべりと谷底に沿う流動との複合的な挙動を示す。この結果、埋土境界に沿って亀裂が発生し、周辺部の埋土は沈下する。亀裂が発生する埋土深さは3m程度が多いと報告されている。<sup>(6)</sup> 実際、埋設管被害が発見された箇所では、近辺に亀裂などの地表面の変状が観察される場合が多い。

### 4. あとがき

本稿の議論はきわめて常識的な線を出ていない。埋設管の震害は地盤の永久変位によるという考えは、「鶏が先か、卵が先か」の議論に若干類似しており、具論があるかも知れない。識者の御叱正を待たたい。

参考文献：(1)片山ほか；「1978年宮城県沖地震による都市供給施設の被害と復旧一都市ガス施設」, 生産研究, 31, 2, 1979年2月；(2)片山ほか；「同一上水道施設」, 生産研究(投稿中)；(3)佐武ほか；「1978年宮城県沖地震によるガス埋設管の被害について」, 第15回自然災害総合シンポジウム講演論文集, 1978年10月；(4)佐藤ほか；「宮城県沖地震による上下水道施設の被害調査」, 同上；(5)北村ほか；「仙台市都市圏の地盤の安定性に関する地質学的研究」, 同上；(6)大槻憲四郎, 第3回宮城県沖地震道路橋被害調査分科会(1979年2月7日)における口答発表。(東京大学生産技術研究所・助教・Ph.D.)

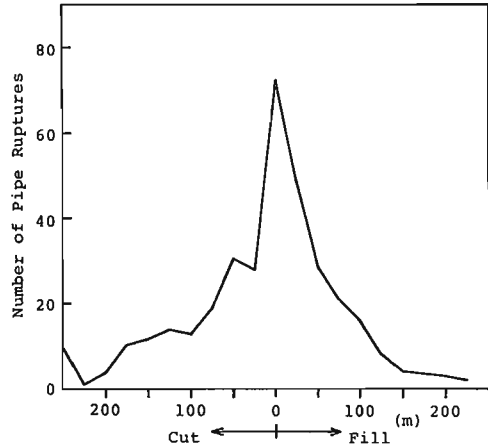


図-1. 泉市南光台における水道管被害箇所と切土・盛土境界からの距離

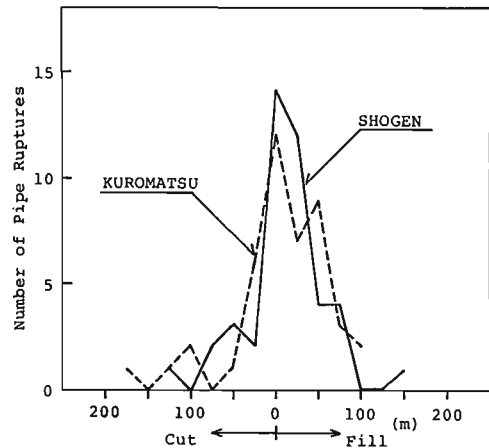


図-2. 泉市将監および黒松団地における水道管被害箇所と切土・盛土境界からの距離

## 丘陵地および山岳地の宅地の被害

阪 口 理

## 1. はじめに

用地の不足から、地盤条件の悪い軟弱地盤地帯とともに丘陵地および山岳地の宅地化が進んでいる。軟弱地盤上に建設した構造物の耐震性に関する問題については、今までにも多くの研究者が取りあげている。しかし、丘陵地および山岳地にある建物および宅地の地震時の安全性に関する研究は非常に少ない。しかし、過去の地震の記録を見ると、多くの山崩れやがけ崩れが生じたという報告が多い。<sup>1)</sup>例えば、善光寺地震(1847年、 $M=7.4$ )では無数の山崩れが生じ、その内の2地点では崩土が川を堰きとめ後にそれが崩壊し、多くの被害を出したと云われている。なお、土堤の高さは50m(1説では100m)であったと記載されている。また、関東大震災でも無数の山崩れ崖崩れがあり、とくに根府川の山津波は、谷の上流から6kmの距離を、5分ほどで、100~300万 $m^2$ の土砂が流れ落ち、170軒の人家を土中に埋め、駅に停車中の列車を流した。

今までの地震では、丘陵地および山岳地の人口密度が小さかったため、山崩れの大きさに比べて人的な被害が小さかったものと思われるが、開発の進んだ現在では放置出来ない大きな問題となっている。また、開発により自然の状態よりもさらに不安定な状態を作り出している例も多いことが、問題を一層大きくしている。

