

第16回 地盤震動シンポジウム

地盤条件が地震動特性に与える影響

—観測記録からの考察—

1988.7.14

日本建築学会 構造委員会
振動運営委員会 地盤震動小委員会

第16回地盤震動シンポジウム(1988)

地盤条件が地震動特性に与える影響

—観測記録からの考察—

目 次

<Ⅰ. 古くて新しい課題>

- I-1 地盤条件の影響に関する研究の歩み
—日本における代表的な強震記録を中心に— 鏡味 洋史(北大) … 1
- I-2 関東地域における地中・広域地震観測 木下 繁夫(国立防災センター) … 11
- I-3 地盤特性を考慮した強震動予測 —米国での研究の現状—
入倉 孝次郎(京都防災研) … 17
- I-4 IASPEI/IAEE JOINT WORKING GROUP ON THE EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY ON
SEISMIC MOTION に関する活動の経緯と第2回ワークショップ
工藤 一嘉(東大・地震研) … 21

<Ⅱ. 何を観測できたか—千葉県東方沖地震の観測記録から—>

- II-1 地盤分類と地震動特性
太田 外気晴・高橋 克也・越田 洋・石田 寛(鹿島技研) … 27
- II-2 地震動観測の目的について 瀬尾 和大(東工大・総合理工) … 37
- II-3 地震動観測記録にみるやや長周期成分 山田 真(早大・理工学研) … 39
- II-4 広域・地中観測データの利用について
横田 治彦・片岡 俊一(清水技研) 田中 貞二(清水大崎研) … 43
- II-5 気象庁1倍変位強震計記録から 井上 涼介(茨城大) … 47
- II-6 千葉県東方沖地震による地震動と地盤ひずみの記録
佐藤 暢彦・片山 恒雄(東大生研) … 53

<地震観測資料>

1. 1987年12月17日千葉県東方沖地震の地震概要 武村 雅之(鹿島小堀研) … 57
2. 観測位置表示地図 … 61
3. 南砂および筑波における強震観測結果 強震観測小委員会(建研) … 62
4. 千葉県東方沖地震による強震観測結果 桒原 徹郎・吉見 精太郎(土木研) … 66
5. 港湾地域における千葉県東方沖地震の観測結果 野田 節男・倉田 栄一(港湾技研) … 69
6. 東京都における強震観測1987年12月17日千葉県東方沖地震の観測波形
星野 務(東京都土木技研) … 73

7. 神奈川県石油コンビナート等特別防災区域における強震観測結果 --1987年12月17日千葉県東方沖地震(M = 6.7)--	林 憲正(神奈川県) 荻本 孝久(神奈川大)	... 77
8. 表層地質が異なる地点での強震観測記録比較例	工藤 一嘉・松崎浩・坂上 実(東大地震研)	... 81
9. 東京大学生産技術研究所千葉実験所における観測結果	佐藤 暢彦(東大生研)	... 85
10. 千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の観測記録	石田 勝彦・矢島 浩(電力中央研)	... 89
11. 東京の洪積層中における観測記録について	若松 邦夫・野畑 有秀(大林技研)	... 91
12. 江東区南砂における観測結果	阿部 康彦・小林 喜久二・天池 文男(竹中技研)	... 95
13. 新宿副都心の超高層ビル敷地地盤における観測記録	萩尾 堅治(大成建設)	... 99
14. 千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の観測結果 --首都圏南西部における観測記録--	東工大地震観測グループ	... 101
15. 早稲田・蒲田・浦安における観測結果	山田 真(早大理工研)	... 105
16. 鹿島建設技術研究所および岩盤7L- 観測(電力共研)の地震動観測記録 太田 外気晴・高橋 克也・越田 洋(鹿島技研) 山下 利夫(東京電力) 鈴木 孝夫(中部電力)		... 108
17. 越中島・瀬谷・伊豆高原における観測結果	横田 治彦・片岡 俊一・岡田 敬一・松川 孝志(清水技研)	... 112
18. 東京都江東区及び千代田区における観測結果	平松 和嗣(NTT)	... 115
19. 千葉市に建つ集合住宅の1階における1987千葉県東方沖地震の観測結果	野路 利幸・立見 栄司・小坂 英之(三井技研)	... 117
20. 千葉県流山市における1987千葉県東方沖地震の観測結果	野路 利幸・立見 栄司・小坂 英之(三井技研)	... 118
21. 東京低地における観測結果	木下 繁夫・御子柴 正(国立防災センター)	... 120
22. 下総地殻活動観測施設における結果	木下 繁夫・御子柴 正(国立防災センター)	... 122
23. 間組本社ビル敷地地盤における観測結果--千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の場合--	市川 正武・境 茂樹・永井 潔(間組技研)	... 124
24. 間組技術研究所敷地地盤における観測結果--千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の場合--	境 茂樹・市川 正武・永井 潔(間組技研)	... 126

I-1

地盤条件の影響に関する研究の歩み
—日本における代表的な強震記録を中心に—

北大・工 鏡味洋史

1. はじめに

日本における代表的な強震記録を時代順に振り返り、それらの記録の投げかけた問題を中心に強震観測・地盤震動研究がどのように進展してきたかを概観してみる。この問題は、本地盤震動小委員会の中心的課題の一つであり本シンポジウムでもしばしば取り上げられている。

地盤条件が地震動特性に与える影響についての先駆的研究として、まず石本の卓越周期の発見を上げるべきであろう。Ishimoto(1932)は東京本郷・丸の内において加速度計による同時観測を行い(1931年9月21日西埼玉地震を含む)、本郷では0.3秒の丸の内では0.6秒の卓越周期が見られることを示している。さらに、石本(1934)は東京・横浜での10箇所での比較観測を行い、加速度波形が場所により大きく異なることを示し、各観測点ごとに固有の周期の卓越が地震にはよらず見えることを指摘し、卓越周期の存在することを示している(図1)。

一方、大地震の際その余震の多点同時比較観測を行い地盤の特性を計測的に求めようとする試みがなされている。例えば、Minakami and Sakuma (1949)は1946年南海地震の余震の比較観測を観測を高知市内で行い、増幅率の分布(図2)、卓越周期の分布を求めている。

2. 強震観測の開始と初期に得られた記録

強震観測は、その重要性を力説した末広恭二の米国における講演が動機となって、1932年に米国で強震計が開発され、翌1933年のLong Beach地震の記録が得られたことから始まっている。日本では、実現までに時間を要したが、1949年福井地震を契機に強震計S.M.A.Cが開発され、1953年より観測が開始されるようになった。それまでに強震記録として得られていたものは米国のものに限られ、例えばエルセントロやタフトの記録として構造物の応答解析用入力地震動として用いられていた。そのような状況のもとで、とにかく日本で記録された強震記録を得ることが急務であったと思われる。初期に得られた記録はその観測点で得られた記録として重要視され、すなわちその場所固有の地盤条件を含むものとして設計用地震入力として用いられた。しかし、何れの記録も加速度は数10galとさほど大きくなく、これらの記録の最大加

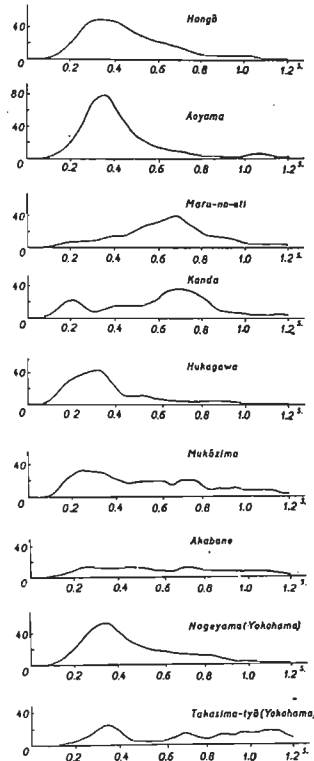


図1 1933年3月3日三陸沖地震による東京横浜地方地震動中の卓越震動周期(縦軸は波数)(石本(1934))。

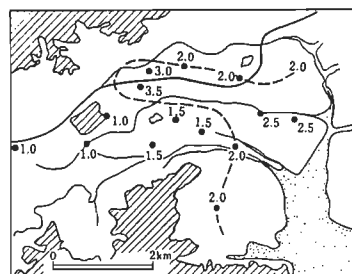


図2 1964年南海地震の余震観測による高知市内各地点の岩盤地点に対する振幅比(Minakami and Sakuma(1949))。

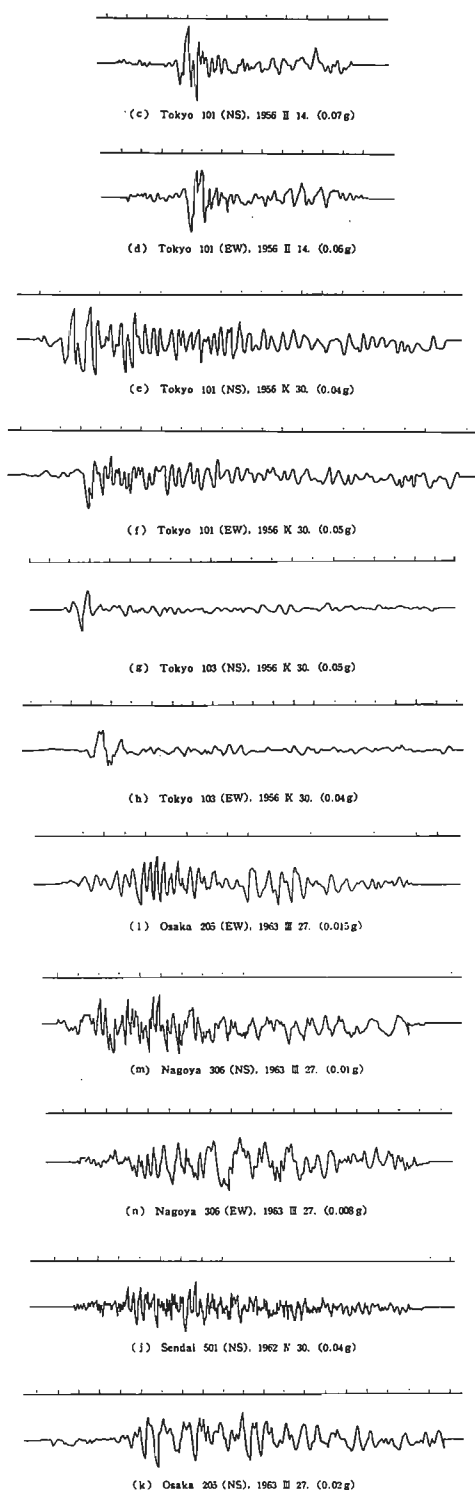


図3 1950-60年代に得られた代表的なSMAC記録
(武蔵(1966)より抜粋)。

速度を単に100galあるいは330gal(エルセントロの記録の最大加速度に合わせて)になるように振幅のみを拡大して便宜的に用いられることが多かった。当時、地震そのものの性質についての議論は余りなされてなかったようである。初期に得られた強震記録は地震の名前ではなく、強震計番号(地名)で例えば東京101のように呼ばれることが多かった。

最初に得られた記録は1956年2月14日に東京湾北部深さ60Kmで起きた(M=5.9)の地震で、東京・横浜で震度IVで都内で軽微な被害があった。東京大学地震研究所(旧館)(SMAC番号101)で図3に示す最大加速度70gal余りの記録である。次に得られた記録は1956年9月30日の地震で、震源は千葉県中部(M=6.3)の地震で、東京で軽微な被害があった。東京大学地震研究所(東京101)と鉄道会館(東京103)で記録が得られている(図3)。最大加速度は40-50gal程度である。

1962年の広尾沖地震では、鋼路気象台(鋼路401)で400galに達する記録が得られた。この記録については大きな問題を投げかけた記録であるので次章で詳述する。

1962年4月30日に発生した宮城県北部地震(M=6.5)では東北大学工学部(片平町の旧校舎)(仙台401)で記録が得られた。最大加速度は50gal程度である(図3)。この地震は仙台市の北方約50Kmで発生した浅発地震で、死者3名、全壊家屋340戸の被害あったが被災範囲は震央付近に限られ仙台では震度IVであった。

1963年3月27日に発生した越前沖地震(M=6.9)では大阪(大阪205)、名古屋(名古屋306)で強震記録が得られている(図3)。敦賀湾・若狭湾沿岸で軽微な被害があったが、大阪・名古屋の両地点の震度はIVであり、最大加速度は10-20gal程度である。

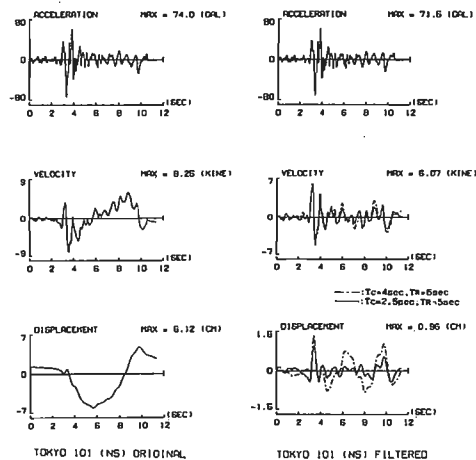


図4 東京101(1956.2.14)の強震記録の積分波形の再検討
(太田_他(1988))。

これら初期にとられた強震記録は設計用地震動としてエルセントロ・タフトに次いで多く用いられてきたが、どのような地震記録であったのか今一度見直す必要がある。特に、長周期（1～数秒）の側の入力評価を記録精度を含め、現在の知見をもって行なっておく必要がある。太田外（1988）は前述の東京 101 の記録の長周期成分について積分波形から再検討している（図4）。

3. 1962年広尾沖地震

1962年4月23日北海道広尾沖に発生した $M=7.0$ の地震は十勝・釧路支庁管内で軽微な被害を生じた。当時釧路気象台に設置してあったSMAC-A型強震計は図5に示す波形を記録した。特に、NS（正確には $N21^\circ W$ ）成分の最大加速度は400galを越えている。その当時までに得られた強震記録の最大加速度はImperial Valley地震のEl Centroでの記録330galであり、日本で得られたものでは前述の東京 101 の70galであったことからみても、この記録は格段に大きく注目されることになった。また、この地震による釧路の震度はIVであり木造住家の被害も殆どなく、従来の加速度・震度・被害の間の考え方を大きく覆す記録であった。このような背景より、この記録を巡っての文部省科学研究費等によるグループ研究が組織され5か年に亘り多方面からの研究が行なわれ『広尾沖地震における釧路の強震記録と構造物の被害について』と題する報告書が1969年に発刊されている。そのなかで、研究・議論されたことは多いが、要点をまとめ以下に示す。

最初に、この記録そのものの信憑性が検討された。この強震計は既存の旋盤用のコンクリート基礎を流用し設置されており、そのプロポーシオンからこの基礎のロッキングが影響しているのではないかの懸念がもたれた。そのため強震計基礎の振動実験が行なわれ、NS方向では0.25-0.3秒、EW方向では0.1秒前後との共振周期が求められた。強震記録のNS成分にみられる卓越周期は0.33秒とも近く地震の際の台のロッキングの可能性も否定はできなかった。次に、この問題を解決するため、強震計をもう1台別に気象台構内に設置し2台の強震計での比較観測が行なわれた。1965年10月26日の国後島沖地震（ $M=6.2$ ）による記録が2台の強震計によって得られ比較検討がなされた。図6はNS成分の速度応答スペクトルの比較である。0.25秒より短周期の部分では基礎の影響による違いがみられるが、0.3秒より長周期の側ではほぼ一致しており問題の広尾沖地震の記録の卓越周期となった0.33秒の大きな加速度を強震計基礎の影響であると説明することは難しく、実際の地震動を記録したものとの一応の結論づけがなされた。

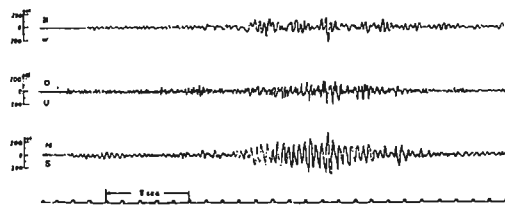


図5 1962年広尾沖地震の釧路気象台における強震記録（小林（1969））。

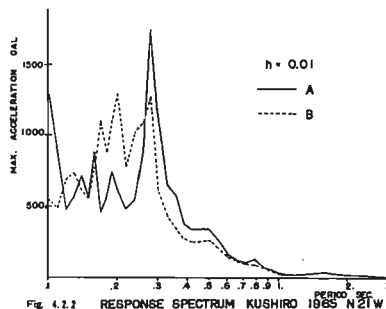


図6 釧路気象台構内の2台の強震計記録の比較（1965年国後沖地震）（小林（1969））。

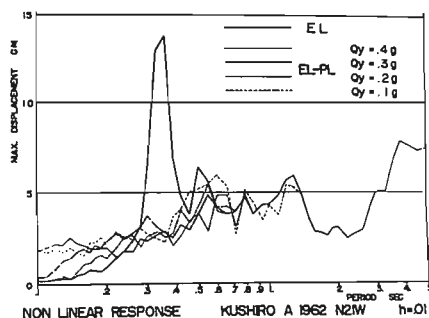


図7 1962年広尾沖地震の釧路における強震記録の1質点弾塑性応答スペクトル（小林・長橋（1969））。

次に、この0.33秒の卓越周期が気象台の位置する地盤の影響でこの場所固有のものであるのか、釧路の市街地との関係はどのようなものであるのかを明らかにする目的で、地盤調査・常時微動による観測・弾性波探査などが釧路市内で多面的に行なわれた。その結果、気象台の位置する丘陵の地域では0.2-0.25秒の卓越周期が計測的にも解析的にも得られている。一方、被害を受けなかった構造物の振動実験や木造構造物の常時微動観測による固有周期の測定も行なわれ、前述の0.33秒の強震動の卓越との関係で議論されている。大部分の木造住家の固有周期は0.25秒よりも短く共振から外れているが、応答スペクトルから判断すると大きな破壊を生ずる変位量になっており被害がなかったことと対応していない。また、固有周期0.33秒近辺の構造物も存在しこれらにさしたる被害のなかったことを到底説明することができない。そこで、

弾性的な取扱でなく塑性を考慮した考察が行なわれた。
1 質点系の弾塑性応答をスペクトル表示する方法が提案され、塑性を考慮すると図7に示すように0.33秒のピークは全くみられなくなり、応答量は2-3 cm程度となり大きな被害を生じなかったことを説明できるとしている(小林・長橋(1969))。この議論は地震動の破壊能の問題としてその後も議論が続けられている問題である。

4. 1964年新潟地震

1964年6月16日の新潟地震の際、新潟・秋田で得られた強震記録は被害地震を捉えたわが国最初の本格的な強震記録といえよう。新潟における記録は市内川岸町県営アパート(4階建RC造)の地階と屋上で記録されたものである。記録を図8に示す。記録開始後短周期の波形が記録されているが10秒程度経過してから短周期の成分が消え周期5-6秒の成分の大振幅(片振幅70gal程度)のみが記録されている。川岸町のアパート群の1つは大きく傾斜するなど液状化による被害が著しかった地域であることから、この記録の特異性が周辺地盤の液状化とそれに伴う建物の動揺とによるものとの解釈が試みられた。金井(1964)は建物内での波動の重複反射の理論から屋上の記録から建物基部での記録を算定し実測波形と比較している。それによると記録開始後20秒程度はこの方法でよく説明できるが、それ以降の6秒の大振幅の波形は説明できず、これは周辺地盤の液状化による建物の動揺ではないかと推測している(図8)。大岡(1975)はこの問題をモデル化し解析的に説明を試みている。また、北川・太田(1984)は気象庁1倍強震計の記録と比較し、川岸町での記録は液状化により10倍近く増幅されているとしている(図9)。このように、6秒という長周期での卓越は一応周辺地盤の液状化によるものとして、したがって強震記録としては特異なものとして理解されている。

しかし、新潟平野の堆積層の層厚は数Kmと相当厚かつ表層が軟弱であることから、数秒という長周期の卓越

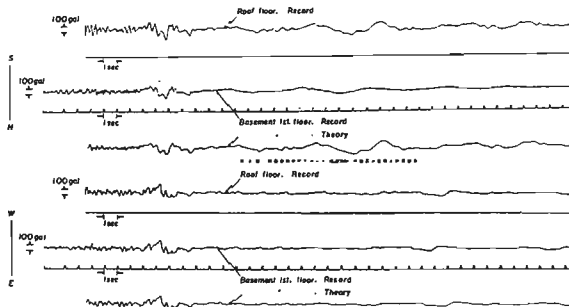


図8 1964年新潟地震の新潟市川岸町アパートの強震計記録と計算波形(金井(1964))。

の可能性は十分にあるとの観点からの記録の見直しも一方では試みられている。Kagami et. al.(1982)は長周期の微動観測を新潟平野で行ない深い地盤による数秒の卓越が市内でみられることを示し、新潟地震の記録にみられる6秒の卓越が深い地盤に起因している可能性を指摘している。この問題は、1983年日本海中部地震の際に長周期の地動により石油タンクが溢流するという被害が生じたことにより再認識されるところとなるが、新潟地震の際市内1ヶ所のみでしか記録が得られず比較考察ができなかったところに根本的な問題があろう。

一方、震央から約135Km離れた秋田県庁でも記録が得られている。地階で約100gal、塔屋で約300galと当時建物で得られた記録としては一番大きく注目された記録である。Osawa and Murakami(1966)はこの記録を建物の応答計算結果と比較している。地盤条件との関連では余り議論されていないが、構造物の応答計算手法を検証する本格的強震記録であったと位置づけられよう。

5. 松代群発地震

1965年8月以来群発の続いた松代地域では1965年9月に強震計が設置され、同11月からは地盤条件の違う保科・若穂で比較観測がそしてさらに臨時観測点が4ヶ所増設され観測が続けられた(Kanai et al (1966))。この間の観測で待望すべきは1966年4月5日年保科で得られた記録で図10に示すように500galを越える加速度を記録している。しかし、周辺で倒壊家屋もみられず最大加速度と被害との間の単純な関係の見直しがなされた。この記録の最大加速度を与える周期は非常に短かつ地震動の継続時間も極めて短く、構造物への破壊能としては力のないことが示された。また、地盤条件の違う地点での記録は、金井のかねてより提案していた地震動の最大加速度を地盤の卓越周期(T_0)をパラメータとして推定する式の震央付近での修正に用いられた。

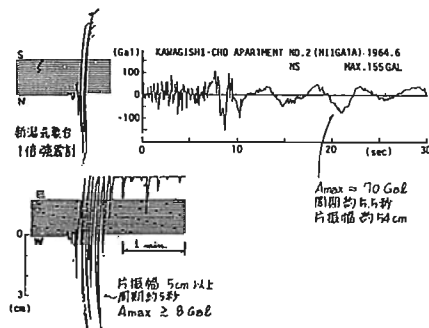


図9 1964年新潟地震における各地震計記録の比較(北川・太田(1984))。

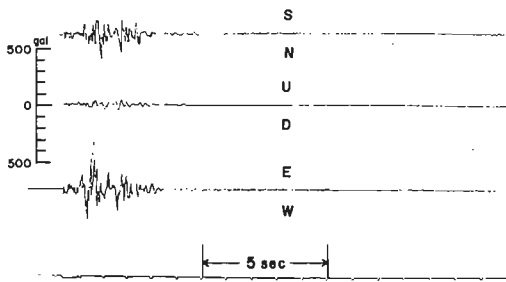


図10 松代群発地震の保科における強震記録(1966.4.5)
(Kanai et al(1966)).

6. 1968年十勝沖地震

1968年5月26日の十勝沖地震では主要港湾に組織的に設置されて強震計を中心にこれまでになく多くの記録が得られた。なかでも、八戸港湾で得られた記録は最大加速度が200galを越えるばかりでなく図11に示すように長周期の2.5秒の卓越が著しく応答量も当時考えられていたものを通かに上回っていたことから、最も注目を浴びた。また、記録の得られた八戸市は震度Vであり、RC建造物の被害が多数発生したところでもある。この様な背景から、2.5秒の卓越が何に起因するのかを解明するための共同研究が進められ、最終的な成果は『1968年十勝沖地震における八戸港湾の強震記録と地盤特性』にまとめられている。最初に、火薬爆発による弾性波探査が共同実験として実施され、強震観測点を含む南北の測線で基盤の探査が行われた。その結果図12に示す南から北へ傾斜する構造が求められ、強震計設置位置では基盤までの深さが約400mと求められた(岡田(1971))。この構造よりS波の重複反射により求まる卓越周期は約2.5秒となり強震記録のそれと一致し、深い堆積層の存在により長周期の卓越が生じることが示され、長周期構造物の人力を考える際には深い地盤構造を考えなければならないことが示された(鏡味(1976))。さらに、この関係を一般化すべく長周期の微動観測を通じての深い地盤探査の研究が太田裕を中心とする研究グループによっ

てなされた。坂尻・他(1972)は弾性波探査の行なわれた測線に沿ってやや長周期の微動観測を行ない、強震観測点では2.5秒が卓越周期として観測され、その前後の観測点では基盤までの深さの変化に対応して卓越周期が系統的に変化することを示している。この結果から、もし強震計がこの測線に沿って配置されていたならば系統的に変化する卓越周期を持つ強震記録が得られたはずであることを示している。八戸における強震観測点が複数設けられていたならば地盤の震動特性に関する研究がこの時期に飛躍的に進んだものと思われる。

一方、青森港湾においても強震記録が得られている。最大加速度は200galを越えており図11に示すように長周期での卓越も顕著であるが、八戸の記録に比べると余り注目されなかったようである。設置点の近傍で液状化がみられたため液状化による特異な記録として余り省みられなかったきらいがある。鏡味・他(1976)は長周期の微動観測を通じて深い地盤との関係を考察しており八戸の場合と同様に地盤特性が大きく表れていることを示している。

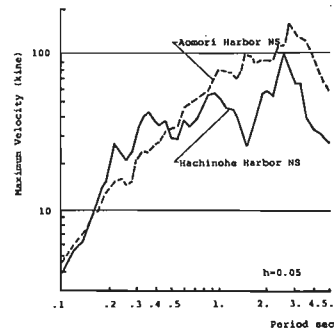


図11 1968年十勝沖地震の八戸・青森港湾における強震記録の応答スペクトル(鏡味(1976))

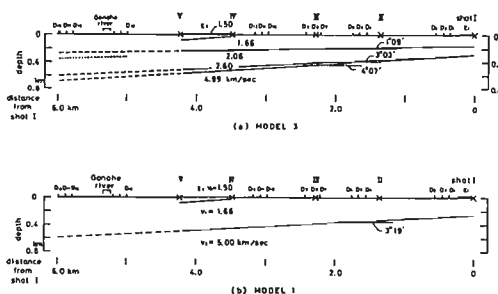
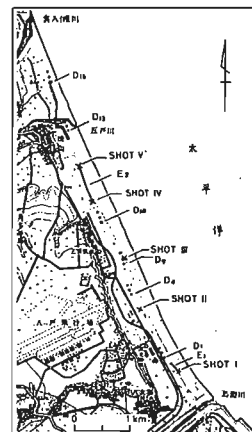


図12 弾性波による八戸市の基盤探査(岡田(1971)).



