

第5回 地盤震動シンポジウム資料集

地盤種別と地震動

1977. 2. 18

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

第5回 地盤震動シンポジウム資料集

地盤種別と地震動

目 次

1. 木造住家の倒壊率より推定される地震動の強さの分布	村 松 郁 栄(岐阜大).....	1
2. 震害・墓石調査による地震動の推測について	望 月 利 男(都立大).....	7
	宮 野 道 雄(")	
3. 通信調査による震度分布の地域性	茅 野 一 郎(東大震研).....	15
4. 地表の強震記録からみた地盤の振動特性	土 田 繁(運輸省港湾研).....	21
5. 地盤と地震記象	勝 又 譲(地震観測所).....	25
6. 地盤種別と地震動の平均的特性	太 田 外気晴(鹿島建設技研).....	27
	安 藤 治 彦(")	
7. 地中地震観測から(東京近郊・関東ローム地盤)	角 田 智 彦(大林組技研).....	35
8. 東京の軟弱地盤における地中地震観測	横 田 治 彦(清水建設研).....	39
9. 各種地盤での地表・地中地震動特性	河 村 壮 一(大成建設).....	45
10. 表層地盤による地震波の増巾特性への基盤岩地形の影響	入 倉 孝次郎(京大防災研).....	49
11. 崖近傍の振動性状について	小 牧 昭 三(埼玉大).....	53
	大 保 直 人(東大生研)	
12. 東京都23区の予想震度分布	嶋 悅 三(東大震研).....	61
13. やや長周期の地盤特性とその全国分布	鏡 味 洋 史(北大).....	67
	岡 田 成 幸(")	

Contents

1. Seismic Intensity Estimated by the Ratio of Destroyed Wooden Houses	1
by Ikuei Muramatsu	
2. On the Supposition of Earthquake Motion Drawn from the Survey of Earthquake Damages and Overturning of Gravestones	7
by Toshio Mochizuki and Michio Miyano	
3. Regional Differences of Seismic Intensity Distribution Revealed from Questionnaires	15
by Ichiro Kayano	
4. Analysis of Vibrational Characteristics of Ground with Strong Motion Earthquake Records	21
by Hazime Tsuchida	
5. Effects of Ground on Shaking in Earthquakes Observed from Seismograms . .	25
by Mamoru Katsumata	
6. Averaged Earthquake Ground Motion for the Site Condition of Ground	27
by Tokiharu Ohta and Haruhiko Andoh	
7. Observation of Underground Earthquake Motion (Kanto Loam Layer in Kiyose City)	35
by Tomohiko Tsunoda	
8. Earthquake Observations and Analyses of Soft Soils in Tokyo	39
by Haruhiko Yokota	
9. Charactaristics of Earthquake Motions Observed in Various Kinds of Ground .	45
by Soichi Kawamura	
10. Influence of Topographical Feature of Base-rock to Amplification Charac- teristics of Ground Motions.	49
by Koziroh Irikura	
11. Charactaric Vibration of Near Cliff	53
by Shozo Komaki and Naoto Ohbo	
12. Seismic Microzoning Map of 23-Ward Tokyo	61
by Etsuzoh Shima	
13. A Point-by-Point Evaluation of Amplification Characteristics in Japan on 1-5 sec. Seismic Motions in Relation to Deep Soil Deposits	67
by Shigeyuki Okada and Hiroshi Kagami	

| 木造住家の倒壊率より推定される地震動の強さの分布

村松郁栄

1. まえがき

日本の住居は主に木造住家であり、地震によるこの倒壊率は地震動の強度分布を表すより指標となつてゐる。地震計の分布は未ださばらで、日本では木造住家が倒壊するような地震動をまだ完全には記録してゐない。地震工学ではすぐれた実績をもつとされてゐる日本でさえこのような状況であり、強震計は量の面でもまだ質の面でも不充分である。したがつて強震計の質と量の向上に力を入れねばならぬことは勿論であるが、今まで強震計代りとして大きつな震度の目安とされていた木造住家の倒壊率を改めて見直し、そこから引き受け詳細な情報を取り出す努力も必要である。このような観点から、いくつもの被害地震について木造住家の倒壊率を再調査し、その震源および地盤との関係を検討してみた。

筆者は第4回シンポジウムにおいて、昭和以降の被害地震について震度6の領域と余震域との関係を調べ、中小規模の内陸の被害地震については両者がほとんど重なつてゐることを報告した。しかし、マグニチュード8クラスの巨大地震については両者はそれほど明瞭ではないので、今回はとくに巨大地震に焦点を置いて報告する。さらに、木造住家の倒壊率分布と墓石転倒率分布その他の被害分布との関係についても言及する。

2. 濃尾地震と関東地震の比較

図1は大森房吉の著した明治24年の濃尾大地震の震度分布である。一方、気象庁の著した濃尾地震の震度分布は図2のようになつてゐり、両者の烈震域に相当著しい相違がある。濃尾地震は我が国の内陸で起きた最大の地震であり、しかもその激震域は勿論、烈震域もほとんど内陸にあるので、その範囲を確めておくことは重要なことである。筆者は最近、濃尾地震の当時のアンケート調査結果を元にして改めて濃尾地震の烈震域を改めてみた。このアンケート項目は表1に示した24項目であり、その旨を表2のように現行の気象庁震度と対応させた。ここで震度6の下限を倒壊住家のあつた地域(当時の市町村または大字単位)としたが、その理由は大正12年の関東地震との比較にある。(表1および表2を紙数の都合で省略する)。

図1および図2は濃尾地震および関東地震の有感範囲の震度分布である。両者は異なる震度階級表で示されているけれども対応関係は比較的簡単のようである。濃尾地震の上は関東地震の震度6には対応していない。関東地震の震度6はいかなる被災現象を(他の震度の範囲がほとんど同じので)基準にして定めているかを見たために図3に阪茨武雄の調べた木造住家被害の詳細な報告から倒壊のびた地域および倒壊率1%の地域を画いてみた。こゝと図2の震度6の地域とを比較すると斜線部がほゞ(分布)(条件部)(細かいもの)一致する。したがつて住家の倒壊ありと震度6の下限(6-)とした。表2の基準のうち、とくに不倒住家の現象に注目して震度を定め、その数値を地図上の市町村または大字の真上に打して画いたのが図4に示した濃尾地震の震度分布である。

図4に見られる震度6への飛び地は奈良盆地、淀川下流域、静岡県の太田川流域および上諏訪にあり、震源域から延びて行く所は石川県大聖寺、ビワ湖畔、三重県の伊勢湾沿岸に見られる。これらの地域をどの程度震度6に入れるかが図1と図2の相違が生じてゐるようであるが、とにかくこれらの地域には地盤の影響が大きく現われていると考えられる。なお、これらの地域は図3に見られるように東南海地震のときにも住家被害が大きくなつてゐる。

図5および図6は関東地震および濃尾地震の住家倒壊率数%および30%以上の地域である。こゝには断層の影響が明瞭に現れてゐると同時に旧利根川および木曾三川下流域の軟弱な沖積層の影響も大きく現れてゐる。しかし現在推定されてゐる兩地震の断层面および図2の余震分布と比べると、これらの地域は震源域とほとん

と一致していると思ふことができる。

港尾地震當時（明治24年）と関東地震當時（大正12年）との本道住家の分布には易しい相違はない、その市町村単位の被害程度は共通の特性をもつた強震計が密に配置されていたようなんのであると言ふことより、さうである。

3 海の大地震について

陸の中小地震地帯については前に報告したように震度6の地域と余震域とはほとんど一致していないが、海の大地震についてはその関係は明らかでない。一般に海の大地震ではいわゆる軟弱地盤が不適住家被害率に大きく影響しているようと思ふ。以下にこれらの一例を示す。

図8は東南海地震（1944）の住家被害率であるが、その余震域および震度6の地域は図7のように著しく異った分布となっている。住家の被害が大きかったに拘らず震度6としなかつたのは（気象庁が）、軟弱地盤の影響が目立つ、しかも地震動に激しさの感じが乏しく、比較的ゆっくりとした震動であったためとされてい。同様の傾向は図9（図10）および図11の南海道震および新潟地震にも見られて。これらには震度6の地域が図7に見られるようにほとんど見られない。図7の52年十勝沖地震、68年十勝沖地震、福島沖地震にも同様の傾向が認められる。しかし住家被害は図12、図13のように相当著しいものが多かった。このような現象は海の大地震から発生する地震動の特徴であるかも知れない。

しかし観察と対比して、本道住家の被害率と陸の地震の場合と同様にそのまゝ震度と見做すとき、そこには震源域の影響もある程度認められる。例えば、東南海地震の余震域は図7に示されたように図8の住家被害率の大きい地域に統一されており、52年十勝沖地震の余震域は浦河方面に統一して図12の住家被害率分布と一致する。新潟地震の余震域も図11のように小々のものは新潟県北部の被害域に上陸している。68年十勝沖地震の震源は西方に走り、八戸沖に最大の震動源を生じたことは前回述べたが、さらに西方に方向性をもつて影響を受けていながらも知れない。したがって、本道住家の震度分布は、いわゆる地盤だけではなくより大きな地下構造や地下の弱線の影響を受けていながらも知れない。

4 本道住家倒壊率と墓石転倒率および山くずれとの関係

図13、図14、図17は68年十勝沖地震、長野地震、伊豆半島沖地震の住家倒壊率分布と墓石転倒率分布を同時に示したものであるが、両者の間には大勢はおなじ比例関係が認められると同時に地形および地盤による相違も認められる。なお、図13の八戸付近および図15の今市地震の本道住家倒壊率には山くずれの影響が大きかつたと言ふべきである。今市地震および伊豆半島沖地震の余震分布を図16および図18に示したが、これらと住家被害率分布とはよく一致している。

5 震度分布と地震のマグニチュードとの関係

図19には被害地震のマグニチュードと被害域および烈震域の面積との関係を示した。ここで震度6の面積はすべて気象庁の定めたものであり、海の地震は入っていない。ただし、関東地震は陸に近く震度6の地域が広いのでNo.2とされている。内陸の地震でも震度6のままでいいなど地震がいくつあつたが、これらは震源域が深いか又は山岳地帯の地震のようである。震度5にはほとんどすべての被害地震が入っている。

6 あとがき このシナリオでは地盤と地震動の強度との関係が主要テーマであるが、地震動の強度には震源の影響と地盤の影響とが混在しているが、震度の算定とは、気象庁のようならからじめ地盤の影響を考慮することをせず、本道住家の倒壊率をそのまま使用する方が却つて震源の影響と地盤の影響とを明らかにする上では有効ではないかと思われる。とにかく上述の検討より、本道住家の倒壊率は相当すぐれた強震計を見なされ。

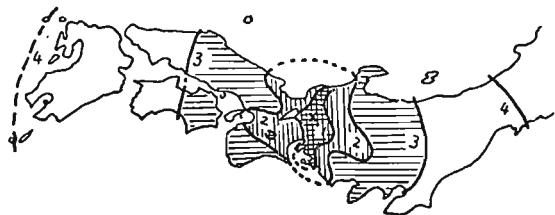


図1 濃尾地震の震度分布(矢張りよ)



図2 圖東地震の震度分布(矢張りよ)

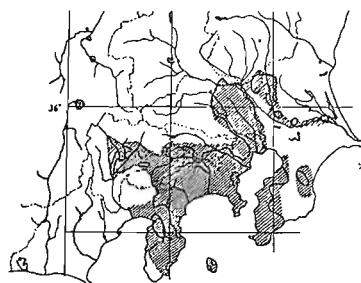


図3 南東地震により倒壊した地域
(石巻武石川いよ).
細実線は倒壊率1% (当時の市町村
単位)

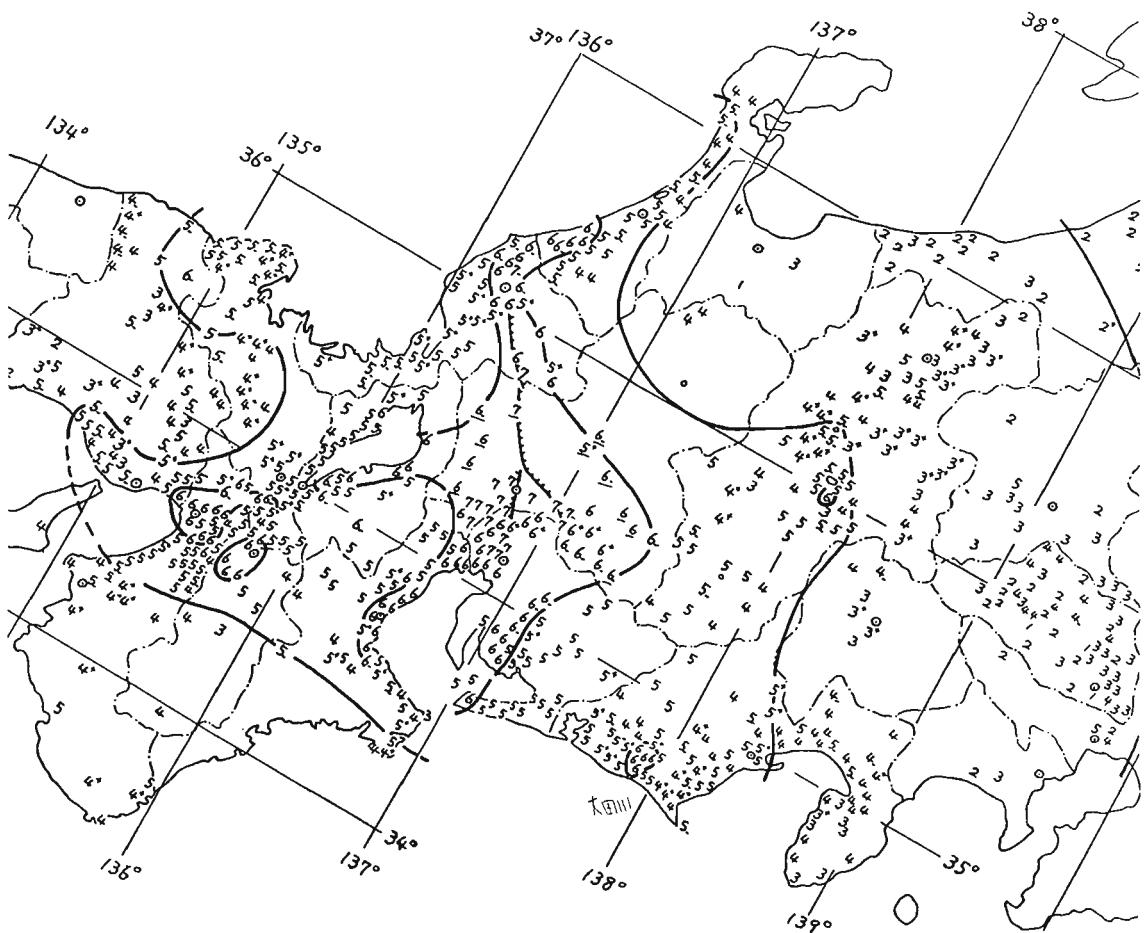


図4 濃尾地震の震度分布(当時のアケート調査による。数字は現行の日本式震度。下線を付した数字(岐阜県内
を除く)は別資料による)。(当時の市町村および大字単位)

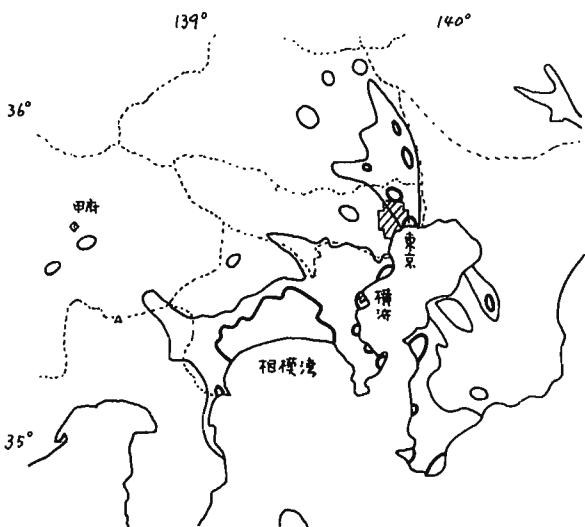


図5 関東地震の住家倒壊率(今村明恒:1933.)
細縫 5%, 太縫 30%

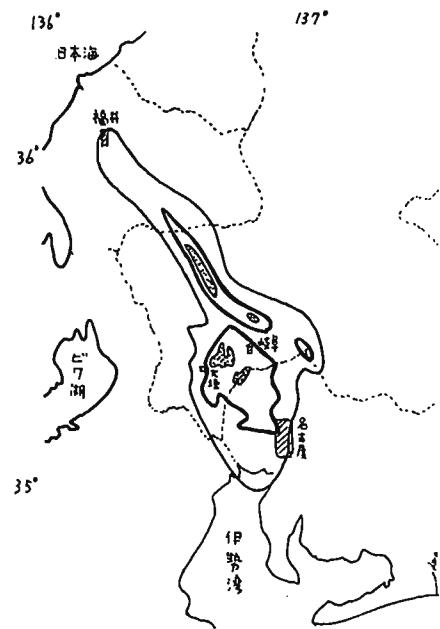


図6 濃尾地震の住家倒壊率
細縫 3%, 太縫 30%, 砂地 100%.
(倒壊 = 全壊)

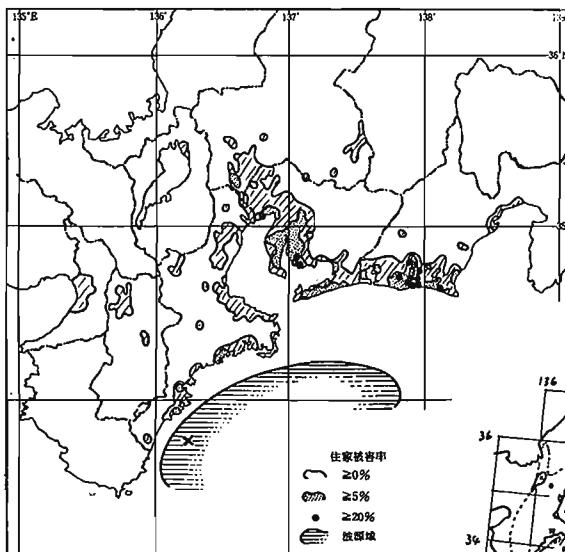


図8. 東南海地震の住家被災率分布

$$\text{被災率} = \frac{\text{全壊数} + 0.5 \times \text{半壊数}}{\text{全戸数}}$$

(宮村による。宇佐美:日本へ被災
地震経験より転写)

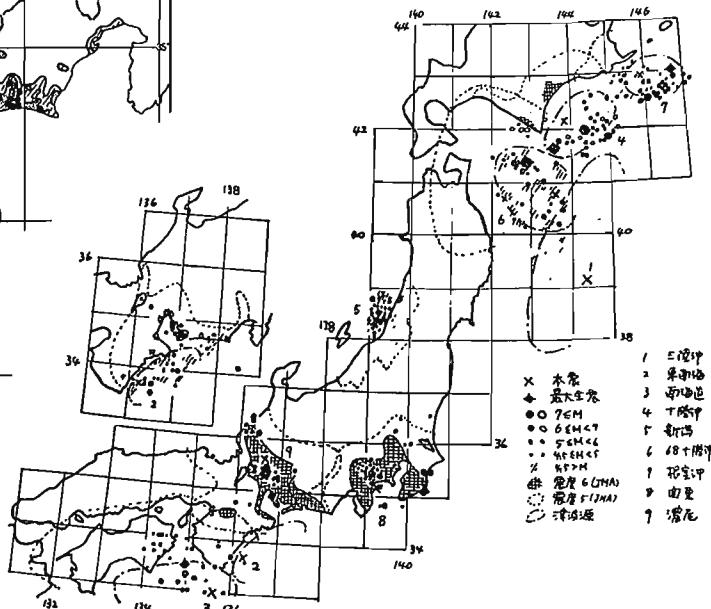


図7. 大地震の密度分布と余震分布.

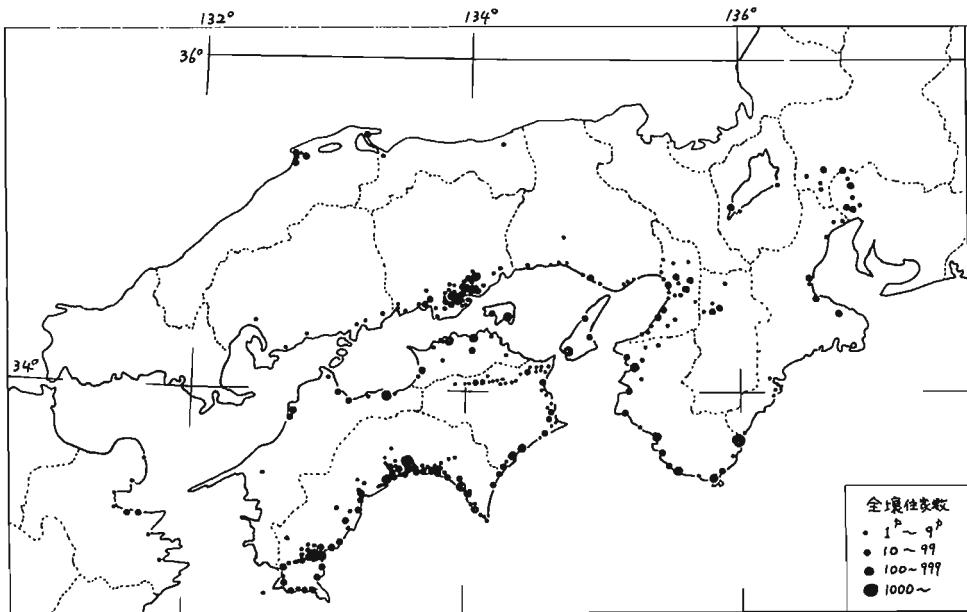


図9. 南海道地震(1946)の住家倒壊(当時の市町村単位)分布.

中央気象台, 明22.5.1.: 南海道大地震調査報告中の各表をまとめた.

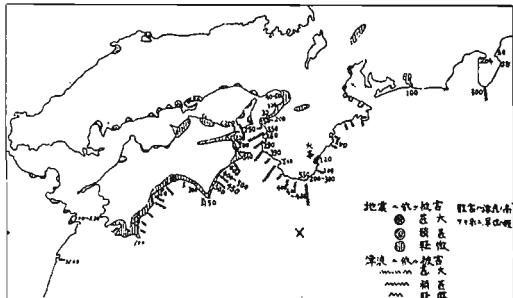


図10. 南海道地震の被害分布(気象庁:23)

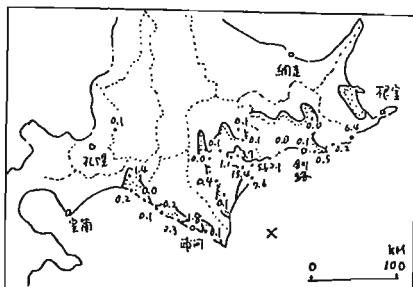


図12. 1952年十勝沖地震の住家倒壊率分布
砂地盤層度6. (札幌管区気象台,
1954. 12. 4.)

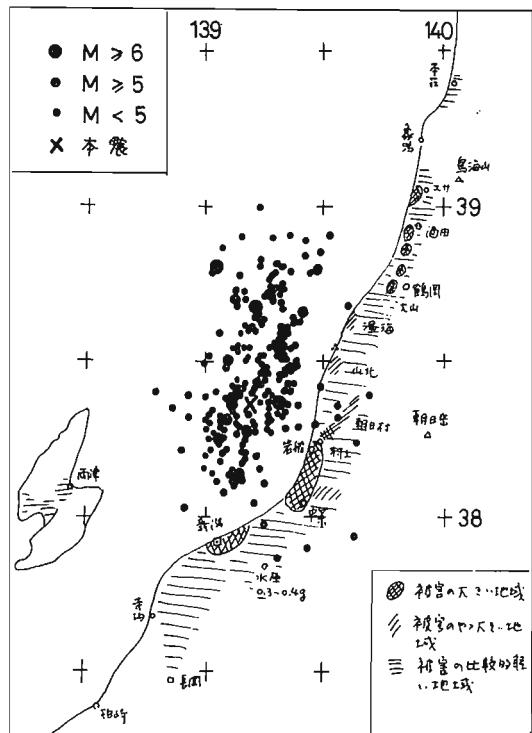


図11. 新潟地震の被害分布と余震分布(気象庁:23)
初宮分布は気象庁技術報告第43号をまとめた.

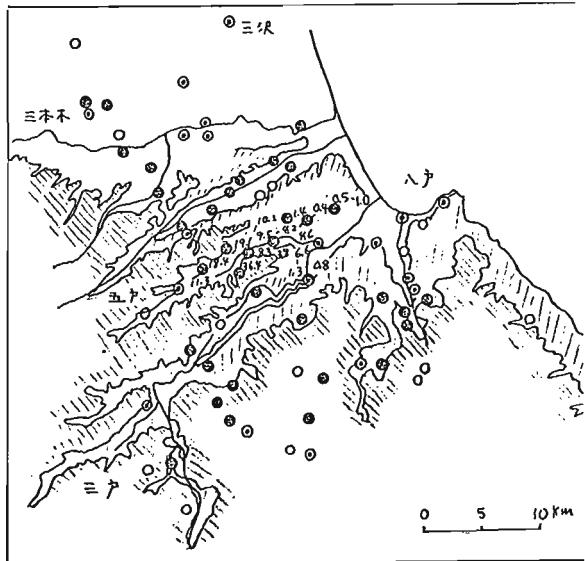


図13 1968年十勝沖地震による八戸付近の被害分布。
数値は部落当たり住家全壊率(%) (田中 1969年3月調査)
印は 墓地当たり 磨石倒壊率 △ 100~80%, □ 70~50%, ○ 40~20%
(松田1969年3月, BERI 46)

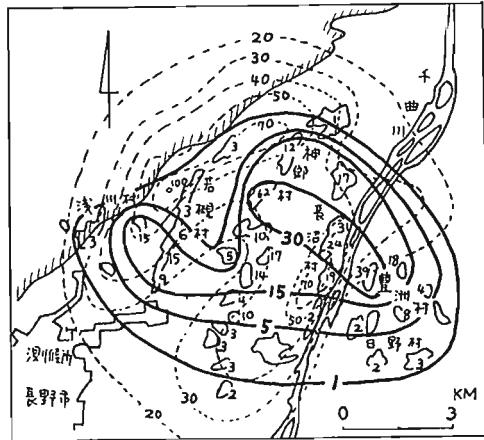
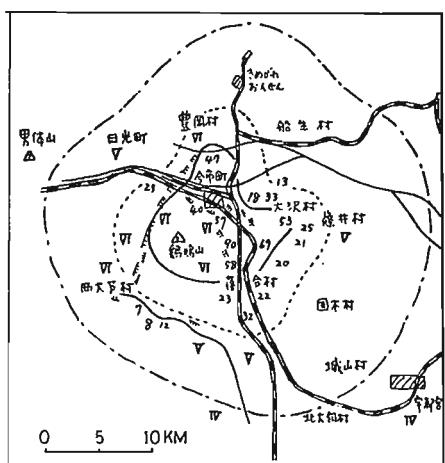


図14 長野県地震(1941)(M=6.2)住家倒壊率分布(%)
(金井 1961年5月調査)△ 20~30% ■ 30~40% ○ 40~50%
(岸上 1941).



← 図15 今市地震(1949, M=6.7)
▲被害分布
数値は被害率, 実線 40%,
実線 20%, 虚線 10%
写真△ (宇都宮側壁竹)
□-△ 数値は P-7-17用意
による震度(加速度15%)
△印は山手町(本寺)

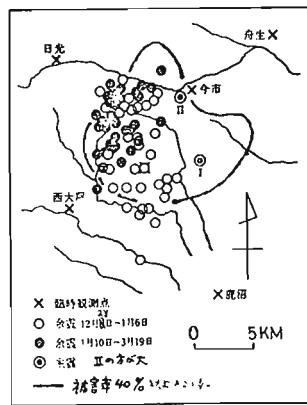


図16 今市地震の余震分布
(地震研究会, 1950)

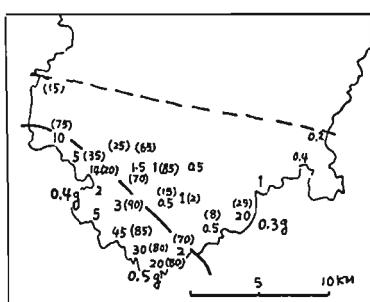


図17 伊豆半島沖地震(1974, M=6.9)
○ 住家被害率(段階名)△ ついでに
磨石倒壊率(□)内の数字△ (大字, 地理名)

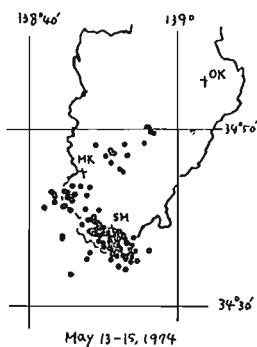


図18 伊豆半島沖地震の余震分布
臨時観測網(震期)2月
定められたもの。

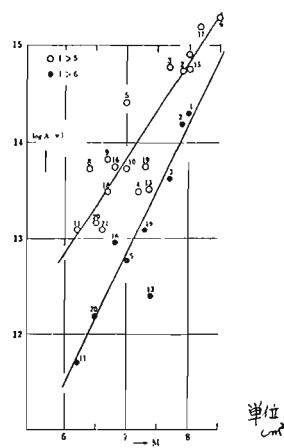


図19 滝魔城および烈魔城の面
積と△=4.0-4.1との関係
岐阜大学教育学部

われてきたほど深くはなかったように思われる。

(2) 1964年新潟地震における新潟市の大規模液状化地域

当時、新潟市内でRC建物などが大被害を受けた地域であり、筆者らも限界N値とそれを下まわる軟弱砂層の存在深さ及び層厚で、この地域が他地域とかなり明瞭に区分できることを示した。³⁰⁾具磐川岸町アパートの強震記録は、この大規模液状化地域内の地震動を推測させるものであり、そのNS成分にみられる規則的な長周期波が議論されてきた。最近、大岡³¹⁾はこの長周期波について隣合うアパートの間隔を容器の奥行とする液状化した流体のスロッシングによるものではないかとの興味ある見解を発表している。確かに、建物配列条件の異なるEW方向にはそのような長周期成分はみられず、ほゞ1波の高レベルの加速度波(159 gal, NS方向は155 gal)の後は急激にその振幅を減じている。すなわち、液状化により、地表面付近の砂層のせん断剛性が著しく低下し、S波が地表まで伝達されにくくなっている状況が推察される。

地変および建物の被害率からみれば、明らかに震度VIであるが、震動としては一瞬震度Vを記録したビケということになる。これは筆者らの聞き込み調査において、木造家屋内の器物の落下、転倒がほとんど生じなかつたとの回答が60%弱あり、タンスなど大型家具の転倒が全般的に生じていないことからも推測できる。また、少なくともこの地域内の建物に着しい振動被害のあったことは見聞していない。以上は示唆に富む現象であり、液状化による被害と液状化層からの着しい振動入力を同時に考えた必要はないようと思われる。

(3) 木造家屋の全壊率と圧死者の関係などからみた地震型

前記、安政江戸地震と関東大地震の東京における木造家屋の全壊率と圧死者数の関係からみても、圧死者数は地震動特性と密接な関連をもつことが推察される。すなわち、家屋の倒壊数に対する圧死者数の比率(こゝでは死者比率と呼ぶ)は主に地震動の激しさと倒壊までの時間あるいは地変などの倒壊原因に大きく支配されるであろう。そして、大きな被害を受けるM=7内外ないしそれ以上の直下型地震における上記死者比率は必ずしもいって海洋性巨大地震の2倍以上に達する。いうまでもなく、圧死者の発生状況には被災地域の家屋構造、地震の発生時刻などを含め、多くの要因が関与すると思われるが、上記の差異は明瞭である。以下、その点に着目して、幾つかの地震についてやゝ詳細に圧死者と木造家屋の全壊率の関係を検討し、地震動特性について考察してみる。

図-1は直下型、海洋型の幾つかの地震について木造住家の全壊率とそれに伴う圧死者の平均的な関係を求めて図示したものである。図の圧死者数はいずれも全壊住家100棟当たりの値(死者比率)とし、その集計に際してはできるだけ学校、工場の倒壊、火災、がけ崩れなど住家以外の要因で発生した死者数は除外するように努めている。したがって、1952年十勝沖地震のように合計27名の死者を生じたが、そのいずれもが煙突などの倒壊によるといった場合には、全壊率に關係なく死者比率はゼロとなる。また、全般的に火災による被害が大きい市町村は除外している。図を通して最も特徴的なことは、直下型地震における死者比率が住家全壊率の増加とともに高くなるに対し、海洋型では関東大地震時の千葉県(図-1d)を除き、ほとんど変化していない傾向がみられるということである。関東大地震において房総半島南部は着しく隆起し、ひつ、宇戸断層、延命寺断層の発現など内陸部においてオーバー震源を思わせる地殻変動が生じ、相模湾沿岸の高座郡などの大被害地域に匹敵する大きな被害を受けている。松沢³²⁾は活動したであろう断層を房総半島沖まで延しているが、半島南部地域を震央の一部とみなせば、直下型と同型の死者比率-木造住家全壊率の関係が得られても必ずしも矛盾ではない。このような死者比率の傾向について筆者らは次のように考えている。

海洋型巨大地震では一般に、地震動はその地域の地盤構成と密接に関連した特性をもち、木造家屋の全壊率がいわゆる軟弱土層の厚い地域で高くなることは良く知られている。そして、地震動の継続時間は長く、家屋は一般にそのくり返し振動によって剛性低下が生じ、变形の増大によってやがて倒壊に至る。このような状況は、1946年東南海地震における静岡県の大被害地域の住民の体験談などからもうかがうことができ、多くの人々は家屋の倒壊以前に屋外に脱出している。以上が、大規模な直下型地震に比べて死者比率が低い最大の理由であろう。

また、死者比率が全壊率によってほとんど変わらない点については、地盤構成によって地震動加速度、周期特性、あるいは共振し易い家屋の種類、それらに基づく全壊率は異なるにしても、被害発生の基本的パターンが変わらない止めであると考えている。たゞし、関東大地震において対象地域を震央 (35.2°N , 139.3°E) から 30 km 以上といった敷震帯に限、た場合、加速度が全域的に高く、かつ倒壊に至る時間を減少させるにと考えられるが、死者比率は高くなる。この場合でも平均的にみれば、死者比率は全壊率の如何に拘わらずほぼ一定である。

一方、大型の直下型地震における震央至近傍での家屋全壊率は、海洋型地震のように地盤構成との関連は明瞭ではなく、主として地下の断層活動の地域差によって定まる。すなわち、大被害地域にあっては、家屋と地震動の周期特性の関係によって生ずる共振問題などを超越する極めて大きな加速度、地変などによってその倒壊が起り、倒壊に至る時間は極めて短かってこれを推測せし、また、そのような状況を伝える資料も幾つか見出せる。したがって、大被害地域では必然的に死者比率が高くなるはずであるが、全壊率が低い地域に向うにつれ(マクロにみれば地震断層からの距離の増加を意味する)、加速度は低下し被害は海洋型地震による被害発生機構に近づく。すなわち、死者比率からみれば、海洋型巨大地震の値に接近していくことを意味すると思われるが、図-1では一定化する傾向を示すもの、そのまま減少化を示すものなど幾つかのタイプがある。この理由としては、全壊の定義が比較的被害程度の低い地域で特に多様化することがあげられる。例ええば、全壊と判定された家屋の中で、倒壊してはいながら、被害程度が大きいに全壊と判定された家屋の占める割合が大きくなれば、死者比率が著しく低下するのは当然である。