昨年発生した2つの地震でも、多数の山崩れや崖崩れが見られた。しかし、これ等は無差別に生じたものではなく、主としてある地質(地盤)・地形の場所に起っているので、ここで被害を生じた地盤の概要を中心に述べることにする。

2. 伊豆大島近海地震の場合<sup>2)</sup>

## 2-1 地質概要

伊豆半島は、新第3紀以降活断層を火山活動があり、ほとんどの地域は火山性の岩石からなっている。東海岸は新第3紀中新世の湯ヶ島層、白浜層およびこれを覆う第4紀の火山岩類および火山灰(ロームおよびスコリヤ)が分布している。

## 2-2 火山灰、スコリヤ層の崩壊

伊豆半島東海岸のかなり広い範囲にスコリヤ層がある。この地層は火山灰で、もとの地形を残したままに、不安定な状態で斜面にはりついた形で分布している。層厚が2m前後とそれほど厚くないが、広い範囲で崩壊がおこると大きな被害となる。貝高入谷の場合(埋った民家3戸、死者7名)がその例で、斜面長約150m、巾約140mの範囲ですべている。

## 2-3 湯ヶ島層および白浜層の崩壊

湯ヶ島層は構造運動などの影響で、断層や大きな割れ目を生じブロック化している。そして地表面近くでは、かなり深くまで風化が進み不安定な状態となっている。このような状態の地層に、他の地質学的な要因または斜面下部の掘削などの人工的な要因が加わると、さらに不安定となり、地震または降雨により崩壊することが多い。粟本およびその周辺地区の崩壊がその例である。これに対し、白浜層では2~5m間隔に大きな割れ目が見られ、大きな岩塊が浮石として地表に突き出ていることが多い。これが地震により落石となる。

## 2-4 洪積世・火山岩類の崩壊

この地域の洪積世火山岩類の大半は安山岩であるが、この岩は地表面近くで、急速に固結したため、柱状節理や板状節理が多く積木状の不安定な状態となっている。稲取以南の海食崖の崩壊がこれである。

## 2-5 盛土の崩壊

道路および宅地で人工的に盛土をした斜面は、各地で崩壊している。宅地について見れば、そのほとんどが、石積またはブロック積よう壁を採用している。なお高盛土で大規模なすべりを生じた例に、県立稲取高校の運動場がある。この敷地は、図1のように最大盛土高20mで、盛土の低部に高さ5mのブロックよう壁をもうけ、1:1.5の勾配で斜面を仕上げている。

## 2-6 がいすい堆積物

斜面中腹部より下位に、崩土がかなり厚く堆積している。(図2)

これをがいすいというが、この土は地震時に崩壊することが多い。

### 3. 宮城県沖地震の場合<sup>3)</sup>

大規模な被害は造成した宅地の盛土の部分で起っている。すなわち仙台市緑ヶ丘団地、黒松旭ヶ丘団地、白石市寿山緑ヶ丘団地などである。

#### 3-1 寿山緑ヶ丘団地

新第3期中新統の白石累層と云われる多量の浮石を含む火山灰質凝灰岩からなる丘陵地を昭和47年に造成した団地である。崩壊はその1部でおこっているが、面積約16,000㎡、崩壊土量約10万㎡と云う大規模なものである。盛土高の最大は約25mで、谷部を周囲の山を掘削した土を用いて埋めている。盛土は低部に5m程度のよう壁を作り1:3程度の勾配で斜面を仕上げている。崩壊した土砂は敷地外に約90m流れ出し10°以下の勾配となっている。

#### 3-2 仙台緑ヶ丘団地

昭和32年~37年に造成した団地である。盛土部分で練石積よう壁の崩壊や沈下がおこっている。この地域でもRC造のよう壁はほとんど見られない。

#### 3-3 盛土の締め固め度

詳細な報告は文献(3)にあるが、これを見ると、2つの団地はともに十分な締め固めがおこなわれていなかったように思われる。すなわち寿山団地は昭和51年に降雨により崩壊しているが、その時の調査ではN値0~10、また仙台緑ヶ丘団地では、地震後調査を行なっているが、5~6mの盛土では、N値=0~3、10~20mの盛土ではN値=3~8であったと報告されている。これは盛土材が主として砂質土であることを考えれば、きわめてゆるい状態であったものと判断出来る。とくに仙台緑ヶ丘は造成後約20年も経過している点が注目される。