この地震では、港湾に計画的に配置されていた強震計を中心に数多くの強震記録が密度はともかく被災域をカバーする形で得られことは特筆すべきであろう。このようにして得られた記録をもとにいろいろな解析がなされている。例えば、翠川・小林(1979)は各強震記録の時刻歴の包絡形が震源での破壊伝播方向に位置する観測点では継続時間が短く、逆の方向では長くなることを示し(図13)、震源での破壊の伝播を考えパルスを時間をずらし足し合わせ観測点の強震動を評価するモデルでを提案するに至っている。

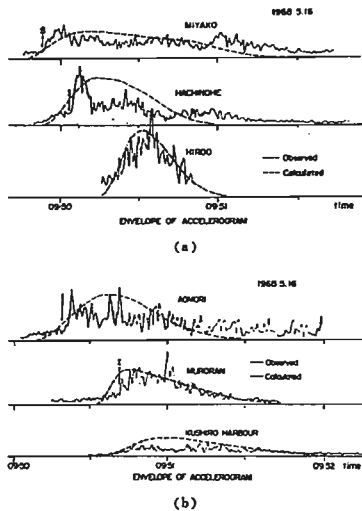


図13 1968年十勝沖地震の各強震記録のパワー時刻歴の比較(翠川・小林(1979))。

7. 1978年宮城県沖地震

1978年6月12日の宮城県沖地震では東北地方各地で多数の強震計記録が得られた。柴田(1981)は宮城県内の石巻(閘北橋)、名取(樽水ダム)、仙台(住友生命ビル)、塩釜(塩釜工場)の4つの地盤条件の大きく異なる地点での記録について、それらの特性を地盤条件と比較している。図14(a)は4地点の地盤条件を対比して図示したものである。石巻では、中生代利府層が露頭しており強震計は風化岩の上に設置されている。名取では基盤(利府)層の上に第3紀層が、塩釜・仙台では第4紀層がさらにその上に堆積している。図14(b)はこれら4地点の強震記録の応答スペクトルを比較したもので、地盤条件の違いが大きく表れていることを示している。さらに、渋谷(1985)はこれらの地点の基盤に至る深い構造をモデル化し、基盤の露頭と考えられる樽水ダムの記録を仙台青葉山での基盤の入射波として地表の記録を計算し観測記録と比較している(図15)。また、各記録

間のスペクトル比がモデルに対するSH波・SV波の斜め入射の伝達関数の比で説明できることも示している(図16)。

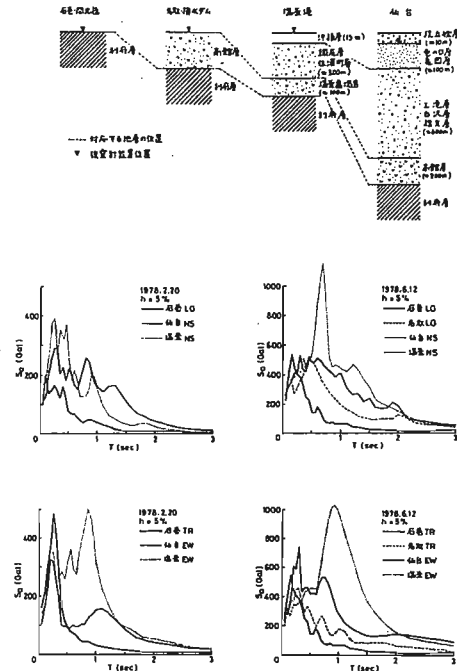


図14 1978年宮城県沖地震の異なる4地点での強震記録の比較(a)強震観測点の地盤条件、(b)応答スペクトルの比較(柴田(1981))。

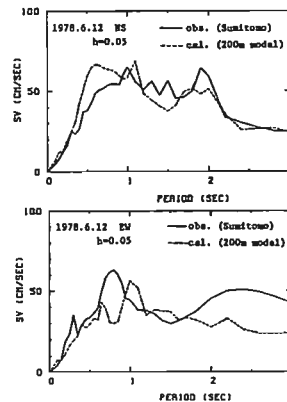


図15 1978年宮城県沖地震の東北大学(青葉山)での記録のモデル計算による結果との比較(渋谷(1985))。

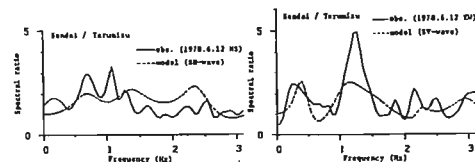


図16 1978年宮城県沖地震の記録のスペクトル比(仙台/樽水)と地盤モデルの伝達関数比(渋谷(1985))。

このように、この地震では仙台近辺で得られた強震記録の特性の違いが地盤条件の違いによって解析的によく説明されており、これまでの地震では1点のみの独立した点での議論から大きく進展したといえよう。また、この地震を契機にこの地域の強震計の設置数は飛躍的に増大し、大規模なネットを構成しているものもある、強震動特性と地盤条件の研究に大いに寄与するものと期待される。

8. 1982年浦河沖地震

1982年3月21日に発生した浦河沖地震では北海道および青森県で数多くの強震計が得られている。しかし、震度VIの浦河を始め被害の集中した震源域での記録は全く得られておらず、被災構造物の原因解明の前提となる入力地震動強さの推定に大きな支障となっている。震央に最も近い強震観測点は浦河の南の幌満橋($\Delta=36\text{Km}$)で水平最大加速度は80gal程度である。この付近ではさしたる被害の無かったことと対応している。

一方、震央距離150Km程度離れた札幌市内では多数の強震計記録が得られており水平最大加速度は市中心部で40-50gal程度である。しかし、札幌市郊外の札幌新道高架橋では図17に示す記録が得られており、300galを越えている。この付近は表層が泥炭層で非常に軟弱であり、S波の伝播速度も100m/sec以下となっている。この付近は地震の際札幌市内では揺れも強く(アンケートによる調査では震度Vに相当(岡田・他(1985)))市内では被害の集中したところであり、さらに現在市街化が急速に進んでいる地域でもある。地域の問題としてはもちろん

、超軟弱地盤での強震記録の例としてもっと注目し解析が進められるべきであろう。

9. 1983年日本海中部地震

1983年5月26日に発生した日本海中部地震では、北海道南部及び東北地方一帯で数多くの強震計記録が得られた。これらの記録をめぐって翌1984年第12回の本シンポジウム『地盤震動にかかわる今日の課題-日本海中部地震をめぐって-』が開催されており、資料・解析結果が豊富に掲載されているので、ここでは要点・問題点を述べるにとどめる。

震源が遙か沖合いであったが、震源域に最も近い青森県深浦町不老不死で最大加速度200galを越える記録が得られている。岩盤上の記録でもあり、震源の情報を知る貴重な記録である。一連の記録のなかで、最も大きな最大加速度を記録したのは北海道渡島半島南部の七峰橋であり、図18に示すように0.1-0.2秒の卓越する記録で、最大加速度は270galを越えている。付近ではさしたる被害もなく局地的な地盤条件が関与しているのかも知れない。また、正弦波的な波形が続くことから強震計の減衰機構に問題があったのかも知れない。何れにせよ興味深い問題である。

次に、八郎潟干拓地の大潟村で得られた強震記録は最大加速度が150gal余とさして大きくないが、約3秒の大振幅の波が長い間続いている。太田(1986)はこの記録をメキシコ地震のメキシコ市内での記録と対比し解析し、地盤条件が両者で非常によく一致していることを指摘している(図19)。現在、この地点では長周期構造物の

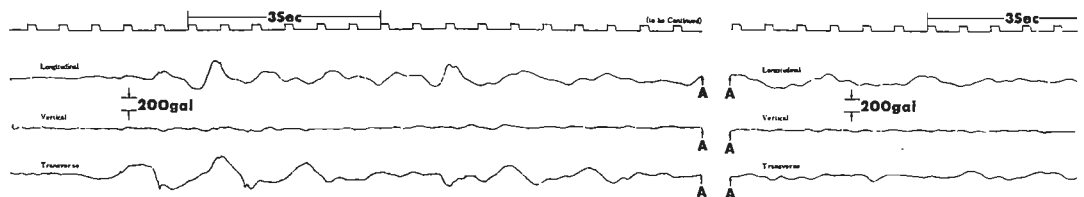


図17 1982年浦河沖地震の札幌新道における強震記録
(S'YAC Report(1984)) .

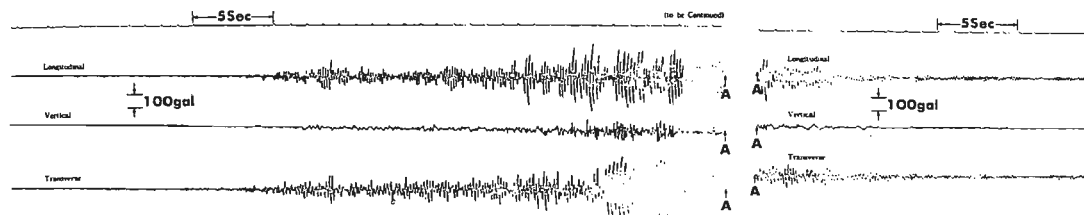


図18 1983年日本海中部地震の北海道上磯郡七峰橋における強震記録
(S'YAC Report(1985)) .

建設される可能性は少ないが、このような地盤が日本各地に存在することを考えるとメキシコ地震での数々の教訓はもっと活かされるべきであろう。

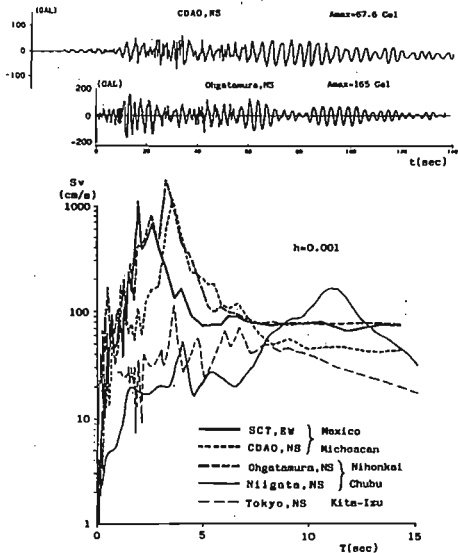


図19 1983年日本海中部地震の大村の記録とメキシコ地震のCDA0の記録との比較(太田(1986))。

震央距離 300km程度隔った新潟において、石油タンクのスロッシングによる油の溢流の被害が生じ大きな問題となった。新潟市内には、新潟地震以後多くの強震計が設置されていたが、加速度が小さく大半のものは作動レベルに達しなかった。作動したものも 10gal程度であった。一方、気象庁1倍変位型強震計は水平2成分とも振り切れており、石油の溢流の原因となった長周期の地震動入力を正確に捉えた記録は得られていない。工藤(1984)は新潟東港に設置してあったSMAC型強震計記録、気象庁1倍強震計記録の解析をその記録精度に注意しながら、またその後行なった余震観測記録と比較するなどして、新潟における長周期の地震動入力の評価を行なっている。求めた、変位記録には周期11秒振幅15cm程度の波形が繰り返し表れている。

構造物に關与する被害が生じたのに満足できる強震記録が得られなかったことは、従来の強震観測の守備範囲が構造物の質的变化に対応しきれていないことをまざまざと見せつけられた例といえよう。

今回得られた記録は多く、これらの記録を総合した研究が以前にまして多くなされている。主だったものを記すと、まず佐藤(1984)は強震記録を並べ各位相を、震源破壊伝播の過程と対応させている(図20)。武村・他(1984)、武村(1984)は最大加速度の距離減衰を調べ、他の地震に比べ減衰の大きいことを示している(図21)。

。入倉(1984)は本地震の本震記録・余震記録を用い、余震合成法の検証、震源過程の解明を行なっている。

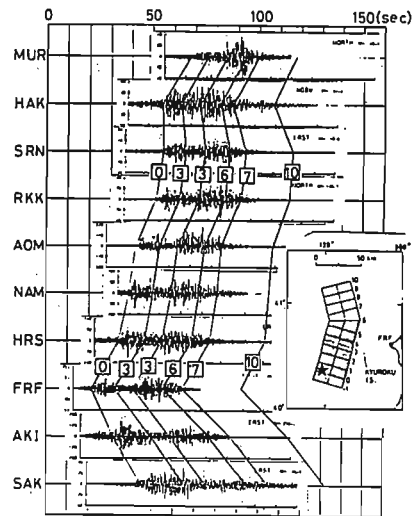


図20 1983年日本海中部地震の破壊過程と強震記録(佐藤(1984))。

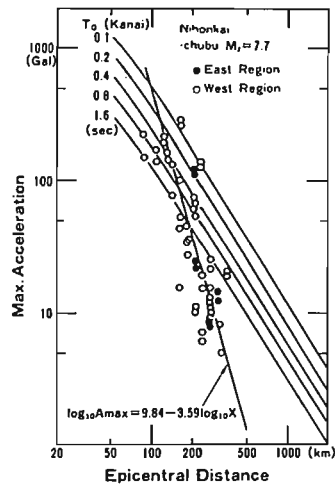


図21 1983年日本海中部地震の $A_{max}-\Delta$ 関係(武村(1984))。

10. 1984年長野県西部地震

1984年9月14日に発生した長野県西部地震では東京・名古屋を結ぶ東海道路沿いに数多く設置してあった強震計による記録が得られているが、被害の集中した震源域は勿論のこと震度の高かった周辺地域での記録も皆無であった。強震計の配置の問題を考えさせられる地震であったといえよう。

一方、震源域においては、埋石・倒木の飛び出しの現象がみられ、1G以上の加速度が作用したことが指摘さ

れている。伊藤・他(1985)は1Gを越えた領域の調査を行なっている。村松・他(1985)、村松(1985)は余震観測を震源域近くの牧尾ダムサイトで行いそこで得られた余震を合成して本震の波形の推定を行い、図22に示すように最大値は2G、80Kineを越える大きさであったと推定している。

余震の合成という方法によって震源域での強震動の推定がある程度可能とはなったが、やはり震源域での強震記録を捉える必要があるのは言うまでもない。日本においては海洋型地震の比重が大きいせいもあるが、カルフォルニアで得られているような断層近傍・震源域での強震記録が殆ど得られていないのが実状である。

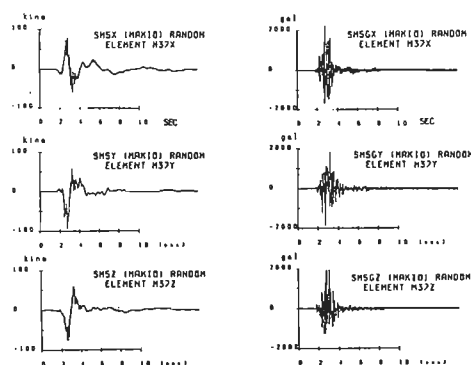


図22 余震記録の合成による1984年長野県西部地震の強震記録
(速度波形と微分した加速度波形) (村松・他(1985))。

11. まとめ

以上、SMACに代表される強震計の設置以来これまで得られたエポックメイキングな強震記録を中心に時代を追って、投げかけられた問題、それによって進められた地盤震動の研究の流れを筆者なりにまとめてみた。紙面の都合で取り上げなかったものも多いが、それよりも筆者の浅学より把握しきれなかった記録・研究も少なくないと畏れている。小論を終るにあたって、次の点を強調しておきたい。

観測の開始された頃と現在とを比べてみると、記録の量・質とも隔世の感がある。しかし、最近はその反面、個々の記録を深く突っ込んだ解析が少なくなったようにも思われる。1つの記録を3年なり5年がかりで多面的・総合的に解析してきた初期の研究姿勢は現在も失うべきではないと思われる。

これまで得られた多くの強震記録の中には、地盤震動の立場から興味深い問題を含んでいながら、詳細な解析が意外に行われていないもの、特異な記録として単純に1つの原因で片付けられてきたもの、など決して少なくない。地盤震動の問題として、これら得られた記録を大切に問題発掘・解決へと今後とも進めていくべきであろう。

小論の草稿の段階では小委員会のメンバー各位から貴重な御意見・活発な御議論を戴いたことを記し、末筆ながら謝意を表します。

入倉孝次郎(1984). 地震動予測—1983年日本海中部地震本震および余震群の震源パラメータのスケールリング則—, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 12, 37-46.

Ishimoto, M. (1932). Comparaison Accelerometrique des Secousses Seismiques dans Parties de la Ville de Tokyo, Bull. Earthq. Res. Inst. 10, 171-187.

石本巳四雄(1934). 東京横濱市内10箇所における地震動加速度観測(1), 東京帝国大学地震研究所彙報, 12, 234-248.

伊藤淑・飯尾能久・黒磯章夫・梅田康弘・村松郁栄(1985). 1984年長野県西部地震で加速度が1gを越えた領域の調査, 1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査(科研報告書), 89-96.

鎮味洋史(1976). やや長周期微動による深い地盤特性の把握とその強震記録の解釈, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 4, 23-26.

鎮味洋史・太田 裕・後藤俊俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗(1976). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(3) —1968年十勝沖地震のSMAC型強震計記録との比較—, 地震Ⅱ, 29, 147-158.

Kagami, H., C.M. Duke, G. Liang and Y. Ohla (1982). Observation of 1- to 5- Second Microtremors and Their Application to Earthquake Engineering. Part II: Evaluation of Site Effect upon Seismic wave Amplification due to Extremely Deep Soil Deposits, Bull. Seism. Soc. Am, 72, 987-998.

金井 清(1964). 新潟地震の強震記録について, 地震研究所研究速報, 8, 106-108.

Kanai K., K. Hirano, S. Yoshizawa and T. Asada (1966). Observation of Strong Earthquake Motions in Matsushiro Area. Part I. (Empirical Formulate of Strong Earthquake Motions), Bulline of Earthquake Research Institute, 44, 1260-1296.

北川良和・太田外気晴(1984). 地動特性と地盤. 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 12, 3-14.

小林啓美(1989). 広尾沖地震の強震計記録. 広尾沖地震における鋼路の強震記録と構造物の被害について. 文部省科学研究費(特定)「強震動と構造物に対するその応答の基礎的研究」報告書, 31-43.

小林啓美・長橋純男(1989b). 地震動の弾塑性応答のSpectrum表示による地震動強さの評価. 広尾沖地震における鋼路の強震記録と構造物の被害について. 文部省科学研究費(特定)「強震動と構造物に対するその応答の基礎的研究」報告書, 105-113.

工藤一嘉(1984). 深い地盤による長周期地震動の卓越—1983年日本海中部地震による新潟での石油溢流. 長周期地震動の強さの地域性に関連して—. 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 12, 47-56.

原川三郎・小林啓美(1979). 地震断層を考慮した地震動のスペクトルの推定. 日本建築学会論文報告集, 282, 71-79.

Minakami, T. and S. Sakuma(1949). The Earthquake Motions on Various Formations of the Earth's Surface. (1) Observation at Kofu City, Bull. Earthq. Res. Inst. 26, pp61-71.

村松郁栄・大沼啓人・北村定治(1985). 震源付近の岩盤上における本震地震動の推定—1984年長野県西部地震について. 1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査(科研報告書), 97-100.

村松郁栄(1985). 震度VIの地震動を探る. 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 13, 19-26.

武藤清(1986). 構造物の動的設計. 耐震設計シリーズ4(丸等), 296-299.

成瀬聖慈・出原孝幸・竹内文朗・太田 裕・鎮味洋史・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳(1974). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(2)—微動の卓越周期と地下構造の関係—, 地震Ⅱ, 29, 25-32.

大岡 弘(1975). 周辺地盤の液化に伴う並列建物群の振動性状変化についての一考察(新潟地震における県営川岸町アパートの振動性状変化について). 日本建築学会大会梗概集, S50, 375-376.

太田外気晴(1986). 工学的立場から—1985年メキシコ地震の被害と地盤振動—, 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 14, 7-16.

太田外気晴(1988). 超高層ビルの地震荷重. 建築学大系「荷重・外力」(彭国社)(印刷中)

岡田 廣(1971). 弾性波による八戸市の基盤探査. 北海道大学地球物理学研究報告, 26, 147-167.

岡田成幸・宮川忠芳・太田 裕(1985). 高密度震度調査にもとづく地区内震度予測式の構成—札幌市を例として—. 日本建築学会構造系論文報告集, 348, 11-18.

Osawa, Y. and M. Murakami (1966). Response Analysis of Tall Buildings to Strong Earthquake Motions. Part 2. Comparison with Strong Motion Accelerograms(1). Bull. Earthq. Res. Inst., 44, 233-245.

大沢 伸(代表者)(1989). 広尾沖地震における鋼路の強震記録と構造物の被害について. 文部省科学研究費(特定)「強震動と構造物に対するその応答の基礎的研究」報告書.

坂尻直巳・成瀬聖慈・竹内文朗・吉川賢一・後藤典俊・太田 裕(1974). やや長周期の微動観測と地震工学への適用(1)—八戸市における予備観測—, 地震Ⅱ, 27, 338-351.

佐藤塊夫(1984). 加速度記録から想定される日本海中部地震の破壊過程(II). 地震学会春季講演予集, 133.

柴田明徳(1981). 建物の地震時挙動と入力特性(宮城県沖地震の場合). 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 9, 23-32.

渋谷純一(1985). 1978年宮城県沖地震から学んだもの. 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 13, 95-102.

Strong-Motion Earthquake Observation Council (1984). Strong Motion Earthquake Records in Japan 1982, 27. (SMAC Report).

Strong-Motion Earthquake Observation Council (1985). Strong Motion Earthquake Records in Japan 1983, 28. (SMAC Report).

武村雅之・太田外気晴・池浦友則(1984). 大地震における最大加速度の距離減衰の地域性について. 日本建築学会大会学術講演会梗概集, 昭和59年度, 567-568.

武村雅之(1984). 強震地動. 日本建築学会地盤震動シンポジウム論文集, 12, 15-24.