また、図-1で注目すべきは、少なくともここで対象としている直下型地震の場合、平均的にみて全壊率が 100% 付近の死者比率は $12\sim13$ 人内外であり、地震による差はほとんどないことである。現段階では、この死者比率の問題を体系的に調べて結果ではないし、他の現象、実測を加味して総合的に判断しなければならない問題ではあるが、ある規模以上の地震を対象として考えた場合、震央至近傍に於ける地震動の強さに大きな差異はないことを示唆するようと思われる。ならば、こゝにいう地震動の強さとは、木造家屋などのほとんどの全てを短時間に倒壊させうるほどの加速度とその継続波数であり、加速度については、既往の大地震によける墓石などの調査資料からみて、 600 gal 程度であろうか。たゞ、墓石の転倒による場合、その寸法比、摩擦係数などからみて 500 gal 程度が推測限界と思われる。そのような理由もあって、家屋内一階床の家具類などの転倒も資料として用いられていくが、San Fernando 地震の例および前記、短周期地震動に対する単体の挙動特性などから考えて、震央近傍の地震動に於ける短周期成分の最大加速度はより大きかったことも十分推測できる。

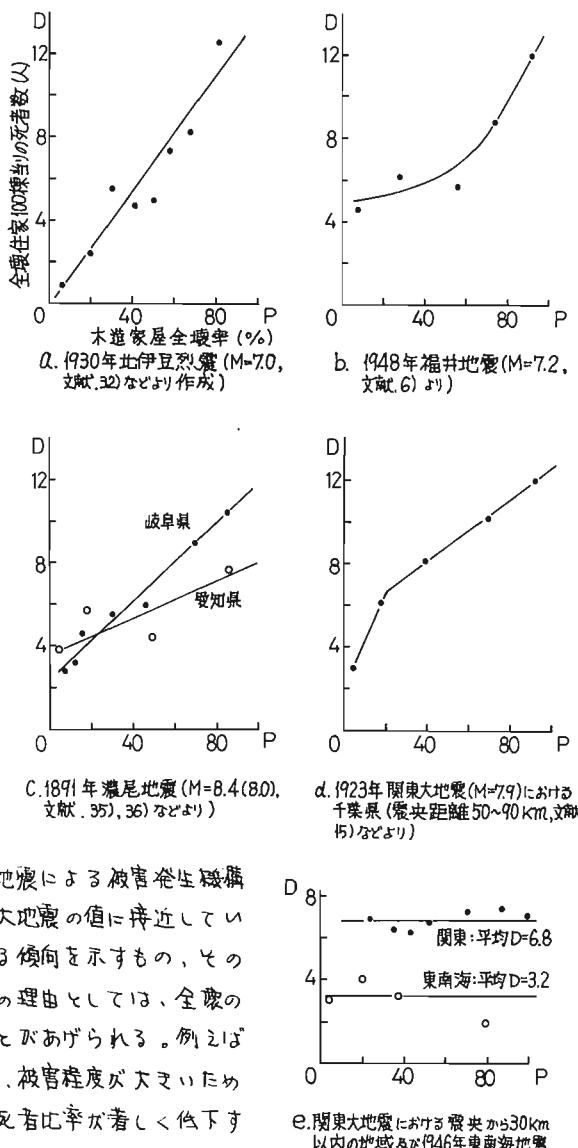
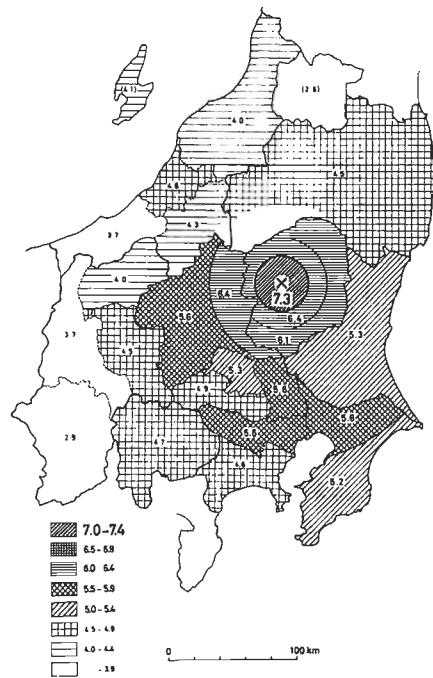


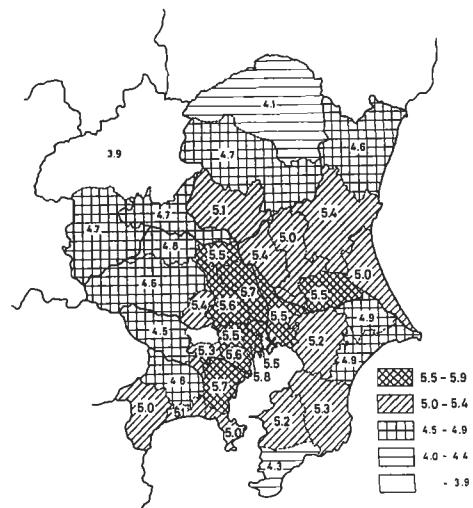
図-5 木造家屋の全壊率P(%)と死者数/住家全壊100棟 D(人)の関係

参考文献

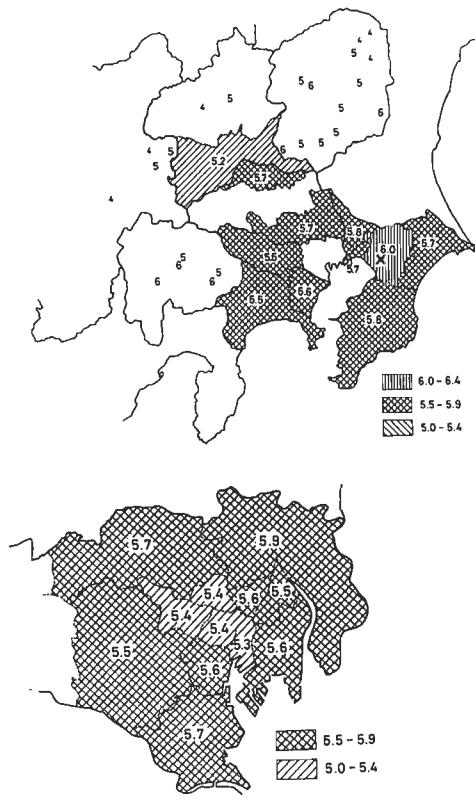
- 1) 金井 清：地震工学、大学講座土木工学、18. 芸文出版株式会社、1969.
- 2) W.R. Cloud & M.D. Trifunac : Accelerograms - Parkfield Earthquake. Bull. Seis. Soc. Amer. 57, 1967.
- 3) D.E. Hudson : Strong-Motion Instrumental Data on the San Fernando Earthquake of Feb. 9, 1971. Earthq. Eng. Res. Lab. Cal. Inst. Tech. 1971.
- 4) 大森房吉：震災予防調査会報告、33, 1900.
- 5) 物部長穂：土木耐震学、常磐書房
- 6) 北陸地震調査特別委員会：昭和23年福井地震被害調査報告、1950.
- 7) 佐山 守：守政江戸地震災害誌、上巻、下巻、東京都、1973.
- 8) 村松郁栄：震害分布と地盤の性質との関係について - 特に濃尾地震について - , 濃尾地震歴史地図の震度分布および地盤変動、岐阜大学芸術部研究報告、自然科學、1963.
- 9) 福富孝治他：1952年3月4日十勝沖地震調査報告、1954.
- 10) 松田時彦：1968年十勝沖地震による青森県東南部での墓石の被害、震研彙報、46, 1968.
- 11) 恒石幸正：1968年十勝沖地震による東北、北海道地方の墓石の移動、震研彙報、46, 1968.
- 12) 望月、岡井、松田、田村：1974年伊豆半島沖地震調査報告、土と基礎、Vol. 22, No. 202, 1974. 12.
- 13) 望月、岡井、松田、田村：1975年大分県中部の地震調査報告、土と基礎、Vol. 22, No. 218, 1976. 4.
- 14) 表俊一郎他：1975年大分県中部地震の活動と被害に関する調査実報告、1976. 3.
- 15) 震災予防調査会：関東大震災調査報告、オ100号、(甲)、1925.
- 16) 山原 浩：関東地震の記録、オ4回地震運動シンポジウム、日本建築学会、1976.
- 17) 森岡敬樹：1923年関東大震災の地震、同 上
- 18) 日本藝術會議福井地震調査研究特別委員会：福井地震踏査速報、1949.
- 19) 福富孝治：昭和9年3月21日南伊豆強震調査報告、震研彙報、オ12号、オ3冊、1934. 6.
- 20) 大森房吉：煉瓦柱破壊及柱状物体転倒に関する調査、震災予防調査会報告、オ号、1900.
- 21) 井上宇胤：簡単な震度計について、地震 I, 5, 1933.
- 22) K. Sagisaka: On the motion of the Seismic Origin of the North Izu Earthquake, Geophys. Mag. 6, 1932.
- 23) R. Ikegami, F. Kishinoue: The Acceleration of Earthquake Motion Deduced from Overturning of the Grave stones in Case of the Imaichi Earthquake on Dec. 26, 震研彙報, 28, 1950.
- 24) 小林啓美：単体の転倒と震度、日本建築学会研究報告、No. 8, 1950. 9.
- 25) 大篠志夫：耐震設計、建築構造講座、オ12巻、コロナ社、1961（初版）.
- 26) 梅村、垂沢：非定常入力による転倒振動の解析 - 刚床上の剛体の場合 - 、建築学会大会講演集、1970. 9.
- 27) 望月、小林：単体の運動から地震加速度を推定するための研究 - 単体の動的挙動の解析 - 建論.オ248号、1976. 10.
- 28) 望月、宮野、松田：守政江戸地震と関東大震災による東京の被害、その1, 2、自然災害科学シンポジウム、1976.
- 29) 東京府編：東京府大正震災誌、1925. 5.
- 30) 田治米、望月：On the Liquefaction of Saturated Sand in Niigata Earthquake, 都立大学工学部報告、No. 15, 1965.
- 31) 大岡 弘：新潟地震における県営川岸町アパートの振動・傾斜性状についての考察、建築学会関東支部、1975.
- 32) 松沢武雄：地震の理論とその応用、東京大学出版会、1976.
- 33) 今村明恒：北伊豆大地震の計測学的研究、地震、Vol. 3, No. 7, 1936.
- 34) 大庭正八：1944年12月7日東南海地震にみられる近江地方の家庭被害分布と地盤との関係、震研彙報、オ35号、1957.
- 35) 岐阜県岐阜測候所：明治24年10月28日大震報告、1894. ※ 都立大学工学部
- 36) 震災予防調査会報告：卷2、明治24年愛知県震災誌、1894. *** 同 上



[第2図] 1949 XII 26. 対馬地震 M:6.7



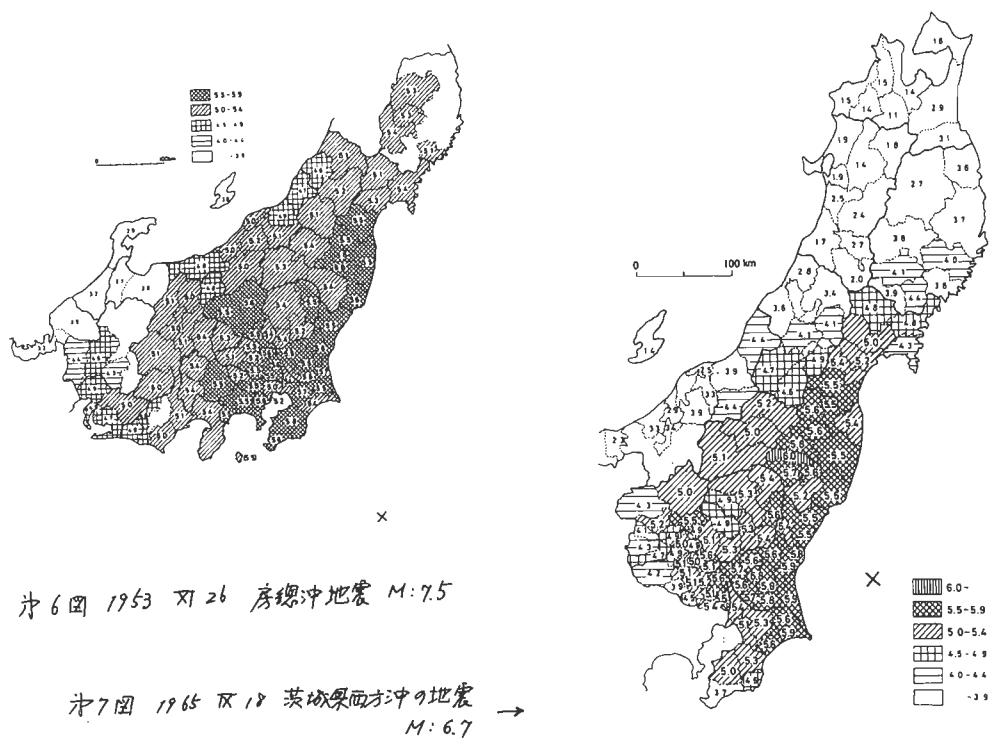
[第3図] 1956 II 14 対馬県西部の地震 M:6.0



[第4図] ↑ 1956 IX 30 対馬県北部の地震 M:6.2
← 東京都区内の震度分布

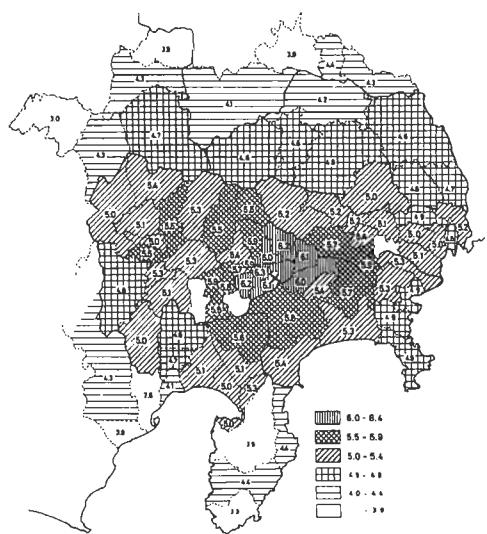
[第5図] 1974 VIII 4 茨城県西部の地震 M:5.8

— 16 —



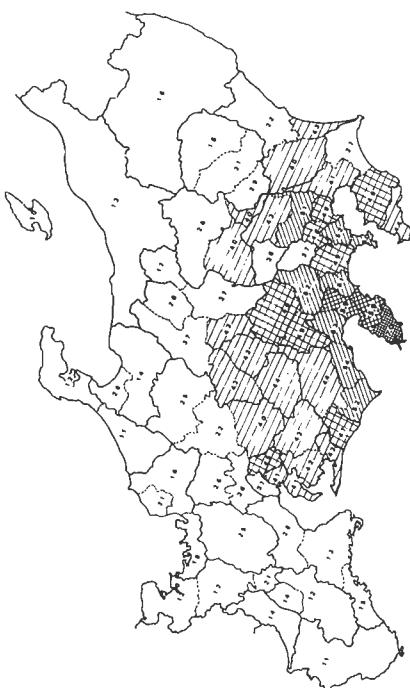
第6図 1953年1月26日房總沖地震 M:7.5

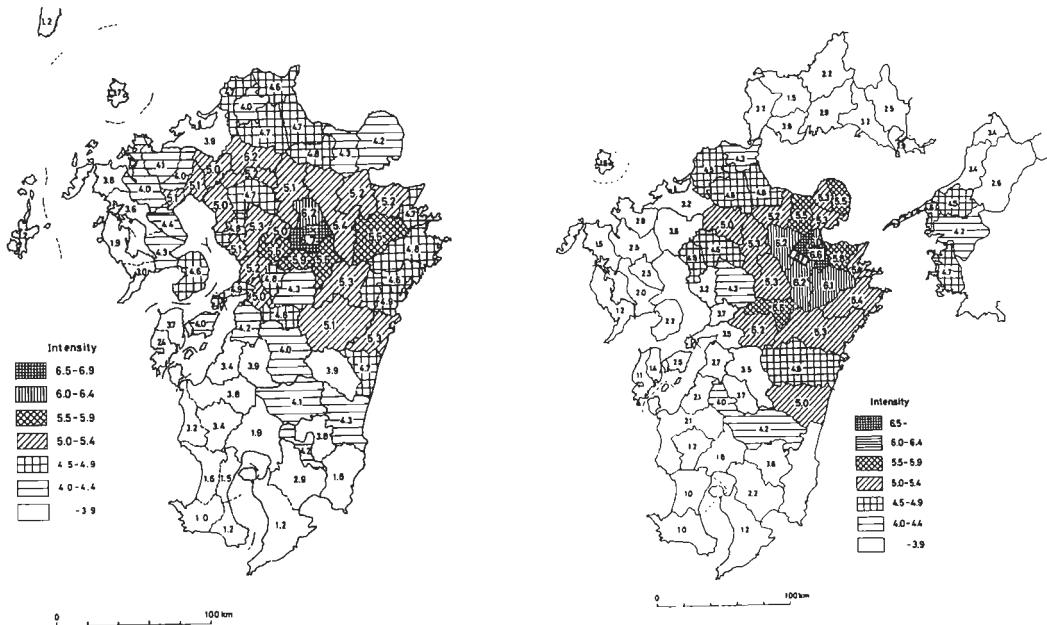
第7図 1965年10月18日茨城県西方沖地震
M: 6.7 →



第8図 1976年7月16日山梨県東部地震 M:5.5

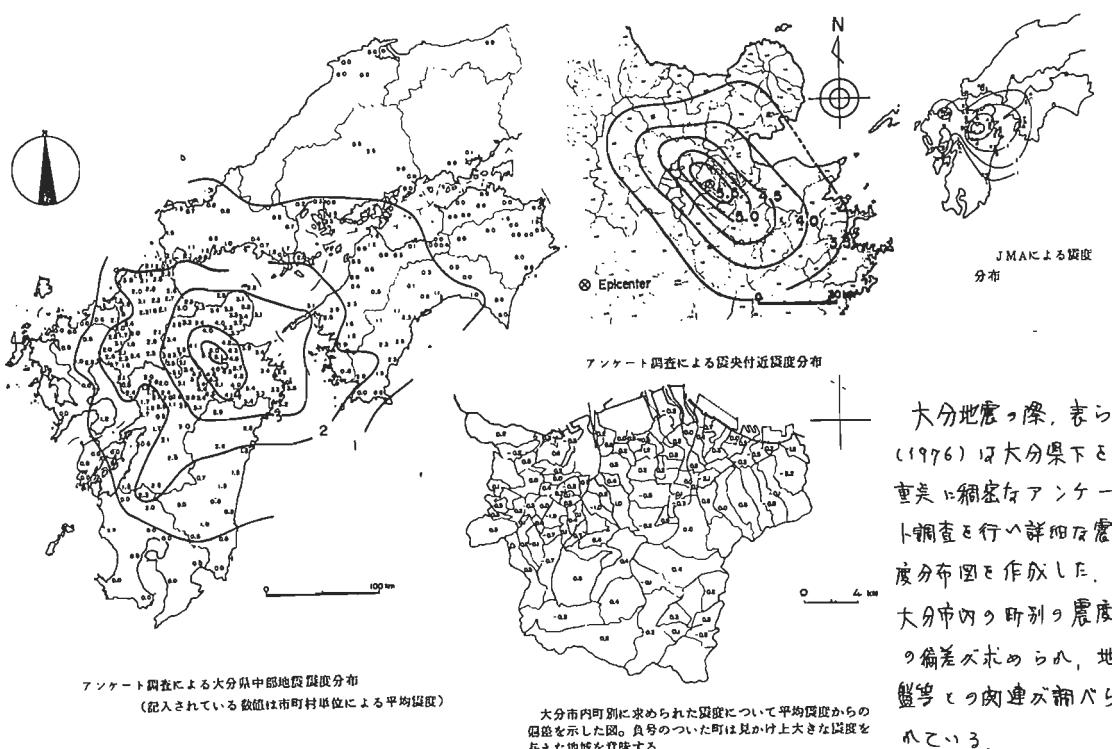
第9図 1976年11月9日伊豆半島沖地震 →
M: 6.9



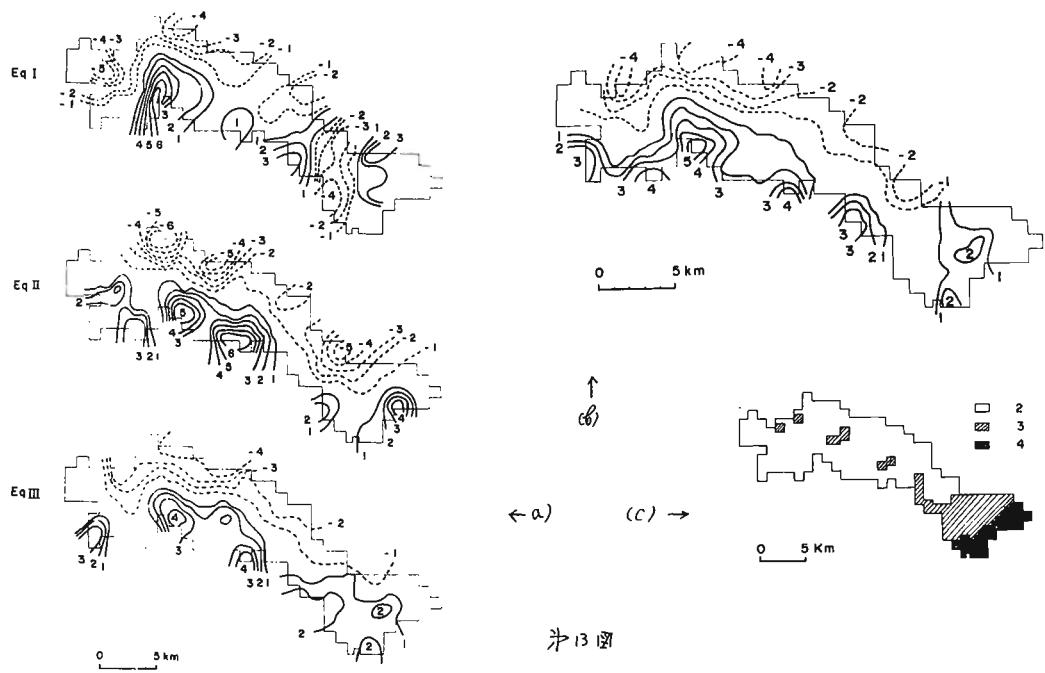


第10図 1975 I 23 阿蘇地震 M:6.1

第11図 1975 IV 20 大分県中部の地震
M:6.4



第12図 大分県中部地震の詳細な震度分布 [表1 (1975)]



第13図

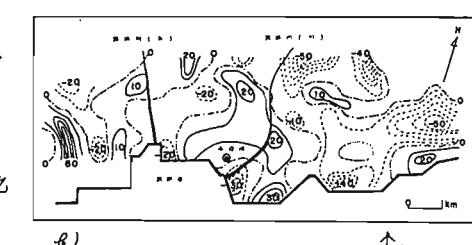
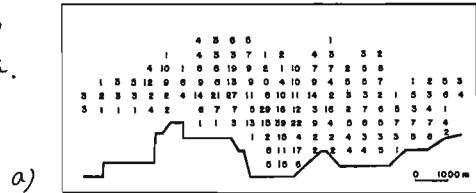
太田(1974)は震度と地盤の関係を調べるために、川崎市で次の3ヶ所地震を対象として細密・詳細なアンケート調査を実施した。

1972.I.27 山東県東部の地震 M:4.8

1972.II.29 八丈島沖の地震 M:2.2

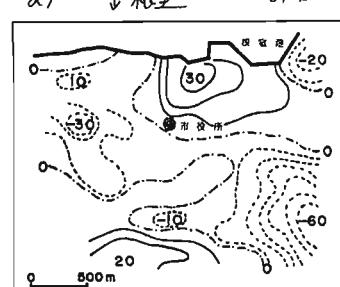
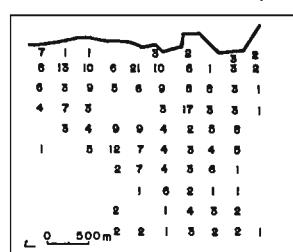
1972.I.24 八丈島東方沖の地震 M:7.3

その結果得られた地区毎の震度の偏差の分布が第13図(a)に示されている。正はやれ易いこと、負はやれ難いことを意味している。3ヶ所結果を統合してまとめてタグ 第13図(b)である。



第13図

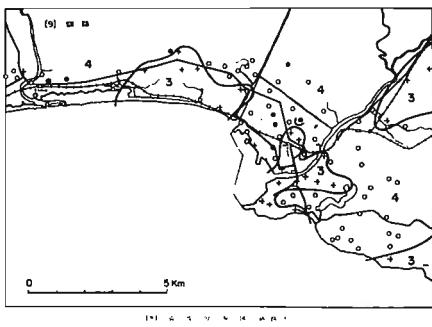
太田ら(1974)は同様の調査を1973年6月17日根室半島沖地震に際し北海道東南部の幾つかの都市で行った。第14図(a), (b)はそれをMicro-zoning Mapとし、(c), (d)は回答者の分布を示す。



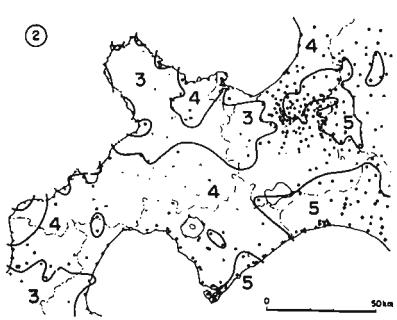
大分県中部地震の際の表う式用のMicro-zoning Mapの調査案である。



震度分布図(1973年)



震度分布図(1973年)

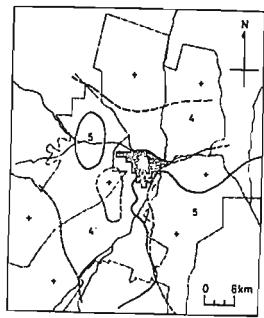


震度分布図(1968年)

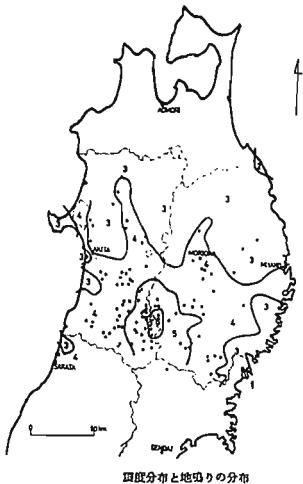
↑ C(釧路市)
← b
→ a
②

第15図

第16図



1968年と1973年の比較図
(実線は1973年で数字は震度、点線は1968年で、+は比較的震度が大きいところ)



震度分布と地団りの分布

1968年十勝沖地震の際、北大理学部地球物理学教室の人々を中心に北海道全域に亘る、2772ヵ所で震度込み調査が行われた。その結果によると描かれた3通りのスケールの震度分布図を第15図に示す。

小柳(1975)は草木市における1968年十勝沖地震と1973年根室半島沖地震の結果を比較検討してある(第16図)。地質的分類とみなされた相間を示してあるといふ。

野越(1971)は1970年10月16日秋田県南東部地震の際に被用・岩手内陸を中心としたアンケート調査を行った116ヵ所で震度分布図を作った他詳しい解説をしてある。各点ごとの震度を記入した圖が不鮮明なので止みなくコンターを示した圖を第17図に示す。雄物川流域、八郎潟周辺、唐榮付近で震度が大きめであると述べてある。また震動の強さが北側の脊梁山脈の方平洋側では弱くあり、日本海側ではやや強めであると述べてある。

第17図

文 前

- 太田 裕(1974) 遠信調査による川崎市地震危険度図を作成、川崎市地震防災に関する報告書
太田佑、後藤典俊(1974) アンケートによる震度分布の推定 Seismogram Map 作成(附註), 1973年根室半島沖地震
表俊一郎 他(1976) 大分集中部地震アンケートによる震度調査解析, 大分集中部地震の活動と被害に関する調査報告
佐藤泰夫(1973) 遠信調査、地震災害(英文出物)
茅野一郎、佐藤泰夫(1974) 遠信調査による伊豆半島沖地震の震度分布、地震研究所連報 14.
茅野一郎、佐藤泰夫(1975) 遠信調査及び現地調査による伊豆半島沖地震の大分地震の震度分布、地震研究所年報 50.
小柳敏郎(1975) 「1973年根室半島沖地震」によるアンケート調査、地震学会講演予稿集(春)
野越三雄(1971) 秋田県南東部地震(1970.10.16)の震度分布について、東北地質研究会研究報告
北大理地物理学教室(1969) 北海道の震度分布の詳細調査、1968年十勝沖地震調査報告。(東大地震研究所)

4 地表の強震記録からみた地盤の振動特性

土田 良

1.はじめに

地表に設置された強震計により得られた地盤動の加速度記録を、地盤条件との関連のもとに解析した結果を紹介する。解析は2種類の方法を行なめた。いづれの解析においても、使用した強震記録は日本・港湾地域の地盤上で得られたもので、使用されている強震計はSMA-C-B2強震計である。また、この中の強震計はいずれも同一形状のコンクリート基礎の上に設置されたものである。また、強震計の設置地点は平地ばかり周辺の大型建築物等の影響を受けて、地表があらゆる配置しつつ選定された地表である。

オ1の解析は、各記録の応答スペクトルを計算し、その形態によりスペクトルをグループに分類し、各グループの得られた地表の地盤条件とスペクトルの形の関係を検討したものである。また、グループごとにスペクトルを平均し、平均応答スペクトルを求める。¹⁾ 検討には、37地表で得られた22成分(水平)の記録を用いた。

オ2の解析は、地表で得られた記録は、基盤から入射してせん断波が船直方向に伝播し透過と反射をくり返すものの地表の地盤動記録と仮定し、基盤から表面へ入射する地盤動の波形を求め、その応答スペクトルを計算した。²⁾ 25地表で得られた37本の記録の応答スペクトルを比較検討した。

2. 応答スペクトルへ分類と地盤条件

(1) 地盤条件および応答スペクトル

検討の対象とした記録は得られた観測地表の地盤条件を簡単化した工事柱状図を図-1に示す。検討の対象とした応答スペクトルは、離軸に最大応答加速度(以後、AMXと略記)と最大地盤加速度(GMX)との比をとったもので、以後、加速度比応答スペクトルと書く。ここで対象とするものは、主に減衰定数0.05の応答スペクトルである。

(2) 分類の方法

まず、地盤条件とは関係なく、対象とした応答スペクトルをその形態によりA、B、Cの3グループに分類した。分類は、最大加速度比とそれに対応する固有周期、応答スペクトル曲線の最大加速度比前後に対する立ち上がり下りの様子、加速度比が1.0以下における固有周期などに着目しながら観察により行はれた。斜路-S等の少數の場合を例外とすれば、同一地表の応答スペクトルはいづれも比較的似た形を示していたので、各地表ごとに分類されたことにする。いづれもグループに分類すべきか判断の難しいものへは、地盤条件の共通性につれての考慮を加味した。このようにして観測地表をグループに分類した後は、同一グループに属する観測地表の地盤条件を相互に比較した。その結果、応答スペクトルの形態は明らかにそのグループに属する地盤条件はそのグループの地盤条件へ一般的の傾向を顯著に與す、といふものは、そのグループから分離し、分類保留とした。

(3) 分類結果と平均応答スペクトル

観測地表の分類結果は図-1の柱状図へ設置地表の略称の下=A、B、Cと示している。また、各グループに対応する地盤条件を表-1に示した。グループごとに応答スペクトルを平均しにしめたのが図-2である。

(4) 地盤の増中度スペクトル

地盤動の検討においてはより地盤と層盤とすらかについて多くへ見解があるが、ここでは、個々にグループAの地盤は基盤と考え、グループAの平均応答スペクトルは基盤表面における地盤動の応答スペクトルであると差々くみる。他方、非減衰速度応答スペクトルは近似的に応答スペクトルへ計算に用いた波形のフーリエスペクトルと見なせるところから、グループB、Cの地盤の増中度スペクトルを、グループAの速度応答スペクトル

に対するゲルードB, Cの速度応答スペクトルの比を求めて求めることができる。とくにして求めた増加スペクトルを図-3に示す。

3. 入射波の応答スペクトル

(1) 表層地盤のモデル化

岩盤およびN値50以上の地層を実用的な意味での基盤と仮定し、この層よりせん断波が入射すると考えて。地層のせん断波速度(V_s)としてPS検層によるものと、それが測定された場合におけるN値と V_s の関係式から求めたものを用いることにした。このようにして各観測地表をモデル化し、重複反射理論により地表の記録から入射波の波形を求め、さらにその加速度応答スペクトルを計算した。

(2) 応答スペクトルの比較

求められた加速度比応答スペクトルの形を同一地表の地表記録のスペクトルと入射波のスペクトル、および異なる地表へ入射波のスペクトルについて比較した。この場合、地層は同一地層に限定してはいけない。比較の基準として大船渡防波-Sの記録の応答スペクトルを図-4に示す。これは地表に露出しない岩盤上で得られた記録の応答スペクトルである。

宮古-S、鹿島-Sについては、地表記録の応答スペクトル、入射波の応答スペクトルのいづれも図-4に示した応答スペクトルと似た形を示した。図-5は宮古-Sにおける地表記録と入射波の応答スペクトルを示す。

尾川-S、四日市-S、細島-Sについては、地表記録の応答スペクトルの形は入射波の応答スペクトルの形と相当地に異なるが、入射波の応答スペクトルの形は図-4に示す応答スペクトルの形に似ている。例として細島-Sにおける1記録の入射波と地表の記録の応答スペクトルを図-6に示す。

室蘭-Sについては、地表記録の応答スペクトルと入射波の応答スペクトルの形は比較的似ているが、最大加速度比の現れる固有周期が0.5秒で、図-4の3のより短く長い。

剣路-Sについては、地盤ごとの応答スペクトルの形状の変動が大きい。

青森-S、八戸-Sについては、地盤ごとの応答スペクトルの震動が大きく、入射波の応答スペクトルは図-4に示す応答スペクトルとは相當に異なり形を示す。ただし、八戸-Sについてはここに記載せず、文献2)における結論である。

(3) 1968年十勝沖地震の八戸-Sの基盤地盤動

文献2)における解析の際には、八戸-Sの地盤モデルを全厚9.4m³×3層モデルとしている。しかし、八戸-Sの地盤モデルについては多くの実測と解析が行われ、全厚380m³×9層モデルが地盤観測の結果をよく説明するこれが報告されている。³⁾そこで、この9層モデルを用いて、1968年十勝沖地震の八戸-Sの記録に対する基盤表面の波形を求め、その応答スペクトルを計算した。その結果を図-7に示す。これによると、同記録の基盤波の応答スペクトルの形は図-4に示す応答スペクトルの形に近づいている。また、同記録の主要部分は表面波を記録しているのであるとすら見解もあり、同記録はノット重複反射理論により入射波を求めることが妥当性につながる。なお多くの検討が望まれることを留意すべきである。

4.まとめ

以上、地盤種別との相関とともに、2種類の手法で得られた地盤動の記録を解析して結果を紹介した。これらは検討されるべき点や、例外的事例の残さざるべく、地表における記録と地盤種別との相関について検討からまとめるところ、次のことが云えよう。

- i) 地表地盤動における地盤種別の影響はN値50以上の地層に達するまでの部分の地盤に依存することである。

- ii) 地表における記録へ応答スペクトルの形状から震源地を 3 グループに分類すれば、各グルーピングに地盤条件に共通性が見出される。
- iii) N 値 50 以上の地層を実用的に基盤として考へ、入射波との応答スペクトルを求めると、観測地盤より地層構成は、もし入射波へ応答スペクトルの形が似たものとなる例が多い。

引用文献

- 1) 土田、倉田、石坂、林: 各種地盤における平均応答スペクトル、港湾技術報告、Vol. 12, No. 4, 1973年 12月, pp. 171~199.
- 2) 工田、上部: 地表における強震記録より推定した基盤の地盤動の特性、港湾技術報告、Vol. 11, No. 4, 1972年 12月, pp. 191~270.
- 3) T.Tanaka, S.Yoshizawa, T.Morishita, K.Osada, and Y.Osawa: Observation and Analysis of Underground Earthquake Motions, Proc. SWCEE, 1974, pp. 658-667.
- 4) 土田、倉田、須藤: 1968 年十勝沖地震とその余震の港湾地域における強震記録、港湾技術資料、No. 80, 1969 年 6 月, 476P.
- 5) 鳩: 強震地動に見られる表面波成分、第 3 回日本地震工学シンポジウム講演集、1970 年 11 月, pp. 277~284.