## 結 び

ある種の地質地形の場所および盛土した場所は、地震時に非常に危険であることが明らかになったが、この様な場所は我国では非常に広い範囲に分布している。高盛土造成宅地で大きい地震を経験した数少ない例である、稲取高校運動場および寿山緑ヶ丘団地がともに大きな崩壊を起している点に特に注意が必要である。丘陵地・山岳地の宅地の安全性について、十分検討する必要がある。

なお筆者の調査が不十分であった点は、主として文献(2)および(3)を参考にさせていただいた点をおことわりしておく。

## 参考文献

- (1) 宇佐美 龍 夫 “資料 日本被害地震総覧” 東京大学出版会 1975.3
- (2) 安 間 荘 “伊豆大島近海地震の被害例” 基礎工 1978.12
- (3) 河 上 房 義他 “宮城県沖地震における盛土の被害” 土と基礎 1978.12

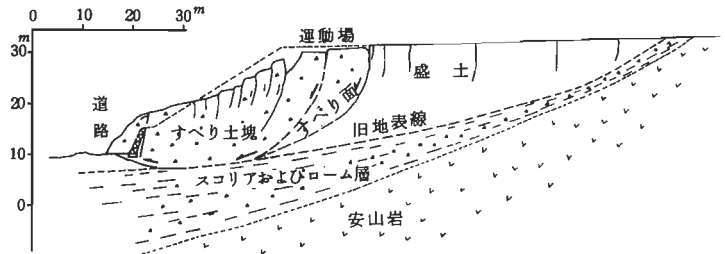


図1 稲取高校における盛土の崩壊<sup>2)</sup>

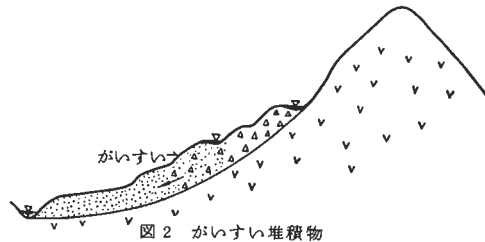


図2 がいすい堆積物

土地条件図の見方

原田 美道

## I. はしがき

土地条件調査は、亦嘗、地震対策や土地利用計画・開発計画等に必要と土地に關する自然条件等の基礎資料と提供する目的で昭和35年度から実施している。昭和34年9月伊勢湾台風による中京地域の甚大な被害の調査を経てその調査の成果の価値が高く評価されたものである。この台風の前後に行われた濃尾平野の地形調査と水準調査と検討した結果、土地の性状、生い立ち、地盤の高低、干拓・埋立などの丁史を予め調査しておけば、このような災害時に、何処までの被害をうけるかと、かなりの程度まで推定できるといふことになり、この予察調査の重要性と必要性が認識されたものである。

防災対策が確立する施策の遅延をこえて、自然の均衡を破る不適切な開発を行ったため、災害発生に至る原因を自ら作る場合が少なくない。地下水・ガスの過剰掘水による地盤の沈下、斜面の安定限界をこえた宅地造成、地盤条件を無視した低湿地、旧河道における頑固な土地利用、貴族・土砂の乱掘等人為的の誘因となる場合が各地に多い。土地条件を無視した土地利用、開発計画は反省するべきである。

II. 土地条件図 土地条件図は 1) 地形分類、2) 地盤高、3) 各種開発の必要施設の3つの要素からなり、各図にはそれぞれ土地条件調査報告書(解説書)が作成されている。また一般的手引書として「土地条件図の手引き」が発行されている。

1) 地形分類は地表を構成する各種の地形を、形成時期(いつできたか)、形成能力(どのような作用でできたか)、形態(どんな形をしているか)、構成物質(どんな物質で作られているか)などの観点から系統的に分類したもので、地形分類は地形要素が等質的ないし共通的である最小単位をとっている。各地形単位とその分布は地形の原形、岩石の種類等とこれらに作用する自然の営力(雨、風、地震、火山、地殻変動)や人為的改変作用の累積によって作られたもので、例えば災害をもたらす山地の崩壊、地すべり等は、地形変化の丁史過程の一部である。