関東地域における地中・広域地震観測

木下繁夫

1. はじめに

この小文では、関東地域中央部における先断多層地層の地層層が地震動特性に与える影響について、二水運に得られる見解と今後の課題を、地震観測に基づいて述べる。地層層の地震応答の考察には、(1) 地層層ごとの弾性波速度と密度構造(層々地層等も含む)、(2) 基盤ごとの入射地震動、及び、(3) 地層層ごとの減衰特性の知識が必要とされる。地震観測だけで、これら全てを扱うわけではないが、本シンポジウムの主旨に於いて、以下の様な課題として扱う。即ち、まず初めに地層層におけるS波の減衰特性を、次いで、入射地震動特性を考慮し地層層における短周期S波の増幅特性推定を述べ、最後に、地層層表面波について述べる。

2. 地層層ごとのS波の減衰特性

地層層におけるS波の減衰特性は、地表と基盤内での同時観測記録と地層層のS波速度構造とに基づいて得られる。これは、通常の浅い表層地盤における方法と同じであるが、観測記録が多層反射状態にあると条件となる。観測記録からS波の多層反射部分と波の最も簡単な方法は、同時記録の相互相関と数個の偶関数形状を示し、かつ、卓越周期に相当する左右の時間位置に最大のピークが生じる部分を見出すものである。しかしながら、S波の基盤周期が9秒近い厚い地層層を1/2波長の多層反射状態とすのみにては、基盤ごとの入射波が10秒近くまで遅れを待ち、かつ、数10秒以上継続する必要がある。従って、M7程度以上の地震が要求される。地中数kmの基盤内と地表での同時観測を始めてから、上記条件が満たされた最初の地震は、1982年7月23日の茨城県沖地震(M=7.0)である。この地震において、下総地殻運動観測施設(SHM)での同時記録を用いて得たスペクトル比特性と相互相関とが、各々、図1と図2である。図1の実際は、

SHMでのS波速度と密度構造に基づいて計算された平行多層近似ごとの増幅特性であり、基盤ごとの入射角 45° 、 $Q=50$ として求めたものである。この地震においては、新中地殻運動観測施設(FCH)での同時記録に關しても同様の条件で観測精度が説明される。

地層層におけるS波の減衰特性は、基盤内での観測記録の非線形も推定出来る。即ち、基盤内記録における直達S波とその地表からの反射S波とのスペクトル比を用いる方法である。この方法で減衰特性を求めた例を以下に示そう。対象とした地震は、1980年9月23日の千葉県中部の地震(M=6.1)及びその余震群である。FCHでの観測記録(N48E)を図3に示す。図中の矢印が示す様に、直達S波は地表で反射し、基盤内へと伝播している。図の基盤内記録での入射波部分と地表からの反射下降波部分とは、0.5~1秒間においてほぼ1に近いツビレンスを有す。基盤内観測波と卓越通過フィルターで処理し、対応する2つの波束のスペクトル比を求め、この観測点ごとの速度構造に基づく補正を行い、求めた $1/2Q$ 特性が図4である。ここでも、 $Q=50$ 程度の結論が得られている。

上記2方法で求めた Q は、形式的には平行多層構造による後方散乱を除いたものである。実際には、観測点下は平行多層ではないし、速度構造も数層以上の波を十分に伝える様に推定されていない。しかしながら、3層層地殻運動観測施設での推定速度構造に基づく後方散乱が $1/2Q_d \sim 0.03$ であり、ここで求めた $1/Q$ の3倍程度である。従って、 $Q \sim 50$ は、少くとも H_z 程度まではintrinsicなものである。さもなくば、この値は通常言われている伝播経路における地震の Q と比べて大まかな値となる。

3. 地層層の増幅特性

地層層における短周期S波の増幅特性を観測記録に基づいて推定する方法は2通りある。1つは、基盤地

震動の経験式より得られるスペクトルと地表面観測記録のスペクトルとを比較する方法である。他の1つは、複数地震の多点観測から、現地観測地点でのスペクトル特性を推定する等の条件下に、最小2乗法で求める方法である。すなわち、増幅特性の相対的な評価については、フーリエ変換を用いる方法も提案されている。以下、前述した2方法での結果について述べる。

3.1 基盤地震動の経験式を用いる方法

この方法の良否は、経験式が真の基盤地震動特性をどの程度正確に評価しているかにかかっている。首都圏中央部を対象とした基盤内地震地震観測に基づく結果では、基盤地震動特性は震源域依存性が強いものの、マグニチュードと震源距離のかけで単一経験式の作成を困難としている。即ち、非減衰速度応答スペクトル $SV(gal/s)$ をマグニチュード M と震源距離 $R(km)$ を用いて、

$$\log_{10} SV = a(T) \cdot M - b(T) \cdot \log_{10} R + c(T)$$

なる経験式であってほめるとき、単一経験式では1秒以上で factor 2 の誤差が、短周期側で増大し、1秒近くでは factor 4 近くまでとなる。

このため、上式を経験式として用いる場合には、対象とする震源域毎に係数 $a(T)$ 、 $b(T)$ 及び $c(T)$ を決めることができない。実用的な震源域の2分割例は、火口フロントを境にするようになされる。火口フロント東側の地震を用いた経験式をモデルⅠ、火口フロント周辺及びその西側の地震を用いた経験式をモデルⅡとした場合、各モデルの係数は表1、平均偏差は図5となる。モデルⅠの0.2秒以下を除いて、モデルⅠでは factor 1.6、モデルⅡでは factor 2 程度の予測幅となる。モデルⅠにおける0.2秒以下の予測誤差の増大は、この地域における短周期震源スペクトルの違いによるものである。

表1の係数を用いた基盤地震動特性を用いて推定された堆積層の増幅特性について述べる。考察対象地点は図6に示した3地点である。得られた結果は以下の様になる。

- (1) 地表面観測記録を transverse 成分と radial 成分に分けて看、得られた平均増幅特性の差異は少ない。但し、1秒以上では、radial 成分の方が偏差が大きくなる。
- (2) 同一観測点において、2つの震源域毎に求めた増幅特性の差異は少ない。
- (3) 堆積層の不均質性や基盤内での入射角に影響され

るであろう増幅特性の予測範囲は、0.1秒以下において、おおむね factor 2 以内となる。

今後、マイクローゼーニングの結果に意味のある評価を行うためには、上記の様な結果の基盤が必要となると思われる。

3.2 デコングローゼーニングによる方法

簡単にため、1つの地震を1地点で観測したとする。平均的な伝播速度を $V(km/s)$ 、その地点での震源距離を $R_0(km)$ 、その地点での増幅特性とパワー・スペクトルと、各々、 $G_0(\omega)$ 及び $P_0(gal^2/s)$ とすると、 $P_0(\omega) = G_0^2(\omega) \cdot R_0^2 \cdot \exp(-\omega R_0 / Q(\omega) V) \cdot P_s(\omega)$ となる。ここで、 $Q(\omega)$ は伝播経路の Q 値と、 $P_s(\omega)$ は震源の情報を含むスペクトル (gal^2/s) と表わしている。現地観測点 (複数でも可) での $G_0(\omega)$ に何らかの条件を設けることにより、他地点での $G_0(\omega)$ は最小2乗法により推定される。この方法では、短周期側の radiation pattern を含む式が成立条件に関する議論が十分とは言えないが、伝播経路の $Q(\omega)$ や震源情報 $P_s(\omega)$ をも同時に決定出来る利点を持つため、最近では広く用いられている。

まず、3.1の方法と比較しよう。対象地震は、1987年12月17日の千葉県東方沖地震 ($M=6.7$) である。基盤内地震記録における $G_0(\omega)$ は1を仮定し、S波成分7秒間を用いて求めた $G_0(\omega)$ と3.1の方法で得た増幅特性の比較の一例が図7である。図7は3.1の方法によるものであり、観測点付近8に示したTKN (茨城山、露出風化花崗岩) である。図7の結果のから判断すれば、2つの方法で増幅特性は大きく推定されていると言えよう。すなわち、この図7の予測結果は別の意味を持っている。即ち、 $G_0(\omega)$ がほぼ2となる0.2秒以上の周期域では、基盤内でのスペクトル特性が、この露出地点で保持されていることを示している。今後、関東地域非用ゐる観測点において、この様な特性と把握しておくことは、伝播経路効果や震源スペクトル特性のより高精度の推定に必要となるものとなる。

次に、各種地震毎に、推定された $G_0(\omega)$ を示そう。各観測点は図8及び別資料の図1に示した地点である。図8の各地点の設置条件等は表2である。図9は露出基盤での増幅特性であり、図10は第三紀層 (三浦層群) の露出地点でのものである。すなわち、沖積層の厚くない地点での増幅特性は図11の様になる。沖積層の厚い東

東京近郊10地点での増幅特性は別資料図5の様に示す。今回得た房総半島南端の千代田縣島での $G_0(\omega)$ (図10) は、S波速度 1km/s 程度の地層上でのものである。莖壁とインピーダンス比の平方根がほぼ1.7であり、平均して0.4程度の $G_0(\omega)$ が期待されるが、7Hz程度までは弱められているといえる。

4. 堆積層表面波

堆積層表面波に関する研究は、数値解析の分野で急速に進歩しているが、観測記録との対応まで発展される議論は乏しい。観測面から言えば、堆積層表面波を扱う広域の群列観測網は各機関毎に際々整備されつつある段階である。ここでは、関東平野近傍に震源を持ち、この5年間で見られた周期8秒程度、見掛け速度2.5 km/s 程度のSH系の記録について述べる。この種の波は、大別して3通りに分けられる。1つは、1986年11月22日の伊豆大島近海の地震 ($M=6.1$) に代表されるものである。直連S波の直後から長周期波(10秒以上)が現われ、4 km/s 以上の見掛け速度から正分散を示すものである。堆積層厚に相当する表面波が卓越するものの、全体としてはさらに深い構造の影響が強く出ている。このため、周期8秒程度とは、露出地点であるTKNの記録が首都圏中央部での記録と対応づけられる。他の1つは、山梨県東部の地震に代表される全反射低橋によるものである。これは、関東地域南西部において、莖壁が首都圏側へ傾斜していることと、その南西側外周で発生する地震の震源が浅いために生じたもので、莖壁上端と地表との連続的な全反射低橋である。最後の1つは、予後局所的に示唆見出されていないが、1987年千葉県東方沖地震における東京近郊の様な場合である。ここでは、後の2つについて述べる。

4.1 山梨県東部地震の場合

この地震での地震に関しては、1986年6月16日の地震 ($M=5.5$) 以来いくつかの報告がなされている。この5年間で、1988年8月8日の地震 ($M=6.0$) や1984年2月14日の地震 ($M=5.2$) において明確な全反射低橋の記録が得られている。さらに、最近では、小田原-箱根間で発生した1986年7月9日の地震 ($M=4.1$) や1987年5月11日の伊豆半島東方沖の地震 ($M=5.1$) の様に、さらに南側の地震に際しても同様な記録が得られてい

る。連続的な全反射低橋を示した例として、1984年2月14日の地震における観測記録(transverse成分)と観測点位置図を図1及び図13に示す。

この様な振動低橋において、直連波から全反射波への変換は、堆積層での減衰を無視すれば、直連波の振幅スペクトルと保持しつつ、位相スペクトルのみと一定量変化させることにより行われる。この変換はフーリエスペクトルの半角を利用することであるが、ヒルバート変換を用いることになる。逆に、全反射波の直連波に対する遅れ時間と位相歪が推定出来れば、直連波から後続波と合成出来る。この推定は相関解析により容易になされる。図13で示したKFCでの観測記録を対象とした結果が図14である。通常の群列記録を用いず、各地点での全反射波の遅れ時間と累積位相歪が求まるため、これを説明する地下構造のモデルと波動低橋を求めたこととなる。図14の記録の6地点から求めた遅れ時間と累積位相歪の関係は図15の様に示す。この結果を図16に示す様な2層モデルで説明しようとすると、莖壁傾斜角5°、堆積層での入射角10°、堆積層と莖壁とのS波速度を、各々、1 km/s 及び3 km/s とした時最適となる。

上記の様な扱いは2次元の構造に対するものであるが、実際の観測事実にはまだ説明出来ないものがある。それは、直連波の到来方向が震元方向 ($W10^\circ S$) とほぼ一致しているのに対し、後続の全反射波の到来方向が西側へ移動する事である。これは、莖壁の主な傾斜が北西から南東の方向である様な構造を必要とし、震源近辺の2次元の扱いを要する。1988年8月8日の地震では、全反射低橋に伴う長周期波が見られ、図17の波数スペクトルが示す様に、震元方向 ($W20^\circ S$) より到来方向が西側へ偏っている。

4.2 千葉県東方沖地震の場合

この地震では、東京近郊の10地点(別資料図1参照)但し、SHOとTYSは欠測)で別資料図2に示す様な記録(transverse成分)が得られた。8秒程度の波の時間変化を見るために求めたラシニング・スペクトルの例が別資料図4である(観測地点はKOT)。直連S波からの部分と、およそ50秒後からの部分において8秒前後の波が卓越していることが判る。そこで、周期8秒に限定して、この2つの部分(各1秒間)の到来方向と見掛け速度を相関法により推定した。求めの

部分はほぼ震源方向と到来方向とし、見掛け速度 8 km/s である。後の部分は、 $S20^\circ W$ 方向（東京湾に沿う方向）速度と到来方向とし、見掛け速度 $2.5 \sim 2.8 \text{ km/s}$ である。簡単な方法ではあるが、最初の部分は増幅層をほぼ鉛直方向に振動する厚地殻であり、後の部分は明らかに増幅層表面波の1つであろう。後の部分に相当するものは、千葉県側の URY, INA 及び KSR では見取されなかったものである。4.1 の場合と同じ様に、東京湾地で観測された増幅層表面波の到来方向は、震源方向から

70° 近くずれている。これは、今後行われるであろう数値解析の難しさを暗示している。

5. おわりに

関東地域での地震観測に基づいて得た増幅層の地震応答に関する意見と問題点について述べたが、認識と着目の調査範囲に限定してしまつたことを御容赦願ひたい。

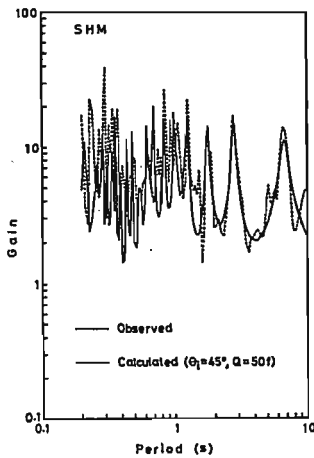


図1 SHMにおける増幅層の増幅特性。

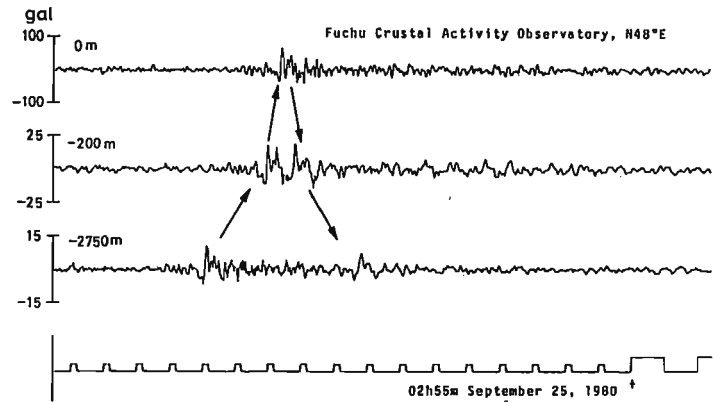


図3 千葉県中部の地震におけるFCHでの鉛直方向記録。

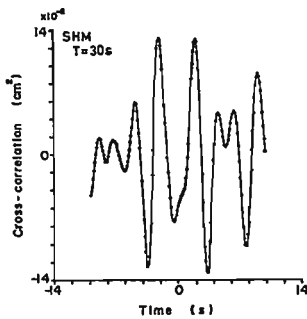


図2 図1の推定を行うために用いた区間の相互相関数。

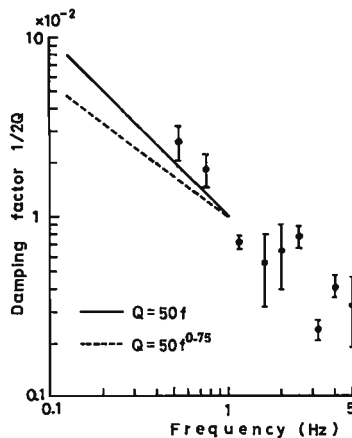


図4 増幅層での $1/2Q$ 特性

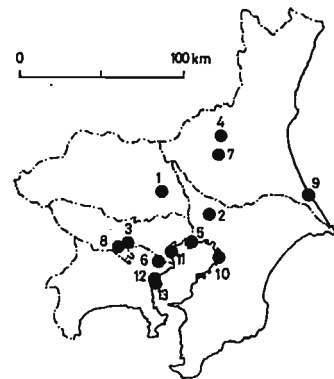


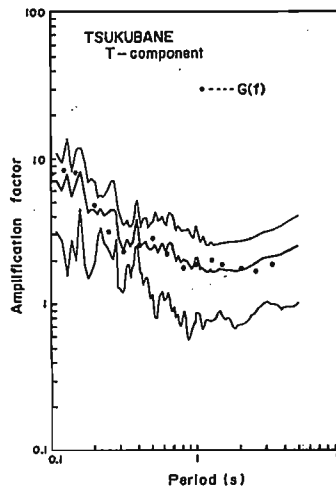
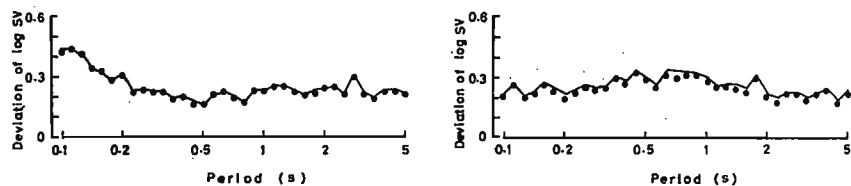
図6 増幅層の増幅特性推定に用いた観測点位置図

n	Model I				Model II			
	0	1	2	3	0	1	2	3
a_n	0.804	0.518	-0.161	-0.554	0.573	0.120	0.273	0.326
b_n	1.432	-0.137	0.483	—	1.173	-1.649	1.190	0.902
c_n	-1.856	-3.656	1.481	3.481	-1.308	-4.144	—	—

表1 震源地震動の非減衰速度応答スペクトルの経験式を定めるパラメータ。但し、

$$\chi(T) = \chi_0 + \sum_{n=1}^3 \chi_n (\log_{10} T)^n, \quad (\chi = a, b, c) \text{ とする。}$$

図5
基盤地震動特性の
経験式による偏見。
左側モデルⅠ、右側
モデルⅡ。



Station	Sensor Type	Latitude(N)	Longitude(E)	Depth(m)	Lithology	Geological Time	Velocity(km/s) V_p/V_s
IWT	FBA	35°55' 33"	138°44' 17"	3510	metamorphic rocks and mylonite	Pre-Tertiary	4.1/2.5
SHM	FBA	35°47' 38"	140°01' 28"	2330	crystalline schist	Pre-Tertiary	5.0/2.8
FCH	FBA	35°39' 03"	139°28' 15"	2750	sandstone, shale, chert and green rocks	Pre-Tertiary	4.78/2.53
TKN	VEL	36°12' 38"	140°05' 31"	0	granitic rock	Kasozoic	—
HNO	VEL	35°50' 27"	138°17' 59"	8	sandstone and shale	Kasozoic	—
HRM	VEL	35°33' 02"	139°40' 45"	0	gravel and sand	Holocene	—
CHY	VFA	35°48' 08"	140°51' 18"	1	sandstone and shale	Paleozoic	—
IWM	VFA	35°04' 40"	138°51' 53"	1	sandstone and tuff	Miocene	—
CHK	VFA	34°58' 19"	138°58' 48"	0	sandstone	Miocene	2.9/1.0
KTU	VFA	35°10' 27"	140°18' 03"	1	sandstone	Pliocene	—
INA	VFA	35°27' 49"	140°04' 52"	0	sand, mud and gravel	Holocene	—
KSR	VFA	35°22' 25"	138°55' 08"	1	sand, mud and gravel	Holocene	—

Sensor types are force-balanced accelerometer(FBA), velocity transducers(VEL) and velocity feedback accelerometer(VFA)

表2 図8の観測点に対する設置条件等。

図7 TKNにおける増幅特性の比較。

図8
千葉県東方沖地震における観測点と観測点配置図

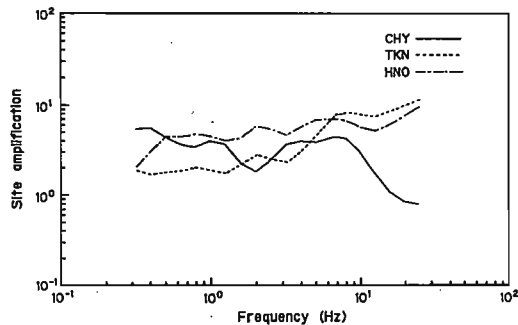
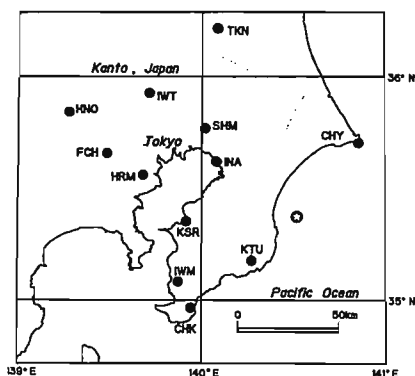


図9 基盤での増幅特性

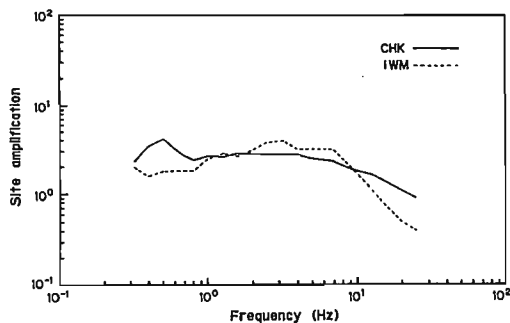


図10 第三紀層露出地点での増幅特性

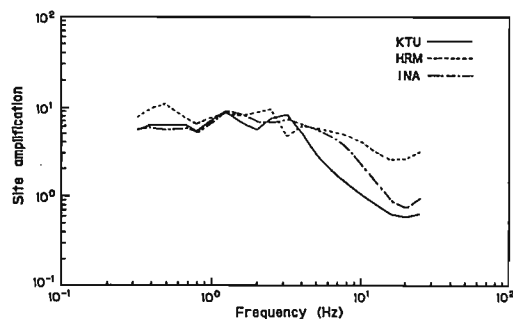


図11 沖積地盤での増幅特性

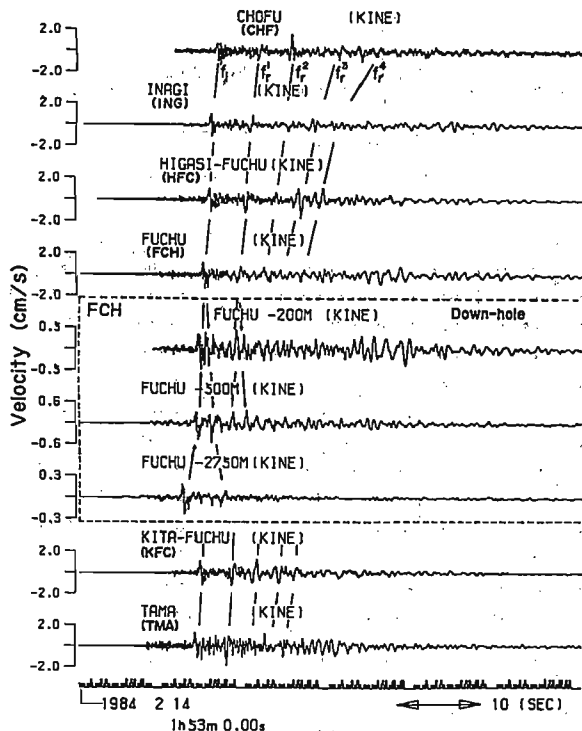


図12 山梨県東部地震 (図13のEQ.3) に対する観測記録

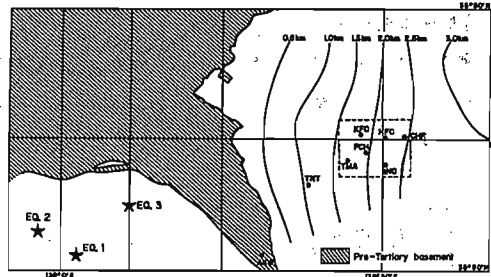


図13 図12の観測点の配置図

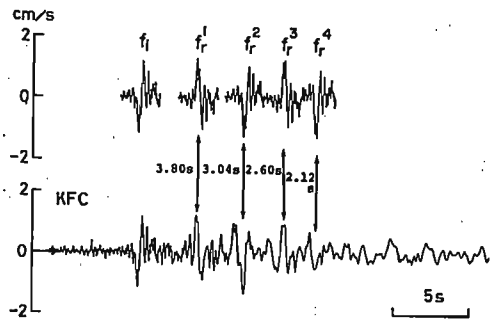


図14 KFCに対する観測記録 (下図) と合成波 (上図)

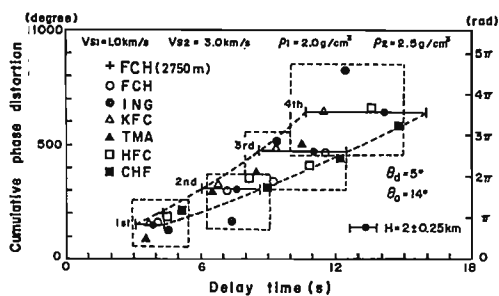


図15 全反射層を伴う遅延時間・累積位相歪との関係

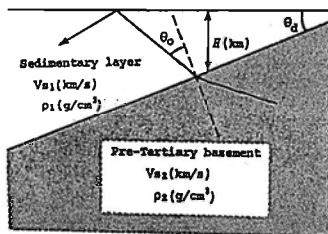


図16 図15を説明する為に用いたモデル。

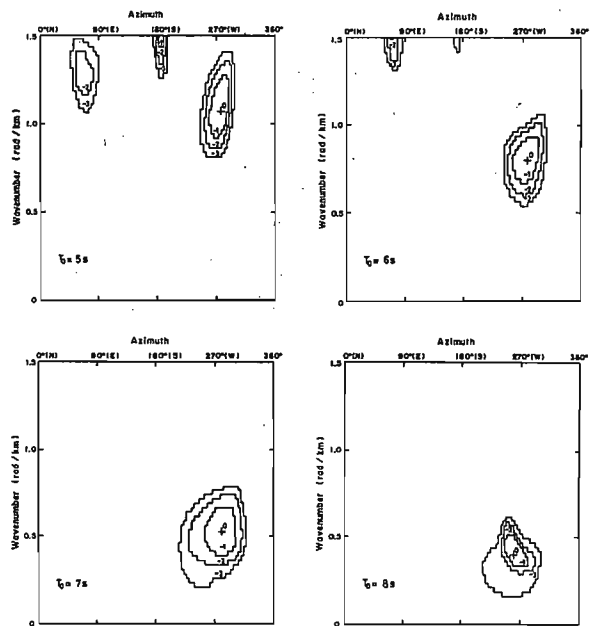


図17 山梨県東部地震 (1983年8月8日, $M=6.0$) に対するやや長周期成分の波数スペクトル。前々地震6地点の記録を5秒間隔の結果

国立防災科学技術センター

地盤特性を考慮した強震動予測—米国での研究の現状—

入倉孝次郎

1. はじめに

地盤条件が地震動特性に与える影響の研究は、日本では1930年代石本による観測的研究、妹沢による理論的研究に始まり、1950年代から1960年代にかけて金井により、いわゆる重複反射問題として理論、観測に加え、構造物の耐震設計のための入力地震動推定のための実用的研究として発展させられてきた。