表-1 各グルーピングに対する地盤条件と応答スペクトルの特徴

グルーピング	地盤条件	加速度比応答スペクトルの比較
A	岩盤および非常に硬い N 値 50 以上の 砂層、砂層のみ成る地盤	スペクトル曲線のピークの加速度比の値が 3~5.5, 加速度比の値が 1.0 以下と 1/3 周期の 0.5 sec. 以下
B	中程度に硬い砂層およびシルト質、 粘土質地盤、すなわち、グルーピング A, C 以外にビードルにビードルではない中间の地盤	スペクトル曲線のピークの加速度比の値が 2.5~4.5, 加速度比の値が 1.0 以下と 1/3 周期の 0.5~2.0 sec.
C	ゆるぎめで N 値約 5 以下と厚い砂層から 成る地盤	スペクトル曲線のピークの加速度比の値が 2.5~4.0, 加速度比の値が 1.0 以下と 1/3 周期の 2.0~4.0 sec.

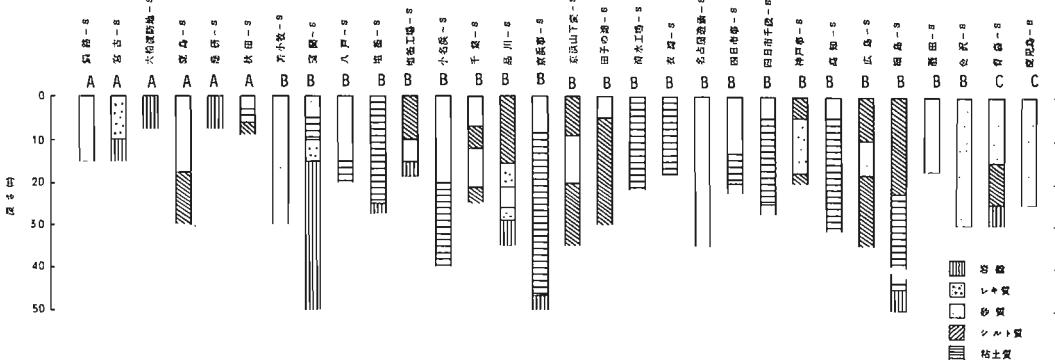


図-1 観測地盤の地盤条件

222 7-2

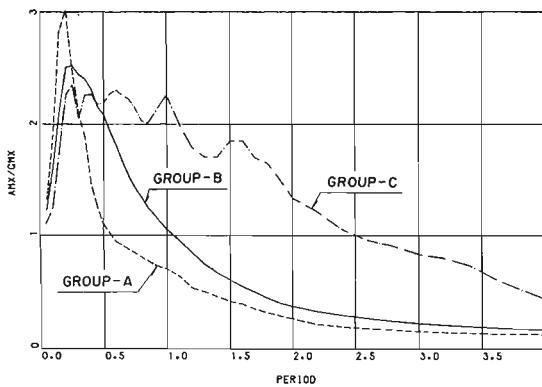


図-2 グループ別平均応答スペクトル
($h = 0.05$)

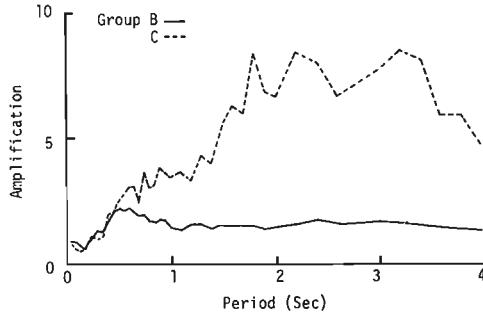


図-3 B, C グループの地震の増幅度スペクトル

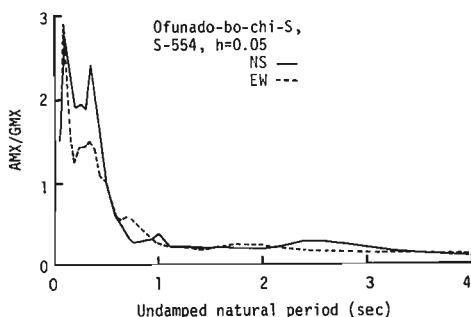


図-4 岩盤における記録の応答スペクトルの例
(下船港防波堤-S)

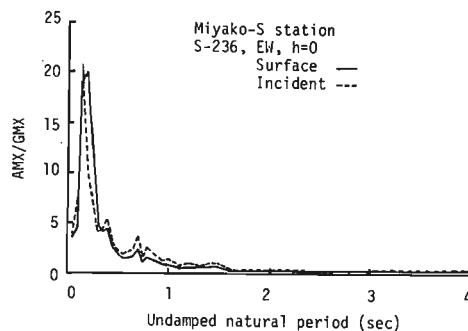


図-5 地震、地震動、入射波の応答スペクトル
(宮古-S)

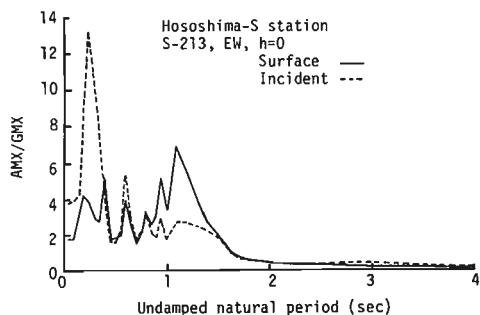


図-6 地表の地震動と入射波の応答スペクトル
(細島-S)

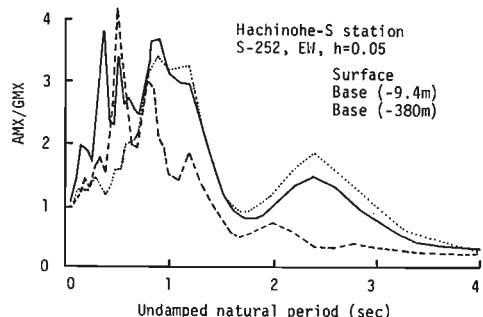


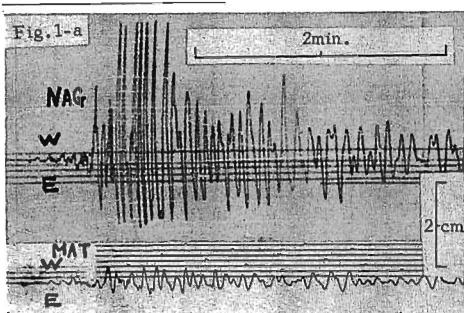
図-7 1968年十勝沖地震の八戸-Sの記録の
応答スペクトル(3層モデル, 9層モデル
による基盤面の地震動の応答スペクトルを含む)

5 地盤と地震記象

勝又 譲

はじめに ここでは、各種地盤上で観測される地震記象の特徴的なことについて、ごくおまかにことを述べる。地盤の振動特性は入力波の性質により著しく変化するので、広い帯域について一般的に論じることは困難である。これから取り扱うのは、気象庁地震観測網の周期5秒程度の変位計で得られた記録にもとづくことから、地震工学の分野で多く用いられている地盤設計とは周波数特性が著しく異なること、対象とする波動も同じではないことをおことわりしておく。従つて、ここで述べることが速度あるいは加速度記録にそのまま適用されるものではない。

地盤の性質と地震記象



地震記象のパターン

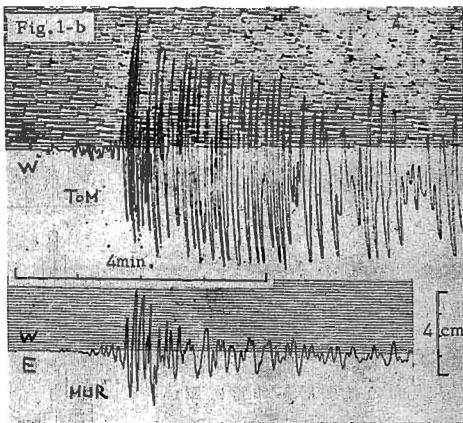


Fig. 1-a

1964年新潟地震
上：長野(207Km)
下：松代(219Km)

Fig. 1-b

1968年十勝沖地震
上：苫小牧(270Km)
下：室蘭(279Km)

ンは、観測点近傍の地盤の構造に従い変調さ

れ、振幅、卓越周期、主要動の継続時間等、いわゆる記象型が特徴づけられる。たとえば上の一例で、洪積層にある長野の振幅は、周期によつて大きな変化があるが、岩盤上の松代の3~9倍となつてゐる。

地震動の最大振幅

地震のマグニチュード (M) は、地震動の最大振幅によって決められる。Fig. 2は、 $M = 6$ と決められたいくつかの地震の各地の振幅と震央距離との関係を示したものであるが、観測値は大きな範囲にばらついている。この原因としては、発震機構によるエネルギー配分の不均一、波の伝播経路での構造の不均質（大きな地質構造）等の影響も考えられるが、観測点近傍の地盤の性質（局地的な地質構造）による効果が支配的であることが多い。たとえば Fig. 1 の場合には、震央距離、方位角はほぼ等しいと見ることが出来るので、両者の差は主に局地的な条件によるものと考えられる。従つて、振幅の資料の利用に当つてはこのことに十分注意する必要があろう。ある地点で観測された振幅 A_i と、それが標準的（平均的）な地盤上で観測された場合に期待される振幅 \bar{A} との比 $K_i = \bar{A}/A_i$ あるいは、 M に対する偏差 $\bar{M} - M_i = \Delta M_i = \log K_i$ が各観測点について統計的に調べられている。その一例を Fig. 3 に示すが、 ΔM_i あるいは K_i は入射波の性質によつて変化するので広い帯域について一定というわけではない。

地盤の種別と振幅の増幅度

ごく定性的ではあるが、観測点の地盤条件と、そこで観測される地震動の振幅との関係を示すと次頁の表のようになる（表中で用いられている記号は便宜的なものにすぎない）。また、地盤種別（一応「告示」に従つたが、厳密な調査によるものではなく暫定的なものである）と K_i との関係を調べると Fig. 4 のようになる。

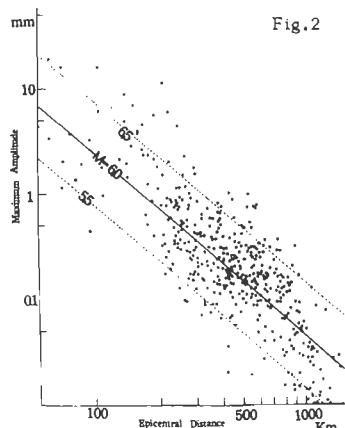


Fig. 2 最大振幅と震央距離との関係 ($M = 6$ の場合) .

分類	概要	ΔM_1	K_i	観測点の例
H	観測される振幅が常に非常に小さい、 岩盤上やそれに近い条件の観測点。	+0.3以上	2以上	根室、八戸、宮古、盛岡 石巻、相川、松代等
H ~ M	H型とM型との中間的性質の観測点。	+0.1～+0.3	1.3～2	柿岡、大島、静岡等
M	標準的（日本の平均的地盤）振幅が 観測される地点	+0.1～-0.1	0.8～1.3	仙台、福島、宇都宮、 水戸、三島等
S ~ M	S型とM型との中間的性質の観測点	-0.1～-0.3	0.5～0.8	熊谷、甲府、名古屋等
S	観測される振幅が常に非常に大きい、 軟弱な地盤上の観測点。	-0.3以下	0.5以下	青森、秋田、酒田、新潟 東京、横浜、大阪等

その他2,3のこと 地震動の継続時間は、
軟弱地盤上では、硬質地盤に比べ一般に長い。また、主要動波群の出現時刻は、軟弱地盤上ではお
そくなる傾向が認められる。

地震波の各相（P, S, L等）の出現状況は、軟弱
地盤上では不明瞭なことが多く、記象型も複雑化
する。

地震動の卓越周期（浅い部分の構造による比較
的短周期のもの）についてはよく知られているの
でここではふれない。表面の軟弱層が非常に厚い
場合には、これを反映した長周期の大きな振幅の
波群が長時間卓越する（たとえば、東京、大阪、
新潟等）。

一般に、軟弱な地盤上では、地震動の水平成分
は著しく増幅されるが、上下成分の増幅度は相対的に小さい傾向がある。従
つて、Fig. 5に示すように、両者の比 上下動振幅／水平動振幅は、硬質地
盤上では見かけ上大きくなる。しかし、このことは軟弱地盤上の上下動振幅
の絶対値が小さいことを意味するものではない。

おわりに 周期数秒程度の変位波形を対象に、表層地盤の地震動に与
える影響について、ごく定性的なことを述べた。地表構造による地震波の変調
や複雑化は、波動解析の大きな障害の一つであるが、地盤学においては地震
工学におけるほど、局地的構造の影響について重大な関心が払われていない
傾向がある。しかし、異なるたった地点間の波動の比較、理論値と観測値との対
比等の必要から、従来の地盤構造といつたオーダーの議論から、K M オーダー
の構造にも注目せざるを得なくなつて來ている。地震工学の分野において
も、構造物の長大化にともない、地震動の長周期成分の影響の評価等の必要
から、より広い範囲の表層構造にも関心が払われるようになつてきた。この
ように、対象とする領域や目的は異なつてはいるが、両者は同種の問題と取
り組んでいるので、共通の場としての広い意味の「基盤」の概念が確立され
ることが望まれる。その基盤の上で、地震学による入力地震動に関する研究
成果とその地震工学への応用との結合が可能となるものと思われる。

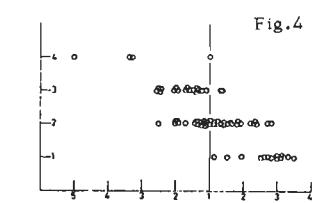
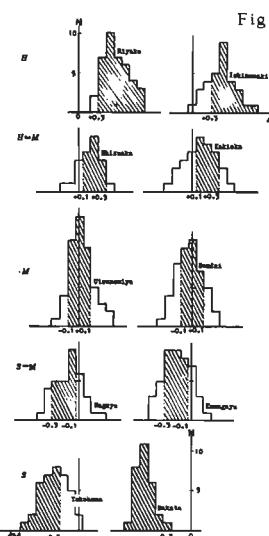


Fig. 3 各地の ΔM_1 の度数分布
の例、記号は表に示す。

Fig. 4 地盤種別と K_i
 K_i が 1 以上の地点を右側に、
1 以下の地点については y_{K_i}
をとり左側にプロットした。

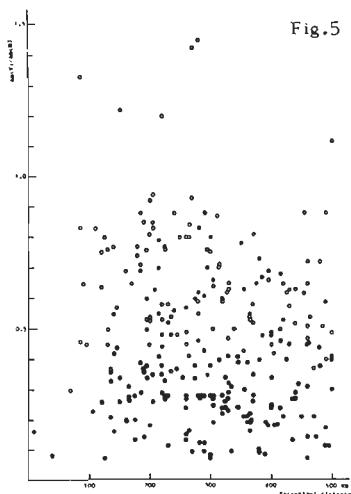


Fig. 5 上下動振幅／水平動振幅
と震央距離との関係
白丸は硬質地盤、黒丸は軟弱地
盤のものを示す。

6 地盤種別と地震動の平均的特性

* 大田 外気晴
** 安藤治彦

§1 まえがき

地震動の性質が地盤種別によって異なることは耐震研究の縮についた関東地震の頃より指摘されてきた。昭和28年SMAC強震計の製作設置以後強震記録が得られる様になって、地盤種別による地震動の周期特性の差異が明らかになってきた。

更に過去10年にわたり地中と地表の同時観測が行われる様になって、支持層の入力と表層地盤の増幅特性などがより明確になってきた。表層地盤の震動特性を論ずるには、上記のSMACに加えて電磁型などの地中地震計による観測結果が重要な役割を果たすので、この報告では両地震計の資料を用いることにする。

以下の資料は1)地盤種別毎の地震動の平均スペクトル特性⁽¹⁾⁽²⁾ 2)建物支持地盤(建物基礎又は地下室、地中の支持層)⁽³⁾の平均スペクトル、3)表層地盤の増幅特性の3点について整理した結果である。

§2. 地盤種別と平均スペクトル

構造物の地震時における被害はその地盤条件によって大きな違いがあり、建築基準法においても地盤種別に応じて設計用震度と増減する項目を設けている。

G.W.Housnerは米国で記録された4つの地震による8つの水平成分を用いて平均応答スペクトルを求めた。⁽³⁾その後応答スペクトルの特性に及ぼす地盤条件の重要性⁽⁴⁾⁽⁸⁾は多くの研究者によって指摘され、その性質は軟弱地盤ほど長周期成分を多く含むものとして認められてきた。

一方地盤種別の分類は建築基準法施行令^{88条}に基づく建設省告示^{1074号}に示されるI種からIV種までの区分がなされている。本報告はこの区分に対応する様に地震記録を分類することとした。なお上記の施行令は、建物の支持地盤又は剛強な基礎工法が用いられているときはその基礎の支持層をもって地盤種別の分類を行つようになっている。このことは例えばII種地盤でも表層と支持層に分けてその特性を知る必要があることを意味しよう。そこで以下の取扱いでは地中の観測によるものは上記のI, II種地盤に対応するI', II'種の分類を考えることとし、これらの分類と次に示し、図1

にその模式図を示す。

I種地盤：岩盤、硬質砂礫層等の主としてオ3紀以前の地層が地表近くに露出しているもの。

II種地盤：ローム、砂礫層、砂まさり硬質粘土層等の主として洪積地盤

III種地盤：砂層、シルト層、粘土層等のII, IV種以外の地盤

IV種地盤：沖積層の厚さがおよそ25m以上ある極めて軟弱な地盤

I'種地盤：地中のオ3紀より以前の層(本例では三浦層群、約G.L - 90m)

II'種地盤：上部東京層または東京疊層に直接又は剛強な基礎で支持している建物の地盤(本例では建物地下室最下階近くを含む)。

なおIV種地盤は建築基準法では深さ30m以上となっているが、ここでは記録数の偏りをさける意味で25m以上とした。

§3 地震記録の概要

3.1 地震と記録の概要

ここに用いた地震記録の整理・解析は1972年⁽¹⁾と1976年の2度にわたり行ったものであり、これらを再整理した。表1に観測地点、記録加速度の範囲と平均値、記録数等を示す。観測地点の合計は72、平均加速度は特殊なI', II'種を除くと30.9~104(gal)⁽²⁾にわたり、記録本数は合計179波である。

これらの中でも特にI種地盤の記録は地震基盤の波がそれ程乱れず伝播したもので、地震波の基本的な性質を含んでいることと、他の地盤種別の地層への入力に近いであろうことから重要視される。このため軟岩

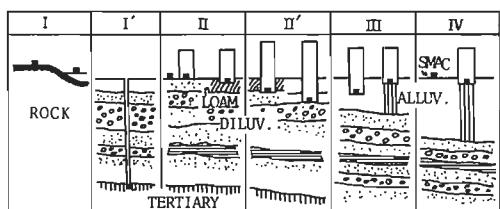


図1. 地盤種別の模式と強震計位置

を含む岩盤の水平動の記録は特に多數集め(75波),新たに検討を加えたものである。

II～IV種地盤の記録位置は地表,地中,建物地階等である。但し建物内において観測されたものは建物の影響が大きく含まれる場合除外した。例えば同一建物で地下4階と地下1階で記録された場合,地下4階のみ建物の支持層(II種)に分類し,1階の記録は除く。またII種は地表又は地下室なしの建物の記録によるなどである。

最大加速度 A_{max} と震源距離 X の関係を図2に示す。表1を参考すれば中程度地震の特性を求めるこになろう。

表1 I～IV種地盤の記録の概要

地盤種別	観測地点	A_{max} の範囲 (gal)	平均加速度 (gal)	記録数
I	21	20～574	104	75
II	10	20～380	88.4	28
III	6	19～102.3	59.6	11
IV	5	18～205.4	67.0	12
I'	2	0.5～19.4	5.7	11
II'	16	3～57.5	30.9	42
合計	60	—	—	179

3.2 地震の特性と記録の分類

地震波の特性として考慮すべき要素は M と震源距離 X を考えることにする。 M の区分は、日本中でどこでも考え得るといわれる $M = 6.5$ を境界とし、 $M \geq 6.5$ と $6.4 \leq M < 6.5$ の2区分とした。

距離的な要素としては大略の傾向を把握する意味で近距離地震と遠距離地震を考える。距離の区分は宇津による余震半径の計算式を手がかりに定めることにする。宇津によれば余震半径とすると。

$$\log 2r = 0.5M - 1.8, r: \text{余震半径} \quad (1)$$

図3は(1)式と $M \geq 6.5, 6.4 \leq M$ による区分の関係と示すものである。(1)式によれば M の小さい範囲でその距離は極めて短かいものとなる。今から検討すべき平均スペクトルの本来の目的は耐震設計時の参考に供することであるため、中規模近距離地震を狭い範囲で考えることとさせて、点線の如く広げた範囲を考えることにする。

以上の区分に従って記録数の多いI種について詳細に検討する。上の区分と3種地盤の記録の関係を図4に示す。また加速度最大値によるスペクトルのパターンも把握すべきと考えられるが、データ数に制限があることと、岩盤の記録では歪レベルに依存する割合は他の地盤種別に比して極めて小さいことが予想されるので。

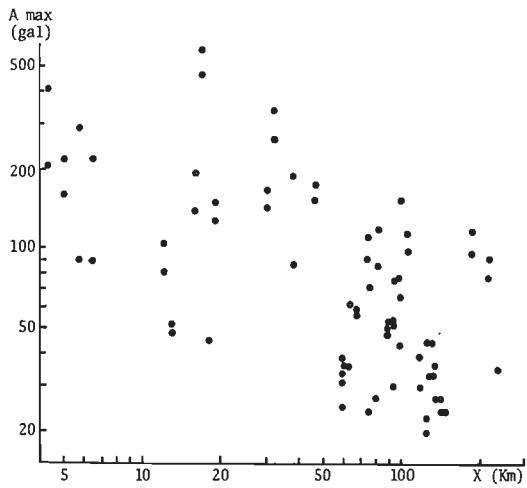


図2 震源距離 X と最大加速度 A_{max}

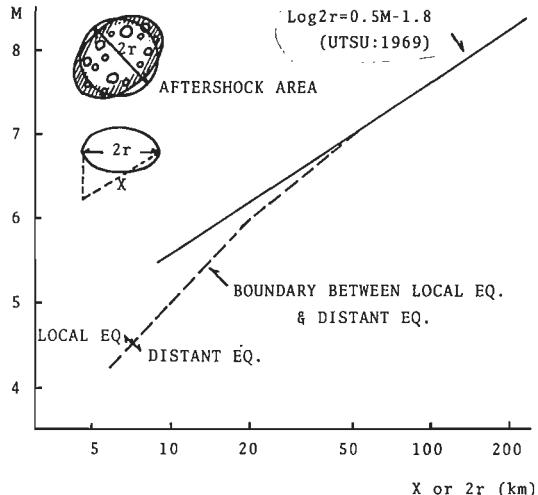


図3 加速度記録の距離による類別のための境界

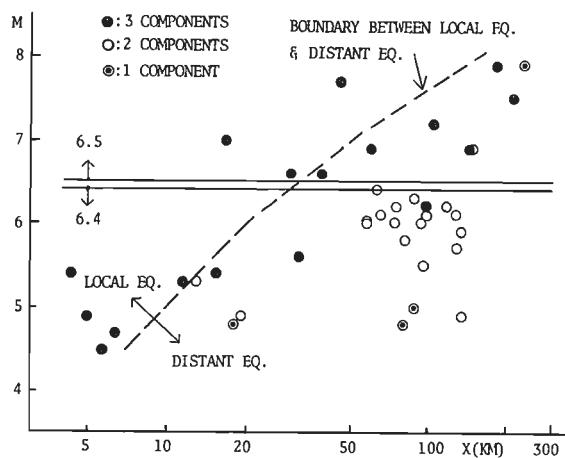


図4 地震の M と X の関係及びそれらの類別

I種地盤では省略することにした。

3.3 記録の補正

本報告に用いた加速度記録はデジタル チビシエフフィルターによる零線の補正を行った。⁽¹⁰⁾ フィルターのバンドは0.05秒～10秒で、半値点は0.04秒と14秒である。然しながら振子の周期補正是1部の記録を除いて補正を行っていない。これと行えば持つ短周期の成分に影響し、鋭いピークとともに加速度波形が得られ A_{max} は大となるため規準化した加速度応答スペクトルの増幅率は小となる。従って振子補正を行っていない結果を用いた場合、設計用基準スペクトルのための資料としては安全側に考えることになる。

§4 I～IV種地盤の平均規準化応答スペクトル

4.1 I種地盤の平均規準化応答スペクトル

a) 距離とマグニチュード：軟岩と含む岩盤の記録について図4の4区分に応じて規準加速度の平均応答スペクトル S_a を求め図5に示す。M, X共に小さな場合は短周期成分を含み、ピークは若干低い。これに対してM, X共に大きな場合は長周期成分が増加し、ピークが高くなる。他の条件では両者の中間的傾向である。

$M \leq 6.4$ の近距離と遠距離両地震の平均スペクトルはほぼ類似のパターンであるが、遠距離地震では周期成分が若干長くなる傾向である。

$M = 6.5$ の地震のうち遠距離地震は加速度波形に鋭く高いパルス状の波形が少なく、同程度の周期と加速度値の波形が絶くため、 S_a のピークは低くなるものと考えられる。近距離の場合はこの逆のことといえる様である。またピーク周期は $T_p = 0.1 \sim 0.2$ 秒にわたっている。

b) マグニチュードによる相異：Mによる S_a の相異を求めるため、 $M = 4.5 \sim 5.4, 5.5 \sim 6.4, 6.5 \sim 7.9$ の分類による平均スペクトルを求めて図6に示す。 T_p は $M = 4.5 \sim 5.4$ の場合若干短周期成分とともにピークの高さも低いが、 T_p は全体的にそれほど大差ない。また $M = 6.5 \sim 7.9$ の場合は長周期成分が大きく現われる。

c) 距離による相異：震源距離Xによる特性の相異を検討するため $X = 50, 50 \sim 100, 100 \sim (Km)$ に分類してその S_a を求め図7に示す。これによれば、 $T_p = 0.15 \sim 0.2$ 秒で各ブレーカーのピークは極めて近いが、ピークの高さは近距離地震ほど低い。ここでもの項で述べたと同様のことといえる。遠距離地震は長周期成分が

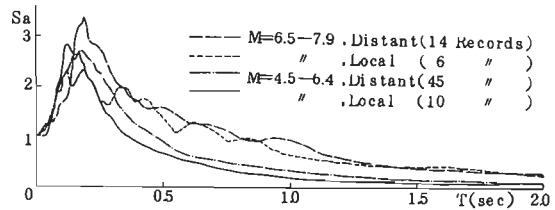


図5 I種地盤のマグニチュードMと震源距離Xによる平均スペクトル S_a の比較

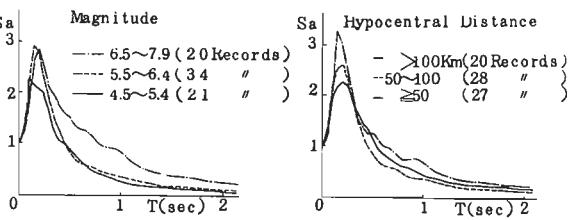


図6 Mによる平均スペクトルの変化 図7 Xによる平均スペクトルの変化

若干大となるが、それ程顕著な差異はない。

以上のことから結論的に次のことがいえる。即ち規準化加速度応答スペクトルのパターンは、マグニチュードと震源距離の大小を考えると特性が明らかに表われるが、M又はXのみ单独で検討しても特性はそれ程明瞭に表われない。

4.2 I～IV種地盤の平均スペクトルの比較

I～IV種地盤の加速度と速度の規準スペクトルを求めて図8, 9に示す。I, II種地盤のスペクトルは短周期に鋭いピークとともに、ばらつきが少なく周期特性が明確である。これは地層構成が比較的単純なことが理由と考えられる。IV種地盤では約1秒と0.3秒附近にピークとともに、この理由は表層地盤の1, 2次周期が現われていることは表層地盤の解析例⁽¹¹⁾から明らかである。I種地盤の S_a は全記録の平均値である。

また速度スペクトルの計算に際しては $A_{max} = 100 gal$ に規準化して計算を行つたものである。平均スペクトルの計算は各周期毎のスペクトル値の単純平均であり、その結果と以上に示したがこの平均値のまわりの分散の度合を明らかにする意味で標準偏差 $\pm 1\sigma$ を重ねて示した例が図10である。以上の結果をまとめて主要な数値を表21に示す。これらの結果より次のことがいえよう。

- 1). 地盤種別によって加速度応答スペクトル Sa のピーク周期はいずれ、軟弱地盤ほど長周期成分が優勢となる。
- 2). Sa のピーク高さは $h = 0.05$ の場合 3 倍又はそれより若干小さい程度である。
- 3). ピーク周期における標準偏差は $\sigma = 0.05$ の場合 ピーク値の 30 ~ 50 (%) である。なお $(Sa)_{h=0.05} + \sigma$ の値は $\sigma = 0.02$ の平均値に極めて近い（資料略）。

4). 速度スペクトル Sv と加速度スペクトル Sa はランダムな地震波の特性を反映してピーク周期は sin 波としての対応と示さず Sv のピークは長周期にされる。

4.3 減衰定数による平均スペクトルの傾向

前項迄に減衰定数 $h = 0.05$ の場合についてその結果を述べたが、減衰定数による相異が如何なるものかを検討する。減衰定数を $h = 0.5, 1, 2, 5, 10, 20, 50$ (%) とした場合の平均スペクトルより h とピーク周期 T_p における Sa の高さを求める。この場合 $\sigma = 5\%$ を標準に考えることにする。4つの資料から求めた平均スペクトルのピーク値の高さを $h = 0.05$ のそれを規準化した値を H_h とすると、これの h に対する関係は次式及び図 11 のようになる。なお $T = T_p$ 以外では特性が若干異なるため $T = 5$ 秒についての関係も参考のため示す。

$$T_p : H_p = 1.8 \times h^{-0.36} \quad (2)$$

$$T_{5\text{秒}} : H_5 = 1.2 \times h^{-0.12} \quad (3)$$

§ 5 地中 (I', II' 種地盤) の記録の平均スペクトル

II' ~ IV' 種地盤のうち堅固な洪積地盤にその基礎が設置されている場合、その支持層からの地震入力が建物の応答に対して支配的となる。このような建物の支持地盤は II' 種地盤と分類したが、実際の建物ではその例は多いため II' 種地盤の平均スペクトルを求めた。更に砂礫層以深でオ 3 級又はそれに近い地層 (I' 種) についても同様に求めた。図 1 及び表 1 に示した I', II' 種地盤について求めた Sa を図 12 に示す。

これらと I' ~ III' 種地盤と比較すると I' 種は I' より長周期を含んでいる。この理由は地中であるため多層の成分を含むこと、I' 種地盤における地表層の刺激係数の大きさが 0.1 ~ 0.2 秒の成分が現われないことから、長周期の割合が大となるものであろう。また遠距離地盤では表面波であると解釈される 1 秒又はそれ以上の大きな成分を含んでいる。II' 種地盤も類似の傾向を示し長周期の割合は II' 種よりも大であり、むしろ III' 種に近い。

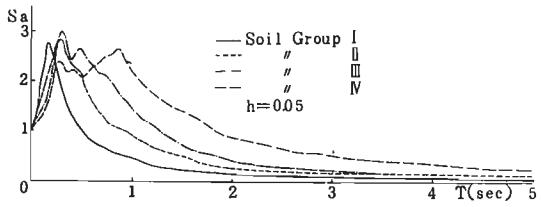


図 8 I ~ IV 種地盤の平均スペクトル

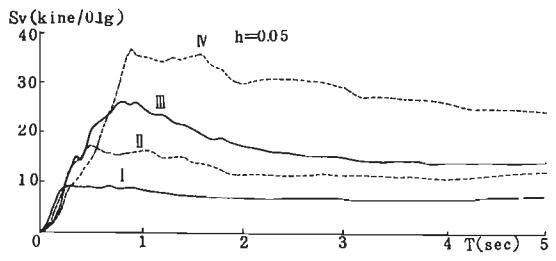


図 9 各種地盤の平均速度応答スペクトル ($A_{max}=100gal$)

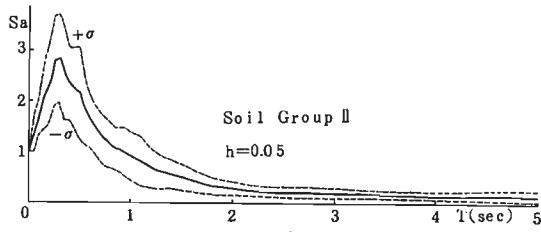


図 10 平均スペクトルと分散 (18) の例 (記録数 28)

表 2 平均応答スペクトルの結果概要

地盤種別 $\frac{\text{ピーク値}}{\text{内は } h}$	I	II	III	IV
ピーキ周期 T_p (sec)	加速度 0.1	0.3	0.3~0.5	0.3~0.9
速度 $T_{5\text{秒}}$	0.25	0.5	0.8	0.9
スペクトルの ピーキ値 $(\text{内は } h)$	加速度 2.8(1.1)	2.8(0.9)	3.0(1.1)	2.6(1.3)
速度 T_{cr} (sec)	8.5(3)	17(7)	26(12)	37(18)
加速度 T_{cr} (sec)	0.40	0.95	1.30	1.85

*1: T_p における値 *2: $Sa = 1$ になる周期

II' 種と II' 種の相異点は、前者が地表以下のすべての層の成分を有しているのに対し、II' はそれより上層の成分を透散波の形でわざわざ含んでなく、東京礫層以深岩盤迄の成分による特性が現われていることであろう。

またピーキの高さが比較的低くなる理由は、地表では特定の周期成分が刺激され大なりパワーを有し Sa のピーキが高くなるが、II' の場合はその様に顕著に刺激される成分の割合が前述の如く少なく、いろいろな成分が混在していることによるものと考えられる。

§ 6 表層地盤の増幅特性

6.1 表層地盤の類別と平均的増幅率

耐震設計に際して構造物の支持地盤で洗積の砂、砂礫層に対する地表の加速度増幅率 $\bar{\beta}_a$ や岩盤からの $\bar{\beta}_a$ を把握しておくことは設計の加速度レベル設定のために重要なことである。そこで地層や典型的な地形における加速度の平均的増幅特性の検討と試みる。

この加速度増幅率 $\bar{\beta}_a$ を求めるための観測資料は最近盛んに行われている地盤の地震観測や SMAC の記録が多く利用出来るが、地層構造が詳細不明のものもある。このため地盤の分類は地層、地形の両面と考えて次の如く類別する。

- 岩盤・3紀以前の地層又はこれに近いもの : (RT)
- 洪積砂疊又はこれに近い洪積砂層 : (SG)
- 洪積台地 : (D)
- 沖積平野又は埋立地 : (A)

また観測資料の整理は特徴の地震について多点観測の結果から平均増幅率 $\bar{\beta}_a$ を求ることと、個々の観測点における $\bar{\beta}_a$ を求めることの両面から検討する。

6.2 地層、地形と加速度増幅率

a) 伊豆半島沖地震：1974年5月9日の伊豆半島沖地震における東京近郊の地震観測記録^{(16), (17)}に基づいて、地層断面の各位置における $\bar{\beta}_a$ を求める。