土地条件図は単位地形の形態や分布地形の傾斜変換線の位置と示しているから、これから今後の崩壊や地すべりの発生を推測的にかなり限定して予想できる。一般に崩壊の最上端は原地形と傾斜変換線と接しているが、崩壊は下流から上流に進行し、進行方向は傾斜、土質、地下水、植生、気象条件によって異なるが、単位地形、変換線、崩壊地の分布を注意して検討すれば将来の予測も可能である。

また、平野の微地形は隆起の洪水のくりかえしによってできたものである。従って高潮被害の多い内湾地帯のうちでも、三角洲、海脊平野は比較的生成の新しい低地地形に見られるし、また河川旧河道は洪水主流道路とより長く荒水も比較的長い。しかし自然堤防や砂堆などの微高地は冠水し難い所であるが、その背後地は低湿地で荒水も水易く、排水も水はくい地域である。このような所は人工築土も最近行われているので安全度、危険度の改変の地形を充分よみ取る必要がある。

また地震災害は地盤災害といわれるように、地盤の形成時期、構成物質に影響される。水田の盛土地、旧河道の盛土地は被害が著しく、沖積FやGの浅程被害が多い。同じ沖積地でも低湿地で泥炭、黒泥などの軟弱地帯はとくに被害が多く、扇状地、砂州、砂堆などの砂・砂礫地は一般に被害が少い。これらを土地条件図からよみ取ることにより、危険度の推定ができる。

土地開発事業を行う場合、土地条件図を利用することはより自然立地条件の良否が推測できるので、例えば宅地、工業施設、道路等の計画造成工事計画に對する基礎資料と指針を与えらるべきである。

2) 地盤高はとくに平野部の海抜高を、1メートルの地盤高標の18、実測高を記入している。とくにゼロメートル以下



の高さについての情報は重要である。

3) 各種地図および施設は、防災や工事に関係する公営機関、観測施設、交通線、防護・保安施設、揚排水施設、河川、海軍・港務工作物、橋梁等と諸記号で示している。また災害地には二次的危険を助長する恐れのあるものとして堤外地家屋、貯木場、石油タンク等の分布も示してある。

### Ⅲ 地形分類の単位。(圖の凡例と対照)

1. 斜面; 山地、丘陵地または台地縁に示ける斜面の尾根型(等高線が凸形)、谷型(凹形)、直線型(等高線が平行形を示し凹凸の少ないもの)に分け、それぞれにつき傾斜度が $0\sim 20^\circ$ 、 $20\sim 25^\circ$ 、 $25^\circ$ 以上を緩斜面、急斜面、極急斜面とする。急斜面以上では崩落が漸次卓越する。

2. 主要分水界; 山地、丘陵地の主要稜線と河川の流域界とを可。積尾線は中継い尾根型斜面、ナイフエッジを示す。

3. 変形地; 不安定な斜面であり、崖、壁崖、崩壊地、秀錯地・露岩、地すべり、古い地すべりが含まれる。地すべりは基礎地盤の傾斜が比較的緩やかで地表面の形勢を極端に変えることなく徐々に滑動した跡である。

4. 台地・級丘; 低地と次に平野の地形を形成するが、低地より形成時期が古く、積堆地の堆積物が主で、海抜高も大きく、地盤も良好で形成時期の古く高値の順に高段・上段・中段・下段・低段の5段階に分ける。

5. 山麓堆積地形; 山地・丘陵地の山麓に形成された堆積面を、麓斜面、崖壁、土石流堆がこれに含まれる。土石流堆は岩塊、泥工等が堆積したヤ>扇状地に似た平面形地形で末端部は急斜面で生成時期が新しく泥流、土石流を含む。

6. 低地の微高地; 扇状地、緩扇状地、自然堤防、砂丘、砂(礫)堆、砂(礫)州、天井川沿いの微高地が含まれる。扇状地は傾斜 $3\sim 15^\circ$ 内の砂礫質からなり山麓部にある堆積面。多くは河川により開削されるが、その程度により洪水危険度も異なる。扇状部は地下水位が低く畑地などに利用される。扇状部には湧泉がよく見られる。自然堤防は洪水により運ばれた砂・シルトが流路沿いに堆積された微高地で、一般面より $50\sim 100$ cm位高い。内水氾濫の被害は少なく、古い集落が発達している。砂堆・砂州は旧海岸線沿いに波浪による砂礫質の微高地で $50\sim 100$ cm位一般面より高い。三角洲や海岸平野に比べ洪水に対する安全性が高い。