一方米国では地震動の推定について断層モデルなど震源特性の影響についてはHousner等の多くの先駆的研究がなされたが、「米国での強震記録は日本やメキシコと異なり、地盤条件の違いより震源の違いによる方が大きい。」(Housner, 1970)と言う考えが支配的のため地盤特性の研究は遅れていた。しかしながら、1970年代以降強震記録の蓄積につれて、米国でも表層地質の影響の重要性が認識され、Newmark(1973), Trifunac(1976)、Seed(1976)など、地盤慣性を考慮したresponse spectraの研究がなされるようになった。なかでも1971年 San Fernando地震の際バコイマダムで得られた1gを超える高加速度は従来の震源モデルの考えから予想される最大加速度(Housner 1969)をはるかに上回ったため表面地形や基盤形状の地震動への影響についての理論的研究の大きな刺激となった。

以上述べたように、米国での表層地盤特性の研究は筆者の考えでは日本に比して20年近くも遅れてようやく動き出したが、最近数年間米国でのこの分野の研究は爆発的ともいえるほど活発に展開している。米国地震学会誌(Bull. Seism. Soc. of Am.)のみを見ても、最近のこの分野に関する論文の数は著しく増加しており、とてもこの紙面では紹介しきれない。ここでは最近の研究動向を知るためにここ1年間(1987年以降)に限って次節に示すようなリストを作ってみた。

2. 米国における最近の研究動向

米国の研究動向を知るために、ここではこの領域の研究を5つに分類する。先ず観測を中心とした研究を2つに分類する。1つは小さなアレイ観測で、地形や地質の違いによる地震動への影響を議論したもので、2つめは主としてマクロなアレイ観測で、伝播経路の地質構造の違いによる減衰特性の違いを求め、地震動の最大値やレスポンスの地域性を議論したものである。理論を中心とした研究も2つに分類する。すなわち3つめとして不整形地盤モデルを想定し、平面波入射に対する地震動応答の数値計算法に関するもの、4つめとしては地盤構造と震源を同時に考慮した理論モデルに関するものである。5つめは観測と理論のhybridモデルで地盤条件の影響を受けた小地震の記録を用い、大地震の強震動を予測しようという研究である。

以上の分類に沿った論文のリストが以下に示される。個々の論文は当然、必ずしも上記5つのうちの1つに分類の困難なものもあるが、論文の中心課題から適当に分類されている。

観測に関するもの 1. 地盤条件の影響の評価

1. A Comparison of Observations of Ground Response to Weak and Strong Ground Motion at Coalinga, California.
by S. P. Jarpe, C. H. Cramer, B. E. Tucker, and A. F. Shakal
2. Results from a 1500 m Deep, Three-Level Downhole Seismometer Array: Site Response, Low Q Values, and f_{max} .
by Egill Hauksson, Ta-liang Teng, and Thomas L. Henyey

*Estimation of Site Specific Ground Motion for Large Earthquakes

-A review of the state of the art in USA-

IRIKURA Kojiro

3. An Investigation into Earthquake Ground Motion Characteristics in Eastern North America.
by Gabriel R. Toro and Robin K. McGuire
4. Topographical and Geological Amplifications Determined from Strong-Motion and Aftershock Records of the 3 March 1985 Chile Earthquake. by M. Celebi
5. Some Aspects of Source Characteristics of the 19 September 1985 Michoacan Earthquake and Ground Motion Amplification in and near Mexico City from Strong Motion Data.
by S. H. Singh, E. Mena and R. Castro
6. Seismic Imaging of the Site Response Using Microearthquake Recordings. Part I. Method.
by Frank Scherbaum
7. Seismic Imaging of the Site Response Using Microearthquake Recordings. Part II. Application to the Swabian Jura. Southwest Germany. Seismic Network, by Frank Scherbaum

観測に関するもの 2. 伝播経路の減衰特性及び距離減衰曲線

8. The Effect of Crustal Structure on Strong Ground Motion Attenuation Relations in Eastern North America,
by R. W. Burger, P. G. Somerville, J. S. Barker, R. B. Herrmann, D. V. Helmberger
9. High-Frequency Spectra Observed at Anza, California: Implications for Q Structure,
by S. E. Hough and J. G. Anderson
10. Effect of Low Q Sediments and Crustal Q on Lg Attenuation in the United States,
by Brian J. Mitchell and H. J. Hwang
11. Attenuation and Backscattering from Local Coda.
by Anton M. Dainty, Robert M. Duckworth, and An Tie
12. Attenuation near Anza, California
by S. E. Hough, J. G. Anderson, J. Brune, F. Vernon, III, J. Berger, J. Fletcher, L. Haar, T. Hanks, and L. Baker
13. Stochastic Prediction of Ground Motion and Spectral Response Parameters at Hard-Rock Sites in Eastern North America.
by David M. Boore and Gail M. Atkinson
14. Attenuation of Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Italian Strong-Motion Records
by Fabio Sabetta and Antonio Pugliese
15. The 1978 Tabas, Iran, Earthquake: An Interpretation of the Strong Motion Records.
by Jafar Shoja-Taheri and John G. Anderson
16. Statistical Properties of Peak Ground Accelerations Recorded by the SMART 1 Array.
by Norman A. Abrahamson

理論に関するもの 1. 不整形地盤での震動特性の計算方法

17. Ground Motion on Stratified Alluvial Deposits for Incident SH Waves,
by Miguel A. Bravo, Francisco J. Sanchez-Sesma, and Francisco J. Chavez-Garcia
18. Seismic Response of a Class of Alluvial Valleys for Incident SH Waves
by Francisco J. Sanchez-Sesma, Francisco J. Chavez-Garcia, and Miguel A. Bravo
19. Scattering of Plane Harmonic P, SV, and Rayleigh Waves by Dipping Layers of Arbitrary Shape,
by M. Dravinski and T. K. Mossessian
20. Application of a Hybrid Method for Scattering of P, SV and Rayleigh Waves by Near-Surface Irregularities.
by T. K. Mossessian and M. Dravinski
21. The Effect of Topography on Earthquake Ground Motion: A Review and New Results.
by Luis Geli, Pierre-Yves Bard, and Beatrice Jullien
22. Time-Domain Response of a Semicircular Canyon for Incident SV, P, and Rayleigh Waves Calculated by the Discrete Wavenumber Boundary Element Method, by Hiroshi Kawase
23. Effects of Local Geologic Structure on Yucca Flats, Nevada Test Site, Explosion Waveforms: Two-Dimensional Linear Finite-Difference Stimulations, by K. L. McLaughlin, L. M. Anderson, and A. C. Lees
24. Seismic Response Analysis of Earth Dams under Differential Ground Motion.

- by Medhat A. Haroun and Essam A. Abdel-Hafiz
25. Surface and Near-Surface Effects on Seismic Waves-Theory and Borehole Seismometer Results.
by P. M. Shearer and J. A. Orcutt

理論に関するもの 2. 地盤構造と震源を考慮した地震動の計算方法

26. Calculation of the Inplane Green's Functions for a Layered Viscoelastic Solid.
by P. C. Xu and A. K. Mal
27. Calculation of Strong Ground Motion Due to an Extended Earthquake Source in a Laterally Varying Structure, by Vernon F. Cormier and Gregory C. Beroza
28. Elastic Finite-Difference Modeling of the 1971 San Fernando, California, Earthquake.
by John E. Vidale and Donald V. Helmberger
29. Modeling Strong Motions Produced by Earthquake with Two-Dimensional Numerical Codes.
by Donald V. Helmberger and John E. Vidale
30. Radiation Characteristics of Elastodynamic Line Sources Buried in Layered Media with Periodic Interfaces. I. SH-Wave Analysis, by Vijay K. Varadan, Akhlesh Lakhtakia, Vasundara V. Varadan, and Charles A. Langston
31. Radiation Characteristics of Elastodynamic Line Sources Buried in Layered Media with Periodic Interfaces. II. P and SV-Waves Analysis, by Vijay K. Varadan, Akhlesh Lakhtakia, Vasundara V. Varadan, and Charles A. Langston

半経験的方法に関するもの

32. The Seismic Radiation from Composite Models of Faulting
by John Boatwright
33. Semi-Empirical Modeling of Recorded Accelerations from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake.
by D. J. Wald, J. S. Barker, L. J. Burdick, P. G. Somerville and D. V. Helmberger
34. A Procedure for Synthesizing Strong Ground Motion from Large Earthquakes Using Small Earthquake Records, by Kojiro Irikura and Keiich Aki

Empirical source function

その他今年6月27～30日米国土木学会主催で行われた"Earthquake Engineering and Soil Dynamics II" conferenceにおいて、"Local Site Effects on Strong Ground Motion"について、State-of-the Art reportがAkiによりなされ、表層地盤特性の問題に関して歴史及び現状の到達点が詳細に検討されている。

筆者の印象では今まで米国では日本に比し地震も少ないこともあって、この領域の研究は理論偏重のきらいがあると思っていたが、この様に分類してみるとどの項もほぼ同じような数で、バランスが取れていることは意外であった。

3. 到達点及び今後の課題

上記の論文の中から主要な結論を以下に略記する。

観測から地盤条件の地震動への影響を評価するため、CDMGのTuckerを中心とするグループは、米国内のみならず、ソ連、ペルーなど世界各地に足を伸ばし地震動観測を行ってきた。Iの論文では沖積地盤(unsaturated soil)、深さ最大150m)と岩盤(新白亜紀)の地震動を比較しそれらのスペクトル比から地盤のレスポンスを求めた。その際彼らは地震動を3つのグループに分けた。a.観測点から15km以内に起こった大きな地震(M 4.7 ~ M 6.0)からの強震動で振幅レベルは0.03~0.72gのもの、b.震源距離がaとほぼ同じ所で起こった局所地震(M 1.3~M 2.4)からの弱震動で振幅レベルが $10^{-3}g$ 以下のもの、c.観測点から約200kmの中程度の地震(M 2.6~M 4.4)からの弱震動で振幅レベルはbに同じ。これら3つのグループの地震動からそれぞれ求めた地盤のレスポンスは図1に示されるようにrandom errorの範囲内でほぼ同じとなる。このことは0.7g程度の強震動でも液状化などの現象が生じない限り線形的振舞いを示すことを意味している。Celebeはチリ地震(M、7.0)の臨時アレイ観測で、異なった地形(山の尾根と平地)、異なった表層地質(沖積層と岩盤)、での地震動を比較し、増幅度分布と被害の相関性が

高いことを確かめている。別の論文で彼はメキシコの地震の被災地で微動観測と地震動観測について岩盤との比較から増幅度を求め、それらが異なった増幅度になることを確かめ微動観測は震源の違いを分離できないため増幅度の評価には直接使えないとしている。

不整形地盤での地震応答の理論に関して、境界積分法(Sanchez-Sesma)、波数離散化法(Bard)、差分法(Medhat)、有限要素法、さらにそれらのなかのいずれか2つをハイブリッド法(Dravinski, Kawase)など数値計算法を総動員した研究が進められている。Bravoによる震源と不整形地盤の相対的位置関係によるレスポンスの変化が図2に示される。また不整形地盤と断層モデルをともに考慮した理論地震動の計算方法もCosmier他やHelmburger他により試みられているが、必ずしも観測された強震加速度震動のモデル化に成功しているとは未だいえない。強震動を決定論的に理論計算を行うには地下構造と震源モデルを共に前もって詳細に決定する必要があるがこれは容易ではない。

半経験的な強震動の予測法は小地震を経験的グリーン関数として用いるため、地下構造の推定の必要がなくその意味で実用化の可能性が高いと考えられ、米国でも種々の試みが為されている。しかしながら地震動のスケーリング則、大地震のスケーリング則からの逸脱、さらにそれらのばらつきの度合など未だ定説はできていない。

地盤特性を考慮した強震動予測の研究を今後観測および理論の両面から詰めていくには、地下構造の詳細を決定するための地球物理学的及び地球工学的地盤調査法の研究が重要であることは日米ともにいえることであろう。

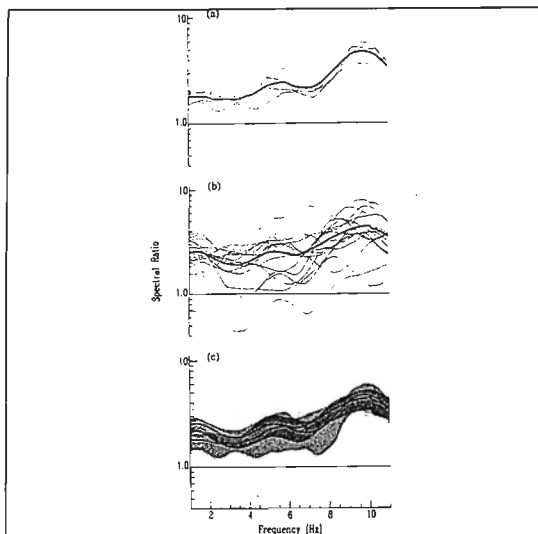


FIG. 5. Comparisons among weak motion spectral ratios. (a) Spectral ratios for four Mammoth events (dashed lines) and their average (solid line). The thickness of the average ratio is equal to the instrumental error (on average ± 5 per cent) determined from the bundle test. The shaded band represents ± 1 s.d. about the average. The individual ratios have been plotted and averaged only for frequencies for which the signal-to-noise ratio exceeds 5. (b) Spectral ratios for 19 local events (dashed lines) and their average (solid line). The thickness of the average ratio and the shaded band are as in (a). The individual ratios have been plotted and averaged only for frequencies for which the signal-to-noise ratio exceeds 5. (c) The average spectral ratios for 19 local (solid lines) and 4 regional (dashed lines) weak motion events along with their 95 per cent confidence bounds for the average, based on t values (confidence bounds for local events are shaded slanting up to the right and for regional events are shaded slanting up to the left).

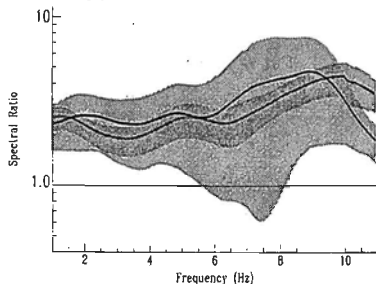


FIG. 7. Average weak motion (average of 19 local and 4 regional events) (dashed lines) and the average strong motion (average of 7) (solid line) spectral ratios. Ninety-five per cent confidence bounds for the average, based on t values, are shown for the weak motion ratios (shaded slanting up to the left) and the strong motion ratios (shaded slanting up to the right).

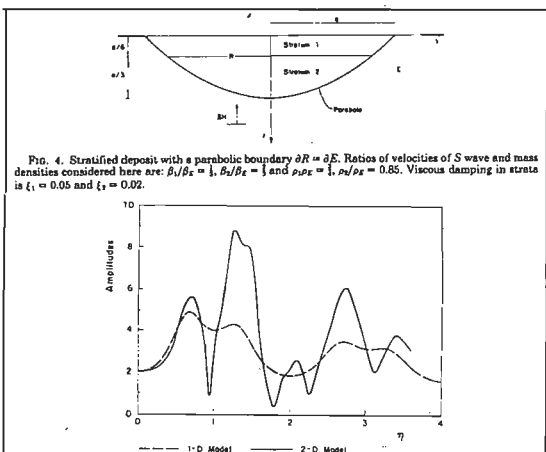


FIG. 4. Stratified deposit with a parabolic boundary $\partial R = \partial E$. Ratios of velocities of S wave and mass densities considered here are: $\rho_1/\rho_2 = 1$, $\rho_2/\rho_3 = 1$ and $\rho_3/\rho_4 = 0.85$. Viscous damping in strata is $\xi_1 = 0.05$ and $\xi_2 = 0.02$.

FIG. 8. Transfer function versus dimensionless frequency at station $x/a = 0.0$ for vertical incidence of SH waves on the parabolic stratified deposit of Figure 4. Comparison of results with those of the corresponding one-dimensional model is shown.

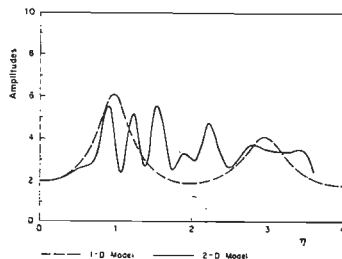


FIG. 10. Transfer function versus dimensionless frequency at station $x/a = 0.90$ for vertical incidence of SH waves on the parabolic stratified deposit of Figure 4. Comparison of results with those of the corresponding one-dimensional model is shown.

図 2. Bravo et al. より。

← 図 1. Jarpe et al. より。

IASPEI/IAEE JOINT WORKING GROUP ON THE EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY ON SEISMIC MOTION に関する活動の経緯と第2回ワークショップ

工藤一嘉

I. 経緯

IASPEI (INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEISMOLOGY AND PHYSICS OF EARTH'S INTERIOR) と IAEE (INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR EARTHQUAKE ENGINEERING) が共同で表記の国際的なワーキンググループを発足させ、昨年夏に IUGG (INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS) 総会の一つのセッションとして、第1回目のワークショップが開催された。本年8月1日には、我が国で第2回目のワークショップが開催される予定で準備作業が進行中である。これまでの経緯については、地震工学振興会ニュース^{1), 2)} に概略を報告しているが、要点のみ再録させて頂く。

1985年東京で開催された第23回IASPEI総会で、決議の一つとして下記の内容が採択された。

* IASPEI

RECOGNIZING the small differences in near-surface geology may lead to large differences in seismic ground motion and estimates of hazard, and

NOTING that for estimating these effects there are several different methods which have not been systematically compared,

INVITE the International Association for Earthquake Engineering to consider establishing a joint Working Group with IASPEI, to compare and develop theoretical and experimental methods for predicting the influence of near-surface geology on the degree of hazard to be expected in any given area, and

RECOMMENDS that the experimental activities include the establishment of test areas in regions of different near-surface geology."

また、Committee of Earthquake Hazard Assessmentの下にWorking Group of Effects of Surface Geology on seismic motion(以下 WG of ESGと略)が発足され、米国 C.D.M.G. (California State, Division of Mines and Geology) の B. E. Tucker博士が推進役を務めることになった。

IASPEI終了後、鈴木次郎IASPEI会長から梅村勉IAEE会長、大沢胖IAEE事務局長に上記「表層地質による影響」の研究推進に関して、IAEEへの協力要請が行われ、更に B. Tuckerの研究計画書を添付した R. Adams IASPEI事務局長からの IAEE 事務局長宛の協力要請の連絡が届いた。IAEEは WG of ESGの計画が ISMACと密接な関係があることを考慮し、CIT の W. D. Iwan 教授に B. E. Tuckerとの連絡、調整を依頼した結果、W. D. Iwan と B. TuckerがそれぞれIAEE, IASPEIの Co-Chairmanとなって WG of ESGの推進にあたる事となった。その国際的な活動の第一歩として、IUGG総会に於けるワークショップが開催された。このような国際的動きを受け、日本学術会議(第13期)、地震工学研究連絡委員会の下に「表層地質が地震動におよぼす影響を検討する」地震工学小委員会の発足が承認された。

< 委員会構成(敬称略)>

委員長 嶋 悦三(東大震研)

委員 入倉孝次郎(京大防災研)、岡田 廣(北大理)、太田外気晴(鹿島技研)、片山恒雄(東大生研)、
北川良和(建築研)、瀬尾和大(東工大)、竹内吉弘(大阪工大)、土田 肇(港湾技研)

幹事 澤田義博(電力中央研)、殿内啓司(応用地質)、工藤一嘉(東大震研)

委員会では、IUGGに提出する資料、我が国における活動方針、第2回ワークショップの準備等を中心に審議

ON THE SECOND WORKSHOP AND THE PROGRESS OF
THE IASPEI/IAEE JOINT WORKING GROUP ON THE
EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY ON SEISMIC MOTION

Kazuyoshi Kudo

が行われてきた。ワークショップでは嶋が代表して、日本のテストサイトとして、地震工学小委員会委員が直接あるいは間接的に関係する強震観測網のみ紹介することとし、取り敢えず足柄平野の観測網を中心に国際的なテストフィールドとして提案することとした。

第1回のワークショップは約50名の参加のもとに British Columbia 大学で開催された²⁾。その議事、要約、決議³⁾を付録として最終頁に載せた。決議にあるように、手始めに米国 California州, Parkfield の近くにある Turkey Flat と足柄平野を国際的なテストフィールドとすることになった(この件は会場では特に議論された訳ではなく、Chairmen of ESG の判断でなされた)。世界地震工学会議が開かれる日本で第2回目のワークショップを開催するよう要請があり、受諾した。第2回ワークショップは8月1日、本会場(建築会館ホール)をお借りして開催される予定である。

II. 第2回ワークショップについて

第2回ワークショップの発表・議事は、以下に示すように、現存する或いは計画中のテストフィールドの紹介、各研究分野からのテストフィールドへの希望や研究の紹介および7月31日にSteering Committee Meetingで整理され、提案されるであろう今後の活動方針についての議論が主要となろう。

Tentative Agenda (Revised) IAEE/IASPEI JOINT WORKING GROUP ON EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY ON SEISMIC MOTION

Meeting Room : Conference Hall
Architectural Institute of Japan
Shiba, Minatoku, Tokyo

August 1, 1988 Tokyo

- | | | |
|--|-------------|-------|
| 1. Registration | | 8:30 |
| 2. Opening | Shima | 9:00 |
| 3. Introduction and Summary of the results of the first Workshop | Iwan/Tucker | 9:05 |
| 4. Reports from the Steering Committee Meeting | Tucker/Iwan | 9:30 |
| 5. Reports from the existing and planned test sites | | |
| a: Parkfield, Turkey Flat | Real/Tucker | 10:00 |
| b: Ashigara Valley, Japan | Shima/Kudo | 10:20 |

- Coffee Break (15. min.) -

- | | | |
|-------------------|-------------|-------|
| c: Lotung, China | C.H.Loh | 10:55 |
| d: Italy | M.Basili | 11:15 |
| e: Mainland China | Li-Li Xie | 11:35 |
| f: Costa Rica | G.Santana | 11:55 |
| g: Greece | Drakopoulos | 12:15 |

- Lunch (75 min.) - (12:35-13:50)

- | | | |
|--|---------------|-------|
| 6. Technical Considerations for Test Fields : Perspectives of Theoreticians, Experimentalists and Practitioners. | | |
| a: From theoretical points of view | Sanchez-Sesma | 13:50 |
| b: From theoretical points of view | Shinozaki | 14:10 |
| c: From experimental points of view | Horike | 14:30 |
| d: Non-linear site response | Tang | 14:50 |
| e: Research on soil properties | Sato/Katayama | 15:10 |
| f: Ground motion prediction | Somerville | 15:30 |
| g: Earthquake hazard assessment | Tonouchi | 15:50 |

- Coffee Break (15 min.) - (16:10-16:25)

- | | | |
|---|--|-------------|
| 7. Discussion on the recommendation of the Steering Committee | | 16:25-17:55 |
| 8. Resume | | 17:55-18:10 |

Chairmen for 2,3,4,5	Iwan and Takeuchi
Chairmen for 6,7,8	Tucker and Irikura

Beer party		18:15-20:00
------------	--	-------------

Weak motion → Amplification Prediction Spectral ratio
Time history
3次元形 物探
Thick needs

III. テストフィールドの概要

国際テストフィールドとして2地域が指定されたが、その一つである米国では準備が相当程度すすんでいる。一方、他一つの足柄平野では、強震計の配置が行われただけで、地盤調査など今後を待つ要素が大きい。

1. Parkfield, Turkey Flat

B. Tucker と C. Realを中心として進められている Parkfieldにおけるテスト・サイトでは概略以下のよう

に計画されている。
イ. USGSはここ数年以内に、1966年Parkfield 地震とはほぼ同位置に同規模($M_L = 5 \sim 6$)の地震の発生を予測している⁴⁾。Turkey Flat は '66年の震源から約10km離れた沖積台地で台地の背後に砂岩から成る丘が続いており、66年と同規模の地震が発生すれば、500 ガル程度の地震動が予想される。既に高感度の地震観測を通じて地表層の影響がある事を確認している。また表1⁵⁾に示すように多数の機関(主としてコンサルタント会社)に依頼し(無償)、屈折法による地盤探査、ボーリング調査、PS校層、標本の室内実験などを、実施し、地盤モデルを確定する(L. Crandall を主査とする Geotechnical Planning Committeeが組織された)。まだ詳しいデータは公表されていないが、我が国から応用地質が参加し詳細な調査を行っている。また全長2 km程度のテスト・フィールドに岩盤・地中・地表を含め、7個所にデジタル強震計(DSA-1)を設置した。図1は地盤の概要、強震計の配置を示したものである。

ロ. 地震が観測された後、地盤のモデルや岩盤または地中の観測記録を世界中に配布し、地表地盤上の地震動を各自の手法により推定する。Workshopを開き、地盤での記録を示して各手法の比較検討を行う。

TABLE 1. GEOTECHNICAL ACTIVITIES

GEOTECHNICAL TESTS	CON	D&M	CDMG	HLA	LCA	QUEST	WCC	PDC	OYO	KC
DRILLING AND SAMPLING			X		X		X	X	X	
STANDARD PENETRATION TEST			X		X		X	X		
WATER TABLE DEPTH			X							
ELECTRICAL CALIPER									X	
DENSITY (GAMMA-GAMMA)				X					X	
BOREHOLE DEVIATION			X						X	
BOREHOLE LATERAL LOAD TEST				X					X	
NATURAL GAMMA										
DOWNHOLE VP/VS			X		X	X	X		X	
CROSSHOLE VP/VS				X					X	
SUSPENSION VP/VS									X	
DOWNHOLE Q (P & S)			X			X			X	X
VERTICAL SEISMIC PROFILING									X	
SEISMIC REFLECTION (P & S)									X	
SEISMIC REFRACTION (P & S)			X						X	
LABORATORY SOIL TESTING	X	X			X		X		X	