記録は13地点48成分で、これらの観測点及び地層

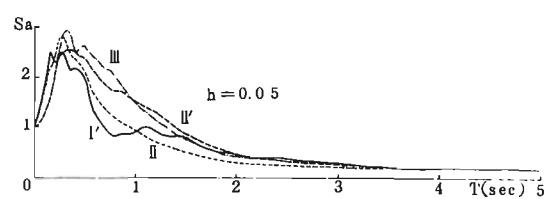


図1-2 I', II地盤の S_a と他の S_a との比較

断面上の最大加速度 A_{max} を図1-3に示す。図中の地形・地層は (RT) として岩盤と三浦層群に近い層道、(SG) として東京礫層と上部東京層、(D) は山手の洪積台地上、(A) は下町の冲積層上と考えた。これらの地層の平均最大加速度 \bar{A}_{max} と $\bar{\beta}_a$ を求めて図1-3の左下に示す。()及び[]内の数字は各々 (RT), (SG) を標準とした $\bar{\beta}_a$ である。(RT) を1とすると (SG) で $\bar{\beta}_a = 1.34$, (D) は最も大きく $\bar{\beta}_a = 3.5$, (A) は $\bar{\beta}_a = 3.2$ である。(SG) を標準にすると (D) は $\bar{\beta}_a = 2.6$, (A) は $\bar{\beta}_a = 2.35$ である。これらの値の詳細は表3に示す。

b) 東松山地震：1968年7月1日東松山においても図1-3と類似の図が作成されたが、これについても A_{max} と $\bar{\beta}_a$ の分布と求めてみる。観測位置は18地点、38成分である。この地震における東京近郊での

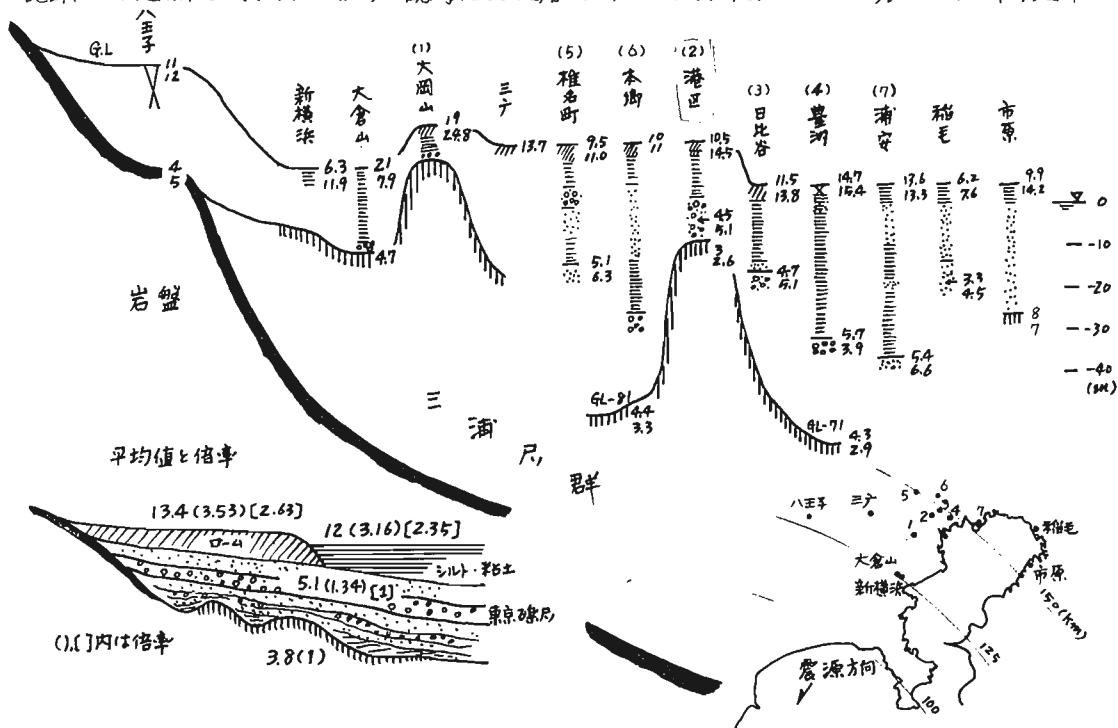


図1-3 伊豆半島沖地震 ('74.5.9) における A_{max} と増幅率 $\bar{\beta}_a$ 数字は上段: NS, 下段: EW (gal)

ぼる。この意味でかなりの妥当性をもつ結果と考えられる。
これらをまとめて次のことがいえよう。

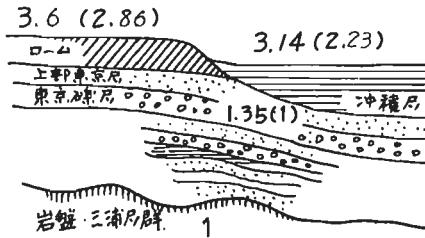
- 平均スペクトル：地盤種別によってピーク周期が明らかに異なり、軟弱地盤ほど長周期成分が多くなる。同一地盤種別においてもマグニチュードM震源距離Xによって差異と生じるが、特性を正確に把握するにはM, X同時に考慮しなければならない。II地盤は建物設計上重要な役割を果たすが、Saは地表とかなり異なるので引き続き研究を進めたい。
- 地層・地形による加速度増幅率：大略の傾向として把握した加速度の増幅は、才3紀層に近い地層から東京礫層近く迄の増幅率が約1.5である。また東京礫層近くから地上迄の増幅率は下町で約2.4、山手台地で若干大きく約2.9である。

以上の結果は地盤の弾性域に近い平均的な特性を示しているといつてよい。この結果が今後耐震設計又は耐震基準の一助になれば幸いである。今後の問題として地震による差異の検討、東京近郊以外の特性把握、増幅率のばらつき等があげられよう。これらの問題点は次の機会の検討に期待したい。

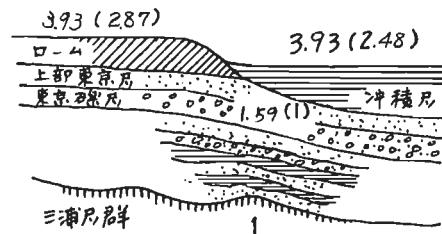
本資料の作成にあたっては、以前の報告作成について武藤清博士の御指導により、また最近の資料とまとめるに際しては久田俊彦博士の御指導と御助言によるものであり、厚く御礼申し上げます。更に岩盤の記録の一部は震研田中貞二博士、土研岩崎敏男、若林進の各氏の御附意によるもので、地震記録の整理は鹿島建設技研の足立寛彦、丹羽正徳他のみで負うところが大であり感謝の意を表します。さらに港湾技研の強震観測データも一部利用させていただいたので併せて深謝致します。

参考文献

- 太田外気晴、足立寛彦、安藤治彦：地盤条件別の平均応答スペクトル（その1）鹿島建設技術研究所年報21号、昭和48年6月。
- 久田俊彦、太田外気晴、安藤治彦：地盤条件別の平均応答スペクトル（その2）鹿島建設技術研究所年報25号、昭和52年（原稿）
- G.W.Housner; Behavior of structures during earthquakes, Journal of E.M Proc. of ASCE, Oct. 1959. pp. 109~129.
- 高田春信、大久保忠良、栗林栄一：橋梁の耐震設計
- に関する研究(1)-地震応答スペクトル- 土木研究所以報告 No.128 (1965). pp 1~22
- 栗林栄一、岩崎敏男、辻勝成：地震応答スペクトルに及ぼす諸因子、第11回地震工学研究発表会（土木学会、1971）
- 久田俊彦、中川恭次、和泉正哲：強震計記録による規準加速度スペクトルと地盤基礎条件、建設研究報告 No.46, Oct. 1965. 建設研究所
- 小林啓美、鎌味洋史：波動理論と用いた成層構造の地震応答数値解析法について、日本地震工学シンポジウム、1966
- 12) その他極めて多くの研究
- Otsu, T., 1969. Aftershocks and earthquake statistics (I) - Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations -, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ. Series VI, 3, 129-195
- 太田外気晴、丹羽正徳：地震波の波位について、地震学会春季大会昭和51年
- 太田外気晴、丹羽正徳、有子山直樹：地震記録に基く地盤の粘弹性の性質の検討、昭和51年日本地震学会秋季大会



a) 伊豆半島沖地震と東松山地震における
平均増幅率 β_a



b) 特定観測地点における複数の地震波の平均増幅率 β_a
図15 地層の平均最大加速度増幅率 β_a

- 12) 土田篤, 倉田栄一, 石坂徳三, 林聰; 各種地盤における平均応答スペクトル, 港湾技術府研究報告, 1973, 12.
- 13) 高圧ガス保安協会; コンビナート保守・防災技術指針, 昭和49年9月
- 14) A E C Regulatory Guide 1.60, Design Response Spectra for Seismic Design of Nuclear Power Plants, Oct., 1973
- 15) 1) 及び 2)と同じ.
- 16) 日本建築学会; 第3回地盤震動シンポジウム資料集「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」 1974. 11. 20.
- 17) 津川恒次, 小林俊夫, 宮村正光, 太田外気晴; 軟弱地盤における地震動のシミュレーション解析, 第4回日本地震工学シンポジウム (1975)
- 18) 日本電気協会; 原子力発電所耐震設計技術指針, 図3, 6.1 (久田による)
- 19) 横山晶好, 野路利幸, 立見栄司, 松原澄行, 田中津子; 軟弱地盤における地震観測, 第4回日本地震工学シンポジウム (1975)
- 20) 荒井秀大, 北島誠治, 斎藤節文; 港湾地域における地盤内の地震動, 第4回日本地震工学シンポジウム (1975)
- 21) 太田外気晴, 内山正次, 丹羽正徳; 高層RC造建物の地震応答シミュレーション解析, 鹿島建設技術研究所年報, Vol. 24, 昭和50年度

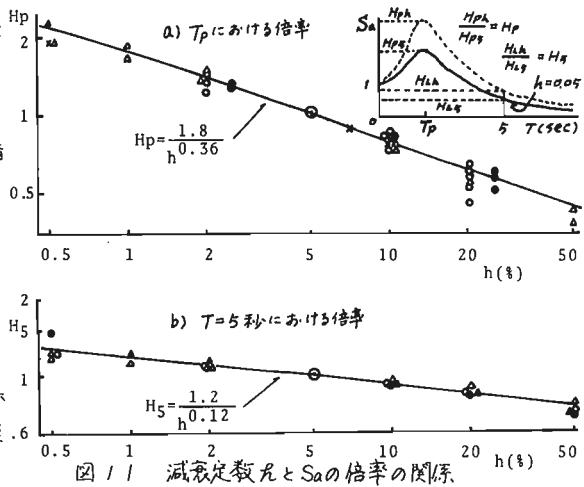


図 1/1 減衰定数 h と Sa の倍率の関係

- 22) Yoshihiro Sugimura; Earthquake Observation and Dynamic Analysis of Pile-supported Building, Proceedings of the Fourth Japan Earthquake Engineering Symposium - 1975
- 23) 武藤清, 太田外気晴, 丹羽正徳, 有子山直樹; WTCビル地盤の地震記録とそのシミュレーション解析, 昭和48年日本建築学会大会号
- 24) 北川良和; 地震動同時観測による建物地盤連成系に関する研究, 1971. 3.
- 25) 丹橋功男, 寺島義幸, 木下勝弘, 野島治, 又木義治; 東京新宿における地中地震観測 (その3), 技術研究報告第8号 1972年8月.

* 鹿島建設技術研究所
※ 同 上

7 地中地震観測から（東京近郊、関東ローム地盤）

角田智彦

1. 一般概要

1.1 所在地：東京都清瀬市下清戸（図-1）

1.2 地盤概要：図-2は深井戸のさく泉図であるが砂または砂礫と粘土との互層が地下180Mまで続きこの範囲には明確な第3紀層は現われていない。表層には一様な厚さ約7Mの関東ローム層が平坦に拡りそれより下部層との違いが顕著である。従って大ざっぱに云つて地盤種別第Ⅱ種に該当しよう。

1.3 地盤調査：調査としてはボーリング調査、常時微動観測、弾性波試験、円型基礎による地盤振動実験などがすでに実施されており静、動的性質はほぼ判明している。i) ボーリング調査、土質試験結果より表層附近は単一表層地盤で密度は表層が 1.2 g/cm^3 、下層が 2.1 g/cm^3 である。また地下水位は-10M以下である。

（図-3）

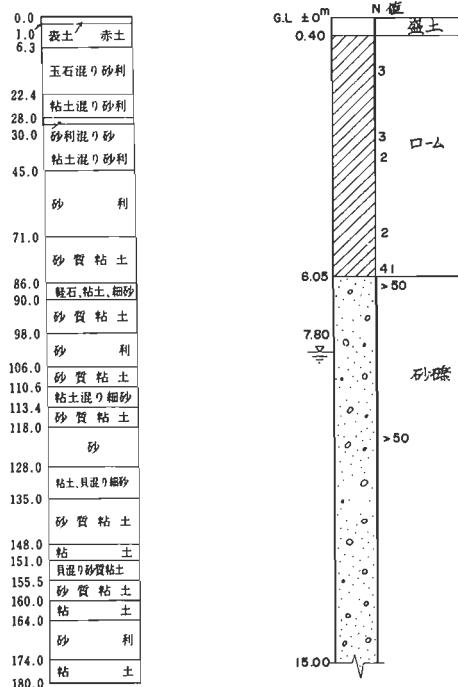


図-2 さく泉図

図-3 地盤柱状図

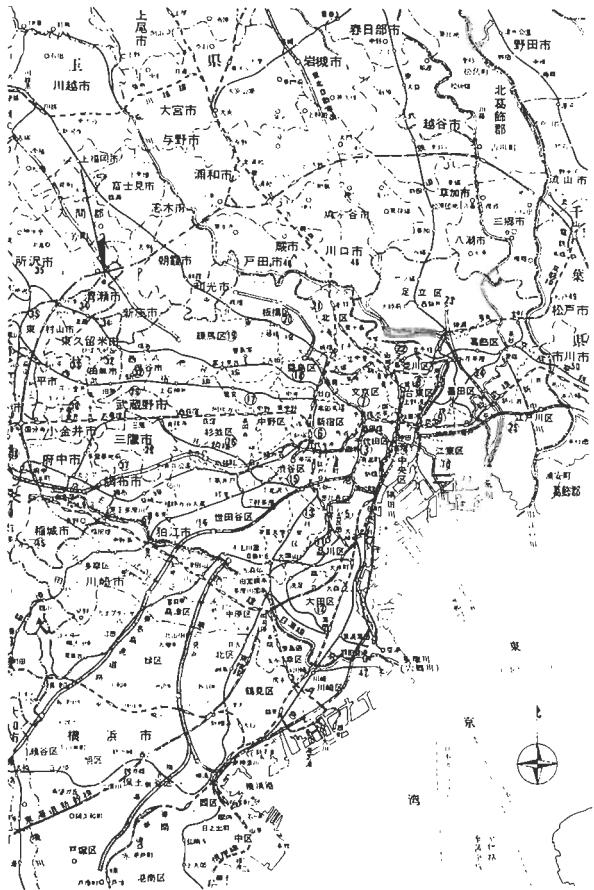


図-1 観測点位置

ii) 常時微動観測は固有周期10秒および100秒の速度型地震計を地表に設置して行った。図-4はその解析結果で表層附近の1、2次の卓越周期がそれぞれ0.25秒、0.03秒が10秒速度計に、長周期成分として60秒附近が1.00秒速度計で認められた。iii) 届折法による弾性波試験結果より図-5に示すような走時曲線を得た。これより波動の伝播速度を求めるとき、S波は表層で 143 m/sec 、下層で 466 m/sec である。なおこれより下方層は別の検層法の結果より 800 m/sec を得ている。なおP波は表層で 380 m/sec である。図-6は上記諸資料を参考にして地下-2.25Mを基盤として、それより上方地盤の増巾特性を重複反射理論により求めた。

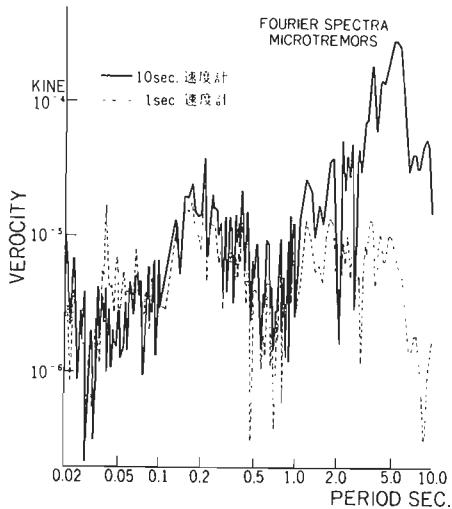


図-4 常時微動周期特性

増巾率に関しては後述の地震観測の項で関連して述べることとしてピークだけに着目して見ると、周期 0.2 秒で卓越し常時微動の解析結果とよく一致する。IV 表層地盤における円型基礎 (RC 造、半径 1.2 M、高さ 0.8 M、重量 9.2 Ton) の起振機定常加振実験より表-1 のような減衰常数が求まった。基礎直下の地盤減衰において内部粘性減衰は逸散減衰に較べて無視出来るほど少ないと考えると、この強制振動実験から求めた質点系モデルの粘性減衰項の値と半無限弾性地盤中の逸散減衰値は等価と見なせる。表-1 の右項に計算より求めた逸散減衰値を示しておいた。

2 地震概況

2.1 観測位置；地下 -1.3 M、-2.00 M の水平 1 成分の加速度記録。

2.2 換振器その他；地中地盤計は歪計型加速度計、(2 G-Type)、増巾は同上用動的歪増巾器を使用、記録計は電磁オシログラフ (ガルバニ、G-300C) を使用、記録計の起動感度は 1.0 gal に設定、記録時間は約 1 分間である。

2.3 地震リスト；今回報告する地震記録は昭和 51 年度に採取された記録のうち東京地方で震度 III 以上と報告された比較的大きな地震を対象とした。採取年月日、震源その他を表-2 に示す。

2.4 解析結果；それぞれの地震の最大加速度

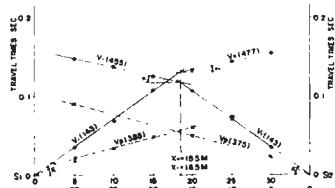


図-5 S 波および P 波の走時曲線

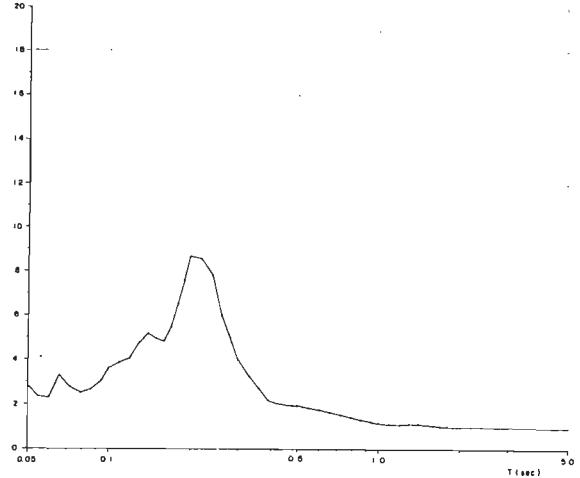


図-6 表層地盤の増巾特性

FRACTION OF CRITICAL DAMPING

	EXP. RESONANCE C.	YAMA-HARA	TAJIMI	
			RIGID BASE	UNIFORM
h_v	0.13 ~0.15	0.18 ~0.20	1.01	0.417
h_h	0.08 ~0.09	0.08 ~0.115	0.291	0.224
h_e	0.115 ~0.125	0.09 ~0.105	0.570	—

表-1

を表-3 に、代表的な記録波形を図-7 に示す。地下 -2.00 M に対する -1.3 M の増巾率は約 4.5 倍で図-6 で示した重複反射計算の増巾率の $1/2$ 値となっている。フーリエ・スペクトル解析の結果を図-8 ~ 15 に示す。地震番号 5 の地下 -1.3 M の結果が図-8、-2.00 M の結果が図-9 に示してある。以下同様に 10 地震まで続く。

EQ.NO.	年	月	日	時 分	震央地名	緯度	深さ (km)	M	Δ (km)	震度
5	1975.	5	13	20:00	東京湾北部	35° 7'N 139° 8'E	40	4.2	82.5	III
6		6	6	23:01	茨城県南部	36° 2'N 139° 7'E	50	4.8	47.1	III
8		6	16	7:36	山梨県東部	35° 5'N 138° 9'E	20	5.5	148.3	IV
10		7	14	12:38	茨城県南部	36° 2'N 139° 8'E	40	4.8	45.9	III
					清瀬市	35° 47'N 139° 32'E				

表-2 地震リスト

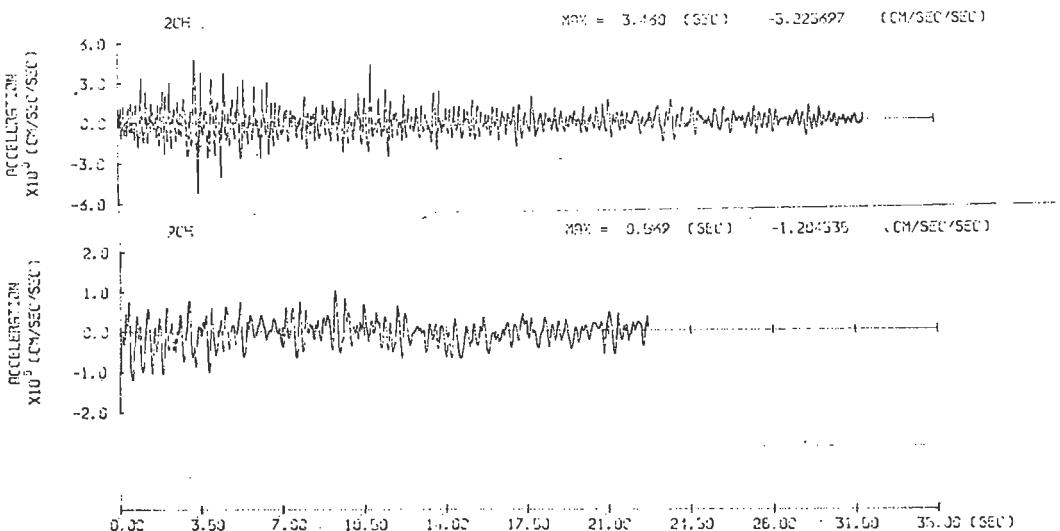


図-7 地震記録波形 (EQ. No. 10)

いずれの結果にも 0.3 秒は顕著に現われている。表-3 の加速度最大値および増巾率の計算はこの周期において行った。今回の資料のうち 8 だけは他と性質が異り周期域もやや長周期側にあり増巾率も他に較べて小さいがその原因是地震規模が大きいためかなり深い層から震動しているものと思われる。その他はすべて共通して地表面の増巾のみが顕著である。

3. あとがき。

本地盤のように薄い表層の下は -20.0 M 程度まで地層的に何らの変化のない所においては東京都内の観測結果によく見られる 1.0 ~ 1.5 秒附近に卓越周期をもつや長周期成分は出現しない。従ってもっぱら最表層の周期が常に優勢しその増巾率も地震規模、震央距離などに

EQ.NO.	GL-1.700		
	GL-20.000	GL-1.700	GL-20.00
5	0.959 gal	4.364 gal	4.550
6	1.473	4.396	4.584
8	5.545	16.278	2.936
10	1.205	5.226	4.337

表-3 加速度最大値その他

より決り地震基盤の設定や標準的スペクトルの決定など他の複雑な地盤に比較して容易であろう。

(大林組技術研究所)

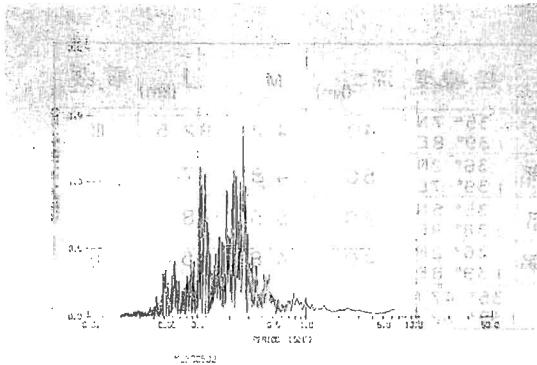


図-8 地震周期特性 (EQ. M5、-130M)

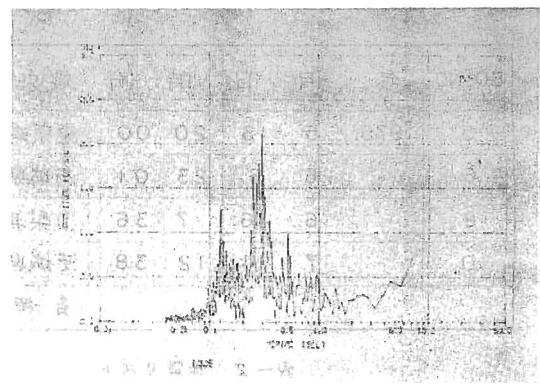


図-9 # (EQ. M5、-200M)

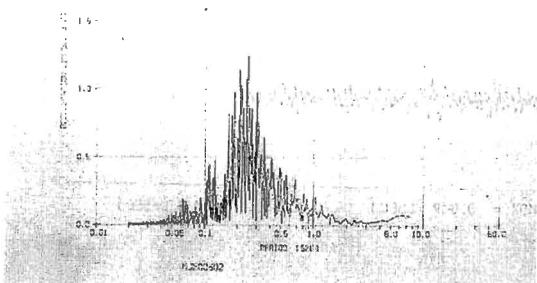


図-10 # (EQ. M6、-130M)

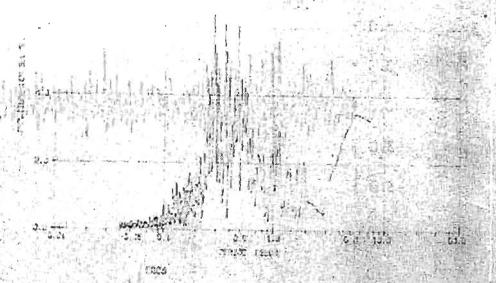


図-11 # (EQ. M6、-200M)

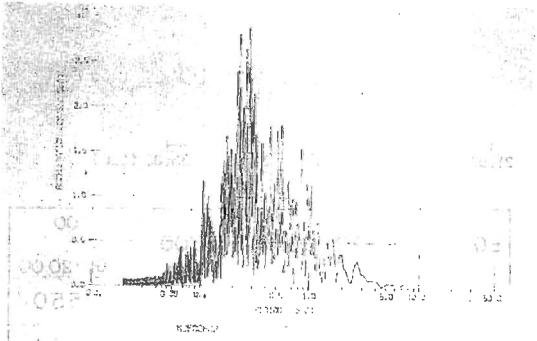


図-12 # (EQ. M8、-130M)

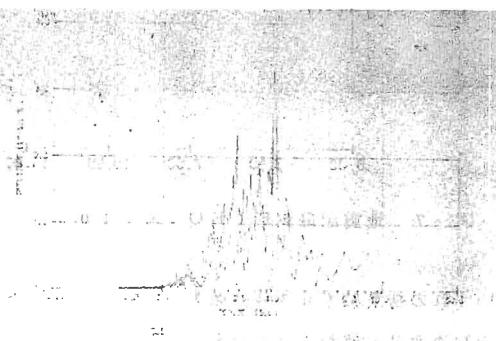


図-13 # (EQ. M8、-200M)

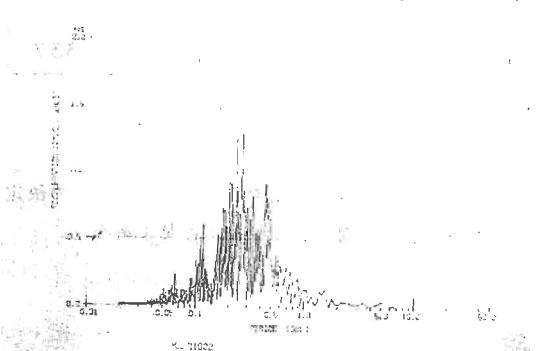


図-14 # (EQ. M10、-130M)

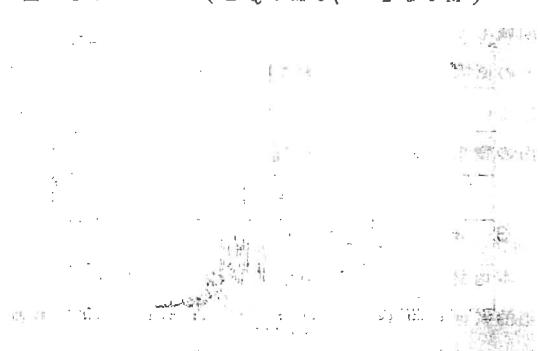


図-15 # (EQ. M10、-200M)

8 東京の軟弱地盤における地中地震観測

横田治彦

1. はじめに

近年軟弱地盤上に数多くの重要構造物が建設されるようになり、それらの構造物の耐震性を検討するに当っては、その構造物の基礎および表層地盤を考慮するのが通例となっている。このような事情から、構造物の建設に当って地中地震観測を行なう場合が少くない。しかし、地震観測はいつ起こるかわからない地震を観測するのであるから、一応の成果を得るには時間がかかる。地震の多い東京でも、震度2を越える地震は月に1・2回であり、観測期間中に震度5以上の地震を記録することはほとんど期待できない。したがって、地中地震観測を通じて得られる表層地盤の振動性状に関する情報は、地盤中に生ずるストレイン・レベルが小さな場合(いわゆる弾性範囲内)に相当し、常時微動やP-S波速度検層のレベルと大差ないと考えられる。しかし、地中地震観測によって得られた情報を、構造物の耐震設計に生かすことは可能である。

東京湾の沿岸に分布する埋立地や江東区の軟弱地盤などでは、地表から100m以内の表層地盤が、地表で観測される地震波の周波数特性に決定的な影響を与えており、深い軟弱地盤上に建設される構造物の耐震性は、その表層地盤の振動性状と密接な関係がある。本稿では、東京都江東区豊洲と港区芝浦の地盤における地中地震観測の結果について述べ、表層地盤の伝達関数を求めて、解析モデルとの対応を検討した。

2. 地中地震観測の概要

東京の周辺で、構造物の建設に伴って地盤の動的特性を調査するために実施される地中地震観測は、せいぜい地下100m程度までである。また、構造物の動的解析を行なう場合に、解析モデルとして多く用いられている多質点系モデル、重複反射モデル、有限要素モデルでも、モデル化に当っては建物の支持層までか、その下の洪積層までで、S波速度にして400m/secから600m/sec位の地盤を対象としている。本稿で述べている豊洲と芝浦の地中地震観測も、このような目的で実施されている観測の例である。

豊洲の地盤と芝浦の地盤の土質柱状図、S波速度の分布と地震計の埋設位置を図-1、図-2に示す。表-1に豊洲と芝浦の地中地盤観測の概要の比較を示す。豊洲ではGL-2m, -18m, -38m, -71mに各々水平2成分の地震計が埋設されており、芝浦ではGL, -20m, -60mに各々水平2成分と上下成分の地震計が埋設されている。豊洲の場合は、軟弱な地層の厚さが約40m、芝浦の場合は約20mであるから、両方の地盤の観測結果から軟弱な表層の厚さの変化による地盤の振動性状の差を比較できる。

今までに豊洲では約35の地震、芝浦では約10の地震を記録しているが最も大きなものでも東京での震度は4、地表での最大加速度は22Galであった。

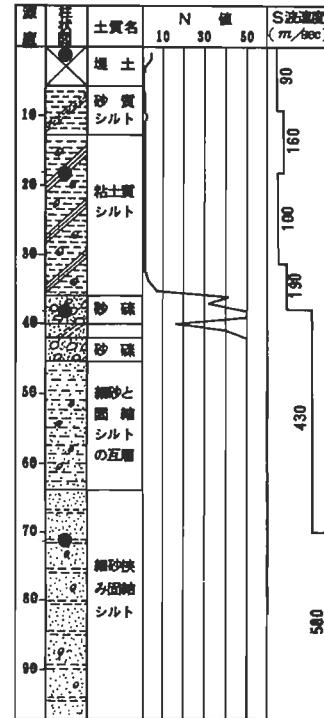


図-1 豊洲の地盤概要

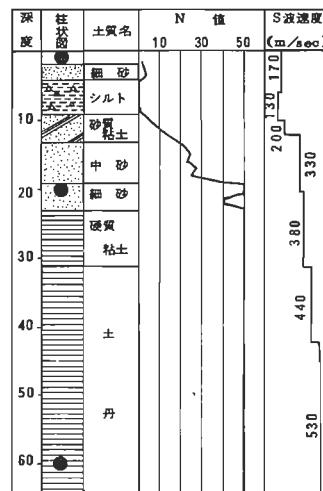


図-2 芝浦の地盤概要

3. 土丹層における観測結果

表層地盤の伝達特性を知る前に、建物の支持地盤あるいはそれよりやや深い地盤において観測される地震波の性質を知る必要がある。豊洲では GL-71 m, 芝浦では GL-60 m の地震計は、S 波速度が 500 m 以上の硬い地盤中に埋設されており、いわゆる土丹層の中に位置する観測点である。豊洲において現在までに観測された約 35 の地震のうちから 10 地震を選び出して、地表面の波形のパワースペクトルを求めるとき、すべての地震が

表一 豊洲と芝浦の地震観測の概要比較

	豊洲	芝浦
観測地	東京都江東区豊洲	東京都港区芝浦
軟弱地盤の層厚	約 40 m	約 20 m
地中地震計の埋設位置	GL-2 m, -18 m, -38 m, -71 m	GL, GL-20 m, GL-60 m
地中地震計の成分	水平 2 成分 (加速度)	水平 2 成分、上下 1 成分 (加速度)
換振器の特性	サーボ型加速度計 固有振動数 5 Hz	同 左
記録装置	電磁オシログラフ	データレコーダ 遅延装置 (3 秒)
観測開始	昭和 48 年 8 月	昭和 51 年 7 月

1.2 秒から 1.5 秒と、0.4 秒に卓越周期をもっており、どちらのピークがより卓越するかは、GL-71 m の土丹層中で観測される記録の周期特性と密接な関係があることがわかった。GL-71 m で観測される地震波は、地震の規模 (マグニチュード) 、震源距離、震源深さ、地震波の伝播経路などの影響を大きく受けると考えられるがここでは震源の位置と観測地点の位置関係を示すバラメータとして、(震源深さ) / (震央距離) = tanθ を定義し、このバラメータを用いて観測結果を整理してみた。

図-3 に代表的な観測記録の、GL-71 m におけるパワースペクトルを示した。観測結果によれば、土丹層中で観測される波形は、tanθ の値が小さいほど長周期成分が卓越しており、tanθ の値が増加するに従って、すなわち震源が真下に近くなるにつれて短周期成分が卓越している。図-3 の上段のグラフは tanθ の値が小さい場合で、それらに対応する地表の波形のパワースペクトルは、その右側のスペクトルのようになっている。下段は tanθ の値が大きい場合で、この場合には地表面で 0.4 秒の卓越周期が顕著にあらわれることがわかる。

豊洲の観測結果において、GL-71 m の観測波の最大加速度と震源距離、マグニチュードとの関係を検討した結果、式 (1) に示す金井式を用いて、さらに式中の T の値を適当に仮定することによって、土丹層中の水平動の最大加速度を比較的良く推定できることがわかった。地震基盤における最大加速度の推定式は、

$$a = 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{x}) \log_{10} x + (0.167 - \frac{1.83}{x}) \cdot \frac{1}{T}} \quad \dots \dots \dots \quad (1)$$

但し a : 基盤における最大加速度 (Gal) M : 地震のマグニチュード
 x : 震源距離 (km) T : 地震波の周期 (秒)