7. 凹地・狭い谷; 台地、級丘、微高地の表面に地下水、細流によりできた凹地、狭い谷で養水時の集水域になり易い。

8. 低地の一般面; 谷底平野、泥濘平野、海岸平野、三角洲、緩背低地、旧河道を含めた。

谷底平野は山地等を刻む河川の冲積作用の及んだ平坦地で、両側と高地によって囲まれているのに対し、泥濘平野は広く開けた平坦地として区別した。細砂・シルトが主で、図上では葦原の自然堤防よりやや低い面であり、水田などに利用されている。下流域は冠水し易く、自然堤防と二可洪水に対する危険度が高い。海岸平野は海退により陸化した地形で堤防、砂堆等の緩背地域とする。高潮、内水氾濫の危険度が高い。地盤は砂礫質であれば条件としては良いが、粘土質、泥炭質の場合は地耐力は劣る。三角洲は地盤の傾斜は極めて緩やかで河口部に括り、主としてシルト、粘土等の堆積地形である。緩背近成地は地盤沈下のためいつまでもゼロメートル地帯になり易い。緩背低地は砂堆・堤防の緩背低地であるが、河川による堆積作用が強い、沼沢性の低湿地を示した。粘土、黒泥や泥炭物質からなり、沼田や蓮田などに利用され、地盤も極めて悪い。旧河道は低地面より $50\sim 100$ cm位低い準成の旧河川跡である。洪水時の水流の通路になり易い。

9. 河川; 堤外地の河川、河床、天井川の部分、高水敷、低水敷を含む

10. 人工地形; 平坦化地、農耕平坦化地、階段農耕地、切土斜面、盛り斜面、盛り地、埋土地、干拓地、凹陥地、改良工事中の地域を含めた。

## 土地条件図の利用・見方

### 1. 利用の仕方

土地条件図の利用で一般的なものとして洪水災害や地震災害を考慮した地域開発、都市計画、土地利用計画等がある。この地図は、諸計画に必要な土地の高地、起伏の状態、地盤の性質などが同一の特長をもつ地区ごとに地勢を分類してあるので、計画に際してはその地形などと検討すればよく、実地調査に際してもその名称をとらえることができる。例えば浅戸部のボーリング調査を完成にわたって実施する場合、地質の選定も地形区毎に行うことにより調査を効果的に行うこともできる。

また、土地条件図に表現されている各地形区の状態を知ることによって、災害危険地域、開発の難易度、自然環境の良好地域、地盤状況地帯等を予測できるので、これを考慮した土地の利用別の開発適地を選定できる。

地域計画と都市計画との立案に際しては、土地の自然条件のほか土地利用現況や各種の統計資料も必要であるので、土地条件図・土地利用図、統計図を併用することが有効である。

最近地図の計画的利用法がまかんに用いられているが、土地条件図についても、この利用法が有効です。地図の計画的利用法としては、メッシュ・マップを作成して、複雑に分布している情報を各メッシュごとに集計し、必要に応じて、これを電子計算機に記憶させ、必要に応じて引き出す方法が用いられます。とくに土地条件は、比較的内容の経年変化が少なく、この方法は更に有効です。

メッシュの切り方は、 $1/5$ 地形図を74.700万分の1のもの(約 $1^{km} \times 1^{km}$ )の標準メッシュとして認められ、行政管理者からも各方向の各調査にはこの標準メッシュを用いるよう通達されている。このメッシュには、全口的にコード番号がつけられており電子計算機処理の便を計っている。

昭和49年度より国土地理院では国土庁による国土数値情報整備事業を実施しており、昭和49年度には毎年録に関する情報を標準メッシュ単位にデジタル化し全口を12巻の磁気テープに貯蔵し、昭和50年度には地形に関する情報、即ち標高、平均・最高・最低標高、起伏量、傾斜量、谷深度と、更に同年はこれに引き続いて、表土地質、地形分類、土壌質の土地分類、水害危険度、湖沼、行政界、及び各種地域区分、即ち開発適地指定地域、都市計画指定地域、自然環境保全区域、文化財に関するものを全口7巻の磁気テープに収録、昭和51年度は土地利用に関するもの即ち農地的利用、森林、建物の用地、交通用地、湖沼、河川地、海浜、海水域について52巻、昭和52年度は河川流域等に関するもの即ち、河川流域、流域、尾端・地すべり危険指定地帯などについて、昭和53年度は鉄道・道路に関する情報を取りまとめている。これらの情報収集は今後も継続されることにより国土に関する巨大なデータベースが形成され各方面に利用されることが期待されている。