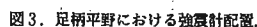
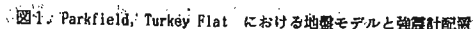
CON - Converse
D&M - Damos & Moore
CDMG - California Division of Mines & Geology
HLA - Harding Lawson Associates
LCA - LeRoy Crandall & Associates

QUEST - QUEST Consultants
WCC - Woodward-Clyde Consultants
PDC - Pitcher Drilling Company
OYO - Oyo Corporation
KC - Kajima Corporation

2. 足柄平野

イ. この地域は震度5以上が観測される再来期間が、我が国で最も短い地域の一つであり⁶⁾、中規模の地震発生も予測され^{7), 8), 9)}、内陸地震の予知研究のテストフィールドとして位置づけられている。表層地質、地形は複雑であるが、逆に各種の地質・地形・地盤が揃っているとも言える(図2¹⁰⁾参照)。地震研究所が比較的密に強震計を配置しており(図3参照)、新たに観測点を設置するにしても、少数に限定可能であろう。物理探査のデータは少ないが、ボーリング等の資料はかなり蓄積されている。少数例ではあるが、やや深い構造の解析結果が得られている¹¹⁾。以上のような特徴をもった地域である。

ロ. 現存する資料や観測施設だけでは、ESGの研究計画に沿うことは難しい。特に地盤のモデル化については今後の調査結果を待つところが大きい。対象を平野全体とするか、一部の地区に限定するかによって、調査方法、必要経費などが大きく異なってくる。第2回ワークショップや前日の Steering Committee Meeting の議論を参考にして、今後の策を検討したい。



最後に、この課題については、本来ならば地震工学小委員会委員長の嶋 悦三先生に御話頂くべきところであり、また本稿も委員会のご了解を頂くべきでありましたが、時間の関係で失礼してしまいました。

AGENDA
IASPEI/IAEE JOINT WORKING GROUP
ON
EFFECTS OF SURFACE GEOLOGY ON SEISMIC MOTION

XIX IUGG Assembly
Room Math 1100
University of British Columbia
Vancouver, B.C., Canada

August 12, 1987

- | | | |
|-------|---------------|--|
| 9:00 | Introduction: | Purpose, Motivation, Schedule (Iwan/Tucker) |
| 9:20 | Session I | The Need for Experiments to Test and Compare Methods of Estimating the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (two 20-minute presentations)
o W. Hays
o I. M. Idriss |
| 10:00 | Session II | Technical Considerations for Such Experiments: Perspectives of Theoreticians, Experimentalists and Practitioners (four, 15-minute presentations)
o P. Y. Bard
o M. Celebi/W. Joyner
o W. Liam Finn
o Y. Tang |
| 11:00 | Break | |
| 11:30 | Session III | Status Reports on Existing Such Experiments (six, 10-minute presentations)
o D. Anderson
o E. Shima
o K. Wen
o L. Xie
o C. Real |
| 12:30 | Lunch | |
| 2:00 | Session IV | Reports from Strong-Motion Array Operators Who Are Interested in Conducting Such Experiments (five, 10-minute presentations).
o J. Prince
o R. Saragoni
o A. Rogers
o G. Santana |
| 3:00 | Session V | Open Discussion of Possible Forms That an International Experimental Program Might Take |
| 4:00 | Session VI | Development of Preferred Plan for an International Experimental Program (Iwan/Tucker)
o Formulation of Resolution
o Next Meeting
o Adjournment |

RESOLUTION

IASPEI,

Recognising the value of the international experimental programme organised by a joint IASPEI/IAEE Working Group, to validate methods used to predict the effect of near surface geology on strong ground motion and,

Noting the establishment of test sites at Turkey Flat, California, and Ashigara Valley, Japan,

Requests the IAEE to join IASPEI in urging all interested parties to participate in validation experiments being conducted at the test sites and to help in the establishment of other test sites.

SUMMARY

The workshop began with introductions and a statement of the purpose and goals of the workshop by S.E. Tucker and W.D. Iwan. It was stated that a working group such as this is necessary if progress is to be made toward understanding site effects phenomena in a meaningful time frame. The principal goal of the workshop was to better define the goals of the international working group by 1) establishing the need for experiments to test and compare methods of estimating the effects of surface geology on seismic motion, 2) reviewing the technical considerations for such experiments, 3) examining experiments currently underway, and 4) prescribing the organizational structure and modus operandi of such a working group. With this introduction, the next two speakers, I.M. Idriss and W. Hays, addressed Session I: establishing the need.

A plea was made to use the term "site effects" in favor of the more limiting term "site amplification", when describing the potential influence of local geology on ground motion, the latter term being only one of several possible site effects. The speakers emphasized the need to address all possible types of site effects including 1) amplification/deamplification, 2) liquefaction, and 3) shaking-induced slope failure. The speakers discussed the importance of considering site response as a function of large and small earthquakes, source type (e.g. thrust, strike-slip) and near and far field effects. They further recommended that the working group establish test areas using world-wide analogs of geologic environments in the principal seismic zones to generate diversified data sets to address the important site effect problems. They underscored the need to consider the "spectrum" of ground motion and strong-motion as a design parameter. Last, but not least, they emphasized the importance of affirmative action on the part of each participant to become the "expert" and "facilitator" for their country.

Session II addressed technical considerations for site effects experiments, led by presentations from P.Y. Bard, M. Celebi, W.L. Finn, and Y. Tang. The importance of accurate and comprehensive geotechnical data as input to theoretical models was underscored. Reliable Q estimates are necessary to successfully model amplitude, otherwise only fundamental period can be reasonably predicted. It was stated that ex-

-5-

perimental seismology may be a better approach for practical application since numerical models are extremely sensitive to the input parameters.

It was suggested that characteristics of special purpose arrays such as SMART, Chiba, Anza, and El Centro, be combined at a single site in the form of an integrated array to examine source, attenuation, variations in ground motion over short distances, site effects, and soil-structure interaction.

Recognizing that a principal goal of a test area array is to validate procedures used to estimate site effects, several important considerations were emphasized: 1) the discrimination potential of a chosen site, with respect to characteristics of particular models or methods, 2) adequate site characterization in order to minimize subjective judgement and experience, 3) selection of appropriate model complexity (dimensionality) commensurate with the site conditions, and 4) adequate sampling of response: duplication of sensors about axes of symmetry, and instrumentation of all significant geologic structures. These considerations require that those establishing arrays cooperate closely with modelers.

Session III consisted of brief status reports by D. Anderson, E. Shima, K. Wen, L. Xie, and C. Real on arrays currently being established. These include 1) a pore pressure and liquefaction array at Parkfield, USA, 2) Two site effects test areas in Japan: Sendai and Ashigara Valley, 3) SMART-1 array at Lotung, Taiwan 4) Two site effects test areas in China: Yingkou and Xiangtang and, 5) a site effects test area at Turkey Flat, near Parkfield, USA. All of the test areas share a common characteristic: they are located in highly seismic zones where a moderate or large earthquake is expected soon. The SMART array has already produced significant data from several earthquakes of M4-M7 at distances of 3-100 km.

The presentation by E. Shima was the result of a highly organized effort by Japan to respond to the objectives of the International Working Group. A special subcommittee was organized in May of 1987 as a working group of the Earthquake Engineering Research Liaison Committee, Science Council of Japan. The Ashigara Valley array, which is well advanced in deployment, is the first array proposed by Japan to be included in the international experimental program; other arrays currently under development in Japan may follow.

Reports from strong-motion array operators interested in establishing site effects experiments were presented in Session

-6-

IV. Included were presentations by J. Prince, R. Saragoni, A. Rogers, and G. Santana. Although primarily intended to supply data for building code provisions, the arrays planned for Mexico City and Costa Rica will also be considered for site effect studies. It was proposed that a test area for non-linear site effects be established at the Nevada Test Site, using nuclear explosions as a source.

Sessions V and VI were combined and concluded on the first day, so that the entire workshop was completed in one day. These sessions involved a discussion of the possible forms that an International Experimental Program might take, and a recommended plan.

The first question addressed concerned what general approach an international experiment should take: should it be centralized, with a concentrated effort to address a few most important problems using a few well instrumented and elaborate arrays, or should it be dispersed, addressing many problems with many geographically dispersed arrays? The consensus appeared to favor a combination of the two, recognizing that some centralization was needed to have a clearly defined set of achievable goals and to facilitate data utilization, but dispersed enough to allow the program to benefit from planned arrays already underway and increase the odds of obtaining significant data soon by having arrays in several active seismic zones around the world.

The second question addressed was: what are the objectives of an international program? It was recommended that potentially transferable insights be sought, concentrating on information pertinent to code development and land use, and that data utilization be facilitated by emphasizing ease of access and data uniformity. It was further recommended that a broad spectrum of site conditions be sampled including both shallow and deep alluvium and varying topography under high and low levels ground motion. Verification of ground motion estimation methods was considered a principal objective. It was felt that further development of objectives was necessary and that progressive planning would be beneficial.

The final question addressed was: what form should the organizational management of an international program take? The consensus favored the formation of an "active" body, because, while each array will presumably have local leadership, the coordination of all participating arrays toward achieving the international program objectives would be difficult under a "passive" advisory structure. The preferred organizational structure consists of a steering committee, under the aus-

pices of IASPEI and IABE, headed by a chairperson. Steering committee members would be chosen on the basis of global representation and commitment to affirmative action. Under the steering committee would be a body of international representatives consisting of program participants willing to be an active spokesperson for their country. The cochairmen of the workshop will attempt to establish such a committee.

The principal responsibility of the steering committee will be to draft a plan of action that will specify definitively the program objectives and organizational structure, and prepare guidelines to facilitate establishment of international test areas. Details that must be considered include: the frequency range of interest, a definition of prediction (e.g. spectrum, time-series, or spectral ratio), ground rules for comparing predictions and observations, recommendations on instrument specifications and deployment, and a list of important geotechnical parameters of each site that should be provided to each person wishing to predict site response. This plan is to be presented at an open meeting of the Working Group, and anyone else interested, at the Ninth World Conference on Earthquake Engineering to be held in Tokyo and Kyoto in August 1988.¹

A resolution was submitted to IASPEI, and subsequently passed, urging people interested in validating methods for estimating site effects to participate in the experiments currently underway at the test sites in Turkey Flat, California and Ashigara Valley, Japan and to help establish new test sites.

At the close of this discussion the workshop adjourned.

¹ A steering Committee was formed, following the meeting of the Workshop. The members of this Committee are listed on page 17 of these Proceedings. These members will correspond prior to the Second meeting of the Working Group, in order to prepare a draft plan.

<参考文献>

- 1) 工藤一嘉・大沢 伸, 1986, 地震工学振興回ニュース, No.91, pp36-38
- 2) 工藤一嘉, 1987, 地震工学振興回ニュース, No.97, pp13-15
- 3) Proceedings of the IASPEI/IABE Joint Working Group on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Workshop, 1987.
- 4) 例えば, Bakun, W.H. and Lindh, 1985, Earthq. Predict. Res. Vol 3, pp285-304
- 5) Tucker, B.E. and C. R. Real, 1987, Proc. IASPEI/IABE Joint WG of ESG, Workshop
- 6) 嶋悦三・浅田鉄太郎, 1988, 地震研究所談話会
- 7) 石橋克彦, 1985, 月刊地球, 74号, pp 420-426
- 8) 笠原敬司, 1985, 月刊地球, 74号, pp 440-445
- 9) 松田時彦, 1985, 月刊地球, 74号, pp 472-477
- 10) 山崎晴雄, 1985, 月刊地球, 74号, pp 466-472
- 11) 瀬尾和大, 1985, 月刊地球, 74号, pp 452-456

II. 何を観測できたか — 千葉県東方沖地震の観測記録から—

II.1 地盤分類と地震動特性

§1 まえがき

1987年12月17日の千葉県東方沖地震は $M=8.7$ であり、規模としては中程度ながら、首都圏の近くで発生したことから極めて多くの強震記録が得られた。ここで主として活用される観測点の総数は約220の多数に及ぶもので、本稿の役割はこれらの活用にある。これら多数のデータを用いた詳細な分析には限度があるので、限られたパラメータのみにより、与えられた課題について明らかにすべく検討する。

本シンポジウムは日本で開催予定のWork-Shop on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (WS on ESG)で追求される主たる課題毎の検討が望まれる。しかし、ESGではそれらの課題を目下討議中であるので、そのために参考となる課題の中からここでは主として最大加速度と方位性を取り上げ、これらと地盤の性質との関係を検討する。

§2 地震動の研究課題と本検討の方針

地震動特性を明らかにするためには、i)震源特性、ii)伝播特性、iii)地盤における増幅特性それぞれについて明確化しなければならない。ESGでは、議論の発散を避けるためiii)を主体とすることとなっている。

しかしながら、iii)のみで議論が完結することは不可能であるので、ii)、i)にもある程度言及せざるを得ない。では、どの課題について、どの様に掘り下げるかが問題であり、研究の目標と方法の設定が急がれており、世界の共通認識に到達する努力がなされている。

そこで、まず研究課題についてある程度幅広く考え(図1)、その中で本稿での位置付けを明らかにする。ここでは多数地点の強震記録を活用することが前提条件であるが、その際最も使い易いのは最大加速度である。これと結びつけ得る用語は地盤の性質、地盤種別といった、地盤を分類するものである。

ここでは地質を配慮し、地盤構造も併せて考えられている地盤種別の分類法を活用する。その詳細は次項に述べるが、本稿では地盤分類を用い、これと最大加速度 A_{max} と震源距離 X の関係即ち最大加速度の距離減衰の傾向を調べる。また、一般に A_{max} のばらつきは大きい、地盤分類だけがばらつき幅の原因ではないので、ばらつきの原因を更に明確化できると都合である。このため、各観測点の震源に対する方位性の影響を調べる。

以上の如き最大値の検討に加えて、代表的地盤によるや、詳細な分析は、i)表層地盤の性質と地盤分類による周期領域の増幅特性の差異、ii)表層地盤の歪依存性や減衰性について検討する。これらは限られた少数データではあるが、地盤分類と地

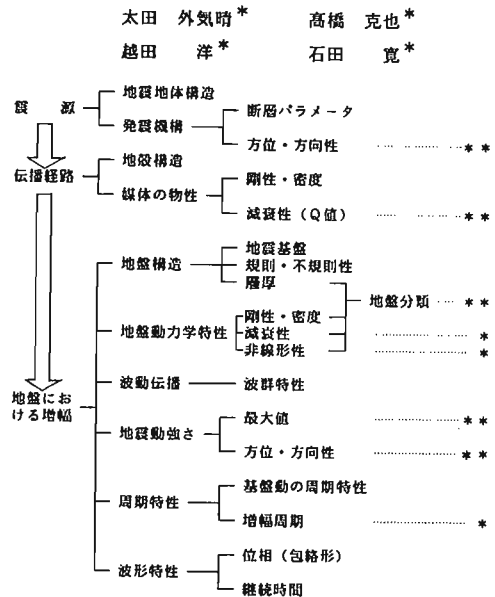


図1 地震動の各種研究と本稿の重点項目(※)

表1 強震記録の観測点と記録数

年 月 日	検 討 対 象	観 測 場 所	観測点数	デ ー タ 数			
				NS・X	EW・Y	UD	計
1987年 12月17日	最 大	地震と地下-2m迄	141	139	135	121	895
	加速度	建物 1階と地下室	78	76	75	76	227
	時刻歴	地震〜GL-120m	7	18	18	8	42
		計	218*	461	203	664	
1988年 3月18日	最 大	地震と地下-2m迄	91	182	89	271	
1985年 10月4日							
加速度			72	144	70	214	
* : 重複分は除く		合計	381	787	362	1149	

*：重複分は除く

震動の性質に関する議論がどこ迄出来るかを明らかにするためには有効である。

§3 強震記録

ここで活用する千葉県東方沖地震の強震記録は表1に示す通りで、観測地点数は218、成分数は水平461、上下203の合計664成分であり、大半が強震速報¹⁾によっている。強震計はSHAC型等の機種を1種類と数えて合計12種類である。

これらの殆どは最大値を活用するが、スペクトル解析の結果を用いる観測点は7、鉛直アレーのや、詳細な分析を行なう観測点は3である。これらの位置を図2に示す。

§4 地盤分類

ここで取り扱う強震観測点の地盤の性質は強震観測台帳に簡単に示されているが、不明のものもあり、統一的に地盤種別な

どが整理された資料が発表されているわけではない。

この地盤種別に関する国内の規定は建築基準法施行令、道路橋指針、消防法など多種多様である。本稿で議論の対象とする地盤の性質と A_{max} の関係を明らかにし、かつデータ数の片寄りを少なくする意味では、細かな数字が示されている道路橋指針が適している。しかし、多数の強震観測点をこれで層別しようとする、その数字の明確化が容易ではない。また、道路橋指針における岩盤の考え方は本稿でねらいとする周期特性の差異に結びつきにくいところがある。

そこで、以下では建築基準法施行令の地盤種別を基本的に用いるが、第2種地盤を2分割して、ⅰ)表層が洪積層のもの、または表層が沖積層でその層厚が10m程度以内のものと、ⅱ)表層が沖積層でその層厚が10m以上80m未満のものに分ける。この様な分類にした理由は、図3に示す様に、第2種地盤は例えば東京区部の場合、山手の洪積台地と下町の沖積低地の半ばからなり、地盤の卓越周期が異なるためである。また、強震観測点における地盤柱状図が不明のものが多く、地質図などで推定したものが多いため、理想的な地盤種別の判定に到らない地点が含まれる可能性もある。これらのことから、ここでは地盤分類と呼ぶこととし、その内容を表2に示す。なお、地盤の情報が少なすぎるものは強震記録があっても、除外することとした。

§ 5 最大加速度の地盤分類による差異

最大加速度 A_{max} が表2に示す地盤分類に応じてそれぞれ如何なる傾向を示すかをまず調べる。

使用したデータは地表面またはGL-2m以浅で観測されたもので、これらによる水平動の A_{max} と直線で表わす距離減衰式は次式を用いる。ここで、震源深さは国立防災科学技術センターによる47kmとし、震央位置は北緯35.372°、東経140.519°とする²⁾。

$$\log A_{max} = -b \log X + c \quad \dots \dots (1)$$

ここに b 、 c は回帰係数、1は地盤分類により1から4までを与えるものである。これによる層別因子を含む解析と、地盤分類を行わない無層別の回帰解析を行なう。(1)式による水平成分の回帰結果を図4に示す。無層別の場合 $b=2.66$ 、地盤分類で層別した場合 $b=2.39$ と得られた。また、 A_{max} のレベルは地盤分類1のみ低く、他は殆ど同じである。(1)式において、震央距離 Δ を用いて分析した結果は図4よりいくらか差が大きくなったものの、殆ど同じであった。この原因として、表層地

表 2 地盤分類

分 類	記号	地盤種別 ^{*1}	データ数 ^{*2}		備 考
			水 平	上 下	
岩盤・洪積層	1	1	74	32	岩盤または硬い洪積層
洪積層・薄い沖積層	2-1	2	71	30	洪積層または厚さ10m以下の沖積層
中程度厚さの沖積層	2-2		80	27	厚さ10~80m以下の沖積層
厚い沖積層	3	3	69	32	厚さ80m以上の沖積層

* 1 : 建築基準法施行令

* 2 : 千葉県東方沖地震

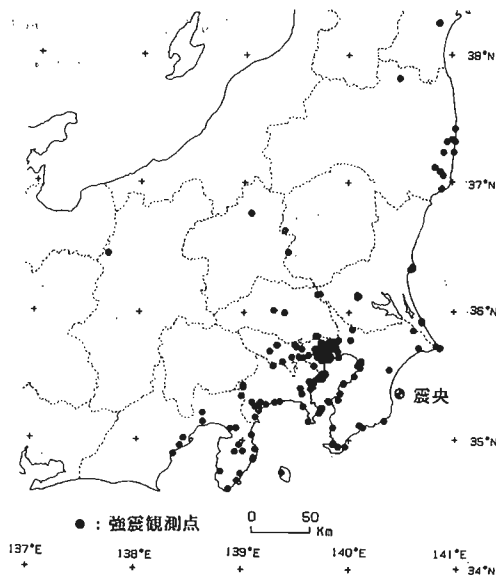


図 2 強震観測点位置

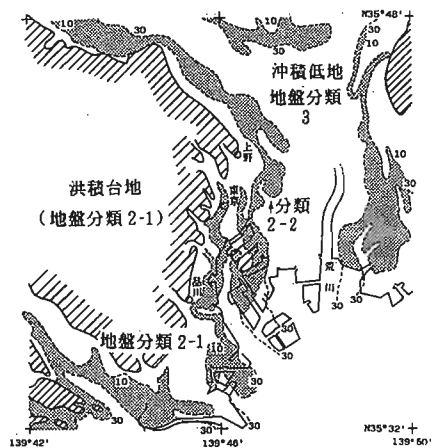


図 3 東京区部の地質と地盤分類

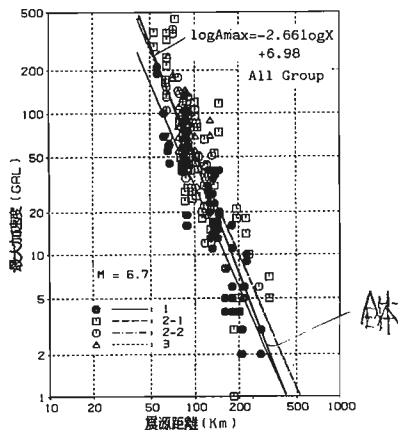


図 4 千葉県東方沖地震の A_{max} -Xの関係(水平)

盤への入力周期特性と表層地盤の卓越周期の関係や、表層地盤の歪依存性などが考えられるが、詳細については後述する。

上下動の距離減衰は地盤分類1と他との差は水平動に比して小さくなり(図5)、 A_{max} のレベルは散らばっている。距離減衰の係数は無層別の場合 $b = 2.45$ 、地盤分類で層別した場合 $b = 2.38$ と得られた。これら回帰分析の結果をまとめて表3に示す。

ところで、 A_{max} の距離減衰勾配はいくらか大きめであるが、他の地震と比較してどのような関係にあるかを調べる。比較の対象として、1988年3月18日の東京都東部地震($M = 6.0$ 、深さ99km)³⁾と1985年10月4日の茨城・千葉県境地震($M = 6.0$ 、深さ78km)⁴⁾その他文献によるもの⁵⁾を選んだ。

図6は東京都東部地震と茨城・千葉県境地震の A_{max} の距離減衰であり、千葉県東方沖地震の場合と同じ方法で求めたものである。また、 M は共に6.0で震央が近く、かつ深さも近いので、両データを合せて解析した。初め、両地震について個別に分析したが、地盤分類による差が千葉県東方沖地震より更に小さく、また、距離範囲が共に狭いため、地盤分類による層別を行わずに分析した。同図によれば、全データによる距離減衰式の係数 b は2.87であり、千葉県東方沖地震の値に近い。これら首都圏の地震の b の値は、日本海中部地震の $b = 3.59$ と、東北日本の平均的値である $b = 1.7$ の中間的値である。以上、4つの震源距離と A_{max} の関係を図7に示す。

首都圏の地震の b の値が東北日本の太平洋側より大きい原因として、関東付近の複雑な地下構造と、いずれもやや深い震源をもつ直下の地震であることによると考えられるが、詳細は今後の検討に期待したい。

ところで、図4によって水平動の最大値は地盤分類2-1と2-2および3の $A_{max} \sim X$ のレベルが殆ど同じであったので、代表的な観測点における記録のスペクトルを比較してみる。

地盤分類2-1として東京都調布市(CHF)を、地盤分類3として東京都江東区の猿江恩賜公園(SEK)を選択する⁶⁾。CHFの地盤は付録に示されている様に、厚さ3mの表土とローム層の下に立川段丘礫層があり、強震計はGL=0.5mに設置さ

表3 回帰分析*により求めた回帰係数一覧

地盤分類	震源距離による回帰分析			震央距離による回帰分析		
	水	平	相	水	平	相
	b	c	関係	b	c	関係
全 体	2.66	6.98	0.86	2.45	6.25	0.83
1		6.27			6.06	
2-1	2.39	6.51	0.87	2.38	6.18	0.86
2-2		6.49			6.07	
3		6.50			6.14	

*: $\log A_{max} = -b \log X + c$, X : 震源距離

地盤分類	震央距離による回帰分析			震源距離による回帰分析		
	水	平	相	水	平	相
	b	c	関係	b	c	関係
全 体	2.07	5.65	0.85	1.87	4.96	0.82
1		5.00			4.70	
2-1	1.83	5.25	0.87	1.78	4.84	0.83
2-2		5.28			4.75	
3		5.28			4.83	

*: $\log A_{max} = -b \log \Delta + c$, Δ : 震央距離

注) c値は、地盤分類を層別因子とした回帰分析結果による。

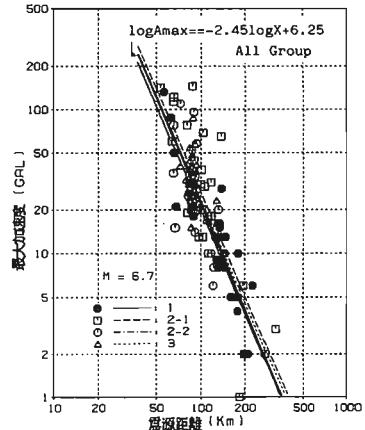


図5 千葉県東方沖地震の $A_{max} \sim X$ の関係(上下)