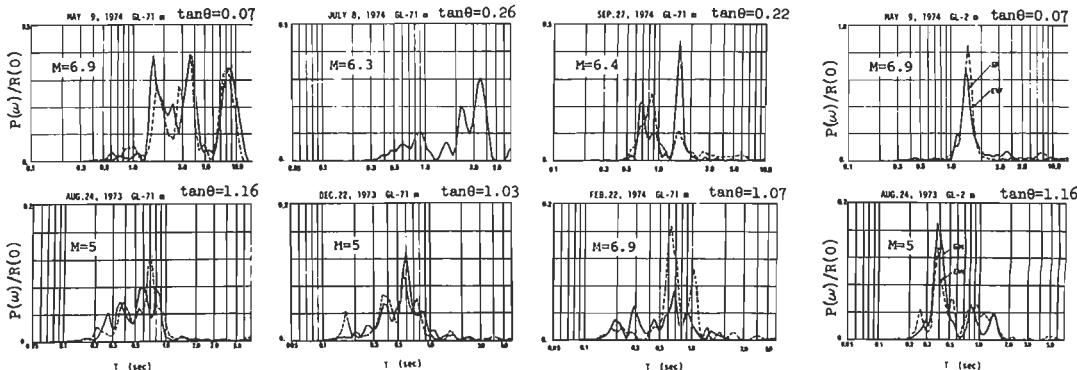


図-3 豊洲において観測された地震波の GL-71 m と地表のパワースペクトル例

(1)式において、 a を豊洲のGL-71mで観測された最大加速度におきかえ、さらにTの値を

$$T = \frac{1}{2\tan\theta + 1} (\tan\theta \leq 2) \quad \text{又は} \quad T = 0.2 \quad (\tan\theta > 2) \quad \dots\dots\dots (2)$$

なる式で与えた。(1), (2)式を用いて、豊洲のGL-71mの最大加速度を推定し、実際に観測された加速度記録の最大値と比較すると、図-4のようになり観測結果と計算結果は比較的良好く一致している。

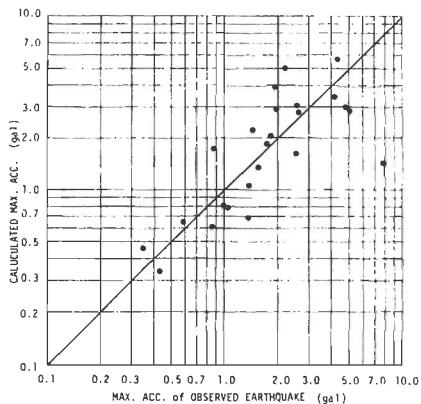


図-4 豊洲のGL-71mの最大加速度
(観測結果と計算結果の比較)

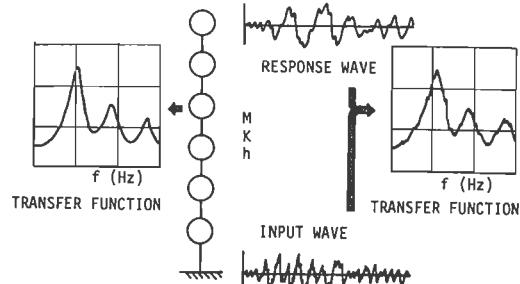


図-5 多質点系モデルの伝達関数
の求め方

4. 表層地盤の伝達特性

4-1 表層地盤の伝達関数の求め方

ある振動系の入力波形と出力波形を用いて、その振動系の伝達関数を求めるためにはいくつかの方法があるが、建築の分野で最も多く使われている方法は、入力と出力の波形のパワースペクトルを求める、2つのスペクトルの比の平方根を伝達関数とするものと、入力と出力の波形のフーリエスペクトルの比を伝達関数とする方法である。ここでは、このような方法によって求めた伝達関数の精度を簡単な方法で検討してみよう。

図-5に示すように、せん断型の多質点系モデルを考え、各次の減衰定数を定める。この振動系の定常振動に関する伝達関数は、固有値解析結果の固有振動数、固有モード、刺激係数と各次の減衰定数を用いて計算できる。計算例として用いたのは12質点系のモデルで1次減衰定数は8.4%，2次が6.3%である。この振動系の理論的に求めた伝達関数を図-6に示す。この振動モデルの下端に、芝浦で観測された地震動を入力した場合の、最上部の地震応答波形を数値計算で求める。このようにして得られた最上部の質点の応答加速度波形と地震入力の加速度波形を用いて、上述のスペクトル比を求める方法によって、この振動系の伝達関数を計算した。ここでは3種類の方法を比較したが、計算に用いた波形は同じものである。図-7に示すのは、パワースペクトルの比の平方根を計算したもので、加速度波形は0.01秒きざみのものを25秒間用いている。図-8はF.F.T.を用いたフーリエスペクトル比で、図-9はフーリエスペクトルにHanning Windowをかけたものの比である。フーリエスペクトル比の計算に用いた波形は20.48秒間のものを用いている。これらの計算結果の伝達関数は、どれも図-6の理想的な伝達関数の計算結果と非常に良く一致している。特にパワースペクトルの比を用いた方法と、フーリエスペクトルにWindowをかけたものの比を計算する方法が良い結果を与えており、これらの方法を用いて精度良く伝達関数を計算できることがわかる。パワースペクトルを用いる方法は、計算時間がかかるため、以下の解析ではフーリエスペクトルにHanning Windowをかけたものの比によって、伝達関数を計算している。

4 - 2 表層地盤の伝達関数

豊洲と芝浦の観測波形を用いて、それぞれの地盤の伝達関数を求めた。豊洲の場合は GL/-2m, -38m, -71m の記録を用い、芝浦の場合は GL, -20m, -60m の記録を用いた。両観測点について、各々 6 地震を選び出し、ウィンドウをかけたフーリエスペクトルの比を計算し、6 地震の平均を計算した。図-10 から図-13 に豊洲の GL/-38m, GL/-71m, 芝浦の GL/-20m, GL/-60m の伝達関数の計算結果を示す。実地震記録を用いた計算であるから、計算結果は地震によってばらつきが大きいが、卓越する振動数はどの地震記録を用いても共通している。地盤の減衰を評価するに当っては、いく例かの計算結果の平均の伝達関数を求めることにより、平均的な減衰定数を評価できると考えられる。

豊洲の表層地盤の伝達関数をみると、GL/-38m と GL/-71m の計算結果の 1 次および 2 次の固有振動数は、深さが異なるにもかかわらず大差なく、GL/-38m より浅い地盤の影響が大きいことがわかる。GL/-38m と GL/-71m の伝達関数は S-N, E-W 両方向の計算結果が多少異っている。特に GL/-71m の E-W 方向の伝達関数では 2 次以上の固有振動数が明確でない。芝浦の計算結果をみると、GL/-20m ではピークが 2 つ現われているが、その振動数は方向によって多少ずれている。GL/-60m の N35E 方向は 10Hz までに 4 つの固有振動数がきれいに現われているが、S55E 方向ではそれ以外に 2.7 Hz にピークがある。このように伝達関数の計算結果が方向によって異なる原因は明確ではないが、地形の影響なども考えられる。

豊洲と芝浦の地盤を、せん断型の多質点系に置換し、その固有値解析結果を地震観測の波形から計算した伝達関数と比較した。モデル化に当って、土質試験の結果と P-S 波速度検層の結果を用いて質量と剛性を算定し、12 質点系のモデルを仮定した。豊洲と芝浦の地盤に関して、地震観測結果から求めた伝達関数の固有振動数と多質点系解析モデルの固有振動数を比較して、表-2 に示した。その結果から、豊洲の GL/-38m と 芝浦の GL/-60m の固有振動数は、解析モデルの固有振動数と非常に良く一致していることがわかる。地震観測から得られた伝達関数と多質点系モデルの伝達関数を等しいと置くと、振幅比のピークの値を等しくする等価な減衰定数を定めることができる。各次の固有振動数に対応する等価な減衰定数を求めるとき、表-2 に示す減衰定数が得られる。本稿では、2 つの振動方向に関する減衰定数の平均を各次の減衰定数と仮定しよう。このようにして求めた等価な減衰定数には、高次振動になるにつれて小さな値となる傾向が見られる。図-14 に豊洲の GL/-38m と 芝浦の GL/-60m の場合の固有振動数と等価な減衰定数の関係を示す。

以上のような手順で求めた地盤の解析モデルを用いて、表層地盤の理論的な伝達関数を計算すると、豊洲の GL/-38m は図-15、芝浦の GL/-60m は図-16 のようになり、地震観測の結果と良く一致していることがわかる。

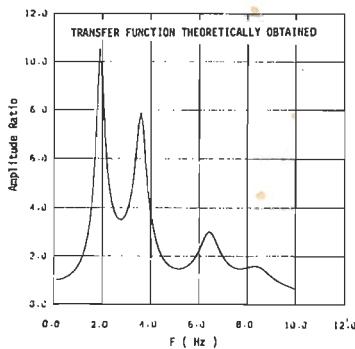


図-6 伝達関数(理論値)

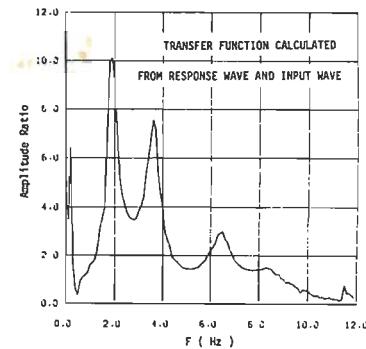


図-7 伝達関数(パワーの比の平方根)

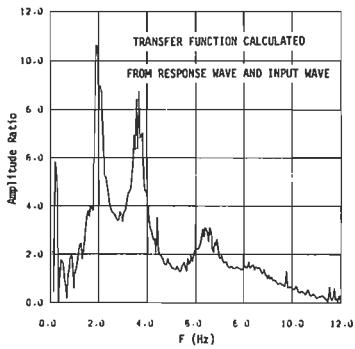


図-8 伝達関数(フーリエの比)

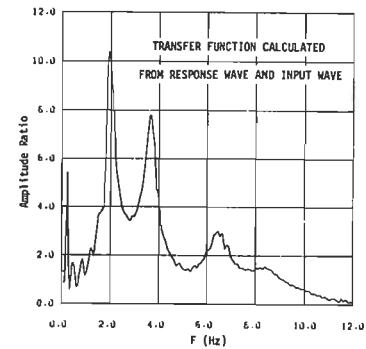


図-9 伝達関数(フーリエの比 + Window)

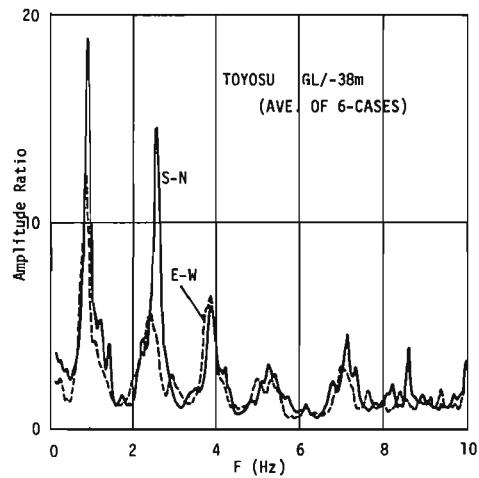


図-10 豊洲の地盤の伝達関数(GL/-38 m)

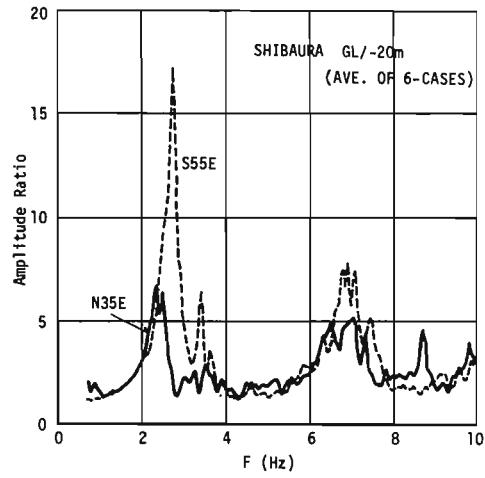


図-12 芝浦の地盤の伝達関数(GL/-20 m)

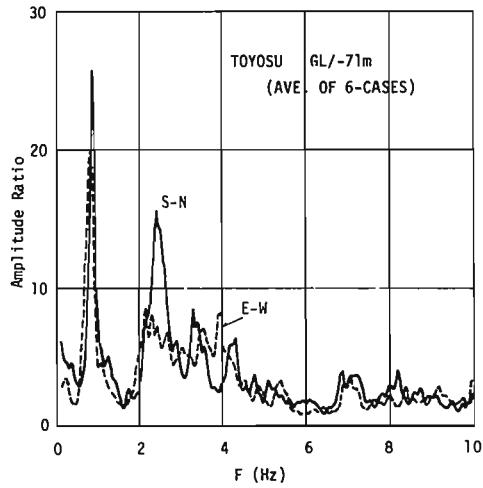


図-11 豊洲の地盤の伝達関数(GL/-71 m)

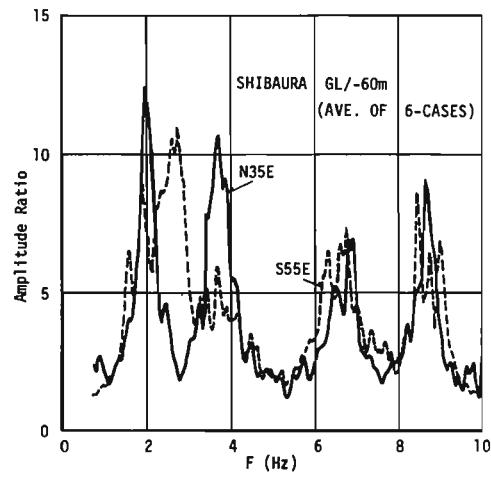


図-13 芝浦の地盤の伝達関数(GL/-60 m)

表-2 地震観測結果と多質点系モデルの固有振動数の比較・減衰定数

振動 次数	6 地盤の 伝達関数 から求めた 固有振動数 (Hz)	多質点系 解析モデル の固有振動 数(Hz)	等価な減衰定数 h (%)			
			S - N 方向	E - W 方向	両方向 の平均	
豊 洲	1	0.87	0.84	3.4	5.2	4.3
	2	2.50	2.53	1.9	4.9	3.4
	3	3.86	3.74	3.0	2.8	2.9
	4	5.28	5.57	5.1	6.1	5.6
	5	7.08	6.51	3.7	5.7	4.7
豊 洲 GL -71m	1	0.84	0.80	2.7	3.4	3.1
	2	2.44	2.29	3.7	7.1	5.4
	3	3.32	2.90	6.1	7.2	6.7
	4	4.25	3.74	2.7	/	/

振動 次数	6 地盤の 伝達関数 から求めた 固有振動数 (Hz)	多質点系 解析モデル の固有振動 数(Hz)	等価な減衰定数 h (%)			
			N35E 方向	S55E 方向	両方向 の平均	
芝 浦 GL -20m	1	2.56	2.81	9.7	3.8	6.8
	2	6.89	7.87	5.1	3.4	4.3
芝 浦 GL -60m	1	1.93	1.90	7.1	9.7	8.4
	2	3.69	3.62	4.7	10.1	7.4
	3	6.79	6.43	3.0	3.0	3.0
	4	8.55	8.51	1.5	2.1	1.8

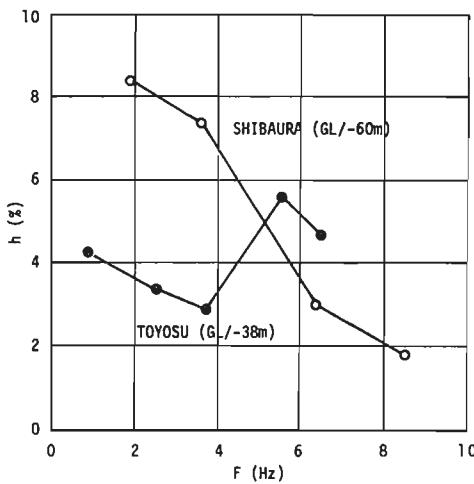


図-14 減衰定数と固有振動数(豊洲・芝浦)

5. まとめ

東京の軟弱地盤における2つの地中地震観測の例を用いて、設計に使えるようなデータをどのようにして求めるかという一例を示した。水平動に関しては、S波速度500m/sec以上の土丹層で観測された地震波を表層地盤の入射波とすると、その周波数特性は震源位置と関係があり、地震のマグニチュード、震源距離、深さなどが与えられれば、観測される最大加速度もある程度推定できる。また、それより深い地盤の伝達関数は、P-S波速度検査の結果および土質試験の結果を用いて、かなり正確に推定できることがわかった。

本稿で述べた解析では、地震動の水平成分をすべてせん断波と仮定しており、表面波の問題および上下動の問題などは今後の課題としたい。

(参考文献)

- (1) 横田治彦、市之瀬敏一、塩谷清人：「軟弱地盤における地盤とタンクの地震観測」
清水建設研究所報 Vol.23 1974.10
- (2) 横田治彦、市之瀬敏一、渡辺弘之、塩谷清人：「軟弱地盤の地震観測と解析」
同上 Vol.25 1975.10
- (3) 金井清、田治見宏、大沢幹、小林啓美：「地震工学」
建築学大系 彰国社

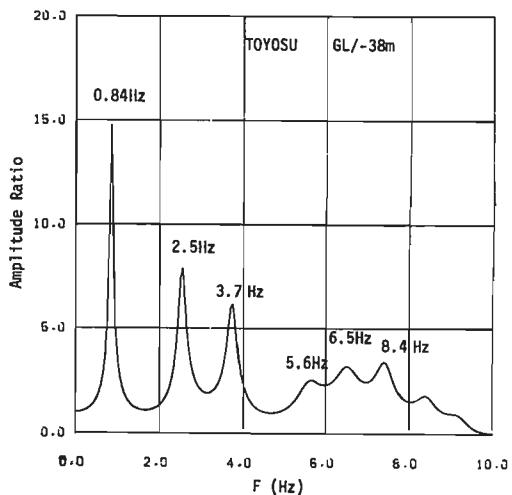


図-15 豊洲の地盤の伝達関数(理論)

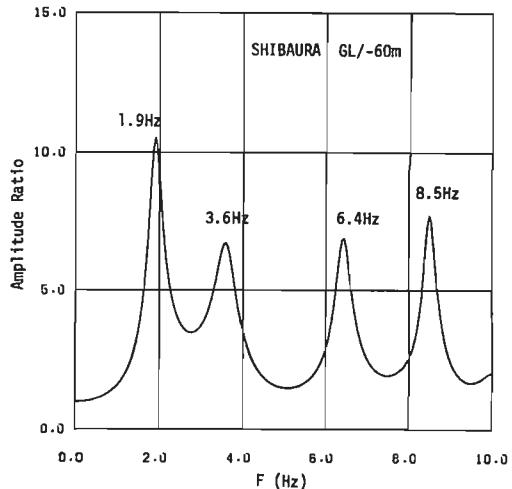


図-16 芝浦の地盤の伝達関数(理論)

9 各種地盤ひの地表・地中地震動特性

河村社一

序

地表面ひの地震動の特性を、基盤に於ける地震動の特性と表層地盤の振動特性との積として捉える概念は、異体波の伝播について考る限り極めて明解である。さらに、場所により著しく構成が異り、大地震時には塑性化・液状化を生じることのある表層地盤を、それぞれの状況に応じた系としてモデル化でき利点もある。しかしながら「基盤」をどの深さに設定するかについては、現在のところ、せん断波速度の値をめやすとして、例えば「100 m/sec 以上又は 1 km/sec 以上」層としたり、あるいは剛性が上部に比べて著しく高くなる層とする等の相場が設けられてはいるものの、必ずしも十分な根拠に基づかれてはいよいよである。基盤の設定に関しては

- 1) 構造物建設、事前調査として行なわれる地盤調査により表層地盤の物理特性が明確に捉えられる深さは、特別な場合を除きそれ程深くない。
- 2) 対象とする周期範囲に応じて基盤の深さを、長周期側では深く、短周期側では浅く設定することができないか？これを構造物の規模との関連を考えれば、比較的軽微な構造物に対する地震入力を考慮する場合には、大規模な構造物の場合に比べ、より浅い位置に基盤を設定することができないか？
- 3) 基盤をどの深さに設定するとしても、それより深い層の弾性媒質の伝播特性をどう考えるか？
- 4) 設定された基盤に於て、震源特性の異なる地震動の特性をどうにまとめるか？十分深い地中に於ける地震動観測記録は、現在のところ散少ない。

等の問題が挙げられる。表層地盤の振動特性については、地中地震動の観測が特に近年充実してきたため、小地震に限ればかなり明らかにされてきたと言つてよい。本報は、上記のような問題意識を背景に、埋立地盤、冲積地盤、洪積地盤、岩盤を含むり地盤での地表・地中地震動記録を用い、各記録の速度応答スペクトルと、表層地盤の振動特性について検討した結果について述べるものである。

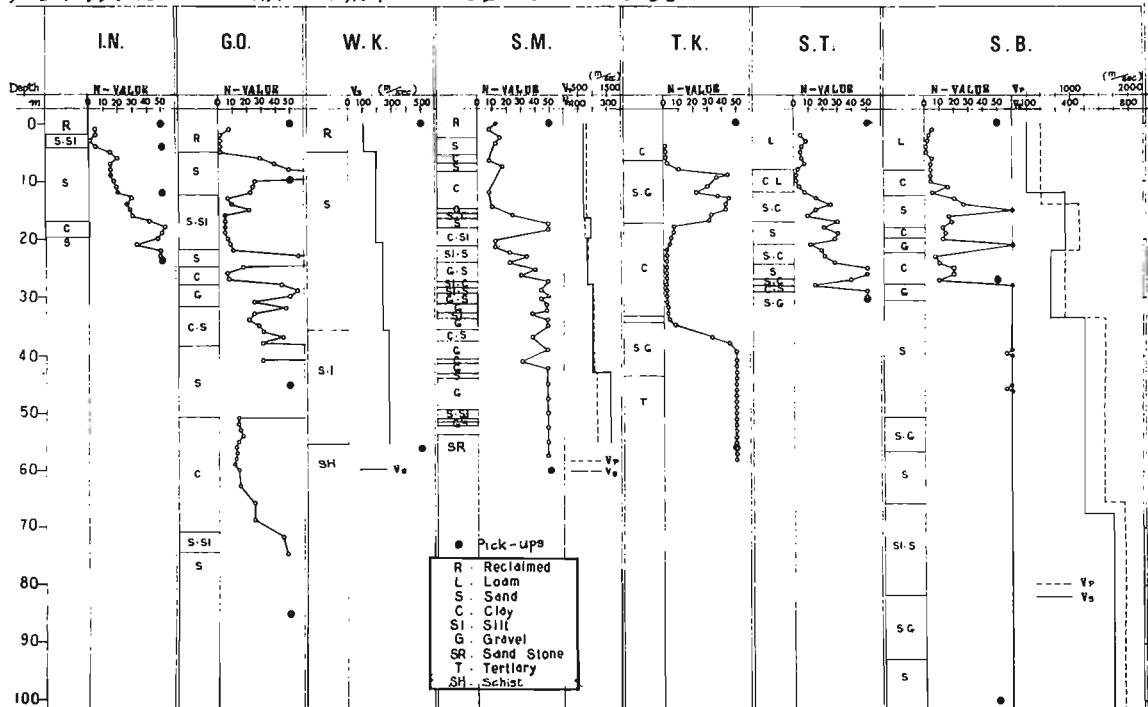


図-1. 観測地盤状況及び地震計配置

§1. 地震観測概要

1.1 地盤状況と観測体制

本報で扱う観測地点は IN, GO, SM, TK, ST, SB と呼ぶ。各地点の土質構成、N値分布及び弹性波速度を地盤計設置位置と共に図-1に示す。これらのうち、IN, GO, WK, SM の 4 地点は冲積層上に数 m の埋立層があり、TK は冲積層が、ST, SB は洪積層が表面に現われている。WK, SM の最下層は各々粘晶片岩及び砂岩である。各地盤とも地表面下 20~40 m 迄には軟弱な層を含み、N 値の凸凹が激しい。

地震計は各地点とも地表面と最下層に設置され、IN, GO, SB では中間層にも設置されている。最下層の地震計の深さは、最も深いものが GL-100 m (SB), 最も浅いものが GL-24 m (IN) である。

地震計は固有周期が 3 Hz 又は 5 Hz で、サ一本型又は電磁減衰式のものを用い、データレコーダーは電磁オシログラフにより加速度を記録している。

1.2 観測地震統要 上記観測体制により現在迄に観測された地震の数は、少ない地点で 4 例、多い地点で 90 例余りである。これらはいずれも震度階級 IV までであり、最大のマグニチュードは 7.7 であった。

尚、WK における観測記録は他に比べて地表面の加速度が大きいものが多いが、これらはいずれも近距離で発生した地震によるもので、継続時間が短く、短周期成分が卓越する特徴がある。

2.2. 速度応答スペクトル

地表面と最下層の観測記録の速度応答スペクトルを各観測点毎に重ね書きしたものと図-2.1 及び図-2.2 に示す。各記録の最大加速度は、あえて標準化せざる記録をまとめて、各地震の規模、伝播経路等により生ずる可能性のある特性の相違について、との把捉を妨げないよう留意した。減衰定数はいずれも $\eta = 0.05$ とした。

これらの速度応答スペクトル（以下スペクトルと略す）を比較検討した結果、限られたデータの範囲で次の諸点を指摘することができる。

① 地表面及び最下層のスペクトルとも、地震ごとにその特性がかなり異なる。

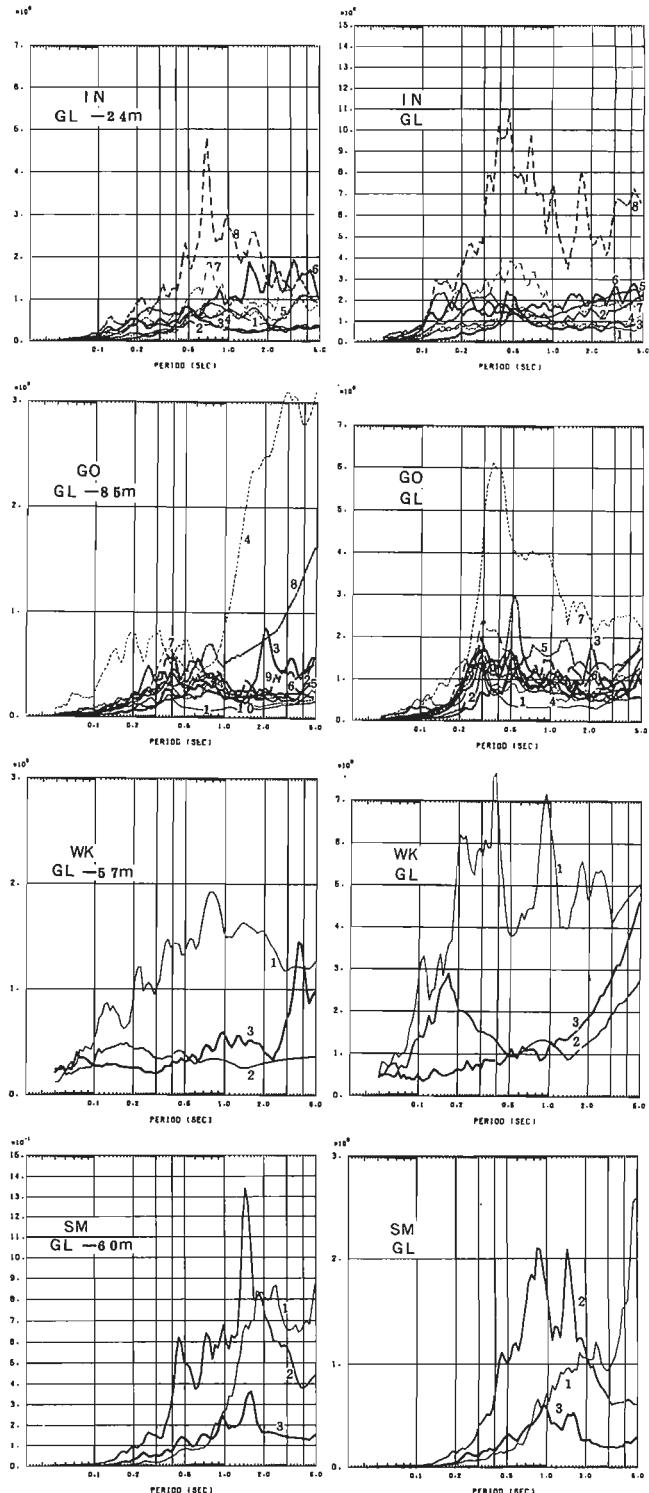


図-2.1 地中・地表の速度応答スペクトル

2) 地表面のスペクトルは地盤の違いによる特性、差が著しいが、最下層のスペクトルはこれに比べて、共通の傾向を見出すことができる。ある。

3) 最下層のスペクトルは、ある周期領域で平坦な特性を有すると見ることができるものが多いため、地表により、あるいは地盤により（例えば SB, GL-100m）固有のピークを形成する場合がある。

4) 平坦な特性を示す周期領域は 0.05~2.0 sec 以上であるが、この境界周期は地震により著しく異なる。

5) 加速度最大値の大きい地震のスペクトルが概ね全体を包摂する傾向にある。

6) 遠距離地震ほど長周期側の成分が優勢となる傾向が認められる場合もあるが、そうではない場合も多い。

7) 地表面のスペクトルと最下層のそれと比較すると、表層地盤の増幅作用を強く受けていることが分かる。この場合、表層地盤の 1 次周期のみならず、高次周期による影響も無視しがたい。

以上のよう、各地盤の地中深部における速度応答スペクトルは、地表面のそれよりは共通の傾向を見出すことができる。地盤によっては、かなり深い地盤でも固有の周期特性を示す場合があり、一律に基盤地震動特性を設定することがむずかしい。

5.3. 表層地盤の増幅特性

5.3.1 加速度増幅率

表層地盤に対する

ける加速度増幅率を地表面記録最大加速度 / 最下層記録最大加速度として、それらの発生時刻に無関係に計算し、表-1 に示すよう平均値を得た。平均増幅率は地盤ごとに異り、1.6~6.6 倍の範囲にある。地盤種別あるいは表層地盤の厚さと 1 次周期との相関は見られない。増幅率、歪係数について

は、最下層記録の最大加速度

表-1 加速度増幅率

との関連を検討したが、比較的大きな加速度が観測されている WK に於て、最下層最大加速度の増大につれて増幅率の低下が見られるものの、他の地盤では有意な相関は認められなかつた。

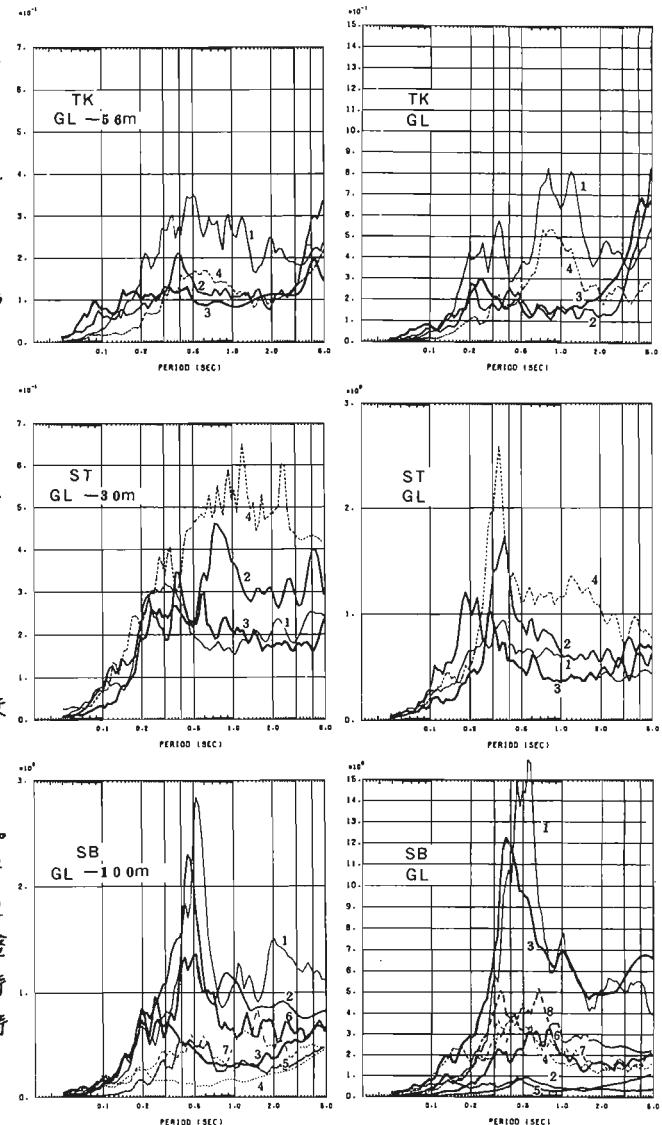


図-2.2 地中・地表の速度応答スペクトル(続)

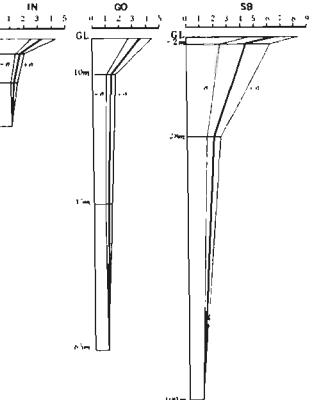


図-3 加速度増幅モード

中間層にも観測点を有する IN, GO, SB の 3 地点について、各点の平均加速度増幅率を結ぶ加速度増幅モードを図-3 に示す。いずれの地盤でも、地表面近傍で著しい増幅を示している。

3.2 伝達特性 地表面記録の一
リエスペクトル／最下層記録のフーリエスペク
トルを表わされる表層地盤の伝達関数を複数の
地震について重ね書きしたものと、GO, TK
地盤について図-4 に示す。地震別により各
周期に於ける増幅率は若干異なるものの、卓越周
期はこの程度の強さの地震に対しては、ほぼ共
通であるといえる。高次周期に於ける増
幅率が 1 次周期よりそれよりかなり大きい
が、これを前述の加速度増幅モードと合
せ考えると、地表面層での短周期成分波
の大きな増幅を示すものと思われる。二
のようにして求められた表層地盤の小地
震時の固有振動特性は、弹性領域の質点
系モデルによる解析で理論的に表現でき
ることを確認した。

3.3 減衰特性 表層地盤の
減衰特性を図-5 に示す。スペクトルフィッ
ティング法により求めた。これは観測記
録から求めた伝達関数と、質点系モデル
を用いた理論解析による伝達関数を近似
することにより、各次減衰定数を求める
ものである。伝達関数の近似結果の一例を
図-6 に示す。図-7 は IN, GO, WK
の各地盤について得られた各次減衰定数
を周期に対してプロットしたもので、いずれも高次減衰型の特徴を示している。

3.4 垂分布 IN 及び GO 地盤につきスペクトルフィッティングにより求められた各次減衰定数を用い、入力最大加速度を 100 gal とした表層地盤の応答計算を行なって図-8 に示す地盤垂度分布を得た。いずれも軟弱層で垂度が大きく、特に地表面層で最大となる。

結

表層地盤の増幅特性に関しては、微小歪レベルに限れば、実測及び線形理論
解析によりかなり明確に把握できることが分った。今後は、非線形性を考慮し
て大歪時の表層地盤の増幅特性を明らかにすると共に、地中深部での地震動特性の分析をさらに進め、現実的な基盤地盤動特性の設定をする必要がある。