### 2. 利用上の注意

いかなる地図の利用にあつては、その利用限界を知ることが重要で、この土地条件図についても同様で特に次のことに留意すべきである。

縮尺に応じた精度、内容より以上のものを求めても意味がない。特に地形分類においては果つた地形区の境界が明確でないものがあり、(特に不明瞭な地形界は破線とせず)、地形界の精度は石心割合一地形図などに示される測量結果による画線(例えば海岸、河川、地頭、等高線、道路の中心線)よりかなり悪いと考えることです。

地形分類の方法は地形学・地質学的手法によっており、土質工学的要素は比較的少なく、地下に関するデータは既存のボーリング資料のほか、現地における簡易ボーリング(深さ1.05m程度)だけですから、深い地盤支持力をこの図から正しく読み取ることはできません。

完成の計画には有効ですが、具体的な工事計画や設計においては、その目的、対象に応じて現地調査や各種の成果を加えて検討する必要がある。

### 3. 範圍の指標

土地条件圖の内容については別記したので、ここでは地成崩落・都市計画・防災対策等に利用する場合のみ方について指標となる事項にふれる。

土地条件圖上に分類される各種の地形は、傾斜地、平坦地、その他に大別される。傾斜地としては①斜面 ②山麓堆積地形 ③人工的斜面等、平坦地としては④台地・段丘 ⑤低地の微高地・一般面 ⑥畑地地形 ⑦人工地形(人工平坦化地)等、その他には、特に範圍を容易にするためには必要付加記号または説明事項をつけている。

#### 傾斜地

一般に崩落不適地であるが地価は安いという特徴がある。一般に山地災害(土石流、土砂崩壊、地すべり等)というやややすい地成で、内水氾濫の危険性はない。

斜面のうち最も土石流・土砂崩壊による災害をうけやすいのは傾斜角急な谷型斜面であり、これに対し緩傾斜の尾根型斜面は最も安全である。また、極急斜の直線型斜面は、新たに崩壊する可能性のある地形と見られる。

これらの斜面分類の結果を觀察し、各種の斜面分布の状況から、山地災害を予想できる場合がある。この場合の考え方としては a)、谷型斜面は、かつて土砂崩壊の発生したことがある斜面であり、極急斜の場合には現に発生している場合が多い。b)、大規模な直線型斜面は、これから谷型斜面へと発達する過程であり、その過程において何回かの土石流を伴うのが普通である。c)、斜面の傾斜が変換する地帯は、一般に侵食地形と堆積地形、あるいは古い侵食地形と新しい侵食地形との境に相当するものが多い。従ってこの付近は、侵食された土砂が大量に移動した痕跡が、あるいは新たに侵食作用が働いている地帯である。d)、谷の微断面上に小規模なより緩傾斜地が存在する場合にはその場所は土石流の堆積地とみとよく、豪雨の際に新たな土石流の土石の源ともなる。したがって、これらの緩傾斜地の大きさ、数については充分注意する必要がある。e)、山地崩壊現象に起しているものは崩壊地の記号で表示してあるが、これらの崩壊地の存在する位置、分布、斜面の形、傾斜角などを比較することによって、その地成の岩質が崩壊しやすいかどうかが推測することが出来る。

山麓堆積地形は、一般に山地崩壊の過渡の産物ということができる。この地形の背脊に在る山地では、すくなくとも何回かの山地崩壊を起したということが判る。この地形のなかには、極めて新しい堆積物によって形成されたものもあり、この地形の末端に主要幹線路線や集落がある場合が多いので特に注意すべきである。

人工的斜面は、丘陵地等の窪地団地造成に伴って多く作られるようになったので、特に危険にもなうと思われる比高5%以上のものを表木してある。

#### 平坦地

台地・段丘は、崩落適地で地価は比較的高いが、工事費は安く、内水氾濫、地震に対して極めて安全であるという特徴がある。

低地の微高地は砂質で、低地のうちでも内水氾濫、地震に対して安全な地成である。かりに洪水に遭、冠水期間が最も短いという特徴がある。

しかし、海平野、三角洲、後背低地、旧河道等は、最も新しい時代に陸化した地成で、内水氾濫、地震に対して最も危険な地成であり、谷底平野、氾濫平野は、その次に危険な地成である。したがってこれらの地形面上の崩落に関しては、埋土等を行い、かつ耐震建築をすることが必要である。