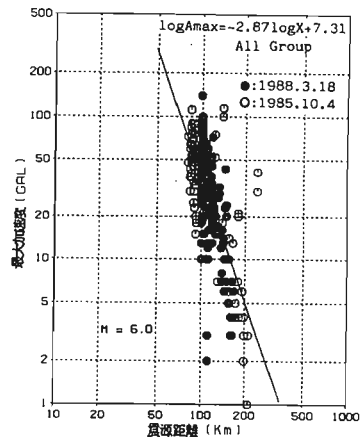


図6 1988年東京都東部地震と1985年茨城・千葉県境地震の $A_{max} \sim X$ の関係

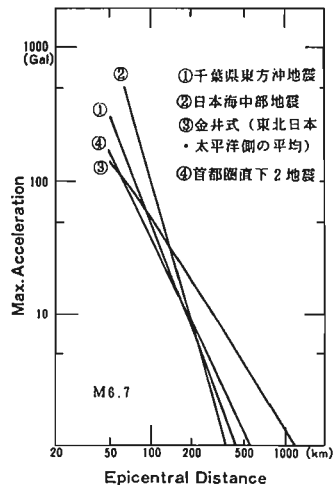


図7 各種地震の $A_{max} \sim X$ の関係

ばつぷす 分散(標準偏差)

所構造の多い

れている。SEKの沖積層厚さは図3によれば30mと40mの間であり、強震計は地表に設置されている。

両地点の加速度波形とNS成分およびX方向成分(N56°W)のフーリエスペクトルを図8に示す。この図によれば、A_{max}に影響すると考えられるピーク振動数はCHFが8Hz、SEKが約1Hzである。前者は表層の3m、後者は表層30m余りの卓越振動数に対応している。図8から推察すると、図4で地盤分類2-1と2-2及び3のA_{max}~Xが同程度となっているものの、周期特性はかなり相違しているものと考えられる。

§6 表層地盤における増幅

前項では地表における最大加速度A_{max}について述べた。ここではそれらが地盤分類によって如何なる増幅を示すかを調べる。

地中地震観測の結果は強震速報でA_{max}が報告されており、その他の資料⁷⁾⁸⁾も含めるとかなりの多数地点で得られている。これらのA_{max}を地盤分類に従って整理し、図9に示す。同図の横軸は、X / 100 (km) で規準化してある。地盤分類1では加速度レベルが低いが、地盤分類2、3では高くかつ地表近くで急増している。千葉(CHB)でA_{max}が極端に大きい例があるが、これは最表層の数米で増幅されたものである。

但し、これら観測点の最深部の深さや地質はそれぞれ異なるので、結論は多くを期待できないが、増幅の傾向把握の参考資料には供し得ると考えられる。

以上の鉛直アレーの中から3地点を選んで、前項迄で議論しなかったスペクトルも含めた検討を以下で行なう。ここでとり上げる3地点は震央距離が約100 km以内の銚子(CHS、地盤分類1)⁷⁾、調布(CHF、地盤分類2-1)、袖ヶ浦(SDU、地盤分類3)⁸⁾とし、水平動について検討する。SDUの地盤構造を図10に示す。他の地盤構造は付録に示されている。

これら3地点における記録をR-T変換し、加速度応答スペクトルと応答スペクトルの比を求め、図11に示す。図11によれば、スペクトル比のピーク周期がそれぞれ約0.12秒、約0.6秒と0.1秒、約1.0秒に現われているが、これらは別の資料から

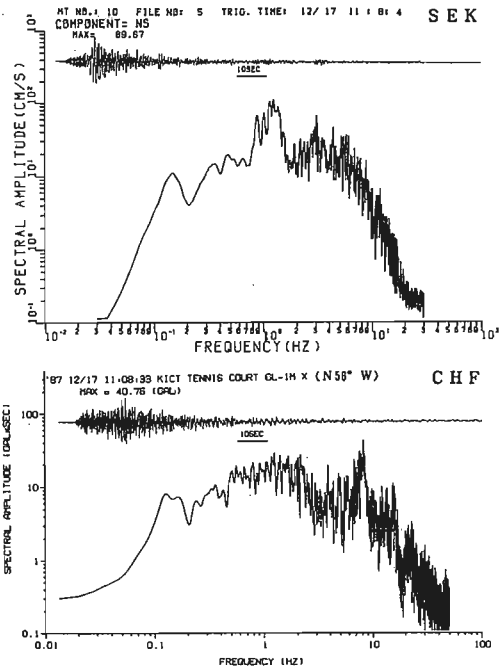


図8 沖積低地と洪積台地のスペクトル

表層地盤の特性を反映したものであることが確かめられている。また、地盤分類が1から3になるほどスペクトル比のピーク周期は長くなっている。

以上、加速度の増幅を最大値と応答スペクトルで調べたが、地表にごく近い地層で急に増幅することがわかる。

ところで、SDUは軟弱地盤であり、A_{max}は180Galに近い。この値から、ある程度地盤の非線形性が現われている可能性が

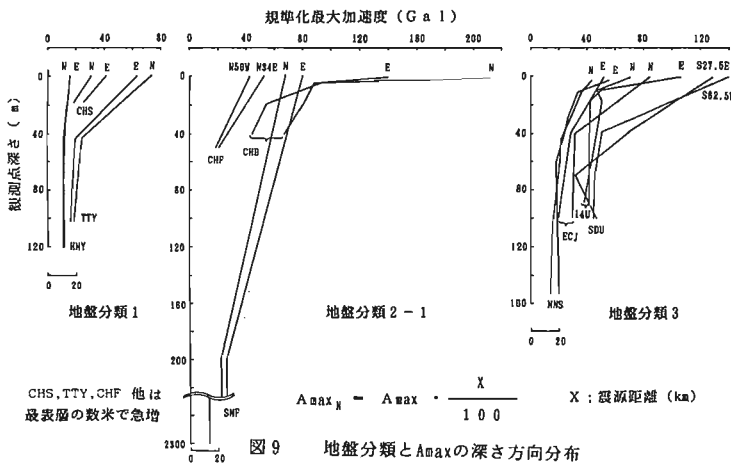


図9 地盤分類とA_{max}の深さ方向分布

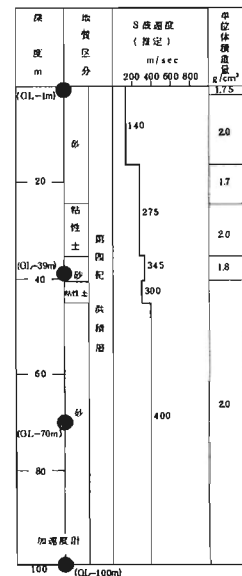


図10 SDUの地盤構造(推定)

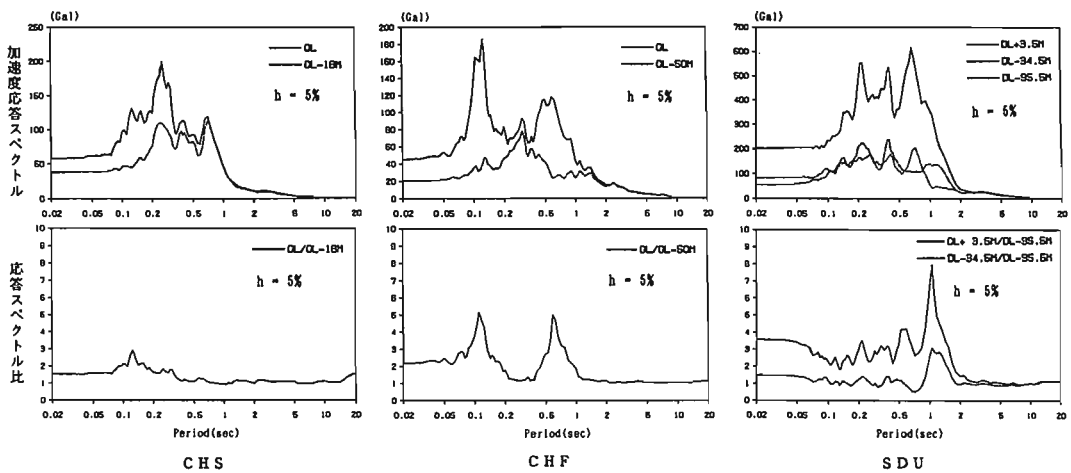


図11 3種の地盤分類の応答スペクトルとスペクトル比

考えられる。そこで、今回の記録によるDL-95.5 m (GL-100 m) とDL+3.5 m (GL-1 m) のスペクトル比を求め、これと他の中小地震の平均スペクトル比を比較して図12に示す。この図によれば、低次のピーク振動数 f_1 がかなり明瞭に現われており、 f_1 は両スペクトルが殆ど重なっているが、 $f_2 \sim f_5$ にかけて今回の地震のピーク振動数は過去の中小地震のピークに対して低振動数側に移行している。このことは深さ100 mの地盤全体で考えれば表層の軟弱層が塑性化してもそれ程顕著な f_1 の変化をもたらさないが、表層部分の塑性化を反響する $f_2 \sim f_5$ にはかなり影響するものと考えられる。

そこでGL-16 m以上の地盤が歪の進行によってS波速度 V_s が低下したものと考え、その程度を調べてみる。まづ、中小地震のスペクトル比は地盤が線形であると仮定し、これを目標値として V_s と減衰定数 h の最適化を行なう⁹⁾。 h は文献を参照して振動数依存性をもつとし、次式によるものとする¹⁰⁾。

$$h = h_0 f^{-\alpha} \quad \dots\dots (2)$$

ここに h_0 は1 Hzにおける減衰定数、 α は正の定数であり、ここでは0.5と仮定した。

次に、今回の地震によるスペクトル比を目標値として表層地盤の V_s の低下率を最適化手法で求める。これによって得られたスペクトル比を図13のa)に、 V_s と h の分布を同図b)に示す。

ここで、4次以上の高次は正確な議論に限度があるので、3次迄を主たる検討範囲とし、図12に関連して述べた理由で f_2 と f_3 を注目する。第1層における V_s の変化は中小地震による評価値164m/sに対して今回の地震で133m/s、即ち約0.8倍に低下し、 h は6%強が約1.5倍に増加している。

以上の結果は A_{max} の距離減衰の傾向に反映するはずであり、図4に示された地盤分類3と地盤分類2-2の A_{max} が地盤分類2-1に近づく一因となったものと考えられる。

8.7 最大加速度の方位性

前項ではばらつきの大きい最大加速度 A_{max} の距離減衰の傾向

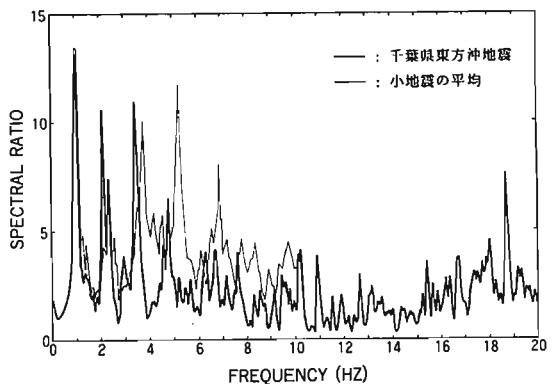


図12 SDUにおける千葉県東方沖地震と小地震のスペクトル比の比較 (GL-1m/100m)

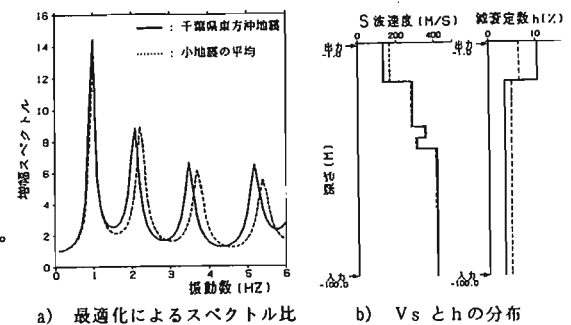


図13 せん断波速度と減衰定数の最適化

について、表層地盤の性質が如何に関係するかを示した。ところで、ばらつきの原因は地盤分類のみに止まらず、極めて多くの要因に支配されるが、比較的容易に検討可能なその他の要因として震源に対する方位性を考え、その影響を調べてみる。即ち、地震動のスペクトル $S(T)$ は次式

$$S(T) = \frac{R_{\sigma} \pi M_0(T)}{\rho V_s^3 X T^2} e^{-\pi} \left(\frac{\pi X}{Q V_s T} \right) H_g(T) \quad \dots\dots (3)$$

で表現されるとするとき、加速度記録からラディエーションパターン係数 R_{θ} は如何に評価できるかを検討する。なお、方位性については、断層面に対して花卉型にP波またはS波の強さが分布するとの考え方がある¹¹⁾。この分布は長周期地動の性質であるが、短周期が主体である震度は玉子型の分布となるとの研究もあり¹²⁾、これらを共に参考にする。

方位性の検討は次の方法による。

- i) 表層地盤の影響の少ない地中の記録または地盤分類1の地表の合計6地点の記録をR-T変換して用いる。地表は港湾技研(PHR)のみである。
- ii) 地表の水平方向の A_{max} を $X=100$ kmに規準化する。その方法は(1)式による層別回帰分析結果を用いる。
- iii) それらのスペクトルや粒子軌跡などで地震動の方位性を検討する。

6地点の位置を図14に、地盤条件と強震記録の諸元を表4に示す。S波のラディエーションパターンはほぼ対象と仮定し、図14でCHSを震央に対して点対象の位置に移動して考えると、6観測点はSH波の優勢となる西の1/4象限に近く位置する。

記録の処理については、まず、擬似速度応答スペクトルを求めて長周期側のノイズレベルを確認し、ハイパスフィルタで長周期を除去する¹³⁾。カットオフ周期 T_c は表4に示されているが、2観測点の4成分のみ $T_c=6$ 秒または4秒であり、他はすべて12秒以上である。R-T変換した後、積分して速度と変位の波形を求め、距離補正後の応答スペクトルを図15に、積分による変位波形は更に2秒以下を除去して最大振幅起生時前後の粒子軌跡を図16に示す。断層軸の西 $\pi/2$ を中心に T_r 成分が大きい楕円で上下成分が小さく、その両側ほど R_a 成分と上下成分が大となる。

震源に対する初動の極性を時間軸上で確認するため、積分による速度と変位の波形を含めてSDUとCHFについて比較し、図17に示す。時間軸はS波の主要動で合わせてあるが、両者は良く対応しており、極性も断層運動に対応している。

なお、工学的に重要視される加速度波形の粒子軌跡の例を図18に示す。この図は0.2秒以下を除去したものである。加速度の粒子軌跡は変位のそれらに比して方位性を特定しにくいことがこの図と図16との比較から良くわかる。

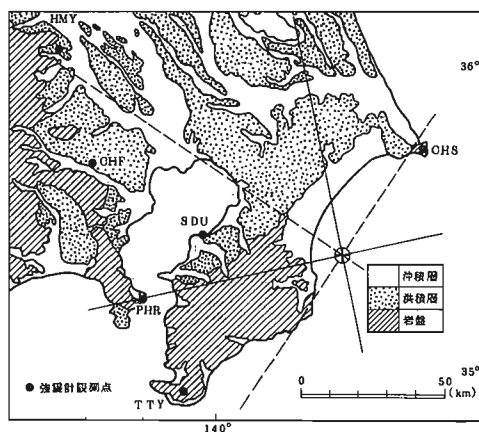


図14 方位性を検討する6観測点の位置

表4 R_{θ} 検討用の強震記録と観測点の諸元

No	観測点 略称	観測深さ (m)	A_{max} (cm/s^2)			方位角 (度)	カットオフ 周期 (秒)	備考
			Trans.	Rad.	UD			
1	CHS 7)	17.6	37.7	30.5	18.8	220	Trans. 20 Rad. 15	
2	TTY 7)	42.0	17.3	20.2	25.1	49	T 20 R 12	
3	PHR	±0	77.4	68.4	25.4	77	T 4 R 4	
4	SDU 8)	99.0	58.4	58.5	28.4	100	T 20 R 20	N27.5W N62.5E
5	CHF	50.0	20.6	17.0	10.0	109	T 20 R 20	N34E N56W
6	HMY 7)	120	7.2	9.3	6.0	124	T 6 R 6	

*: 方位角は各観測点から震央を見た角度で真北から時計まわりとした。
7), 8) は参考文献No

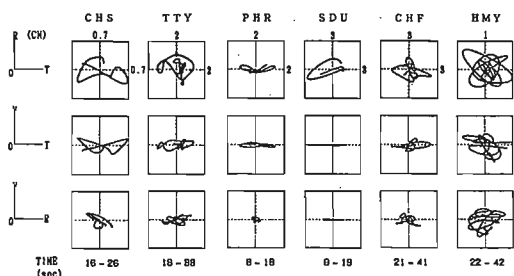


図16 積分変位の粒子軌跡 ($T > 2$ 秒)

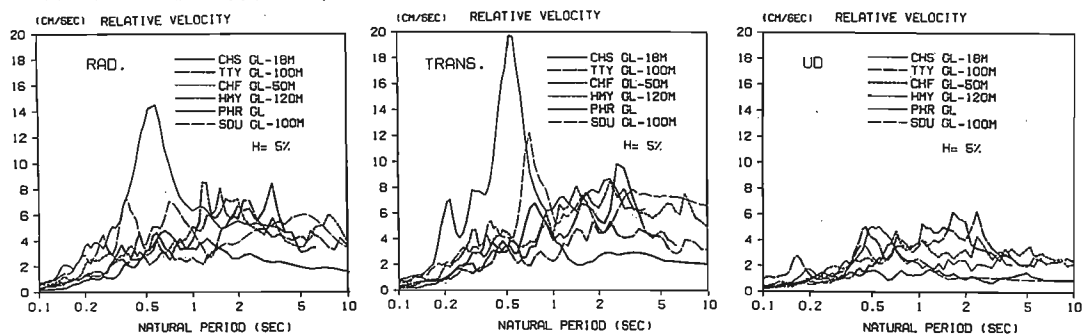


図15 6観測点の記録の応答スペクトル

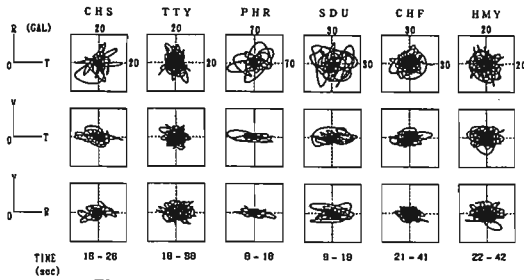


図18 加速度の粒子軌跡 (T > 0.2sec)

地動の方位性をRadial方向の最大変位、速度、加速度の各振幅比について調べ、図19a)に示す。この図は震央の西側を示し、CHSは180度移動して示した。まず、加速度について作図して傾向を調べたところ、理論による典型的なSH波の R_{SH} (点線)にかなり近い傾向で観測値の振幅が得られた。但し、基準としている港湾技研 (PHR) の強震計のみ地表に設置されているので、他より若干大きめであることを承知しておく必要がある。

ところで、PHRはSMAC-B2型であり、他は電磁型等であるので、積分による速度と変位はPHRを基準にしにくい。そこで、SDUを基準にして速度と変位の振幅比を示す。その結果、PHRを除いて、かなり理論値に近い傾向を示すことがわかった。

また、地表の A_{max} により同一の方法で検討して図19b)に示す。この図によれば、4観測点の値は図19a)の傾向に近いが、2観測点はかなり乱れる値となることがわかる。

即ち、地中数十米程度で深では、加速度も含めてSH波の方位性はかなり明瞭に現われるが、地表においてはその傾向を持つものの表層地盤の影響が加わって不明瞭となるようである。しかし、この検討はデータ数が少なく、事例も一つなので、文献¹²⁾も参照した今後の検討を要する。

なお、最大加速度 A_{max} による方位性も検討してみた。しかし、 A_{max} による場合、各方向成分の最大値発生時刻の問題や、強震計の設置方向など不明の点があり、方位性に関する正確な議論はしにくいので、本稿の末尾に参考結果として示した。

以上の方位性に関する検討をまとめると、 A_{max} の距離減衰のばらつきの原因の一つとして、地盤の性質の他にラディエーションパターンもある程度寄与しているようが、地表ではかなりまぎれる。また、短周期成分の寄与度についてはこれだけの検討のみでは多くを言えず、今後の検討に期待される。

§ 8 建築物の地下室と1階の最大加速度

前項までにおいて、自由地表面の強震記録を整理・分析してきた。ところが建築物内の記録も多数あるので、これらの A_{max} について簡単に整理する。

ここで取り上げるデータは、東京都区内のみとする。この範囲の地盤は山手の洪積台地と下町の沖積低地に大別できる。これらの2地区は前者が図3の西側半分、後者が同じく東側半分

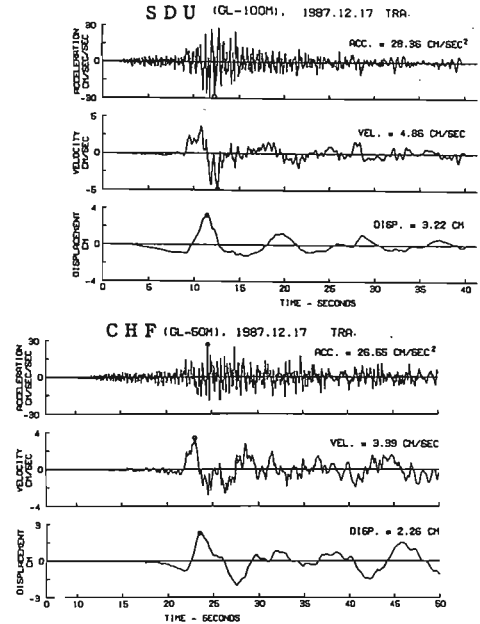
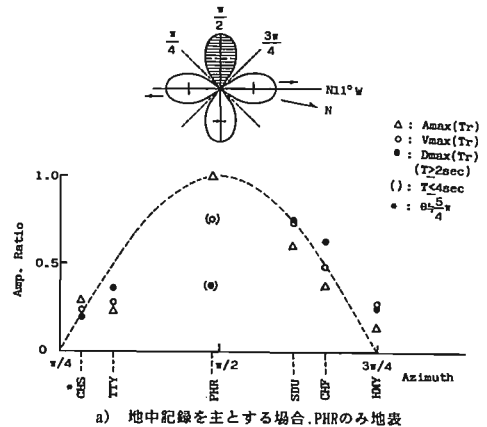
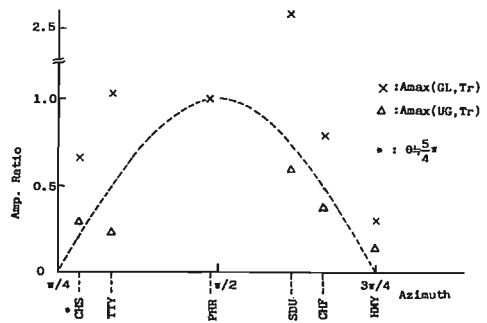


図17 初動の極性検討のための波形例
Transverse



a) 地中記録を主とする場合、PHRのみ地表



b) 地表加速度の場合、△印は地中、×印は地表で一部はごく表層の増幅有

図19 加速度、速度、変位の最大値による方位性

である。

これらについて強震計の設置階数と A_{max} の関係を求め、図20に示す。同図には、同じ地区にある自由地表面の A_{max} も併記する。

この図によれば、a)に示す洪積台地の水平方向の A_{max} は地下5階から一様に近い分布であり、GLの平均値は1階の平均値の2倍程度である。これに対してb)の沖積低地では1階に近づくほど A_{max} が大となり、同様にGLは1階の約1.7倍である。地下室内における上下方向の A_{max} は2地区共に観測位置による差があまり見られず、GLの1階に対する倍率は水平と同様の傾向である。

以上の結果から、沖積低地の建物は周辺地盤の拘束が少なく、建物によっては杭支持で、周辺地盤の大振幅を反映したものと考えられる。なお、GLの A_{max} は地盤分類による差が若干見られ、図4の結果と同様ではない。このことは、地域を区切るなど何等かの条件を与えてデータを取り扱えば、地盤分類による傾向がより明瞭にみられる可能性を示す。

§ 9 まとめ

千葉県東方沖地震で得られた強震記録の最大加速度を主な対象として地盤分類との関係を調べた。また、この議論に関連して、地表層の振幅と軟弱層の非線形性、地動の方位性について調べた。これらをまとめると、次の様になる。

- i) 主として用いた強震観測の資料は、合計 218箇所所得れたものであり、これらを4種類の地盤に分類して各種の検討を行った。地盤分類は建築基準法の地盤種別をもとに、分類1, 2-1, 2-2および3の4区分とした。
- ii) 水平方向の最大加速度 A_{max} の距離減衰を回帰分析によって求め、地盤分類による差異を調べたところ、分類2-1, 2-2, 3の A_{max} の距離減衰は殆ど同程度で、分類1のレベルはその約0.6倍であった。
しかし、スペクトルでみると地盤分類による差がみられ、表層地盤の卓越周期を含んで軟弱地盤ほど長周期にピークをもつことが確かめられた。
- iii) A_{max} の距離減衰勾配は東北日本の太平洋側の値と1983年日本海中部地震（東北日本の日本海側）との中間的な値である。関東周辺のその他の地震も今回の地震に近い値である。但し、後者はデータが少ないので多くを言えず、直下地震については今後の検討を要する。
- iv) 震央距離が最大約100kmの範囲内にある地盤分類1, 2-1, 3の各代表的地盤における地表の加速度記録によれば、増幅される周期はそれぞれ0.25秒, 0.6秒と0.1秒, 1.0秒と0.3秒に現われている。また、加速度の増幅は、ごく表層において急増することがわかった。

v) 軟弱地盤における $A_{max}=180\text{Gal}$ の加速度記録の増幅を調べたところ、地表近くではせん断波速度 V_s が0.8倍、減衰定数 h が約1.5倍になっていることが推算された。この