謝辞 本稿の執筆にあたり御協力頂いた大成建設(株)建築本部設計部、土木
本部設計部、技術本部技術開発部の関係各位に謝意を表します。

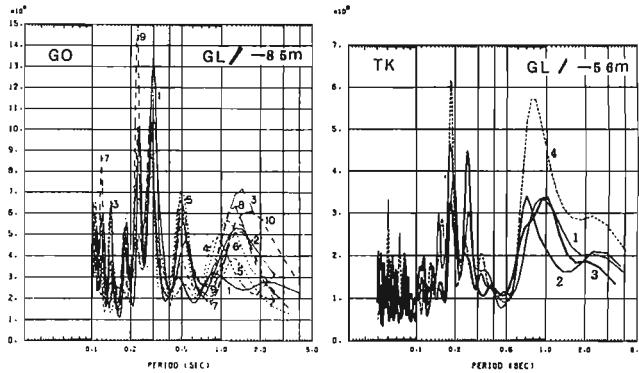


図-4 地盤伝達特性

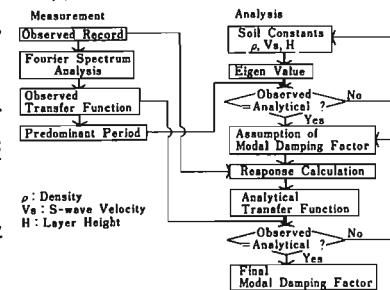


図-5 スペクトルフィッティングフロー図

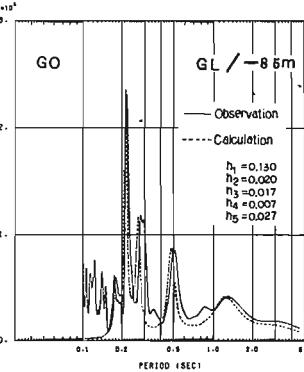


図-6 スペクトルフィッティング例

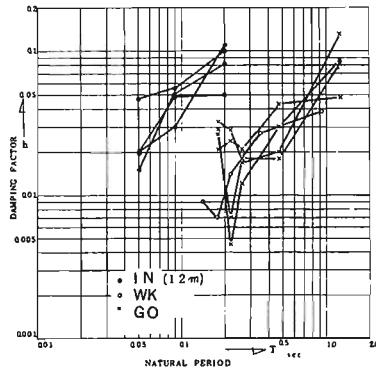


図-7 各次減衰定数

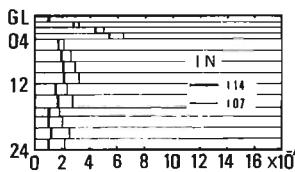
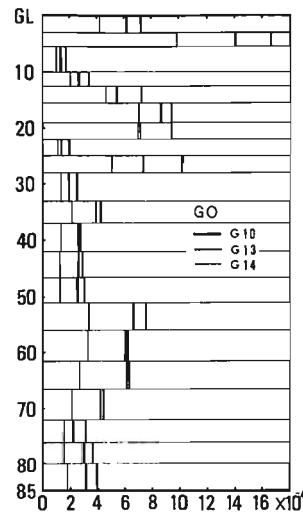


図-8 地盤垂度
大成建設(株)

10 深層地盤による地震波の増幅特性へ。基盤岩地形の影響

入倉孝次郎

1. はじめに

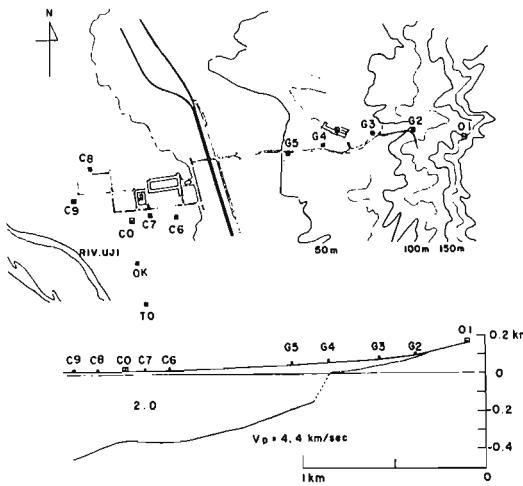
沖積層や洪積層の本固結堆積層からなる地盤とは、地震波が地表面近傍と急激に増幅されることよく知られています。これら地盤と得られる地震波の主要動部の震動特性は、軟弱な表層内での SH 波の重複反射により、決定されることは、実験的および理論的にも多くの研究者により解明されました。これらの一連の地盤の震動特性の研究は、地盤構造が水平方向に一様であるといふ仮定の下に立てられてきた。しかしながら沖積平野の周辺部や海岸の埋立地などにみられる水平方向に変化する構造を有する地盤との震動効果については、観測報告も少なく、理論的研究もまだ十分にはなされていません。

近年堆積平野周辺の丘陵部にかけた大规模な宅地開発、海岸埋立地での工場建設など、水平方向に irregular な構造を有する地盤における構造物の建設が盛んに行われています。これらの地域における建築群や長大構造物の耐震設計を行うには、単に点における震動特性ではなく、地盤震動の空間的変化の検討が必要となります。これは地盤工学上の問題として水平方向に一様性の仮定の困難な複数の構造を有する地盤との震動特性についての研究の発展が極めて重要なことです。

我々が地震観測を行った京都盆地の東の山腹に位置する京大半島構内周辺地域は、地盤構造と地盤震動特性の関係を詳細に上手く判別できる条件を有しています。この地域では沖積層および洪積層からなる未固結の堆積層下の古生層の基盤岩の形状が東の山腹から西の盆地中央部へかけて傾斜していることが爆破探査により推定されています(Fig. 1)。地盤上の観測点(Co. 点)とは、老層の透水構造がボーリング孔を利用して作成した P 波や S 波の波層より深さ約 40m 以下の持続的な水があり、また小井戸管・斜管などにより周辺地盤の堆積層の厚さが調べてあります。地盤構造は東西比較的情報が豊富に得られています。この地盤上の観測点は東方約 2km の山腹では古生層の岩盤の露頭があり、基盤岩上 (Fig. 1 の O1 点) と地盤上 (Co. 点) の同時比較観測が比較的容易になります。この論文では、基盤岩の形状による地盤の震動特性への影響について、実際の地震波観測や地震動測定より評価を行った同時に、水平に傾斜していきる層構造による地震動効果の practical な計算方法を導くことを目的としています。ここで検討する地盤構造による震動特性は、Aki and Larson によると導かれた水平に irregular な interface を有する層での SH 波の scattering の計算方法、および ray theory を用いて倾斜層での SH 波の重複反射の計算方法の 2つの方法の中、後の結果が比較的です。地震観測は固有周期 1sec の速度計 (±0.64 m/sec/km)、直流増幅器(感度は O1 点で 50 倍, Co. 点で 20 倍)、遮断装置およびデータレコーダーなどを自動記録で取りました。

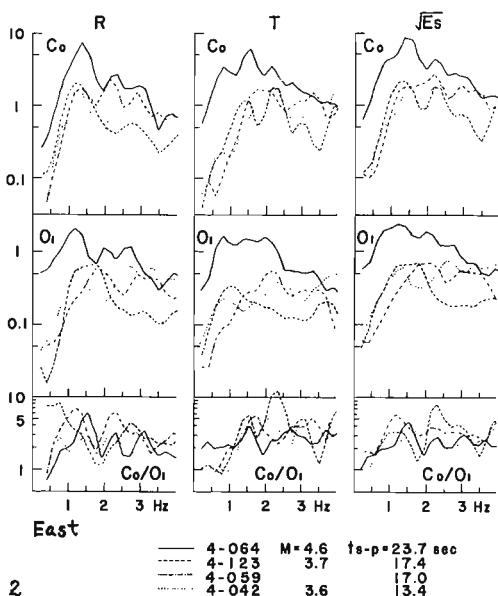
2. 地震波の増幅特性-地震波観測の結果-

岩盤上 O1 点と地盤上 Co. 点の地震動スペクトルの比較により、地盤構造による地盤構造の増幅特性が推定されました。観測点 Co. 点(左)、西側(盆地側)および東側(山側)から入射する S-P 波の地盤波の S 波部分の入射波に対する反射波が Fig. 2 および Fig. 3 に示されています。解析に用いた地震波の S-P time は 14~24sec(震央距離は 1200~2000 km)であり、反射角は 3.5~4.6° である。この基盤岩がさうした入射角は 30°~40° の推定です。S 波部分の水平震動は、震央方向に 37.1%、Radial 成分と Transverse 成分の垂直震動が少ない傾向、フーリエ



変換された。 $\sqrt{E_s}$ は $\sqrt{R^2 + T^2}$ で意義である。2 地点の S 波運動の比を求める際、2 地点とも S 波の入射方位のずれがあると、同一 phase (SH 波や SV 波) の対応が保たず、振巾比による増幅度の推定のエラーが大きい。 $\kappa = 2$ S 波の phase のずれによるエラーが少ない $\sqrt{E_s}$ の成分の 2 成分の内分けにより、表層地盤による増幅特性を推定する。

西側からの地震波の場合 (Fig. 3), $\sqrt{E_s}$ が C_0 点と O_1 点の比をみると、最大位相波数 ($\pi - \beta$) は 0.5 Hz 附近に集中する傾向があるが、その振巾は 3~4 に亘り、2~1.3~1 の東側からの地震波の場合 (Fig. 2), κ が $\pi - \beta$ は 1 Hz 以下では余り顕著でないが、 $1\sim 2\text{ Hz}$ の高周波数域にあり、その振巾は 3~6 となる。入射角が余り大きくなりなく、また表層と基盤岩の S 波速度の比が大きい時、SH 波と SV 波の表層による運動効果はあまり変わらない。したがって $\sqrt{E_s}$ の 2 地点間の比は SH 波の増幅特性を示す Fig. 2 と近似的に精度を保つ。

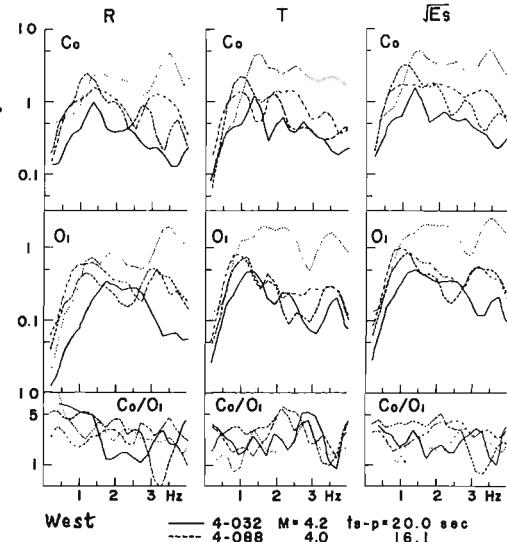


Fourier spectra of radial components and transverse ones of S parts and mean spectra, $E_s = \sqrt{R^2 + T^2}$, of seismic waves arriving from the east side. Top : spectra at the ground site. Middle : spectra at the rock site. Lowest : spectral ratios between the two sites. Window length for computation of spectra is 5.12 sec.

§ 3 離散運動特性

離散運動測定は O_1 点および C_0 点と同時にも; $\pm 1.5^\circ$ (O_1-C_0 溝軸に沿う移動点) の 3 地点の同時観測をくり返して行なった。使用した換算器は地震観測の時

と同じ固有周期 1 sec の連震計である。離散運動特性と地盤構造の関係をみるために、表層の厚さが異なるビ推定された測定点ごとのスペクトルが Fig. 4 に比較される。表層の厚い C_0 , C_6 点および C_9 (Fig. 1 参照) では、 $0.5\sim 0.6\text{ Hz}$ 附近に顕著な $\pi - \beta$ がみられるが、表層の薄い G_4 点および G_3 ではこの周波数附近に $\pi - \beta$ はない。離散運動振巾の空間分布が Fig. 5 に示す。振軸が離測点の位置を示し、緩軸が 11.2~10.2 フィルターを通しての波形記録の平均振巾を示す。Fig. 5 の振巾値の右側に付した数字は同時観測記録に対する 1.2~1.3 である。 0.4 Hz 以下の低周波数域では振巾分布は岩盤上 O_1 点から堆積層の厚い C_9 点までだらかに増大し 2~1.3~0.4~0.8 Hz の周波数帯域では、振巾は $C_6\sim C_9$, E で大きくなるが、 $2\sim 0.4\text{ Hz}$ の帯域での振巾は G_4 より G_3 が最も大きくなる。これは見込みと周波数帯域による離散運動振巾の空間的変化は表層の厚さの変化に対応(2~1.3~0)



Fourier spectra of radial components and transverse ones of S parts and mean spectra, $E_s = \sqrt{R^2 + T^2}$, of seismic waves arriving from the west side. Top : spectra at the ground site. Middle : spectra at the rock site. Lowest : spectral ratios between the two sites. Window length for computation of spectra is 5.12 sec.

§ 4 基盤岩の形状による地震運動効果

4-1 Scattering Theory による計算

$\varepsilon = \varepsilon'$ の地盤構造で Fig. 6 の様に cosine 形の ε モデルで、Aki and Larner (1971) $\varepsilon = f$ scattering による計算方法を用ひ、SH 波の入射した時の表層による震動強度が計算された。計算結果の一例として、掩土土と、 0.5 Hz 、 0.6 Hz および 0.8 Hz の周波数の SH 波の入射に対する表層による増加度の空間分布が Fig. 6 の上図に示すところ。地盤上の震測点 C0 附近の表層の厚さは 0.37 km である D_s は $= 9$ モデルで C0 点では、西側(盆地側)入射の場合、Fig. 6 の A 点に近い(東側)、東側(山側)入射の場合、B 点に近い(西側)。Fig. 6 の A 点と B 点を比較すると、B 点での増加度の最大となる周波数は A 点より若干高周波数に近づいており、すなわち 0.5 Hz の A 点の増加度は 4.9、B 点のそれは 4.0 と A 点の方が大きであるが、 0.6 Hz では B 点の増加度の方が逆に大きくなる。しかしながら D_s の計算によれば、周波数のずれは小さく、Fig. 2 と 3 で示された震測位置には一致しない。震測位置に対応させたのはより複雑な構造の計算が必要となる。この計算方法は 1 層の場合でも精度をあげるために scattering の係数を多く必要があり、ここでの計算例では scattering の係数 $N = 49$ 、方程式は $N + 1$ 元の複素数係数の連立方程式で、2 層以上ではついついも複雑な場合は不可能であるが、計算時間もかかり、精度も悪くなるため、あまり実用的ではなくななる。

4-2 Ray Theory による計算 —傾斜構造—

2 層以上の構造にも適用可能な計算方法として ray theory を用ひる。この場合層境界の形状は必ずしも単純化して、傾斜のやを考へる。傾斜構造の重複反射の解は、2 次元モデルで 1 層の場合について Ishii and Ellis (1970) によると求められていふ。
 $\varepsilon = \varepsilon'$ は time domain の層構造や地表面との反射・屈折による生じる各 ray の走時と掩土を系統的に計算し、合成することによって、2 層以上の傾斜構造地盤についても数値計算可能な方法を導いた。(同様の計算方法により表層地盤の増加特性が SV 入射・1 层構造の場合について、瀬尾 (1969) によると計算されていふ。) 数値計算方法の詳細は参考文献上に述べておいたので、省略する。

まことに傾斜した基盤を有する 1 层構造古井 (3)。基盤までの表層の厚さ 0.37 km 、S 波速度は 0.8 km/sec

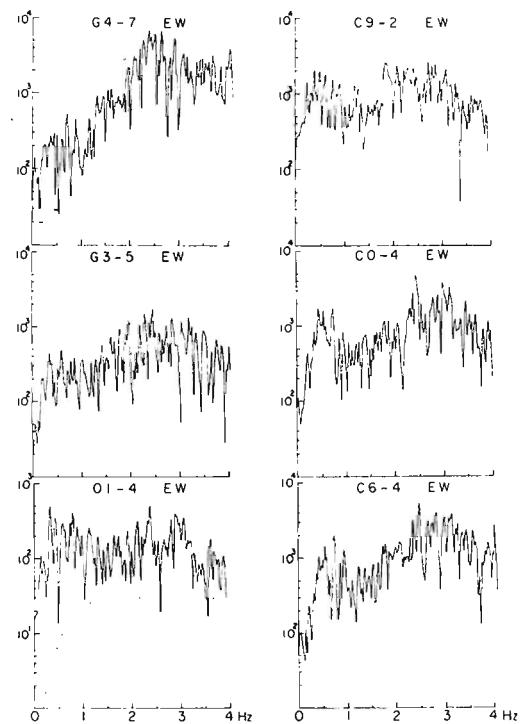


Fig. 4 Comparison of Fourier amplitude spectra of EW components of microtremors observed at 6 points where thickness of soil deposits are different, as shown in Fig. 1. 各種の計測特性を示す。

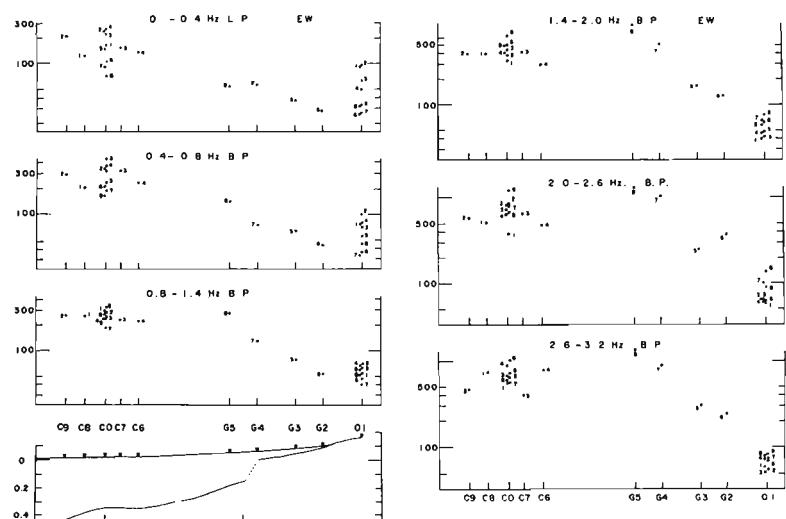


Fig. 5 Spatial variation of average amplitudes of EW components at microtremors passed through various band pass filters.

(全の重複反射波)

を計算した結果である。2 層以上の傾斜構造地盤についても数値計算可能な方法を導いた。(同様の計算方法により表層地盤の増加特性が SV 入射・1 层構造の場合について、瀬尾 (1969) によると計算されていふ。) 数値計算方法の詳細は参考文献上に述べておいたので、省略する。

基盤のS波速度は2.4 km/secとす

る。このモデルにSH波の単位入射

波が入射した時の表層2の

responseはtime domainで求め

り、次にfrequency domainで

変換する。図中の入射角は対す

るresponseの計算例がFig. 7を示

す。図の負の表層2の入射角は

up-dip方向、Fig. 1の西側入射の

場合と対応し、正の入射角は東側0.5 km

入射の場合と対応す。Fig. 7で

2ペリオド以上-3ペリオド以下の

到着方向により強化1.2倍

fundamental modeの5°-7°の間

波数はscattering theoryで計算す

算値とほぼ対応していき、その振幅値は少しあり、2.2倍。二重屈折率はrayの計算で1.2、無限遠で行なうべき反射ray phaseを考慮して、モデルの前略化のための誤差がある。

表層の構造を2層とした場合の計算例がFig. 8に示す。基盤層が10%傾斜(2.13°)とし、第1層を若干傾斜(2.13°と2.23°と)、up-dip方向入射の場合5°-7°の位置は傾斜角を多少多くても変らないが、一方down-dip方向入射の場合の5°-7°の位置は第1層の大きさを傾斜により大きく変化する。第1層の厚さとその底面の傾斜を適当に選ぶと震源距離に近いresponseが得られる。

= 2° a ray theoryより計算すれば、傾

斜構造如きの増幅特性は、傾斜角が大きい

大きい時は、比較的精度よい結果が得られる。この計算方法は2層構造を計算時間も少なくて済むため、境界の角度や表層の速度・厚さなどとの113×7-27表と計算を行ない、震源距離に適した113メートル-吉澤是子著 inverse問題に適用していきたい。

参考文献

1) 入倉泰次郎: 傾斜構造を有する

地盤の震動特性、京大防災研究報告、

第1号B-1, pp. 29-57, 1976.

2) 以下略

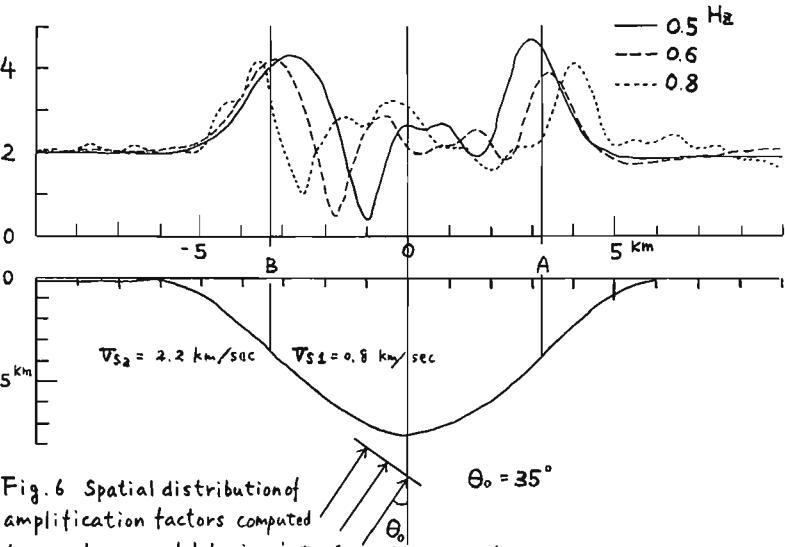


Fig. 6 Spatial distribution of amplification factors computed for one layer model having interface of cosine shape.

INCIDENT SH WAVES 1 LAYER MODEL

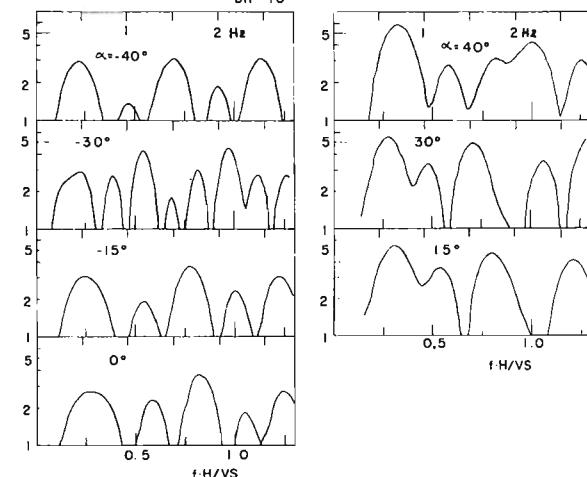


Fig. 7 Responses in frequency domain, computed for one layer model having a dip angle of 10° using ray tracing.

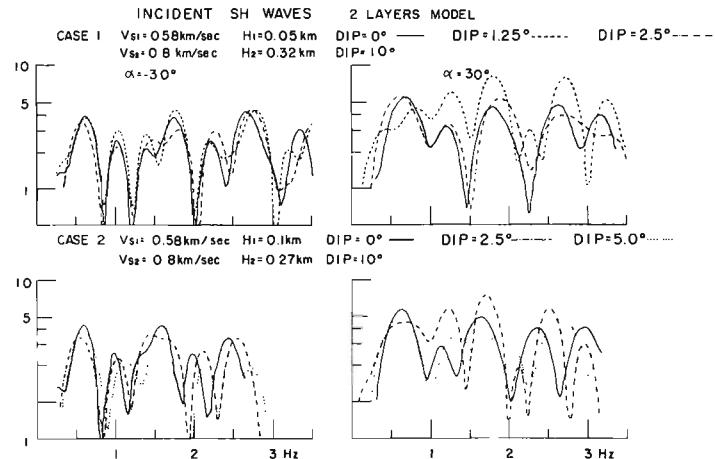


Fig. 8 Responses in frequency domain computed for two layers model.
(京大防災研究所)

II 崖近傍の振動性状について

小牧昭三*, 大保直人**

1. 序

崖は自由端で振動振幅が特別に大きくなることは当然考えられ、その為に地震被害が生ずることは十分予想されることであり、墓石の転倒が崖の近くほど多く、崖の近くに崖面に沿って亀裂が多く見られるのは、地震調査でよく経験するところである。しかし崖の近傍での地震被害が注目されるようになったのは、耐震性が配慮された鉄筋コンクリート造建物に被害が見られてからである。この現象が著しく現れたのは1968年十勝沖地震で、特に八戸市では段丘の縁に位置していた市役所、市立図書館、八戸工業高等専門学校で被害が大きかった。

このような地震災害を解明する為に、直接崖の近傍で振動計測を実施することを考えた。実験に利用する崖は出来るだけ垂直に立ち、高い方が望ましく、又閑静な場所であることが好都合である。しかし、適当な場所はなかなか見当らず、結局埼玉県入間郡日高町の高麗中学校で実験を行った。学校の敷地は高麗川に臨む段丘面上にあり、崖の高さは12m～13m、傾斜は80°余りである(図-1., 図-2. 参照)。地質構造は1m～3mのローム質表土の下に薄い疊層を挟んで、疊堤りローム層が厚く堆積しており、これらの疊は非常に硬質である。

理想的には、崖近傍の数ヶ所で地震動を観測して、得られた地震記象を解析し、それぞれの振動性状に及ぼす崖の影響を考究するのが、最も妥当な方法である。しかし、いつ発生するか解らぬ地震に対して、常時観測態勢を整えることが種々の制約から困難であった。そこで人為的に振動を起こして、それによる崖近傍の振動を観測するしか方策はなく、その手始めとしてSH波についての計測を行なった。その後、たまたま実験地よりほど直南に6.5km離れた飯能市落合区爆破点として、約400kgのダイナマイトによる爆破実験が行なわれたので、この爆破振動を利用して崖近傍の振動計測を行なった。

以下これらのことについて得られた結果を述べると共に、崖縁で地震動を観測した場合、振動振幅が異常に大きくなる実例を紹介する。

2. SH波による振動性状

崖の近傍での振動性状を調べる為には、SH波について計測を行なうのか、解析する際は好都合である。これはSH波が反射・屈折に際して単純な性状を示し、従って簡単な記録が得られるか

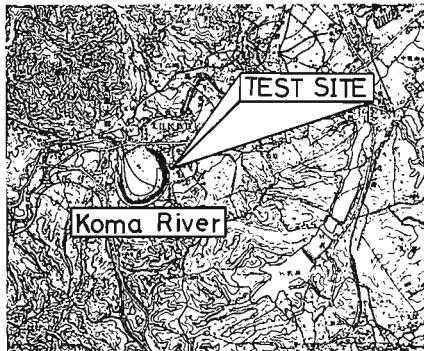


図-1. 埼玉県入間郡日高町の実験地

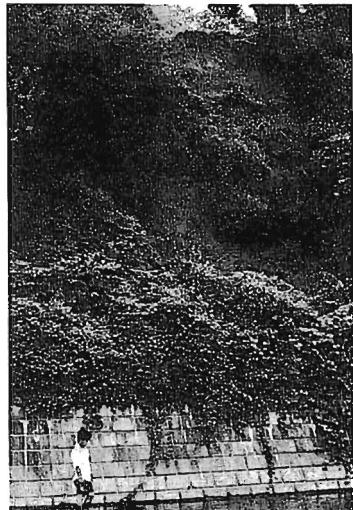


図-2. 埼玉県入間郡日高町の実験地の崖

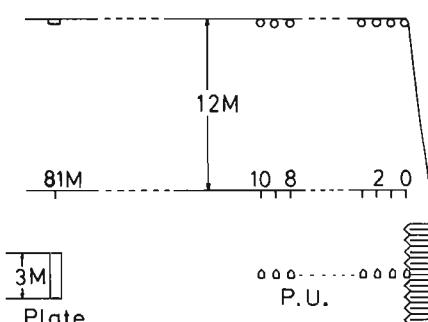


図-3. SH波についての振動計測の配置図

らである。

測線は図-3に示すように、段丘面上に崖面に対して直角方向に選ばれた。長さ約3mの板を崖面より81mの地点に崖面に平行に埋設して、板の端を叩くことによりSH波振源とした。この板の垂直二等分線上に0.5m或いは1m間隔にTransverse方向に換振器を設置して計測を行った。この他三成分観測も随所で行なつた。計測に使用された計器は、Mark Products製4.5Hz換振器、Mark Rand製24成分増幅器(MR-4500)と同じく24成分ディジタル量重合収録装置(MR-8800)、Mark Products製24成分オシログラフである。

図-4は崖の近傍、崖面から約20mまでの地点で観測された波形の一例である。これら各観測点で得られた波形をそれぞれ0.5Hz間隔に、0.5~100Hzに亘って周波数分析を行なった。その一例を図-5に示す。一見して解るよう、崖の近くでは20Hz附近の波の振幅が大きく、崖から遠去かるにつれて40Hz附近のそれが大きくなる。

が、全般的に20Hz附近と40Hz附近で振幅が大きい。従つてこの附近の成分波についてのみ議論を進める。観測波形は図-4に示されるように、崖に対する入射波と反射波との分離は困難である。従つて上記分解に際しては分離することなく、波形をそのまま一括して処理した。この場合、或る2点間での所謂傳達函数の変化を求め

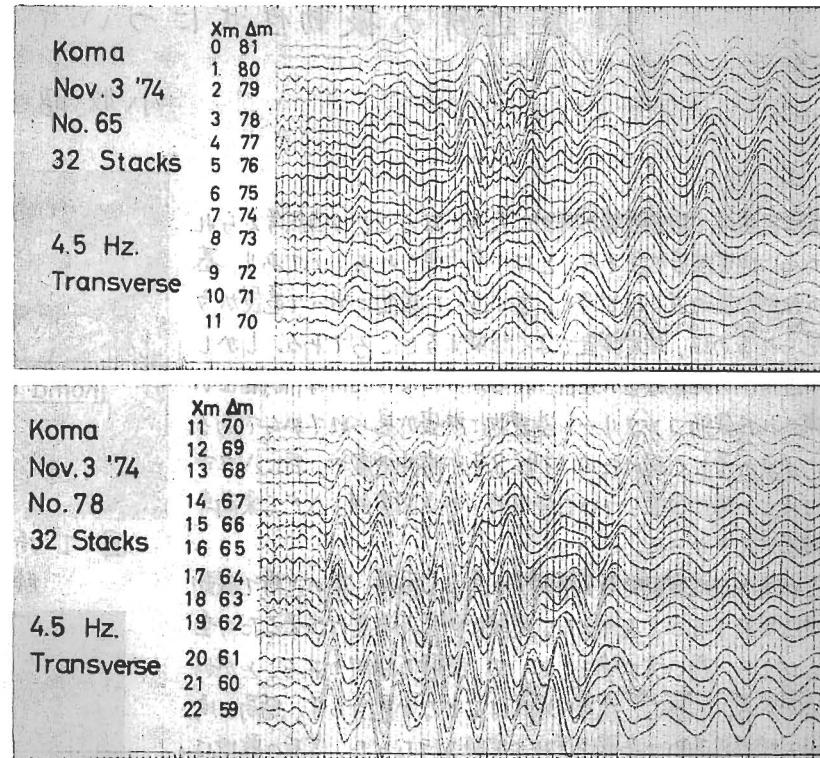


図-4 観測波形の一例

X: 崖の尖端からの距離, Δ: 振源距離

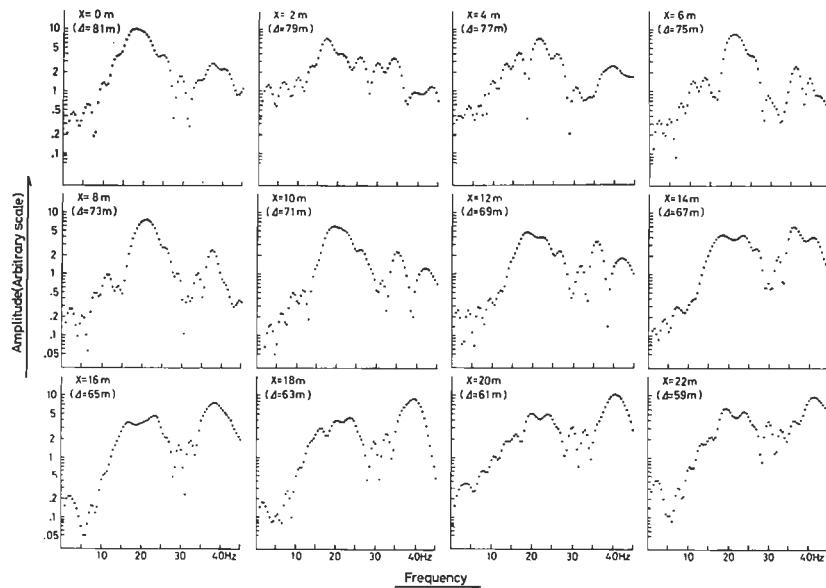


図-5 スペクトルの一例

れば、反射波の影響を明らかにすることが出来る。

任意の入力 $y_i(t)$ が或る線型系 S に与えられた時、その系の出力 $y_o(t)$ は重み函数 $h(\tau)$ として、

$$y_o(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) \cdot y_i(t-\tau) d\tau \quad (1)$$

$$h(\tau) = 0, \quad \tau < 0$$

で与えられる。又 系 S の動特性、即ち周波数応答函数 $H(f)$ は重み函数 $h(t)$ の Fourier 变換であり、次式

$$H(f) = \int_0^{\infty} h(\tau) e^{-j2\pi f\tau} d\tau$$

で表される。更に (1)式の両辺の Fourier 变換をとると

$$Y_o(f) = H(f) Y_i(f)$$

$Y_i(f)$: 入力 $y_i(t)$ の Fourier 变換

$Y_o(f)$: 出力 $y_o(t)$ の Fourier 变換

で表される。従って

$$H(f) = Y_o(f) / Y_i(f)$$

即ち、系 S の周波数応答函数 $H(f)$ は波の傳播について考えると、系 S の入出力間の傳達函数と見なされる。

一回の計測について観測点 Δ_i での振動波形を入力 $y_{\Delta_i}(t)$ とし、他の観測点 Δ_o でのそれを出力 $y_{\Delta_o}(t)$ と見なした場合、 $\Delta_i \sim \Delta_o$ 間の傳達函数は、

$$H_{\Delta_i, \Delta_o}(f) = Y_{\Delta_o}(f) / Y_{\Delta_i}(f)$$

で表される。今 Δ を崖面 $x=0m$ に固定し、 Δ_i を $x=0.5, 1, 1.5, 2, \dots, 11, 11.5 m$ として、それらの間の見掛けの傳達函数を求めた。これらの一部を図-6 に示す。ただし こゝでは崖の影響を明らかにする為に、観測点を表す Δ の代りに崖面からの距離 x を用いた。以下簡略化して、例えば $\Delta_i = 5m, x_o = 0m$ に対する見掛けの傳達函数は $H_{5,0}$ で表す。図-6 によると、6.5Hz, 18Hz, 30Hz 及び 42Hz 附近で距離効果が見られる。しかし、図-5 より明らかのように、18Hz, 42Hz 附近を除いては、いずれも振幅の小さい成分波であるから、図-7 に 18Hz 及び 42Hz 附近についての崖からの距離 x と見掛けの傳達函数の大きさ $|H_{x,o}|$ との関係を示す。18Hz で $x=5m$ に顕著な極大が見られる。18Hz から離れるにつれて極大値は減少し、しかも 16Hz ~ 20Hz で極大を示す x は 7m から 2.5m へと移動している。この現象は崖に対する入射波と反射波の干渉の結果と考えられる。例えれば 18Hz の波については $x=5m$ 附近が節となり、崖面では腹となって特に振動振幅が大きい。42Hz 附近でも同様な現象が見られるが、波長が短い為に極大・極小を示す x の間隔が小さくなっている。

崖の近傍での振動性状を把握する為に、上述の

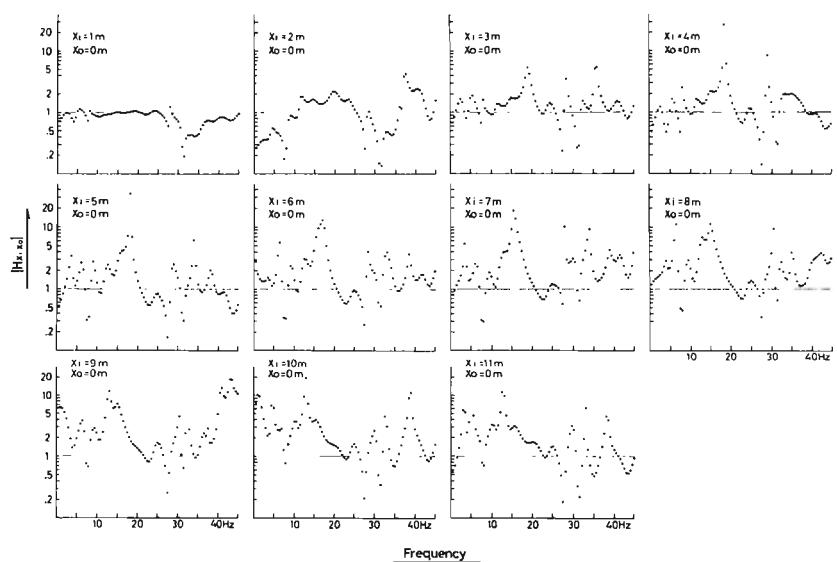


図-6 見掛けの傳達函数

顕著な成分波について時間領域

に於ける波を再現した。図-8はそれぞれ18Hz, 42Hzを中心周波数としてその前後2Hzを取り出し、それらについて釣鐘型のWindow [$e^{-(\frac{t}{T} - \frac{t_0}{T})^2}$] を通して合成したものである。これにより見られるように、両者とも崖面のすぐ近くで振幅が際立って大きく、18Hzの波に関しては $Z=4m$ 附近で、42Hzについては $Z=2m$ 附近及び $Z=9m$ で振幅が極めて小さい。これは崖面が自由端としての振動性状を示すことを裏付けている。