凹地、浅い谷は、台地上に多く見られ、一般に地盤は安定しているが、集中豪雨時には冠水する。しかし冠水期間は割合短かい。畑地地形は、三角洲や海平野よりもさらに新しい地形で、完全に陸化していない状態の地帯で地盤も極めて不安定な。盛んに埋土して利用するため、一見低地の一般面のように見えるが埋土工法によって、下の地盤の安定性を欠く地成である。人工地形のうち、干拓地は、本来海に属する地成であって、地盤

に關しては人工的要素は全く加えられていない筈が事實である。従つてこの地域は内水・高潮洪水および地震に對して最も危険な地域である。

地盤高標

土地条件圖上に表現されてゐる各種の地形だけでは相對的な安定性を知ることはできるが、絶對的な安定・安全性を知るには不十分である。例へば氾濫平野は破堤による洪水被害が大きいことは判るが、その被害がどこまで及ぶかとなると範圍が困難である。この不備を補うのが地盤高標で、洪水時の被害地区の面積・被害額の算定と行く場合に役立つ。また、この地盤高の値を定期的に測量によつて修正することはより、地盤の垂直変動、とくにゼロ・メートル地帯の範圍の變化などを知ることが可能である。なお東京湾周辺地盤沈下等量線圖等は國・都・県による精密水準測量の毎年の結果をまとめて地盤沈下量の変化を圖示したもので重要なる参考資料になる。このよう各圖は大阪湾東部、名古屋市周辺に對して作成されてゐる。

(既刊) 土地条件圖 一覽表 1978 現況

編號	2万5千分 1 (概)		2万5千分 1		2万5千分 1		1万分 1	
	地 域 名	圖 名	編號	地 域 名	圖 名	編號	地 域 名	圖 名
38	大 阪	大阪東北部	43	東 京	東京西北部	48	濃 尾	桑 名
〃	〃	東南部	〃	〃	西南部	49	岡 山	播洲 赤穂
〃	〃	西北部	44	東京周辺(A)	横 浜	〃	〃	和 気
〃	〃	西南部	〃	〃	藤 沢	〃	〃	西大島
39	播 磨	神 戸	〃	〃	伊 豆	〃	〃	岡山 北部
〃	〃	高 砂	〃	〃	入 王 子	〃	〃	南 部
〃	〃	姫 路	〃	〃	千 葉	50	〃	玉 島
〃	京 都	京都 南部	45	東京周辺(B)	浜 崎	〃	土 浦	土 浦
40	三 河	豊 橋	〃	〃	木更 津	〃	〃	竜ヶ崎
〃	〃	新 野	〃	〃	野 田	〃	京 都	京 都
〃	〃	岡 崎	〃	〃	大 宮	51	横 須 賀・富 津	横 須 賀
〃	〃	半 田	〃	〃	川 越	〃	〃	富 津
41	中 京	名古屋 北部	46	仙 台	孤 島	〃	佐 賀	佐 賀
〃	〃	南 部	〃	〃	塩 釜	〃	〃	成 田
〃	〃	豊 田	〃	〃	吉 岡	〃	〃	佐 倉
〃	〃	岐 阜	〃	〃	仙 台	52	水 海道・船 子	船 子
〃	〃	大 垣	〃	〃	岩 手	〃	〃	八 日 市 場
〃	〃	理 島	47	仙 台 北 部	石 巻	〃	〃	新 末
42	伊勢湾西部	桑 名	〃	〃	瀧 谷	〃	〃	銚 田
〃	〃	四 日 市	〃	〃	若 柳	〃	〃	玉 造
〃	〃	津	〃	〃	古 川	〃	〃	水 海道
〃	〃	高 岡	48	濃 尾	名古屋 南部	53	古 河	小 山
〃	〃	伊 勢	〃	〃	北 部	〃	〃	古 河
〃	広 島	広 島	〃	〃	岐 阜	〃	〃	海 豊
43	東 京	東京 東 北部	〃	〃	大 塚	〃	東 京	東京 東 北部
〃	〃	東 南 部	〃	〃	津 島	〃	〃	東 南 部