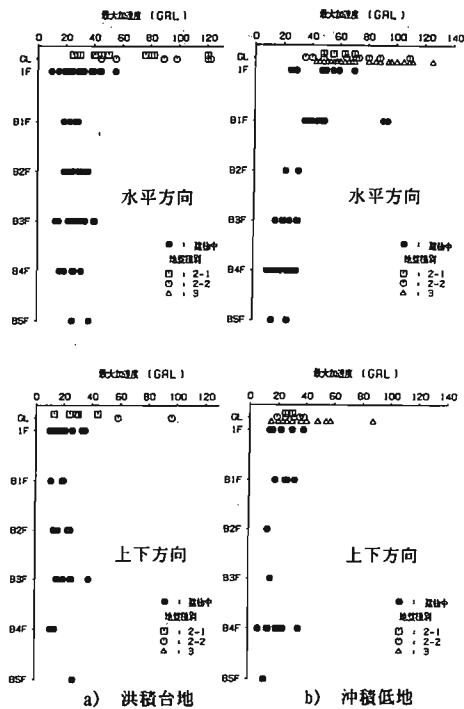


図20 建物地下室と1階及び地表の A_{max}

傾向は、地盤分類3と2-2の A_{max} が分類2-1のレベルに近いことと符合する。

vi) 地震動強さの方位性を調べるため、震央の西側約90度の広がり位置する5箇所、その他1箇所の加速度記録を用い、これらの粒子軌跡を求めた。その結果、2~20秒の周期成分をもつ変位の粒子軌跡はTransverse方向に長径をもつ楕円を描くことがわかった。0.2秒以下を除いた加速度記録の粒子軌跡はそのような明瞭な方位性が認められない。

波形で震源に対する初動の極性を確認したところ、2観測点のみであるが、断層の運動と良く対応するSH波の傾向が認められた。

また、この領域においては、地中の変位、速度、加速度は典型的なラディエーションパターンの傾向に近いが、地表の加速度はその程度が少なくなる。短周期成分については別途詳細な検討を要しよう。

vii) 東京の山手の洪積台地と沖積低地にある建物の地下室及び1階の A_{max} について、階数との関係を求めた。これによる水平動は沖積低地では地表に近づくにつれ漸増するものの、洪積台地では一様に近い。

上下動は両地域とも各地下室レベルでそれ程変化しない。

また水平、上下とも1階はGLよりかなり小さい。

以上のことを総合的にまとめると次の如くいえよう。

最大加速度は地盤分類にある程度依存するが、今回の地震で

は地盤分類1が他より小さい傾向が見られるだけで、地盤分類2, 3は同程度であった。この原因は、表層地盤の振動特性と入力周期特性との関係の他に、軟弱地盤の歪みが進行して非線形性を示したこともその一因と考えられる。

また、最大振幅の方位依存性は地中の変位、速度、加速度ではかなり明瞭に現われ、地表の加速度はその程度が少なくなるものの、地盤分類と同様にばらつきの原因の一つと考えた方がよいであろう。

8 参考：最大加速度による方位性の検討

本文において、地震動の方位性を6観測点の時刻歴波形により検討した。これら以外に多数の最大加速度 A_{max} があるので、それらの活用をここで検討する。

方位性の検討を行なうに際して、強震計の正確な方位を用いて、水平2成分の A_{max} のR-T変換ができると最も良い。ところが、強震観測速報に掲載されている A_{max} の水平2成分は、一般に時間軸上で同時性がないと考えた方がよく、R-T変換できない。また、水平2成分のベクトル合成を行ない、最大値の値と方向を求める案もある。しかし、このベクトル合成の最大値は地動最大値とも異なるし、その方向も問題がある。

そこで、個々の最大値の正確な方位ではなく、水平2成分の A_{max} を A_x , A_y とすれば、これらによる見かけの最大値を求め、観測点毎に相対的に比較する。

取り扱うデータは $\Delta \leq 200\text{km}$ における地盤分類1と2-1とする。見かけの最大値は、 $A_p = d(A_x^2 + A_y^2)^{1/2}$ より求める。 d は加速度波形の水平2成分をベクトル合成して求めた最大値に関する研究の結果¹⁴⁾を参照して $d=1.2$ とする。

上記地盤分類の観測点における強震計の設置方向を調べたところ、145台中14台が明らかになった。これらの方位を図示すると付図1の様になる。同図中の3台はNSまたはEWの軸と一致している。この図によれば、強震計の設置方向はNE-

SW方向は若干少なめではあるが、145台の強震計を考えればランダム性があるものとする。

即ち、 A_p の方向と強震計の方向は共にランダム性が強いので、 A_p の震源に対する方位性は正確には把握できないが、ランダム性を逆に活用して A_p の相互間の大小関係を比較し、震源に対する方位性を検討する方法が考えられる。

そこで、 A_p の距離に関する規準化を本文の8.6で述べたと同様の方法で $X=100\text{km}$ として行ない、震央を中心とする円上に放射状に表現する。その結果を付図2と3に示す。

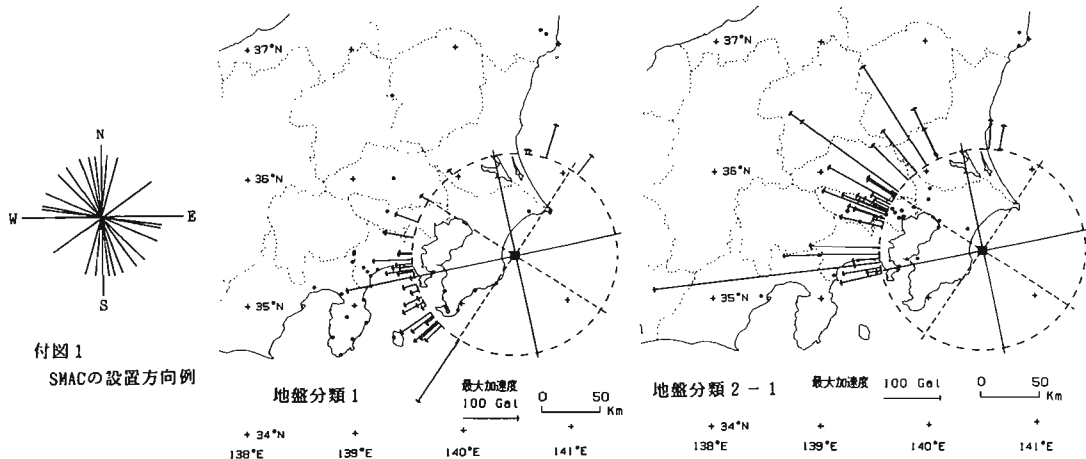
付図2は地盤分類1の A_p の分布である。 A_p のデータは西側に多数あるものの、北側と南側は少ないので充分な議論は出来ないが、震央の西側90度近くは A_p が大きい傾向ともよみとれる。

付図3は地盤分類2-1の A_p の分布である。地盤が軟弱になるほど表層の影響が大となるが、この図はその性質が現われていると考えられ、まとまった傾向を指摘しにくい。

いずれにしろ、加速度は局所的な地盤条件が強く影響するので、少数の資料のみから明確な結果を期待するのは無理で、今後の検討が必要である。

8 謝辞

本稿をまとめるに際して、筆者等の記録の他に多数の強震速報の資料や、電力10社の電力共通研究「地震観測に基づく基準地震動評価手法の研究」による記録の一部、東京ガス・清水建設・鹿島建設の共同研究による記録の一部、港湾技研の記録の一部、東大震研の工藤一嘉博士から記録波形とスペクトルを活用させて頂いた。また、東大名誉教授嶋悦三博士からは有益なご助言を頂いた。ここに厚くお礼申し上げます。



付図2 見かけの最大加速度の方位性(分類1) 付図3 見かけの最大加速度の方位性(分類2-1)

参考文献

- 1) 国立防災科学技術センター、強震速報No.37、科学技術庁、昭和63年2月
- 2) 岡田義光、笠原敬司：1987年12月千葉県東方沖地震、地震学会講演予稿集、1988、No.1、pp.63
- 3) 国立防災科学技術センター、強震速報No.88、科学技術庁、63年5月
- 4) 同上、強震速報No.30、昭和60年12月
- 5) 武村雅之、太田外気晴、池浦友則：大地震における最大加速度の距離減衰の地域性について、日本建築学会大会、1984年
- 6) 工藤一嘉博士のご好意による。
- 7) 電力共通研究：日本の10電力会社（東京、中部、中国、東北、北海道、北陸、関西、四国、九州、日本原電）による岩盤における強震観測
- 8) 東京ガス、清水建設、鹿島建設の共同研究による袖ヶ浦における強震観測のうち周辺地盤中の観測
- 9) 石田寛、太田外気晴：軟弱地盤におけるS波重複反射理論の適用性、鹿島建設技術研究所年報、第36号、1988（投稿

中）

- 10) 池浦友則、表俊一郎、太田外気晴、高橋克也、石田寛：鉛直アレー地震観測による地震動特性に関する研究、その14、日本建築学会大会学術講演梗概集、昭和63年10月（投稿中）
- 11) 本田多吉他の研究。その後の研究は例えば次の論文。
Hirasawa, T. and Stauder, W. (1965) On the seismic body waves from a finite moving source. Bull. Seismol. Soc. Am. 55, 237-62
- 12) 小山順二：震度分布と断層運動—1964年新潟地震と1983年日本海中部地震—、地震、第2輯第41巻、第1号、昭和63年、pp.1~8
- 13) 太田外気晴、高橋克也、森下日出喜、越田洋、神岡成人：地震動加速度記録に含まれるノイズ特性の確認と数値積分時に使用するフィルター周期について、鹿島建設技術研究所年報、第33号、昭和60年6月15日
- 14) Hisada, T., H. Koshida and K. Igarashi : Orthogonal Effects on Elastic One Mass Systems, KICT Report No. 66, Aug. 1986.

*：鹿島建設技研

地震動観測の目的について

東京工業大学・総合理工 瀬尾和大

1. はじめに

今回のシンポジウムでは、地震動の特性は地盤条件によって著しく異なるものであるとの共通認識のもとに、地盤条件の中のどのようなファクターが地震動のどのような特性に関与しているかについて、主として観測記録に基づく議論が行われようとしている。また本日の午後の討論では、昨年末の千葉県東方沖地震に的を絞り、地震観測から何が判ったかについて、さらに議論を深めようとしている。しかしよくよく考えてみると、この課題には大変興味深い面と非常に難しい面とが混在しているように感じられる。すなわち、個々のデータからある現象を把握することは困難であっても、豊富なデータに基づいて同じ現象を見る場合には新たな展開が期待できそうに思えることが一つと、その反面において、豊富なデータがそう簡単に望めるわけがないと思えることが他の一つである。今回のシンポジウムは、何とかこの問題を克服しようとの数少ない試みの場でもあるわけで、その意味でも積極的に参加したいと考えている次第である。ただ一つ気になるのは、それでは個々の観測はいったい何を目的として行われているのか、と云う点である。以下では、このことに関して筆者の抱いているイメージについて述べてみたいと考えている。なお、以前のこのシンポジウムでも関連の話題に触れているので、併せて参照して頂ければ幸いである。[1], [2]

2. 地震動特性の何に注目するか?

(1) 基本的には、地震動記録の主要部分はS波の表層地盤内における重複反射の現象で説明できると考えられる。その効果は地層境界面のコントラストが強いほど顕著である、と云うことは要するに、表層地盤内に閉じ込められた地震波の重なり具合を見ていることにほかならない。この場合、地震動の周期特性に関わる主要なパラメータは各層のS波伝播速度と層厚であり、それは地震波の波長と層厚の関係を考えていることと等価である。またそれは閉ざされた系の内部で生じた現象とも看すことができることから、振動問題としても扱える道理である。ただこの問題については、すでに議論も尽され、地震動特性の評価手法も確立されているので、新たな興味の対象とは考えにくい。

(2) 一方、数多い地震記録の中には、一見して奇異に感じられる現象(波形)が認められることがある。このような現象は、地震動の主成分(鉛直下方から到達したと考えられるS波が前述の重複反射を伴ったもの)から独立した位相(phase)として識別される場合に限って注目される。と云うことはこれらの位相は、S波初動から遅れてやって来るので後続位相(later phase)と呼ぶことにするが、S波の初動とは全く別種の伝播過程の情報を含んでいるはずである。しかもそれは大地震動の特性を理解する上で不可欠の情報ではないかと考えられる。なぜなら、大地震動の何もかもが混在した記録からは到底その構成要素の細部にわたる分析は困難であろうと想像できるからである。このような理由から、小さな地震の記録に見られる顕著な後続位相には、もっと注意の目が向けられてもよいのではないかと考えている次第である。

3. そのための地震動観測の方法

(1) 筆者らが地震動観測を行っている主な目的は、前に2.(2)で述べたように、地震動を構成している地震波の各位相の識別と、その各々が地震動にどのように寄与しているかを確かめることにある。換言すれば、地震動の特性を地震波の伝播機構の観点から理解したいと云うことである。その場合、地震動特性と地震波の伝播機構の概念があいまいであるが、便宜上その関係を南関東の場合について図1のように整理してみれば、要は現象がどう見えるかの問題であり、地震波の伝播機構も地盤震動特性もことさらに区別して考える必要はなさそうに思える。

地下構造	地震動の周期帯域	
	短周期 (1秒程度以下)	やや長周期 (数秒~10秒程度)
ごく表層の沖積・洪積地盤 ($V_s=100\text{m/s}$ 程度、層厚100m以下)	波長 $\approx$ 層厚 地震動の問題	波長 $\gg$ 層厚 層の存在は無視
土丹層以下の厚い堆積層 ($V_s=0.7\sim 1.5\text{km/s}$ 、層厚数km)	波長 $<<$ 層厚 波動伝播の問題	波長 $\approx$ 層厚 地震動の問題
先第三紀の岩盤(地盤基礎) ($V_s=3\text{km/s}$ 、層厚無限大と仮定)	波長 $<<$ 層厚 波動伝播の問題	波長 $<<$ 層厚 波動伝播の問題

図1 対象としている南関東の地下構造と地震波の波長との関係

(2) さらに目的を絞るとすれば筆者らの興味の対象は、伊豆半島や相模灘でしばしば発生する震源のごく浅い地震を、関東平野の内部と縁辺部とで観測することにある。それはこれまでの試行錯誤による観測経験に基づいており、①震源が浅いほど前述の後続位相がよく現われる、②震源から射出される地震波の切れが良い、③関東大地盤のことが念頭にあっていずれはそのような地震動の予測を手懸けたい、等の理由に依っている。

(3) そのための地震動観測の体制としては、後続位相を確認するのに都合がよいことが条件である。このため地震計の特性は短周期からやや長周期までの帯域をカバーできる速度計が具合よく、短周期成分のみが強調され位相の分離が難しい加速度計はあまり使いたくない。また、地震波の伝播形態を把握することを主目的としていることから、絶対時刻を記録することによって複数の観測記録相互の時間的対応をつけておくことが不可欠の条件となっている。

(4) 観測点の配置計画はとりわけ重要である。後続位相の伝播する過程を把握し易いように適当な密度で地震計を設置することが望まれるが、この場合も基本的には、注目している地震波の波長と地震計設置間隔のバランスの問題に帰着する。現状では、波長数キロの後続位相が厚さ数キロの堆積層の中を水平に伝播してくることを想定し、地表面に数キロないし10キロの間隔で観測点を展開している。

4. 期待している結果

関東平野のように厚い堆積層を有する地盤上で観測される地震動の特徴は、図2を用いて恐らく次のように要約することができるのではないかと考えている。

(1) 通常の場合、地震動記録の主要部分は図中の[1]または[2]の経路に沿って到達したS波の初動とそれに付随する重複反射波によって構成される(図3参照)。この場合、堆積層内へはS波が殆んど鉛直下方から入射するため、重複反射の解釈も鉛直方向の1次元問題で扱うことができる。初動の伝播経路が[1]と[2]のいずれであるかは、対象とする地震の震源と観測点との相対的な位置関係で決まる。震源深さが20キロ以内で且つ震央距離が100キロ以内の場合は[2]、それ以外の場合は[1]と云うのが一応の目安である。

(2) 初動が上記の[2]の経路に沿って到達する場合に限って後続位相が発生しやすい、と云うこれまでの観測経験がある(図4参照)。その一つが図2の[4]に示す波動で、[2]の経路の途中から基盤面に入射し、地表面と基盤面の間で2次元の重複反射を繰り返すものである。基盤面が少しでも下り勾配を有している場合には簡単に全反射に移行し、減衰せずに5~6秒の時間間隔で観測記録の上に後続位相が次々と現われる。このように間欠的な位相が識別できるのは、震源から射出された地震波がパルス状を呈しているからであり、長周期成分を多く含んだ規模の大きな地震の場合には、最早このような位相の識別は困難であろうと思われる。

(3) 震源が特に浅い地震の場合には、基盤面の下方からだけでなく、平野の縁辺部から堆積層内に突入してそのまま堆積層内を水平に伝播する直達波が存在することもある。ある程度はこれまでの観測によって確かめられている(図5参照)。このような現象は図2に[5]や[6]で示した実体波の集合とも解釈できるし、また堆積層の中で励起された表面波[7]と解釈しても結局は同じことであろうと考えられる。特に相模灘付近に発生するごく浅い地震の場合には、マグニチュードが5程度の小さな地震でもこのような後続位相が励起され、周期7~8秒の地震動が1~2分継続することになる。

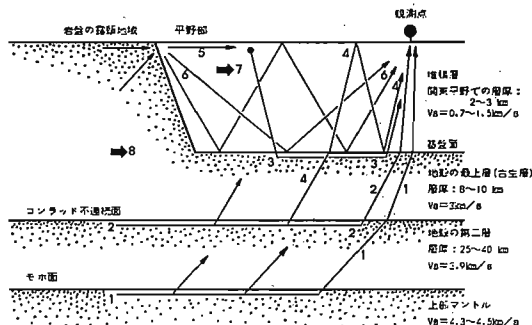


図2 関東平野南西部における地震波の伝播模式図



図3 千葉県東方沖地震(1987.12.17. H=6.7, D=58km)の速度記録
(観測点:大岡山, 成分:南北方向, 最大振幅:約6 cm/s)

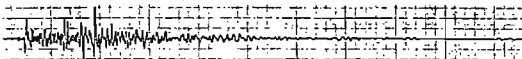


図4 山梨県東部地震(1976.6.16. H=5.5, D=20km)の速度記録
(観測点:大岡山, 成分:南北方向, 最大振幅:約3 cm/s)

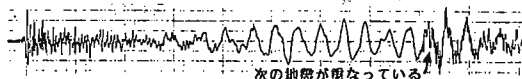


図5 伊豆大島近海地震前震(1978.1.14. H=4.9, D=0km)の速度記録
(観測点:大岡山, 成分:東西方向, 最大振幅:約0.3 cm/s)

関東大地震(1923)はこのような特徴を有する地震の最たるものと考えられるだけに、是非とも解明したい後続位相である。

(4) 先に述べた地震動の観測体制は、結局このような種々の位相によって形成される地震動を、実測面から総合的かつ系統的に理解するためのものである。メキシコ地震(1985)以後、この種の複雑な波動追跡を行うための解析手法が多くの研究者によって開発されたこともあって、解析面からのサポートも充分期待できるのではないかと考えている次第である。

5. 千葉県東方沖地震(1987.12.17.)の位置づけ

今回の千葉県東方沖地震をこの観測体制で観測してみ、受けた印象は以下の通りである。それらの傾向は東京都東部の地震(1988.3.18.)の場合にもほぼ共通したものである。

(1) 地震動の最大振幅はいずれの観測点においてもS波初動付近の短周期成分で決まっている。最大振幅の値は場所によって15cm/sから1.5cm/sの範囲に分布しており、いずれの場合も極めて局地的な地盤条件を反映したものと考えられる。少くとも距離減衰の効果のみでは最大振幅の差異を説明できない。この点について細部の議論を行うためには地表付近の詳しい地盤資料が必要であるが、現在は持ち合わせていない。

(2) しかし短周期成分を除去してしまうと、最大振幅の場所毎のばらつきは小さくなり、観測波形はどの観測点でもよく似た形状となる。

(3) 前述の後続位相はこの地震では殆んど認められない。筆者らが興味を抱いているような地震ではなかったと云ってしまえばそれまでであるが、逆にこのように震源が深い地震の場合には顕著な後続位相が出現し難いことが確認できた、とも受け取ることができる。

(4) この地震で観測された最大振幅は、現在の観測体制で観測できる速度振幅の上限に達しており、地震計の感度設定について再考の機会が与えられたものと受け留めている。

6. おわりに

どのような地震が発生した場合にも対応できる(答が出せる)完璧な地震動の観測体制が敷かれるなら、それは誰かに一つの理想かも知れない。しかしそれには莫大な費用が必要であろうし、仮にその目処がついたとしても何が完璧かと問われれば答えに窮することは目に見えている。地震動記録のデータ公開や情報交流もうまく機能すれば、今回のシンポジウムのように相互の不足部分を補い合うという意味において、このような難問を解決する一つの方法かも知れない。そのためにも、まずは各々が抱いている地震動観測の哲学についてもっと議論する機会があっても良いのではないかと考えている次第である。

関連文献

- [1] 瀬尾和夫: 深い地盤の震動特性を探る, 第13回地盤震動シンポジウム, PP.27-34, 1985.7.9.
- [2] 瀬尾和夫: 地下構造に基づく地震記録の解釈, 第14回地盤震動シンポジウム, PP.63-68, 1986.7.11.