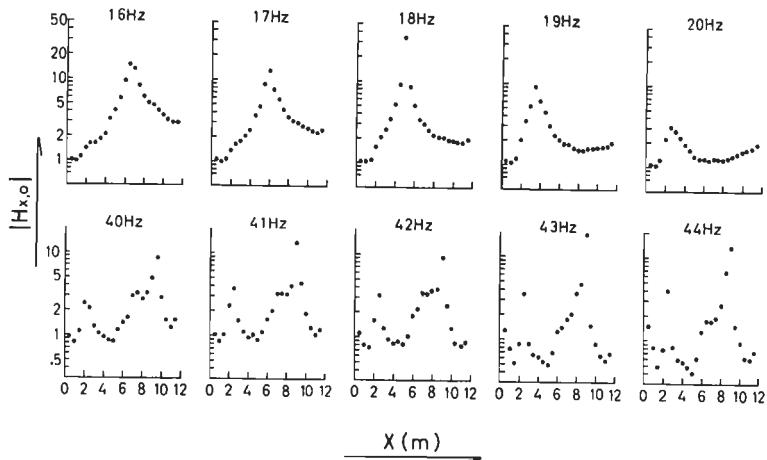
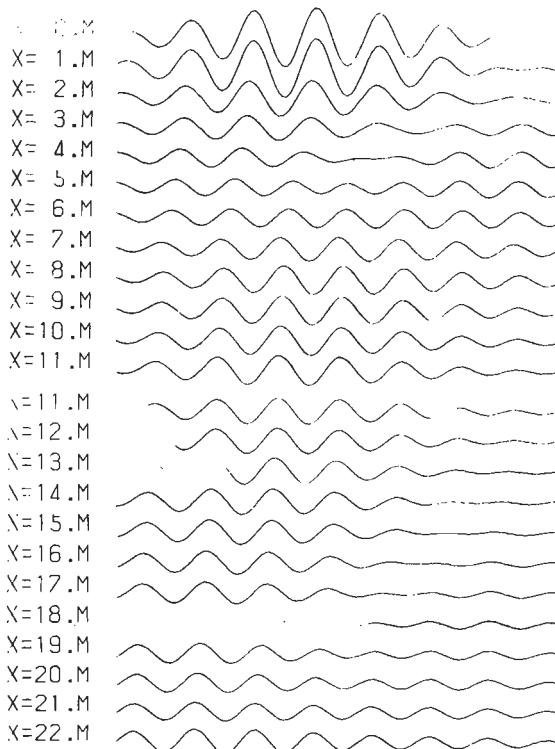


図-7, 18Hz及び42Hz附近の成分波についての振幅分布

18Hz



42Hz

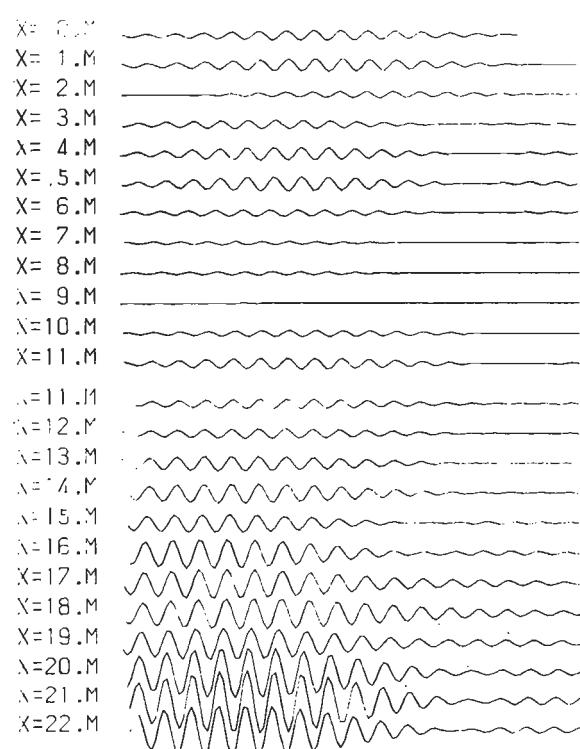


図-8, 中心周波数18Hz及び42Hzで合成された振動

3. 爆破実験による振動性状

崖近傍の振動計測に利用した爆破実験は、東京周辺の地下構造を調査する為に、国立防災科学技術センターで計画され、1975年11月30日02時52分に実施された。図-9に示されるように、爆破点は振動計測を行なっていた崖より、ほど直角6.5Kmの飯能市落合にあり、南北に約50m離れた2地点の深さ50m及び45

m の孔中で、それ
ぞれ202.5kg及び
196.9kgのダ
イナマイトが着時
爆破された。

観測に使用され
た計器はGeo Space
製4.5Hz換振器、
Mark Rand製12
成分増幅器(MR
-5500)、三栄測
器製12成分オシ
ログラフ(カーブ
1メータ300Hz)
である。図-10

に示されるように、
崖面のA点、及び
段丘面上のB点、
C点、D点の4ヶ
所で三成分観測を
行なった。水平成
分は崖面に平行及
び直角方向である
が、崖の走向がほ
ぼNSであるので、
結果的にEW、N

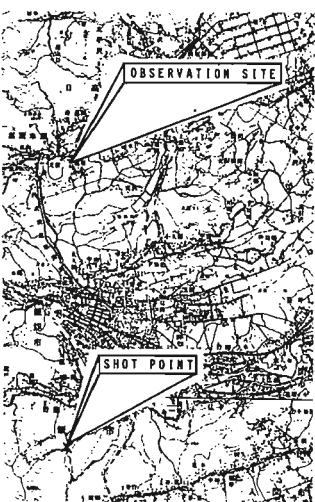


図-9 観測点及び爆破点

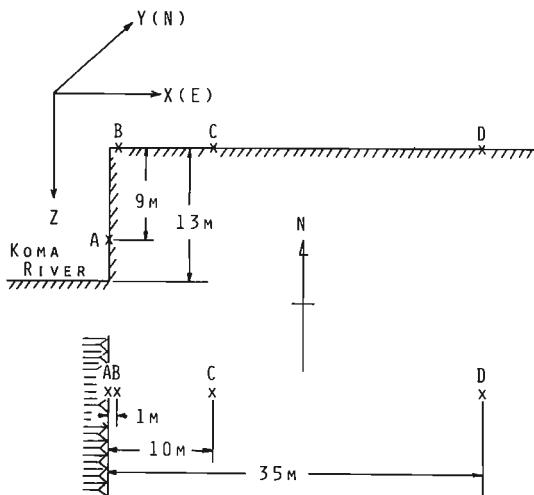


図-10 爆破実験を利用しての振動計測の配置図

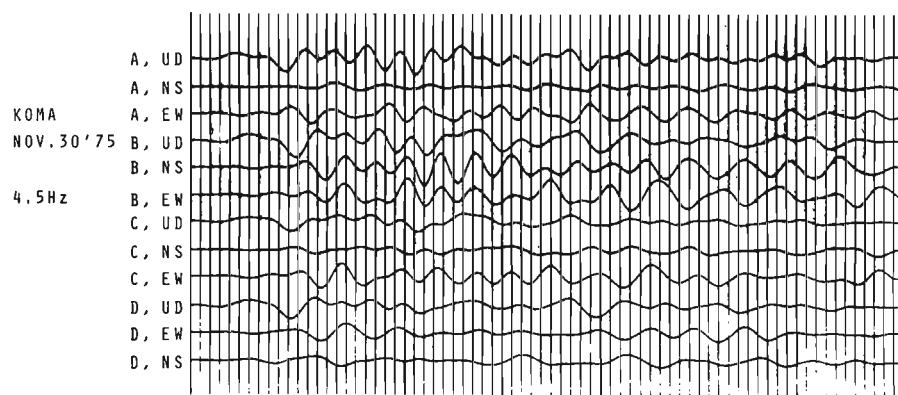


図-11 観測された波形

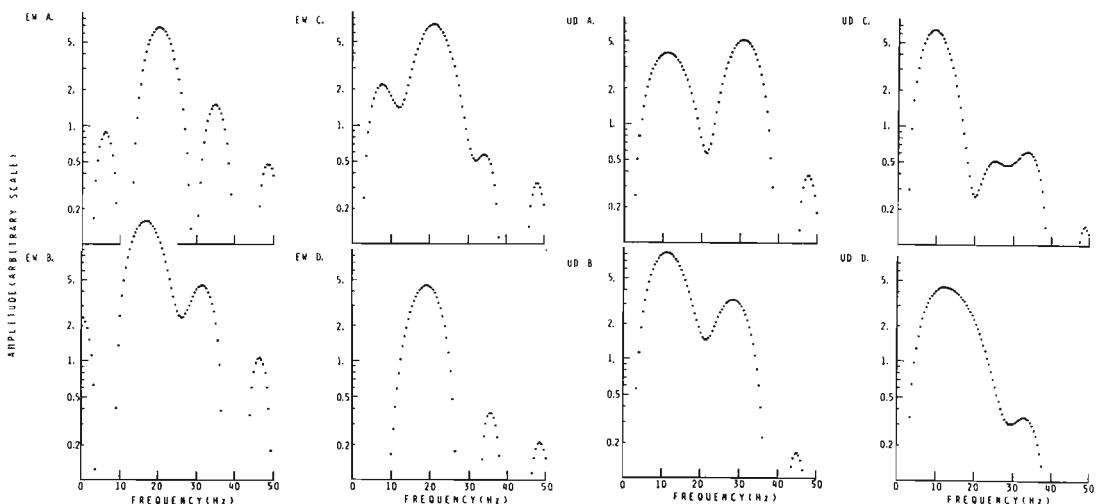


図-12 EW成分及びUD成分のパワースペクトル

S, UDの三成分で、12成分ともすべて同じケイン設定で観測された。

図-11に示されるように波形が観測された。一見して判るように、A点、B点、C点ではNS成分が他の成分に比べて、振幅が著しく小さいのに、B点では三成分とも振幅が大きい。又 EW成分及びUD成分のみについて見ると、A点、B点がC点、D点に比べて振幅の大きいのが認められる。これらの現象は崖の存在に基く特性と考えられる。

上述のように、NS成分については、崖の尖端に近いB点以外では振幅が極端に小さく、解析するには精度が低いので、EW成分、UD成分についてのみパワースペクトルを求めた。その結果は図-12に示されている。A, B, C, Dの4点とも、EW成分では20Hz附近に、UD成分では10Hz附近に卓越する成分波が共通に認められる。これとは別にA点、B点では30Hz前後にも卓越する成分波が現われるが、この成分波は崖の存在に基くものと考えられる。

崖の影響が最も小さいと見なされるD点を基準点とし、A点、B点、C点をそれぞれ相対点として、EW成分及びUD成分に関して関連度函数

$$\gamma_{id}^2(f) = \frac{G_{id}(f)}{G_i(f) \cdot G_d(f)}$$

が求められた。たゞし、 $G_i(f)$ 及び $G_d(f)$ はパワースペクトル密度函数、相互スペクトル密度函数である。その結果は図-13に示されるように、UD成分では γ_{1d}^2 , γ_{8d}^2 , γ_{20d}^2 とも周波数に対して余り変化がなく、いずれも同傾向の強い関連性を示し、特に崖の影響は認められない。一方、EW成分では γ_{1d}^2 と γ_{20d}^2 は同様な関連性を示すが、 γ_{8d}^2 は値も小さく且つ全く異った傾向を示し、崖端の影響が認められる。

以上 踏破振動を利用して観測された波形からは、崖の尖端の影響が水平動に大きく現われることが解る。即ち、崖面に平行な成分では、崖の尖端に近いB点以外では振幅が極端に小さく、又 崖面に直角な成分では、同様にB点が他に比べて異った傾向を示すことが注目される。

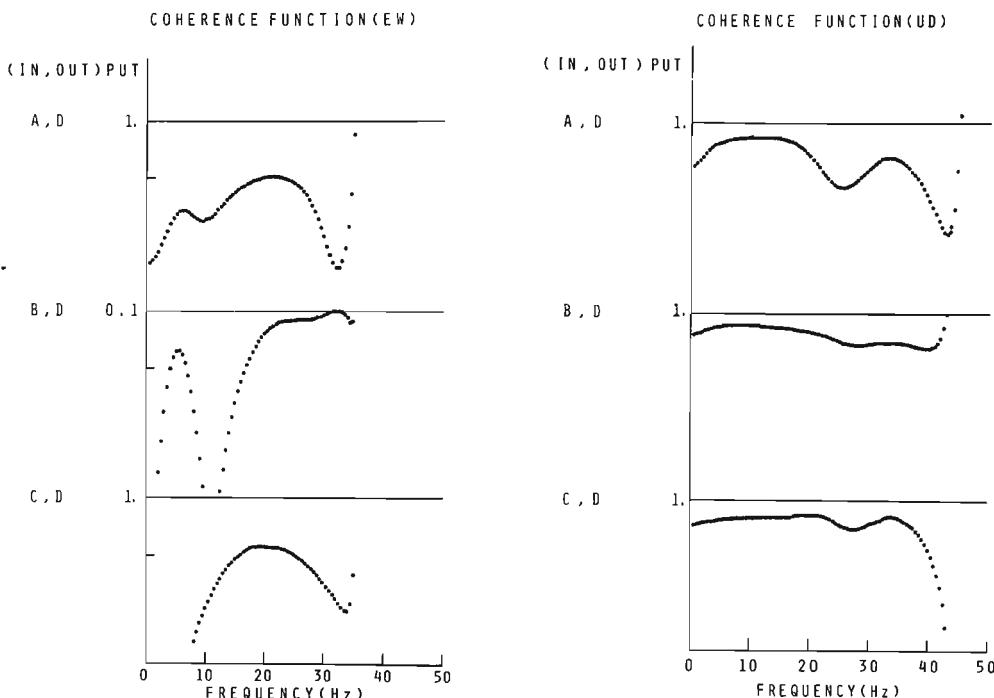


図-13 EW成分及びUD成分に関する関連度函数

4. 崖縁での地震動

こゝに紹介する崖縁で大きな地震動を観測したのは、京浜工業地帯のいろいろな地点での地震時の振動性状を調べて、地盤の良否を判定する為に、地震動の比較観測を行なった時である。観測には周期1秒、倍率約200倍の水平動石本式微動計5台が用いられた。観測期間は1955年8月5日

～1955年11月30日 及び1955年12月1日へ

1956年3月30日で、それぞれの期間に5ヶ所で、南北成分について地震の同時観測が行なわれた。

各観測点の振動性状を比較検討する為には、少くとも1ヶ所では全期間を通して観測する必要がある。このような基準点S-1は地下構造が複雑ではなく、簡単な地震記象が得られる地点が望まれる。この調査地域は沖積層が厚く覆っており、観測される地震記象も複雑であることが予想されるので、洪積層より成る関東ロームが露出する高台に在る日吉の慶應義塾高等学校が、基準観測点として選定された(図-14参照)。

各観測点の振動性状については、振動周期の他、振動振幅についても比較検討された。例えば、最大振幅について、慶應義塾高等学校を基準として各観測点の比を求めた場合、中程度の地盤と考えられる場所での値が0.9前後となり、むしろ基準点より最大振幅が小さい。又、悪い地盤と考えられる所でも、比の値が高々2程度にしか過ぎず、2～3の値を示した東京の江東地区の場合より考えて、異常に小さい。

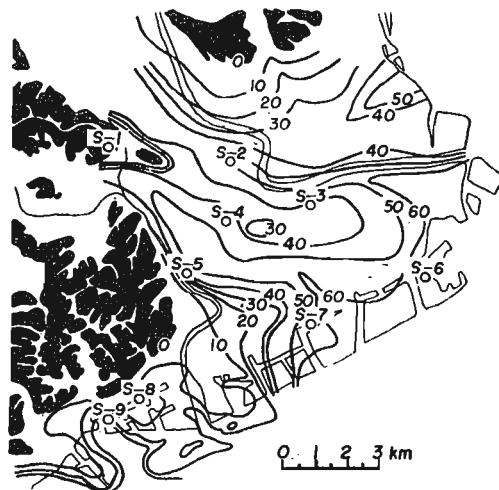


図-14 観測点の配置と沖積層等深曲線(単位:m) S-9: 横浜市共同埠頭

- S-1: 慶應義塾高等学校
- S-2: 東京芝浦電気株式会社
- 小向工場
- S-3: 味の素株式会社川崎工場
- S-4: 川崎市中央市場
- S-5: 森永製菓株式会社鷺見工場
- S-6: 川崎市港湾工事事務所
- S-7: 日本钢管株式会社川崎製鉄所
- S-8: 麒麟麦酒株式会社横浜工場
- S-9: 横浜市共同埠頭

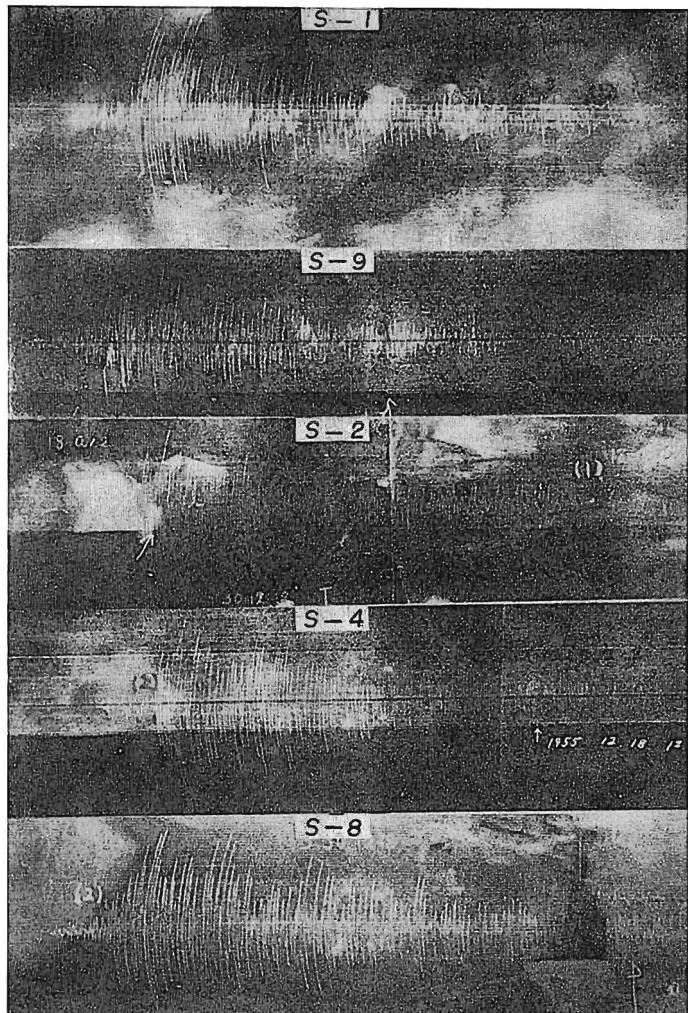


図-15 観測記録の一例

これは基準点とした慶応義塾高等学校の最大振幅が、殊更に大き過する為である。図-15は震測記録の一例として、1955年12月18日14時33分頃に起った筑波山の地震（東京及び横浜の震度Ⅱ）の地震記録が示され、いろいろ、これを見ても慶応義塾高等学校（S-1）の振幅が、他の観測点に比べて大きいことが判る。これは地震計を設置した地点が、学校敷地の中でも高さ30mの崖縁に非常に近く、その影響の為に振幅が異常に増大されたものと考えられる。

これを確かめる為に、比較観測の際によく基準点として利用される東京本郷の旧地震研究所の地下観測室で得られた地震記録と慶応義塾高等学校で得られた地震記録を比較検討した。勿論 地震研究所の地震記録は、同じ水平動石本式微動計で南北成分について観測されたものである。先に11ヶの地震について、それぞれ本郷に対する最大振幅比を求めた。その平均値は 1.57 ± 0.18 となり、慶応義塾高等学校の振幅が、崖縁の影響で1倍半以上大きく現われていることが考えられる。又 3ヶの地震について、初動より振動が終りまで、すべての波の周期を zero-crossing の方法で求め、これらの周期を 0.1 秒毎に区分し、各区分に分けて各波の振幅の和を A_i として、対応する周期毎の A_i について 慶応義塾高等学校の振幅の和 A_{hi} と本郷の A_{hi} との比を求めた。その結果が図-16 に示される。これによると、慶応義塾高等学校の方が本郷より全般的に大きいことが判り、最大振幅ばかりではなく、すべての周期に亘って、崖縁の影響が現われていることが解る。

なお、執筆に当つて参考した文献は下記の通りである。

- Omote, S., S. Komaki and N. Kobayashi, Earthquake Observations in Kawasaki and Turumi Areas and the Seismic Qualities of the Ground, Bull. Earthq. Res. Inst., 34, 335-364, 1956.
 Omote, S., S. Komaki and N. Kobayashi, Earthquake Observations in Kawasaki and Turumi Areas and the Seismic Qualities of the Ground. (Part II), Bull. Earthq. Res. Inst., 35, 613-619, 1957.
 小牧昭三・大保直人・音田功, 崖の近傍に於ける振動性状—SH波による実験—Ⅱ, 第4回日本地震工学シンポジウム講演集, 201-208, 1975.
 大保直人・小牧昭三・音田功, 崖の近傍に於ける振動性状 Ⅲ —飯能爆破実験を利用して—, 第13回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 121-122, 1976.

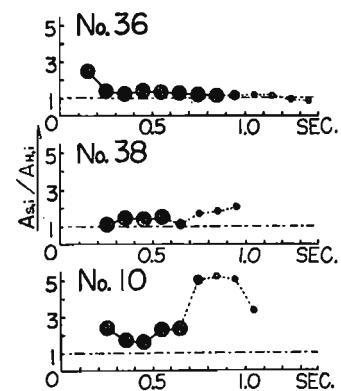


図-16. 慶応義塾高等学校の
本郷に対する振幅比

12 東京都23区の予想震度分布

鳴 悅三

1. はじめに

震災地を詳しく調べてみると、震害の度合が、高々数10mしか離れていない2地盤でも著しく異なることをしばしば経験する。実際にこのような2地盤に地震計を設置し、地震動の比較観測をして見ると、地震動の波形が同じ地震であるとはとうてい考えられない程度、異なることが多い。昔から震害の大きいところは単に地盤が悪いためといわれてきたが、それでは定量的にどの程度悪いのかという問にはあまり答えていなかった。震災対策をたてる必要性に迫られでいる我々としては、強震時ににおける地盤の挙動は重大関心事である。これが対策立案、被害想定をする場合の最も基礎的な資料となるからである。

さて、地震動災害に重要な役割を果すのはS波(横波)である。これは固体に特有の波であって、媒質のねじれの有様を伝える波である。S波の速度 V_S は、地盤の剛性率を G 、密度を ρ とすれば、 $V_S = \sqrt{G/\rho}$ の関係であたえられる。地表層付近では密度の変化はそれ程大きさをものではないから、S波速度はそのまま地盤の強度を示す量と考えてもそれ程大きな誤りではない。したがって地表層附近におけるS波速度の実測は我々に地震時ににおける地盤の挙動を解き明かすための重要な情報を提供してくれるはずである。実測が増してくるにしたがい、地表付近のS波速度は、特に東京北部のような軟弱地盤においては、80~400m/secと非常に遅いことが明らかになってきた。

さて、S波速度の早い(硬い)媒質から、それが遅い(軟らかい)媒質に地震波が入射すると、屈折波の振幅は、入射波のそれに比べて大きくなる。この度合は速度比が大きければ大きい程著しい。また入射角 α と屈折角 β との間には、 $\sin \beta / \sin \alpha = V_{S2} / V_{S1}$ ($V_{S1} > V_{S2}$) のSnellの法則と呼ばれる関係がある。震源から放出された地震波は、上記のような関係を満足せねばならず、その伝播の途中に存在する不連続面等で次第にその本来の波形を変えながら伝わってくる。したがって、観測点から震源までの地盤の構造がはつきりしている場合には、任意の地盤で地震波がどのような変形を受けているかを知ることがができるはずである。しかしながらこれを実行するには容易なことではない。そこで第一近似的に次のようと考えられないのでどうか。大局的には地下深所に行く程S波速度は早くある。いい換えれば、深くなる程硬くなる。地震が発生するような地下深所では、S波速度は3km/sec以上と考えて差支えない。したがって、地表面付近がの β はほとんど0に近づいてしまうから、地震波は真下からくるものと考えてよいことにする。そして地震波の変形はS波の速度こう配の大きいところで著しいから、今考えていい地域の地下、適当な深さのところに地域を通じて共通な基盤面を設定し、その面に入射していく地震波形を考えれば、これをほとんど同じとみなししがができるのではないか。我々はこのような基盤面を地震基盤面と呼ぶことにする。このよう考え方を正しければ、2地盤の地震動の差は、地震基盤面より上のS波の速度構造が分れば、あとは波動論により知ることができる。すなわち工学的には、平行な成層構造に鉛直に入射する($\because \beta=0$) S波の重複反射を計算することになる。この計算により、その土地の卓越周期ならびに、ある周期での地震波の増幅の度合を知ることができる。

以上のような考え方に基づき、東京都23区の地盤をS波の実測を通じて地震時ににおける地盤の挙動を調べるという立場から見直して見よう。

2. 東京の地盤とS波速度の対比

東京都内の地盤は、沖積層、洪積層、第三紀層よりなり、その層序は、東京都土木技術研究所の地盤地図によれば第1表のようになっている。そして東京都23区を1km間隔で東西に切った地盤断面図も公表されている。我々はこのような地層とS波速度を対比するため、都内各所において精力的にS波探査を行つた。探査は主として

第1表 地盤地質の層序

(東京都土木技術研究所)

地質時代	台 地 域					低 地 域						
	淀橋台 荏原台	豊島台	本郷台	立川台	河谷底	地層の重なり方からみた地盤のタイプ						
						A	B	C	D	E	F	G
沖積世		黑色腐植土、黒土 (図では省略)			冲積層(AI) 軟かい粘土、 泥炭	(表土・盛土・埋土)						
洪積世					分布する主な地層 が沖積層の下位に 場所によってちがう	有楽町層 上部(Yu)：ゆるい砂、砂礫 下部(YI)：軟かい粘土						
				立川ローム(Tal)		七号地層(Na) やや軟かい粘土とやや しまった砂の互層						
			TM		立川疊層 (Tag)				埋没段丘 疊層-1 (btg-1)			
積世		武蔵野ローム(Mul)					埋没ローム (bl)					
	ローム質 粘土(Ic)	ローム質 粘土(Ic)					埋没段丘 疊層-2 (btg-2)					
			本郷層(Ho) ややしまった 砂、砂礫									
		武蔵野疊層 (Mg)										
		東京層(To)					To	To		しまった砂、硬い粘土、互層		
		東京疊層(Tog)					Tog	Tog		しまった疊じり砂、砂礫		
		江戸川層(Ed)						Ed		しまった砂、硬い粘土、砂礫の互層		
第三紀	上総層群(Ka)：しまった砂、泥岩より成る。(三浦層群ともよばれている)											

てボーリング孔を利用してS波波層法によった。軟弱地盤にしばしば見られる低速度のはさみ層も精度よく検出できるという利点があるからである。他の方法では低速はさみ層の検出は原理上できないのである。そして第2表に示すように地層とS波速度との対比を行なった。これらの中にはN値等を参照してやや無理に決めてしまつたものもあり、将来データの増えたのをまって改廃されるべきものである。密度は東京地盤図等に発表されている値を採用した。

汀

3. 東京の地盤の震動特性

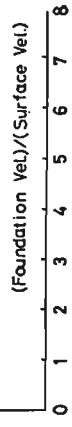
第2表が完成したので、まず地質断面図をS波の速度構造に変換する作業を行った。そして都内23区の地盤について1kmごとのメッシュポイント604箇所に補足的を含む212箇所、合計916地盤について重複反射の計算を行い、土地の固有周期および增幅特性を明らかにした。(昭和45年3月、東京防災会議)。地質断面図では、東京23区全体をカバーするような共通の地震基盤が見られないのに、重複反射の計算は、その地盤が最深の地層を基盤と考えて、そこに周波数に無関係に一定の振幅をもつ波を入れて瞬間の地表面のレスポンスを計算した。なお、昭和45年に公表されたものは地盤中ににおける内部摩擦角による地盤波の減衰は無視されている。その後減衰に関するデータが得られたので、これを考慮に入れて再計算した(昭和49年11月、東京防災会議)。周波数範囲も、前回のものは5Hzまでであったが、再計算では10Hzまで広げてある。

第2表 地盤地質の種別とS波速度、密度

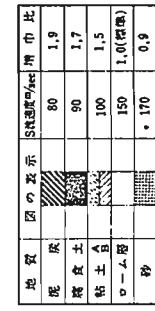
東京都地盤 地質の記号	S波速度 (m/sec)	密 度 (gr/cm ³)	説 明	東京都地盤 地質の記号	S波速度 (m/sec)	密 度 (gr/cm ³)	説 明
AL	8.0	1.4	山地にALと書かれたもの、泥炭		2.50	1.8	N値 30以上(砂、砂質土)
	1.00	1.5	N値 5以下	Tag	3.00	2.0	礫、砂礫
	1.50	1.5	N値 5~10	tg	3.00	2.0	礫、砂礫
	1.70	1.8	N値 10以下	btg1	3.00	2.0	礫、砂礫
	9.0	1.5	腐植土	btg2	3.00	2.0	礫、砂礫
bL	1.50	1.4	関東ローム		2.50	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)
	1.50	1.4	N値 5~10		2.50	1.8	N値 30以上(砂、砂質土)
Ed	4.00	2.0	礫、砂礫	TaL	1.50	1.4	関東ローム
	2.00	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)		1.50	1.4	N値 5以下
	2.50	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)	TML	1.50	1.4	関東ローム
	2.50	1.8	N値 30以上(砂、砂質土)	To	4.00	2.0	
Ho	4.00	2.0	礫、砂礫		1.50	1.5	N値 5以下
	2.00	1.8	N値 10以下		1.50	1.5	N値 5~10
	2.50	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)		2.00	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)
	2.50	1.8	N値 30以上(砂、砂質土)		2.50	1.9	N値 10~30(砂、砂質土)
Ka	4.00	1.9	礫、砂礫		3.00	1.9	N値 30以上(砂、砂質土)
	3.00	1.8	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)	Tog	4.00	2.0	礫、砂礫
	4.00	1.9	N値 30以上(粘土、シルト、粘性土)	ToL	1.50	1.4	関東ローム
	6.00	2.0	N値 30以上(砂、砂質土)	記号なし(白色)	1.00	1.5	表土、盛土、埋土
Lc	2.00	1.5	ローム質粘土	YL	8.0	1.4	礫、砂礫
Mg	3.00	2.0	礫、砂礫		1.00	1.5	N値 5以下
	2.00	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)		1.50	1.5	N値 5~10
	4.00	2.0	N値 30以上(砂、砂質土)		1.50	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)
Na	1.70	1.4	砂、粘土の瓦層(七号地層)		1.70	1.8	N値 10以下
	1.00	1.5	N値 5以下		2.00	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)
	1.50	1.5	N値 5~10	Yu	3.00	2.0	礫、砂礫
	1.70	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)		1.50	1.5	N値 10~30(粘土、シルト、粘性土)
	2.00	1.8	N値 10以下		1.70	1.8	N値 10以下
	2.50	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)		2.00	1.8	N値 10~30(砂、砂質土)

ここで問題となるのは、東京23区全部を考える場合、普通の基盤面が断面図から得られなかつたことである。したかつて、せまい地域での卓越周期、增幅特性の比較はかまわぬが、東京全体を考えるとき、增幅の度合を比較する場合には注意をする必要がある。東京23区の場合、普通の地盤基盤面と考えられるのは、第3紀層上面であるが、これに関する情報が各地点で得られるには、まだかなり時間がかかると思われるを得ない。またこのようない算算では、コンクリートや瓦においての特性が分るのを除いて、断面図のない中間地盤では不明である。震災対策を立てる側にあっても、瓦の情報よりも面での情報がより必要であろう。そこで、この困難を克服するための試みがなされた。

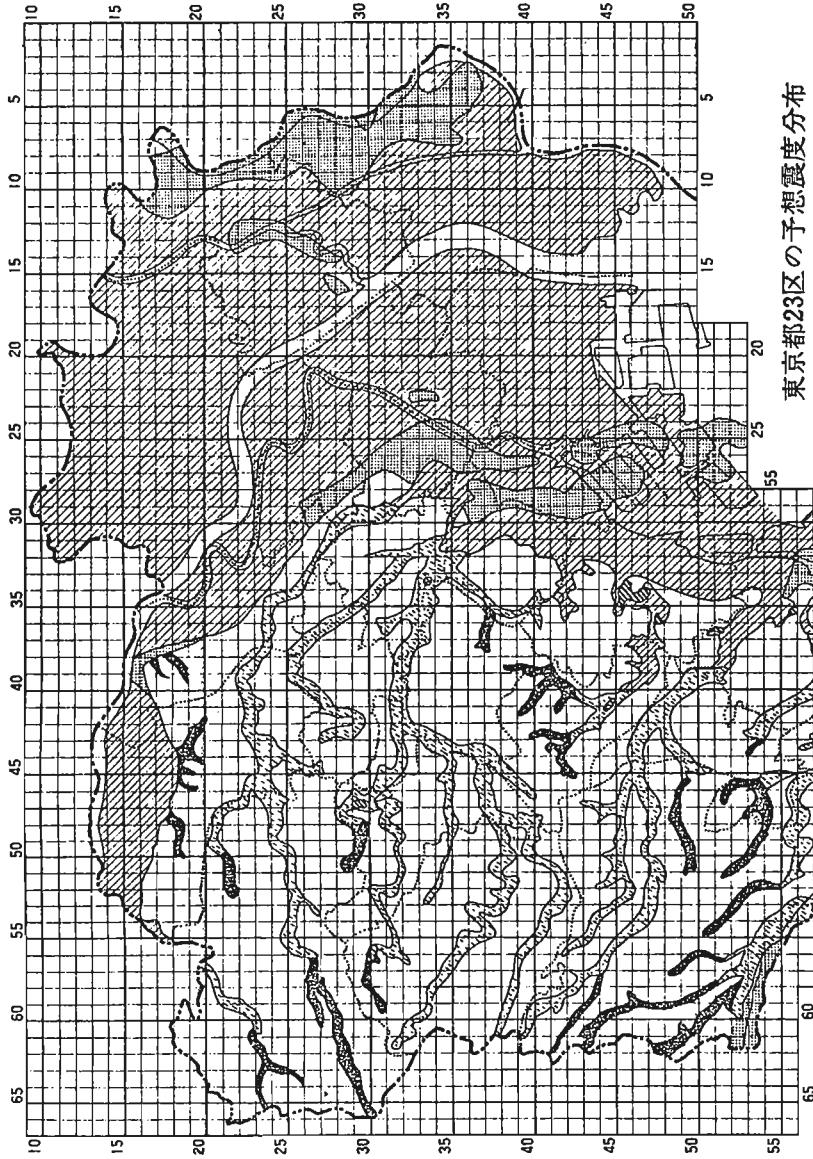
第1図は、横軸に計算に際して基盤としたS波速度と地表のそれとの比をとつてある。縦軸には、その地盤の一番周期の長い波の増幅度を“X”、計算を行つた周波数領域(0.1Hzより0.1Hzステップで10Hzまで)で最大の増幅度を“Y”で示してある。実際には重複反射の計算を行つた816地盤すべてのプロットがなされたが、第1図には各比における平均値を示すことにとする。なお、この計算では地震波の減衰も考慮されている。面白いことは、基盤層までの深さ、またその間にどのようない地層が存在するかは全く無視してあるにもかかわらず、増幅比と速度比の間にはかなりよい直線関係があることである。最小自乗法によつて求めたこの関係は、点を一つ一つとつた場合、速度比をRとすれば