(図名と全図)  
 概. 以上の図の大きいものは四大陸サイズである。  
 色紙52x16色。

5万5千分 1 (調査数=12) 概

2万5千分 1 (調査数=12) 概

同 正

同 正

郡	地域名	町名	郡	地域名	町名	郡	地域名	町名	郡	地域名	町名
昭44	大隈秀 和伊木道	大隈西北部	〃	〃	宇部	〃	〃	大隈 柳家	〃	〃	秋田 東部
〃	〃	西南部	〃	〃	小月	〃	〃	持留	〃	〃	羽後 和田
〃	〃	奥和田	〃	〃	下関	〃	〃	大隈 高山	〃	〃	新 波
〃	〃	輪河	〃	〃	小倉	〃	〃	鹿山	〃	〃	土成目
〃	〃	神戸	〃	〃	八幡	〃	西瀬戸	姫島	〃	〃	大久保
〃	〃	須磨	〃	〃	小野	〃	〃	赤	〃	〃	土崎
〃	〃	尾崎	〃	〃	安岡	〃	〃	直後 高田	〃	〃	秋田 西部
〃	〃	和歌山	〃	陸奥高 小川原湖	陸奥 横浜	〃	〃	和 岡	〃	〃	羽 川
〃	〃	酒南	〃	〃	戸 鏡	〃	〃	宇 佐	〃	〃	内 通 川
〃	〃	御 所	〃	〃	平 沼	〃	〃	中 津	〃	〃	寒 風 山
〃	〃	志 砂	〃	〃	甲 地	〃	〃	土 佐 井	〃	〃	船 越
〃	〃	明 石	〃	〃	三 次	〃	〃	神ノ島	〃	〃	比 海
〃	〃	洲 本	〃	〃	野 辺 地	〃	〃	権 田	〃	〃	船 川
〃	〃	由 良	〃	〃	乙 伏	〃	〃	苧 田	〃	〃	戸 横
〃	〃	鳴門 通帳	46	伊勢 港	田 家	〃	〃	行 橋	〃	〃	和 灰 青 砂
〃	〃	徳 島	〃	〃	伊 良 湖 岸	〃	〃	栗 島	〃	〃	(注) 調査による土地 条件図は、園伏 いよは、極限、 樹根のみの主 である
〃	〃	阿波 富岡	〃	〃	師 崎	47	秋田 湾	湯ノ又	〃	〃	
昭45	西瀬戸	台 道	〃	志 斥 志 港	串 岡	〃	〃	蓬 内 台	〃	〃	
〃	〃	宇部 東部	〃	〃	志 斥 志	〃	〃	板 家	〃	〃	

2万5千分 1 沿岸海成土地条件地形図 (四六版)

郡	町名	郡	町名	郡	町名	郡	町名	郡	町名	郡	町名
昭47	四日市	〃	蒲 郡	昭49-50	九十九里 次	〃	日 奈 久	〃	今 治 東 部	〃	三 角
48	津 東 部	〃	伊 良 湖 岸	49	広 島	50	半 田	〃	師 崎	52	今 治 西 部
〃	豊 橋	〃	敷 良 木	〃	呉	〃	板 院	〃	答 志	〃	熊 本
〃	田 家	49	島 羽	〃	八 代	〃	三 津	51-52	土 生	52-53	大 村 秀

4. 土地条件図の色彩表現

土地条件図では各種の地形区分を12色以上の色区分して、一見大変見にくいようですが、要別はスペクトルの末に近いほど目に近く感じる色彩効果を用いて、高燥地から低地に移るに对应して、橙色から黄色、緑を経て青にうつるようになっている。紫や緑、青系統は危険度が高い急斜面、低地などを表している。

A. 橙色：台地、丘陵、低地の微高地で比較的洪水などに耐える地形

黄色：低地のうちの微高地

B. 緑色：低地のうちの比較的洪水、或いは洪水の危険度の高い地形

青色：水部および極めて冠水しやすい地形、水深線、下水道幹線

C. 濃茶色：急斜面、主に砂礫堆積地形、土壌崩

薄茶色：山地の扇根型傾斜面

褐色：山地の谷型斜面、浅い谷、凹地

緑灰色：山地の直線型その他の斜面、特殊な堆積地形

紫色：傾斜の極めて急な斜面、崖、地形の境界

D. 赤色：分水界、人工改変地、堅牢な地、上水道幹線

黒色：行政界、記号、鉄道、道沿、崩壊地、バザム、活動中の地、入り地山、天井川等の急流地、貯木場、ガス石油タンク、木橋、0.1m以下地盤等高線。など