第1図 増幅度とS波速度比との関係



東京都23区の予想震度分布



第2図 都内23区の運動予想分布

$$1st \ max. \quad 1.68 + 1.375R$$

$$largest \ max. \quad 1.88 + 1.398R$$

第1図のように平均をとった場合

$$1st \ max. \quad 1.85 + 1.340R$$

$$largest \ max. \quad 1.64 + 1.562R$$

となる。実用的にはこれ等の直線はほとんど同じと見てよい。

この結果を利用すると、次のことがいえる。地震基盤におけるS波速度は未知であるが普通であるから、地表層のどれかを標準にすれば、あとは各地の地表S波速度を知ることにより、ある地表でのやれが標準の場所に比べて、相対的に大きいか小さいかを判断することができる。

第2図はこの見地から、東京都地盤地図をまとめ直したものである。この図の凡例には、S波速度の位数のから順に並んでいる。粘土をA、Bに分けてあるが、Aの場所がBのそれに比べてやや震動が大きいと思われるからである。增幅比はローム層を標準(1.0)としてある。

工学的には、地震基盤に入射する地震波のスペクトルは速度一定とみられるから、増幅比は速度の増幅比を見るのが最もも合理的であると思われる。したがって、地震動のエネルギー比でいえば、増幅比の平方を考えればよい。砂地盤と泥炭の地盤では4.5倍も違うことになる。

関東大地震の時、本郷(ローム層)における地動最大速度は、今村の実測、周期1.35秒、振幅4.45cmより推定すれば約20kineとなる。左お、周期0.3秒、振幅5.3mmより計算すると約11kineとなる。したがって平均をとつて15kine位が妥当をところではなかろうか。この値を利用して他の地表での速度も推定できる。変位振幅についていえば、沖積層の厚い下町では卓越周期が長いことも考えあわせれば、大きくなる可能性がある。一方加速度振幅を考えならば、逆に山手の方が卓越周期が短かいこともあります、下町より大きくなると思われる。

4. おわりに

以上、東京の地盤を地震時ににおける震動特性という立場から見直し私案として第2図を得た。この計算の基礎となつた重複反射の計算では、地盤の震動はあくまでも線型の範囲にとどまるものとしている。されば、実際の地盤のとき地盤でのひずみはどの程度になるのであろうか。地表での加速度が150galとすれば、これは気象庁の震度階級Vに相当し、煙突、石垣や家屋などが破壊する程の強い地震である。木造家の震害については、2.5Hzの卓越周期付近で最大になるといわれている。このような卓越周期をあたえる沖積層の厚さは、東京の下町の場合10m前後である。地表での加速度150galを与える変位は2.5Hzのとき6mmとなるから、層内での平均的なひずみは 6×10^{-4} となる。おそらく、基盤との境界面付近ではひずみが大きくなるであろうが、全体としてのオーダーは違っていないであろう。このように、かなりまで地震でもひずみはそれほど大きくならない場合が多くあることと思われる。この程度のひずみであれば、線型の範囲の議論をもう間違った結論を出すことはあるまいと考えられる。一方、場所によつては、地震力がそれほど大きくなくても地盤の流動化を起すことがある。東京の場合にもこのよう危険地帯が予測され、東京都の防災会議から発表されている。したがつて、震災の被害予測をしたりその対策を立てる際には、このようにして得られた研究成果を総合的に判断する必要があろう。

2

3



4

5



6

7

13 やや長周期の地盤特性とその全国分布

* 岡田成幸
** 鏡味洋史

1.はじめに

地表の地震動の特性は地盤条件に大きな関わりを持つことは、古くより種々指摘されてきており、構造物の耐震設計にもいろいろな形で地盤条件が考慮されている。なかでも第1種から第4種に区分する地盤種別は広く用いられており、その判別方法に常時微動を用いる方法も金井によって提案されている。また、強震記録を地盤種別ごとに分類し、平均応答スペクトルを求め、設計用スペクトルを求める試みもくなされている。

近年、構造物の長大化が進み、その固有周期も1~2秒から数秒へと範囲が広がる傾向にある。これら長周期の構造物に及ぼす地盤の影響を考える場合に、従来の地盤種別がそのまま適用できるかどうかについては一度検討を行う必要があろう。なぜならば、従来の地盤種別は主に地表付近（深さ数10m程度まで）の地盤条件によって分類されており、また常時微動による判別も、常時微動が1秒以下の短周期のみを対象としていることから、この判別法も周期1秒以下を対象にしていると考えられる。従って従来の地盤種別は主に1秒以下の短周期を対象としたもので、その適用範囲もあのおずから限られるべきであろう。1秒以上のやや長周期での地盤特性が一般にさうに深い、たとえば深さ数100mから数kmにおよぶ地盤構造に関係することは近年定性的・定量的に明らかにされつつある。1秒を越えるやや長周期の構造物を考える場合には、このような深い地盤構造まで考慮する必要があることは言うまでもなく、さらに地盤種別についても、従来のものとは別に深い地盤構造を反映したものが必要とされよう。この様な地盤種別をここではやや長周期地盤種別と仮に名付け、従来のいわば短周期地盤種別と区別して考察を進めた。

やや長周期での地盤特性は、これまで主に深い地盤構造の調査にもとづく動的特性の把握、地震観測、やや長周期の微動観測等々を通じて明らかにされつつある。筆者らもこれまで、八戸・青森等で主にやや長周期の微動観測を通じ、強震記録に見られるやや長周期成分での卓越性が、深さ数100mにおよぶ深い地盤構造と大きな関連を有することを指摘してきた。

しかし、これらの研究の多くは、個々の地点でのものであり、日本全国というような大きな広がりについて、その特性を比較しているものはほとんどない。そこで本論では、やや長周期の地盤特性を日本全国について比較することを考元に、全国各地点ごとに深い地盤構造を明らかにし、解析的に地盤特性を求めるることは現在では必ずしも容易ではないことから、ここではやや長周期での地盤の動特性をその周期範囲での地震時の揺れ易さ・揺れ難さで評価することを試みた。すなわち日本全国各地で得られた地震記録を統計的に整理し、各地点ごとにやや長周期の周期範囲での揺れ易さ・揺れ難さを相対的に評価する方法をとった。

2. 解析の方法

本解析に用いる地震記録は、その解析目的から全国的なネットワークを持つ地震計で得られる必要があり、かつ我々が対象とする周期幅（1~数秒）の地動を精度良く記録したものでなければならぬ。

現在日本で考元される地震計網としては、SMAC、気象庁が管轄の1倍強震計、ウィーヘルト地震計等によるものなどが挙げられる。固有周期はそれぞれ、0.1秒、6秒、5秒であり、減衰定数は、1.0, 0.6, 0.6幾何倍率は、16倍、1倍、80倍である。これらの地震計の変位計としての特性を示したのがFig. 1である。これからもわかる様に、本解析で対象とする1~数秒あたりの周期でのSMAC感度は、1倍強震計のと比べると10分の1以下であり、特に長周期側での感度が極端に低下する。またその設置場所は主に構造物であることから、SMACの配置分布は大都市に片寄っている。以上を考慮し、本解析では1倍強震計、ウィーヘルト地震計で得られた記録をもとに資料解析を行う。考元方を以下に述べる。

各気象庁観測点で1倍強震計・ウェーハルト地震計等によって観測された記録中の最大読み取振幅とそれを与える周期等が、気象庁発行の地震月報に目録として報告されている。この中から幾つかの地震について取り出し、最大振幅を与える周期の頻度分布をFig.2に示した。最大振幅が我々の対象とする1~数秒のやや長周期の波に対応することがわかる。このことは、やや長周期の波の記録に1倍強震計・ウェーハルト地震計が適当であることを示すと同時に、最大振幅がその観測点でのやや長周期の揺れの特性を反映している可能性を示すものである。つまり、1倍強震計・ウェーハルト地震計で記録された最大振幅を用いた資料解析が考えられる。

ここで一つの試みとして、地震月報の資料を用いて同一地震ごとに最大振幅と震央距離との関係を調べると、最大振幅は震央距離の増大と共に減少するが、同一震央距離に対する振幅のはらつきは一般に大きい。Fig.3(a)は、新潟地震(1964)についてこれらの関係をプロットしたものであるが、同じ震央距離のものに比べて振幅が大きな地点(たとえば、東京・大阪など)、あるいは小さな地点(たとえば、秩父・宮古など)が存在する。この傾向はFig.3(b)の十勝沖地震(1968)でも再現されており、この振幅のはらつきはその観測点におけるやや長周期の地盤の揺れ易さ(揺れ難さ)を示すひとつの指標と考えられる。ここに、上述した地震計による記録の最大振幅を用いて、やや長周期における地盤の揺れの程度に関する量を引き出す資料解析のひとつの方向が示唆されている。

この方向を具体化する為、地震ごとに最大振幅と震央距離の平均的な減衰曲線を最小2乗法的に定め、それからの各地点での記録振幅のズレをその観測点でのやや長周期の揺れ易さ(揺れ難さ)として取り出す。次に各観測点ごとにこのズレを全地震について集計し、その平均値をもってその観測点での揺れ易さ(揺れ難さ)の代表値とする。最後に、この値を全国分布の形で提案し比較検討を行う。以上が本解析の方針である。

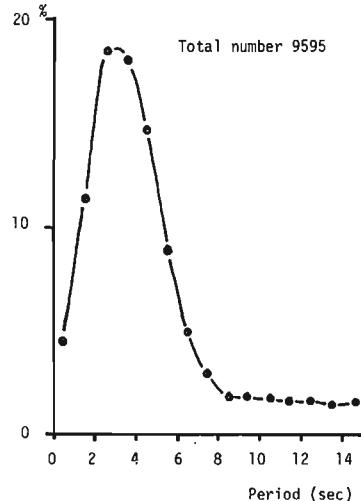


Fig.2 最大振幅を与える周期の頻度分布 (用いた資料について)

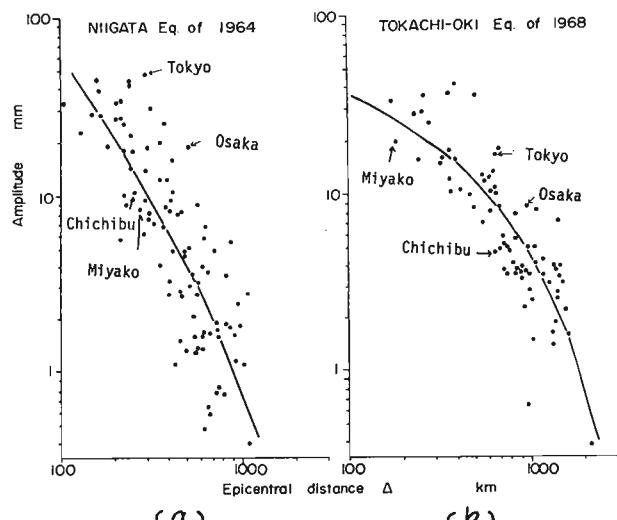


Fig.3 最大振幅と震央距離との関係

3. 用いた資料

前述の1倍強震計及びウイーハルト地震計の記録に基づく資料を気象庁発行の地震月報から幾つかの地震について抽出し、それを本研究の基礎資料とした。選び出す為の条件は、i)震源深さ 60 km 以下（浅発地震）、ii)同一地震による最大有感距離は 300 km 以上（顕著地震）、iii)マグニチュード 5.4 以上（中・大地震）を満足する、期間 1961 年から 1974 年までに日本及び日本近海で発生したものである。上記の条件 i)～iii) は、構造物等への影響の大さな地震ということを考慮した為であり、期間を最近 15 年間に限定したのは 1961 年から気象庁では電子計算機による処理が開始され、震源位置などの精度が向上したことによる。

この様にして選び出された地震は总数で 138 個あり、その震央位置および本研究で対象とした観測点 94 点を Fig.4 (a) に示した。この図は 15 年間という限られた期間ではあるが、我が国の地震の発生分布の傾向を良く反映していると考えられる。また対象とした地震に対するマグニチュードと頻度との関係は、Fig.4 (b) に見られる様に線形関係 $\log N = 6.09 - 0.73M$ が認められる。

以上、地震発生の空間分布、M に対する頻度分布の 2 点から、今回対象とした地震は一般性を有するものと言える。

4. 各地の揺れ易さとその全国分布

平均的な減衰曲線は最大記録振幅 A と震央距離 Δ の関係からそれぞれの地震について最小 2 乗法的に求めるわけであるが、その関数形は村松 [1964] によって提案された浅発地震のマグニチュード定義式の II 型

$$A = A_0 \cdot \Delta^{-n} \cdot e^{-k\Delta}$$

を採用した。

ここで、この関数形の 3 つの未知パラメータ (A_0 、 n 、 k) の意味するところを若干考察しておく。 A_0 はその地震の震源に關わる量である。 n は幾何減衰に關わる量であり、値としては理論上、実体波で $n = 1$ 、表面波で $n = 0.5$ であるが、実際には媒質の境界面で波が反射・屈折等を起こし波動エネルギーが逸散すると考えられる為、 $0.5 < n < 2.0$ の範囲に落ち着くものと思われる。 k は媒質の粘性等が原因する波動エネルギーの吸収に關わるパラメータで、範囲としては $0.00036 < k < 0.0018$ となるが、構造物等への影響が大きい震央距離の小さいところでは $A - \Delta$ の関係に k がさほど関与しないことを考慮し平均的な値 $k = 0.0015$ に固定した。

実際の最小 2 乗法計算において、以上の様な非線形の関数形でしかも独立変数（震央距離）、従属変数（最大振幅）の両方に誤差を含む場合は、デミングの方法を応用すると有効である。デミングの方法とは、非線形方程式において解の近似値を知ることにより関数形を線形化し、より真の値に近い近似値へと導くものである。計算は当然反復計算法となるが、解の収束能力はかなり高い。

この方法を用いて 138 個の地震について平均的減衰曲線を求めた。Fig.4 (a), (b) の実線はこの様にし

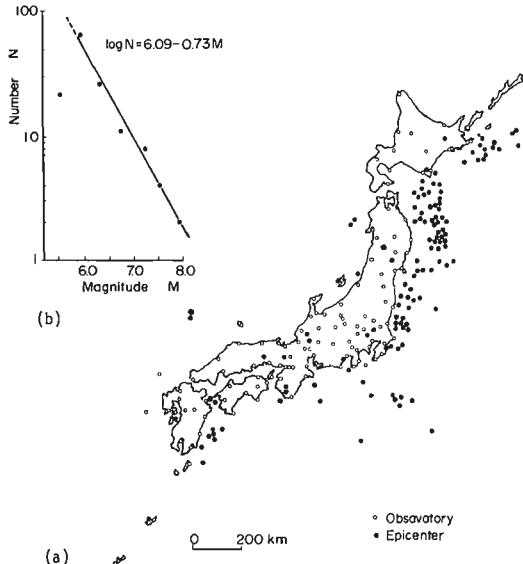


Fig.4 (a) 対象とした地震および観測点の分布
(b) 対象とした地震についてのM別頻度

また対象とした地震に対するマグニチュードと頻度との関係は、Fig.4 (b) に見られる様に線形関係 $\log N = 6.09 - 0.73M$ が認められる。

3

て求めた平均的減衰曲線を示すものである。

この平均的減衰曲線は単なる統計処理によるものであるが、これがもとの地震の性質を良く反映しているかどうかを知ることは、減衰曲線に村松のII型の式を仮定した場合を問うことにつながり今後の議論で重要なウェイトを占めるので、ここで若干の考察を施す必要があろう。

Fig.5は全ての地震について求めた減衰曲線の未知パラメータ n の最確値のおさまり具合を示す図である。 n の値は、前述での n の理論値の範囲 $0.5 < n < 2.0$ に90%以上が集中している結果となっている。

平均的減衰曲線から地震の大きさ M を差等し、すでに知られている気象庁決定の M_{JMA} との相関を次に調べた。曲線から推定する M は、 $\Delta = 100 \text{ km}$ に対応する振幅値を用いて坪井のマグニチュード定義式

$$M = \log A + 1.73 \log \Delta - 0.83$$

から求めた。この M と気象庁決定の M_{JMA} との間の関係はFig.6の様により、かなり良い相関が認められる。 M の議論なしに、 A と Δ の観測値より求めた平均的減衰曲線からその地震の大きさを推定できるという事実は、この曲線がその地震の様相を極めて良く反映していることを証明立てている。

以上2つの検討から、平均的減衰曲線はその地震に対する日本の地盤の平均的な揺れ方を示す曲線ということと、 A と Δ の以下本論では標準曲線と呼ぶこととする。

以上の方針で得た標準曲線からの観測点の記録振幅のズレ（ちらばり）は、各観測点ごとに地震によらず定常的な特徴があり、その観測点でのやや長周期の揺れの特性を示しているものと思われる。たとえば東京では、標準曲線よりも振幅の大きい傾向が各地震ごとにみられる。このズレの量を次の様に定義し、数値比較を可能にする。観測点 i における記録振幅を A_i 、それと震央距離における標準曲線の値を \bar{A}_i とする。この時、

$$X_i = A_i / \bar{A}_i$$

これを観測点 i の振幅の倍率とする。 X_i の定義域は0から∞であり、ある地震に対する観測点 i での振幅が標準的な揺れ方の2倍の時 $X_i = 2.0$ 、標準曲線に一致する時 $X_i = 1.0$ 、半分の時 $X_i = 0.5$ となる。

これを各地点ごとに、対象とした全ての地震について求めヒストグラムをつくるとFig.7の様になる。思惟を施すことなく、観測点の違いによって揺れの程度に差があることが判る。さらに X_i の値は、同一観測点において地震の大きさ・発生場所の違いにも拘らずある値の近傍にまとまりを示していることから、その観測点での地盤の条件に関わるものと理解される。そこで平均値 \bar{X}_i を値を代表させ、その観測点でのやや長周期における地盤の揺れ易さを示す量と見なし、以下これにつ

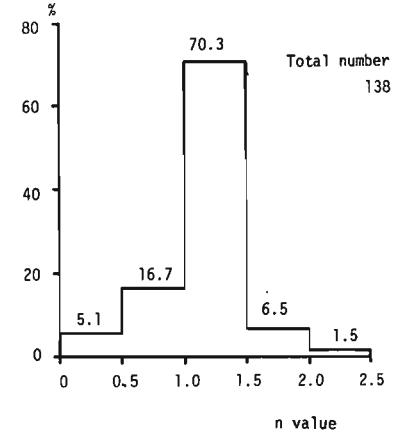


Fig.5 未知パラメータ n の頻度分布

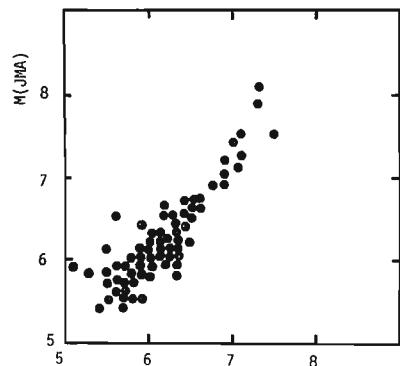


Fig.6 標準曲線から求めた M と M_{JMA} との関係

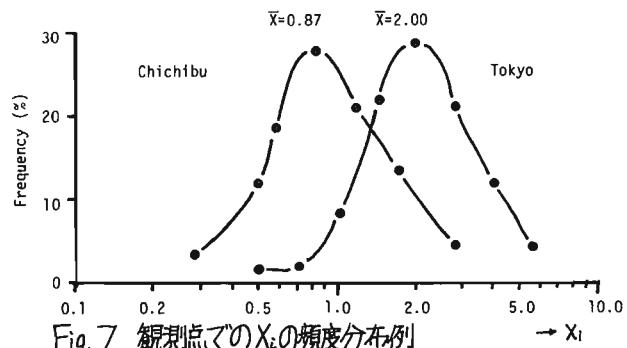


Fig.7 観測点での X_i の頻度分布例

いて議論する。

Table 1は、この様にして求めた全国の観測点の又を、揺れ易さの程度の大きい順に並べ換えてランク表である。上位にランクされたものについて注目するならば、東京・大阪といった長周期構造物が建設される可能性の高い大都市ほど、やや長周期の地震の揺れが大きい傾向にあり、しかも又の値で2.0以上、つまり日本での平均的な地震の揺れに比較し長周期側で2倍以上の揺れが生じる結果となっているのは問題の多いところであつう。

Table 1の値に基づき、又の値で2.0以上を特に揺れ易い地点に属すということでⅣ、以下1.5~2.0に属するものをⅢ、1.0~1.5をⅡ、0.67~1.0をⅠ、0.5~0.67をⅢ、0.5以下をⅠという様に6段階にクラス分けをし、日本地図上にプロット表示したのがFig.8(a), (b)で、その観測点でのやや長周期側の揺れの程度を相対的に眺めたものである。Fig.8(a)は又の値が1以上、すなはち日本の平均的な揺れよりも大きく揺れるところについての分布図であり、Fig.8(b)は1以下の比較的揺れ難いところについての分布図である。

Table 1 各観測点におけるやや長周期での揺れやすさランク表

区分	順位	観測点	\bar{x}_i	区分	順位	観測点	\bar{x}_i	区分	順位	観測点	\bar{x}_i	区分	順位	観測点	\bar{x}_i
VI	01	酒田	4.79	IV	26	延岡	1.23	III	51	剣路	0.89	II	76	種子島	0.62
	02	大分	3.09		27	仙台	1.20		52	秩父	0.87		77	石巻	0.60
	03	大阪	3.02		28	富山	1.20		53	松本	0.87		78	高田	0.60
	04	新潟	2.95		29	豊岡	1.20		54	大福井	0.87		79	浜田	0.59
	05	帯広	2.69		30	甲府	1.15		55	旭川	0.85		80	網走	0.59
	06	青森	2.51		31	小名浜	1.15		56	稚内	0.85		81	室蘭	0.58
	07	館山	2.29		32	浜松	1.12		57	福井	0.79		82	宮古	0.56
	08	鹿児島	2.09		33	高知	1.12		58	江内	0.79		83	屋久島	0.54
	09	東京	2.00		34	宮崎	1.12		59	館	0.79		84	和歌山	0.54
	10	横浜	2.00		35	石廊崎	1.10		60	鳥取	0.78		85	細代	0.52
V	11	河口湖	1.78		36	彦根	1.07		61	山形	0.78	I	86	京都	0.52
	12	秋田	1.74		37	札幌	1.07		62	高松	0.78		87	西郷	0.52
	13	水沢	1.74		38	長崎	1.05		63	仙子	0.76		88	岡山	0.50
	14	熊本	1.70		39	白河	1.02		64	岐阜	0.76		89	姫路	0.49
	15	軽井沢	1.66		40	宇都宮	1.02		65	広島	0.74		90	根室	0.47
	16	長野	1.55		41	敦賀	1.00		66	岡崎	0.74		91	八戸	0.46
	17	前橋	1.51	III	42	福島	0.98		67	津	0.74		92	大船渡	0.46
IV	18	熊谷	1.48		43	広尾	0.98		68	下関	0.69	VI	93	相川	0.45
	19	水戸	1.41		44	輪島	0.95		69	岬	0.69		94	尾鷲	0.44
	20	那覇	1.41		45	福岡	0.95		70	室戸岬	0.68		VI : 2.00 ≤ \bar{x}_i		
	21	名古屋	1.41		46	柿岡	0.95		71	洲本	0.68		V : 1.50 ≤ \bar{x}_i < 2.00		
	22	奈良	1.41		47	金沢	0.95	II	72	八丈島	0.66	IV	73	飯田	0.65
	23	三島	1.35		48	神戸	0.95		73	伊豆	0.63		74	足摺岬	0.63
	24	御前崎	1.35		49	松山	0.93		74	四国	0.63		75	盛岡	0.63
	25	浦河	1.23		50	留萌	0.93		75	伊豆	0.63		I : \bar{x}_i < 0.50		

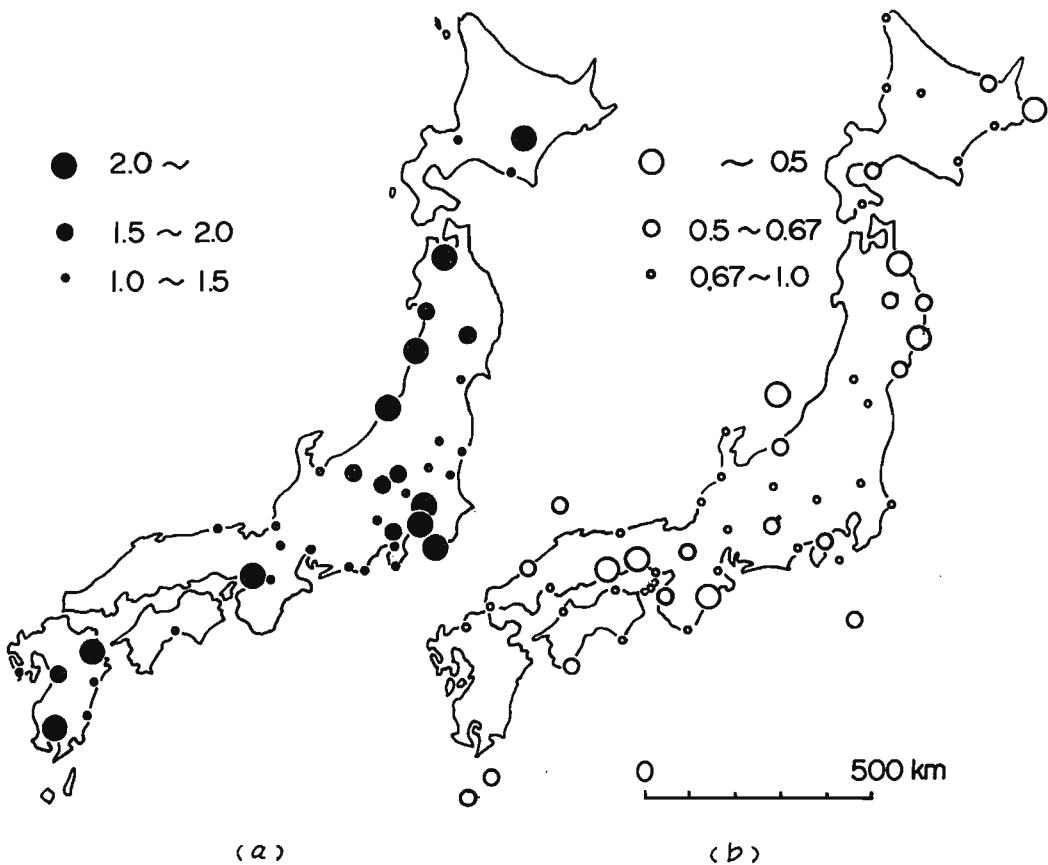


Fig.8 (a) 日本全国におけるやや長周期での揺れやすさの分布
 (b) 日本全国におけるやや長周期での揺れにくさの分布

5. 地盤構造との比較

前項で求めたに又は、観測点ごとのやや長周期の側での地盤の揺れ易さ（揺れ難さ）を定量評価したものである。そこでまず最初に、これらと従来の地盤種別法による地盤区分との関係を調べ、その結果をFig.9に示す。地盤種別区分は、気象庁の調査資料を用いた（気象庁地震課〔1972〕）。一般的な傾向として、Ⅰ種からⅣ種へと移行するに従い揺れが大きくなる関係は見られる。しかしここで求めたやや長周期における揺れ易さ \bar{x}_i の程度の違いを、従来の地盤種別法（Ⅰ種～Ⅳ種）で識別できるほど明瞭な相関は認められない。以上の様に相関が得られ「よいことと従来の地盤種別法が地表付近の比較的浅い地盤に着目した区分法であることから、本論で求めたやや長周期側での地盤の揺れ易さ \bar{x}_i は地表付近の議論のみでは説明ができないことを意味すると考

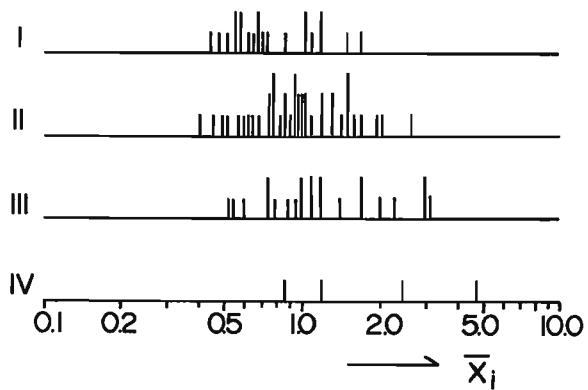


Fig.9 やや長周期での揺れやすさ \bar{x}_i と地盤種別との関係

えられる。そこで次に、揺れ易さと深い地下構造との関係について調べてみる。

深い地下構造が比較的良く判っており、かつ観測点が多い関東地方に注目する。Fig. 10 (a)は関東地方の各観測点で求められた揺れ易さを地図上にプロットし、そのセンターを引いたものである。これで見ると、東京・横浜の値が大きくて揺れ易く、その地域を中心として同心円的に揺れが小さくなっている。また揺れが標準の1.5倍を示すセンターは、熊谷から前橋へと特徴的に延びている。値が小さく揺れ難いのは秋田・鉢子である。Fig. 10 (b)は、地表面から新第三紀層底面までの深さを同地方について示したものである。Fig. 10 (a)で指摘した傾向を、新第三紀層まで含めた堆積層の厚さの違いで見事に再現している。つまりやや長周期における揺れの大きい東京・横浜は、堆積層が4000 mの深さにまで達し、揺れ難い周辺地域にいくに従い堆積層の厚さは次第に薄くなっている。また熊谷・前橋のあたりには等厚線の谷が延びており、Fig. 10 (a)のセンターの延びと良い対応を示している。

上記のことを踏まえ、Table 1で上位にランクされている揺れ易い個々の地点について眺めてみると、たとえば大阪では岩盤までの堆積層の厚さが約1 km、新潟では10数 km、青森では約700 mと何れも數100 m以上のオーダーで堆積している。

以上の様に、やや長周期における地盤の揺れ易さと深い地下構造とはかなり良い相関関係を示している。

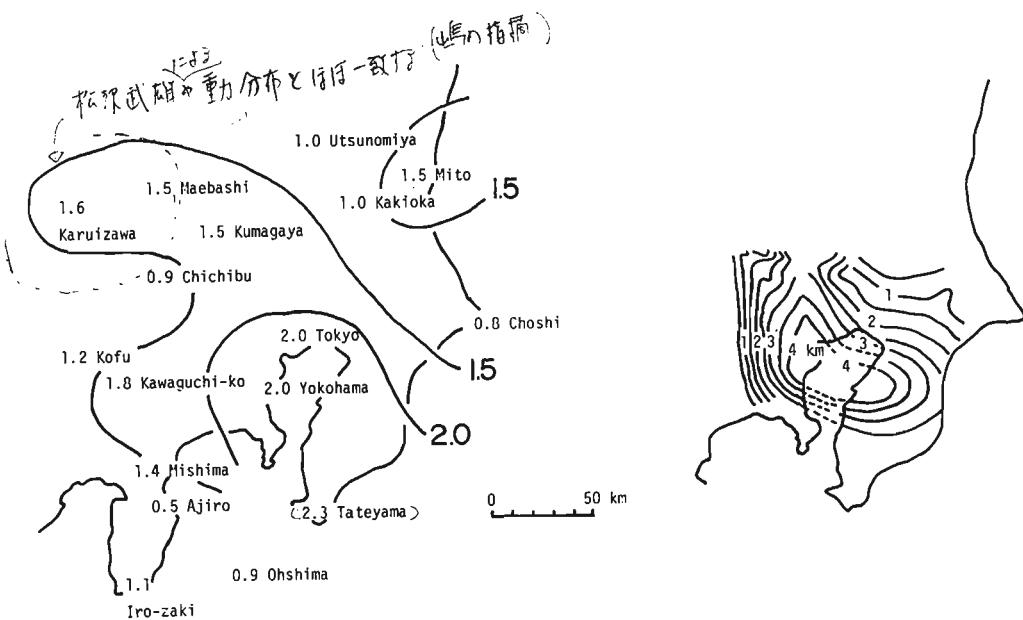


Fig.10 (a) 関東地方におけるやや長周期の地盤の揺れやすさ

(b) 関東平野における新第三紀層底面までの深さ (垣見ら [1973]による)

6. むすび

我々は、1倍強震計で得られた最大記録振幅を用いて各観測点でのやや長周期の揺れ易さを定量評価し、その全国比較を行った。ここで得られた結果は、最大記録振幅に注目しに資料の単純整理にもかかわらず、地震時のやや長周期の揺れ方に關する重要な点をいくつか浮彫りにしている。まず第1に、やや長周期の揺れ方には地域差があることが指摘されよう。たとえば、東京・大阪では日本平均に比べ2倍以上の揺れを示すなど、特に揺れが大きく出るところに大都市が位置している傾向にある。さらに重要なことは、やや長周期における地震時の揺れは、数100 mのオーダーでの深い地下構造に關わりがあることである。すなはち、従来の地盤種別

法で、やや長周期の揺れを説明できる保障はない。むしろ従来の方法は、おのずからその適用範囲が限られるべきであろうし、固有周期の長い大型構造物への影響が大きいと考えられるやや長周期で揺れる地盤の特性は、それに対応する周開領域で議論される必要があろう。その意味から、やや長周期での揺れ易さの全国把握は、早急に必要なべきである。

やや長周期の地盤特性は、現在、深い地盤構造の調査に基づく動的特性の把握、地震観測、やや長周期の微動観測等の研究を通じて次第にわかれりつつある。しかしながら、それらの多くは観測点個々での議論にとどまつておらず、その観測点が他の諸地点に比べどの程度の揺れやすさ(揺れにくさ)に位置付けられるかを明らかにするという様な、全国的なレベルでの把握には至っていないと言わざるを得ない。今回得られたに、やや長周期における揺れやすさのランク表は、この様な意味で、それら個々の点での議論を全国的な議論へと拡張する、ひとつの資料となるべきものである。

なお、ここで得られた各地点の揺れ易さは、我国のやや長周期での地盤の揺れ易さを全国的に把握する為のものであり、これらの値をもとに各地域でより詳細な議論をする為には、個々の観測点が代表する地盤の範囲について留意する必要があろう。たとえば関東地方の様に、地下構造を把握するのに十分な観測点を有するところ、すなはちその地域全体をカバーする地震計配置がなされているところでは、観測点個々で得られた値を通じて、その地域全体の揺れ易さを把握できるが、観測点の少い地域では、その観測点を基点として細かい観測を通して、その地域の揺れ易さを考えていくべきであろう。筆者らが、青森県八戸市で行ったやや長周期微動観測は、観測点付近のやや長周期の地盤動の把握というミクロな見方と、それが日本全国でいかに位置付けられるかというマクロな見方を併げるものである。やや長周期の地盤の揺れ易さは、この様にミクロとマクロの両面から把握していく必要があろう。

終わりに、解析ながらに本稿作成にあたっては、同研究室の太田、後藤の両先生に有益なアドバイスをして頂いた。お礼申しあげます。

参考文献

- 垣見俊弘・衣笠善博・木本政昭 後期新生代地質構造図、東京 地質調査所 [1973]
□ 気象庁地震課 気象庁地震観測官署の地盤調査 駿河時報 37 [1972], 35-37
木村源一郎 Magnitudeの定義式について 地震 17 [1964], 210-221