地震動観測記録にみるやや長周期成分

早稲田大学理工学研究所・山田 真

1. はじめに

「広域観測から何がわかったか」をテーマに、東京工業大学、清水建設、早稲田大学の三機関の14地点（図-2）で展開している地震観測網の記録を統合して、やや長周期を対象にして、波形データを比較するという作業を行った。

東京工業大学のネット、清水建設のネットの目的とその体制についてはそれぞれ資料集にまとめられている。一方、早稲田大学における地震動観測の目的は、工学的な基盤での地震動、異種地盤による表層の増幅特性、やや長周期成分地動の特性等を把握することであり、異なった地盤状態を有しており、それぞれが16～20km程度離れた早稲田・蒲田・浦安の三地点において鉛直アレー観測を行っている。記録はいずれも速度である。

こうしたそれぞれに異なった目的をもって観測された記録ではあるが、記録のフォーマットを揃え、同一のスケールで眺めればやや長周期成分地動の広域にわたる特徴が浮かび上がってくると期待される。本シンポジウムにおいてもこうした試みはいままでなかったと思われる。

2. 記録の統合と波形処理

今回のシンポジウムの主題である千葉県東方沖地震の記録のみではその特徴をつかむのが難しいことから、伊豆大島近海の浅い地震（1986.11.22 M=6.0 H=15km）、東京都東部の直下の深い地震（1988.3.18 M=6.0 H=99km）と対比してみることにした。

ここでは波形の比較ということで、やや長周期成分地動に的を絞り、速度で比較することにした。加速度で記録されているものについてはこれを積分している。また、地中観測記録のある地点に関しては、東京環層およびそれに近い位置のものをを用いた。

記録波形の処理に関しては、ベーストアップを見やすくする目的で、千葉県東方沖地震と伊豆大島近海の地震については2秒以下、東京都東部の地震については1秒以下の短周期成分をフィルターでカットしてある。

3. やや長周期地震動の比較

図-1に千葉県東方沖地震、図-3に伊豆大島近海の地震、図-4に東京都東部地震の速度波形のベーストアップをそれぞれ示す。各トレースは上から順にN-S, E-W, U-D成分であり、何箇所かの観測時の成分は方向補正をしてある。時間軸は震源時を起点とした。また図中の距離は震央距離である。

<87年12月17日千葉県東方沖地震>

記録はおおよそ震央方向に沿って並べてある。

図-1の記録の全体的な印象は、各観測点とも主要部がS波のバルス（周期5～6秒）で構成された単純な波形であるということである。震源のメカニズムが単純であったことに対応するものと思われる。また顕著な後続の位相もほとんど認められない。

S波部分の振幅分布についてみると、断層面の法線方向にある川崎（KWS）・横浜（YKH）で大きく、それより北あるいは南にいくにしたがってしだいに小さくなっている。

以上は全体的にみても話であるが、仔細にみれば、震源の北西側に位置する観測点と西南側に位置する観測点ではやや異なっているようにも見える。

図は省略するが、周期5秒以上の波でみると、北西側の点ではNS成分に、主要部に引続いてやや小さな振幅の波群が等間隔で2度程繰り返しているのがみられる。これに対して、西南側の点ではこうした繰り返しがみられず、EW成分ではS波初動から10秒以上遅れて振幅が最大となっているなどの違いがみられる。

また、浦安（UYS）のように150秒を過ぎて振幅が増大する例もある。この浦安の例に関しては、隣の越中島（ETC）の記録が短いこともありその範囲ははっきりしないが、ローカルな構造によるものと思われる。

<86年11月22日伊豆大島近海の地震>

伊豆大島の噴火活動期間中に発生した深さ15kmの浅い地震である。規模はM=6.0と大きくないが、関東平野南西部の観測点でのやや長周期の顕著な後続位相が特徴的である。震源に近い大島の記録（震研）とも非常に異なっている。

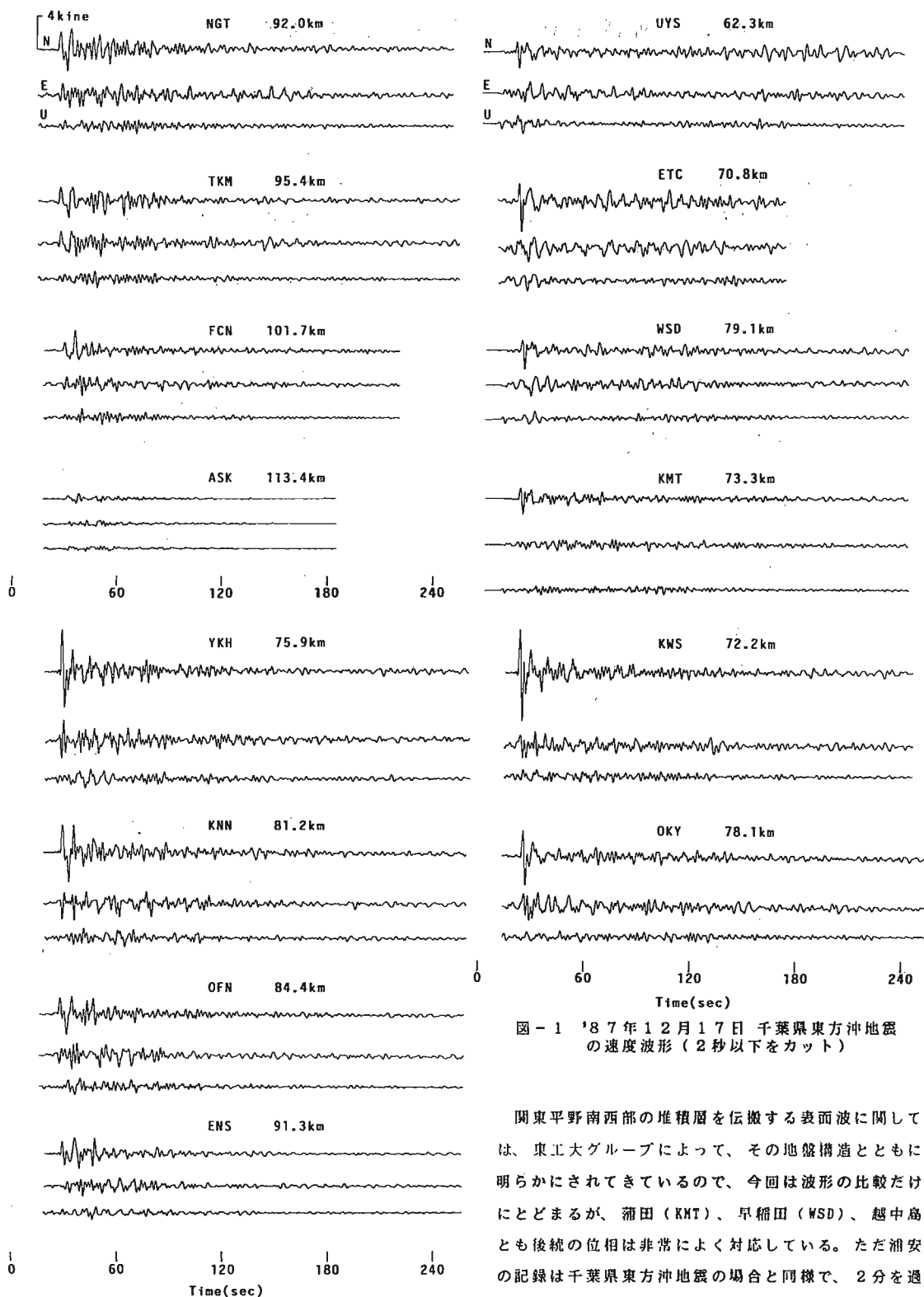


図-1 '87年12月17日 千葉県東方沖地震
の速度波形(2秒以下をカット)

関東平野南西部の堆積層を伝搬する表面波に関しては、東工大グループによって、その地盤構造とともに明らかにされてきているので、今回は波形の比較だけにとどまるが、蒲田（KMT）、早稲田（WSD）、越中島とも後続の位相は非常によく対応している。ただ浦安の記録は千葉県東方沖地震の場合と同様で、2分を過ぎるあたりから異なっている。

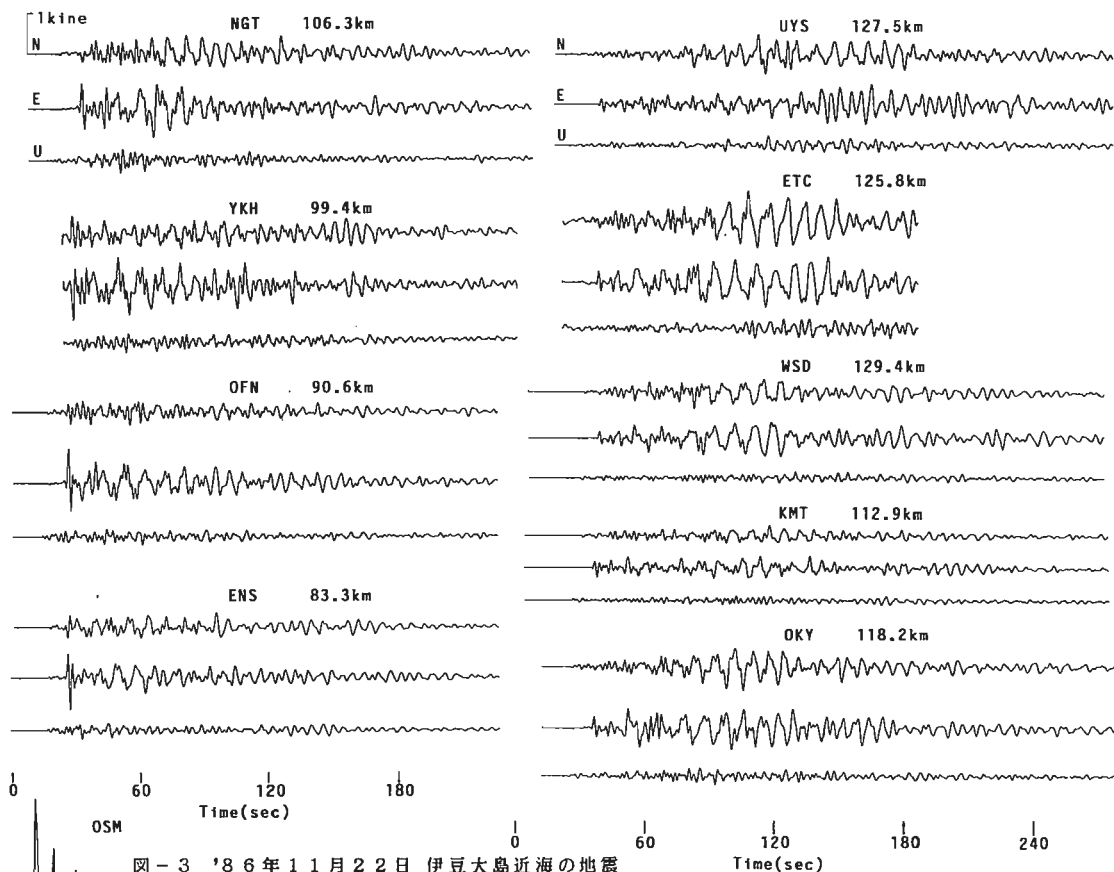


図-3 '86年11月22日伊豆大島近海の地震の速度波形(2秒以下をカット)

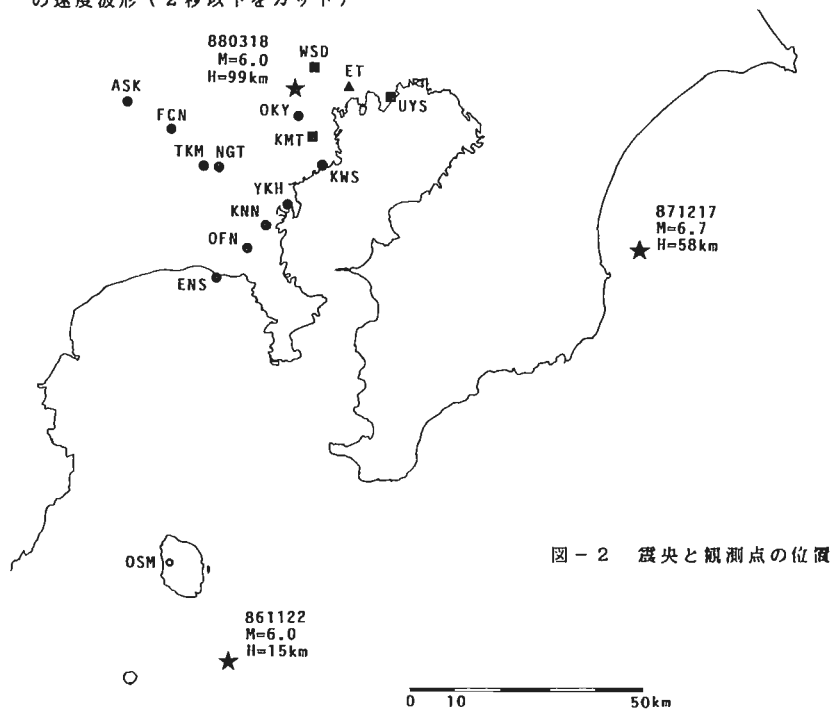


図-2 震央と観測点の位置

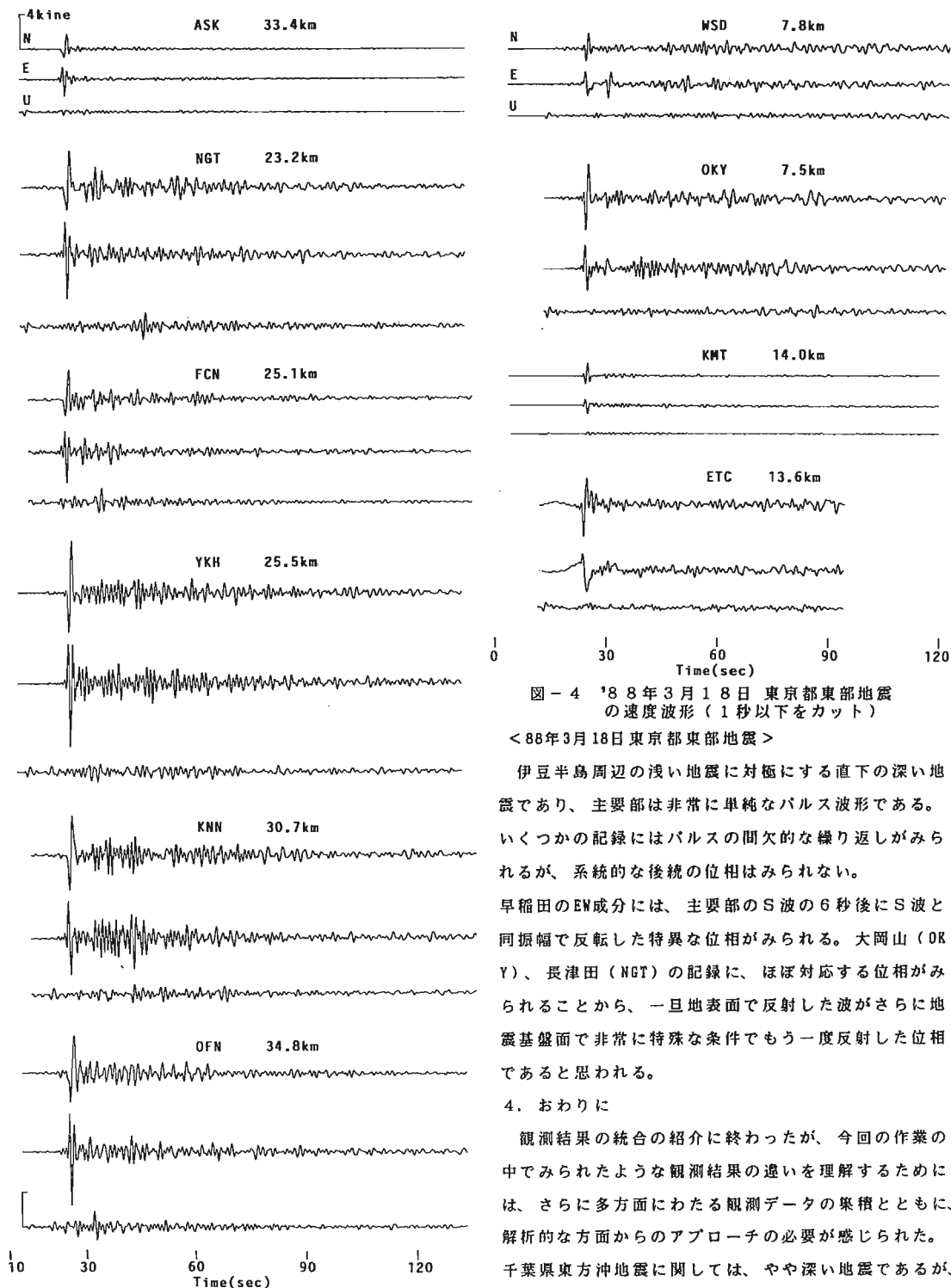


図-4 '88年3月18日 東京都東部地震
の速度波形(1秒以下をカット)

<88年3月18日東京都東部地震>

伊豆半島周辺の浅い地震に対極にする直下の深い地震であり、主要部は非常に単純なパルス波形である。いくつかの記録にはパルスの間欠的な繰り返しが見られるが、系統的な後続の位相はみられない。早稲田のEW成分には、主要部のS波の6秒後にS波と同振幅で反転した特異な位相がみられる。大岡山(OKY)、長津田(NGT)の記録に、ほぼ対応する位相がみられることから、一旦地表面で反射した波がさらに地震基盤面で非常に特殊な条件でもう一度反射した位相であると思われる。

4. おわりに

観測結果の統合の紹介に終わったが、今回の作業の中でみられたような観測結果の違いを理解するためには、さらに多方面にわたる観測データの集積とともに、解析的な方面からのアプローチの必要が感じられた。千葉県東方沖地震に関しては、やや深い地震であるが、規模もほどほどに大きく、メカニズムも単純であるため、地盤条件との対応を理解する上では好都合な面もあると考えられる。

広域・地中観測データの利用について

清水建設(株)技術研究所 横田 治彦・片岡 俊一

同 大崎研究室 田中 貞二

1 はじめに

広域にわたる地震観測を、一機関の観測ネットワークでカバーすることはなかなか難しく、いくつかの機関の観測データを利用して共同研究を行うことになる。本シンポジウムでは、千葉県東方沖の地震を題材にして、「広域・地中観測から何を観測できたか」というテーマで早稲田大学、東京工業大学、清水建設の観測データを用いて共同作業を行った。

作業を行うにつれて、観測データを解析する上でいくつかの問題点があることがわかった。異なる機関の地震記録を同じ土俵にのせて観察するためには、いくつかの条件を整理することが必要となるが、本稿ではまずその条件について考えてみる。また、早稲田と越中島の地中観測記録の比較、千葉県東方沖の地震の余震記録を用いた本震地動のシミュレーションなどを行ない、具体的に問題点を考察した。

2 広域観測データの利用上の問題点

地震観測データ利用上の問題点をあげると

- (1) 観測目的の相違 : 観測網毎の目的
- (2) アレーの形態 : 鉛直アレー、水平アレー
- (3) 観測ネットの範囲 : 観測地域の広さ
- (4) 記録の種類 : 加速度、速度、変位
- (5) 地震計の周波数特性 : 特に長周期側の特性
- (6) 地震計の埋設深さ : 地表、地中、建物中
- (7) 波形の分解能 : ダイナミックレンジ
- (8) 絶対時刻の有無 : タイムコード
- (9) 地盤の調査データの有無 : P, S 波速度構造

観測の目的が周期 1 秒以下の短周期を問題にするのか、2~3秒から10数秒までのやや長周期を問題にするのかによって観測の形態は大きく異なっている。いくつかの観測機関のデータを共通に用いるためには、上記の各項目の全てを満たす必要はないが、解析目的に応じて必要最小限の条件を合わせる必要がある。そこで、

清水建設の地震観測(構造物の強震観測、地震観測を除く)は何を目的とした観測なのか考えてみると、

- ① 基盤における設計用入力地震動の検討
- ② 表層地盤の増幅特性、非線形地震応答の検討
- ③ 地盤種別と地震動特性
- ④ やや長周期地震動と表面波の検討
- ⑤ 地震動予測手法の検討(中小地震から大規模地震時の地動予測)
- ⑥ 強震観測(大地震の記録収集)

などの項目があげられる。

我々が各地点で行なっている地震観測は、それぞれ特に限定された目的をもって計画されたわけではなく、観測点全体で上記の目的をなんとかカバーしたいと考えているわけである。数少ない観測点で、欲張った目的を満たすには、他の観測機関のデータとの相互乗り入れが必要になる。

本検討では、その試みとして主として千葉県東方沖地震の解析を行ったが、上記の各項目について、少数の地震記録だけから興味ある結果を引き出すのは難しい。今回は上記の②③⑤に関連する若干の検討結果を報告する。

3 地中地震観測記録の比較

早稲田と越中島の地中地震観測記録(GL-100m前後、地表)の比較を、速度応答スペクトル($h=0.05$)によって行った。越中島のGL-100mはVsが460m/sの地層中、早稲田のGL-110mはVsが700m/sと1000m/sの境界層にあたり、設計用地震入力の検討に当たっては入力基盤と考える地層である。図-1から図-3に千葉県東方沖(M6.7)、1988年3月18日東京都東部(M6.0)と1986年11月22日伊豆大島近海(M6.1)の各地震の比較を示す。スペクトルの比較結果をまとめると以下ようになる。

(1) GL-100m前後の比較

- ・千葉県東方沖の地震では、スペクトル振幅は周期0.5秒程度まで、ほぼ周期の2乗に比例して大きくなり、それ以上の周期ではフラットな形状となる。
- ・震源が深い東京都東部の地震は、パルス的な主要動波形を反映して、0.1~0.2秒以上の広い周期範囲でフラットなスペクトル形状を示す。
- ・伊豆大島近海の地震は、伊豆方面の地震でよく見られたように、スペクトル振幅は周期とともにほぼ単調に増加している。

以上のスペクトル形状の全体的特徴は、越中島と早稲田で似ている。特に、千葉県東方沖の地震のEW成分、伊豆大島近海の地震の水平2成分はスペクトル振幅・形状共に非常に良い一致を示す。一方、千葉県東方沖の地震のNS成分は、越中島では周期約0.8秒に顕著なピークが見られるが、早稲田ではむしろ谷になっている。これは越中島のNS成分の主要動に見られる周期約0.8秒の孤立的な波が原因である。しかしながら、この波が越中島にだけ現われる理由は解釈できない。

東京都東部の地震は、両観測点の直下の深い地震であり、ほとんど同じ地震動が期待されるにもかかわらず、最大振幅で2倍程度の違いがある。そのためスペクトルにも同程度のレベル差が見られる。

(2) 地表の比較

地盤の卓越周期は越中島で1.0秒付近にあり、早稲田では0.3秒前後にある。したがって、地表の応答スペクトルには表層地盤の増幅特性が現われ、0.5秒付近を境にして短周期側では早稲田がやや大きく、長周期側では越中島の振幅が大きい。

以上をまとめると、以前より筆者等が指摘しているように東京の泥岩層における地震動は、東京都心部程度の広がりにおいては類似の傾向を示している。しかし、波形やスペクトルの細部には有意な違いも見られる。このような観測点による地震動特性の差異を評価するためにも、より多くの観測点の記録を総合的に検討することが必要であろう。

4 余震記録による本震地動の推定

千葉県東方沖の地震の最大余震(1988年1月16日、M5.2)の記録を経験的グリーン関数とし本震地動をシミュレートした。その際、本震及び余震の震源は国立防災科学技術センターが決定した位置を用いた。断層モデルは岡田(1988)によるもので、長さ幅ともに20km、走行N11°W、傾斜69°Eであり、S波速度は武尾(1988)がインバージョンの際に使用した地層構造より3.8km/sとした。また、破壊伝播速度は3.4km/s、ライズタイムは0.6秒とした。断層長さの分割数は、経験式及び速度記録のフーリエスペクトル比より7とし、断層上端の深さは30kmとした。まず、モデルの妥当性を確認するために越中島のGL-1mで観測された余震記録を用いて本震地動を合成した。合成波形と観測記録を併せて図-4に示す。また、減衰定数5%の速度応答スペクトルを図-5に示す。ただし、本震と最大余震は断層のメカニズムが異なっているので(岩瀬1988)、比較は短周期領域に限った。図より波形の包絡形や応答スペクトルがよく対応していることが確認される。そこで越中島のGL-100m及び早稲田のGL-1mとGL-110mの記録をシミュレートしてみた。合成結果と観測記録の応答スペクトル(減衰定数5%)を比較して図-6から図-8に示す。全体に合成結果は観測記録を良く説明しているが越中島のGL-100mのNS成分では周期0.8秒で大きな差が生じている。この原因は前述した孤立波によるものである。

本震と異なる地震メカニズムを持つ余震を要素地震とした場合にどの程度の推定ができるかを調べてみた。その結果、この地震については、約1秒以下の短周期領域では本震地動とかなり似た応答スペクトルが得られた。

参考文献

- (1)岡田義光・他、1988、1987年12月千葉県東方沖地震地震学会講演予稿集、No.1、pp.63.
- (2)武尾 実・他、1988、1987年房総半島沖地震の震源過程、地震学会講演予稿集、No.1、pp.18.
- (3)岩瀬良一・他、1988、千葉県東方沖周辺の地震のメカニズムについて、地震学会講演予稿集、No.1、pp.65.

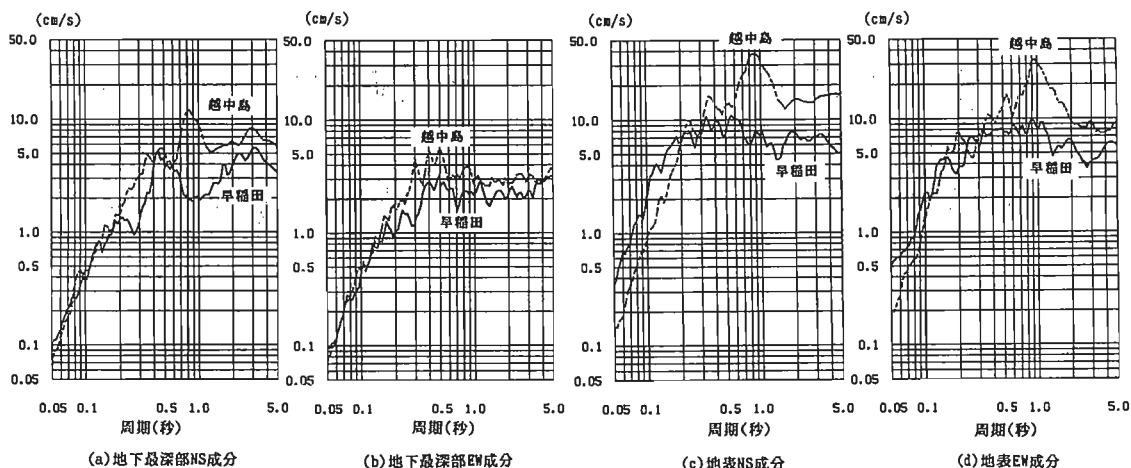


図-1 早稲田と越中島の速度応答スペクトル($h=5\%$)の比較(千葉県東方沖の地震)

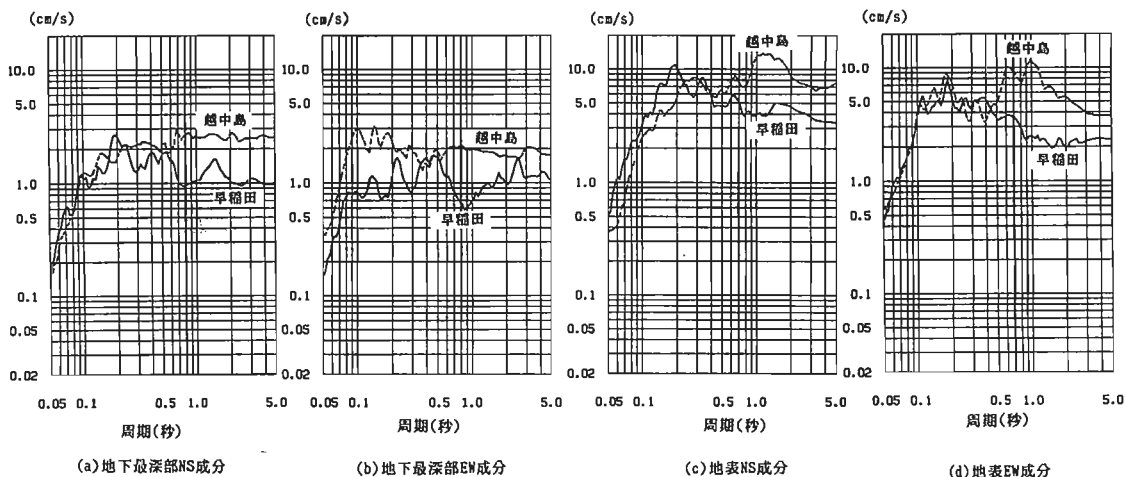


図-2 早稲田と越中島の速度応答スペクトル($h=5\%$)の比較(東京東部の地震)

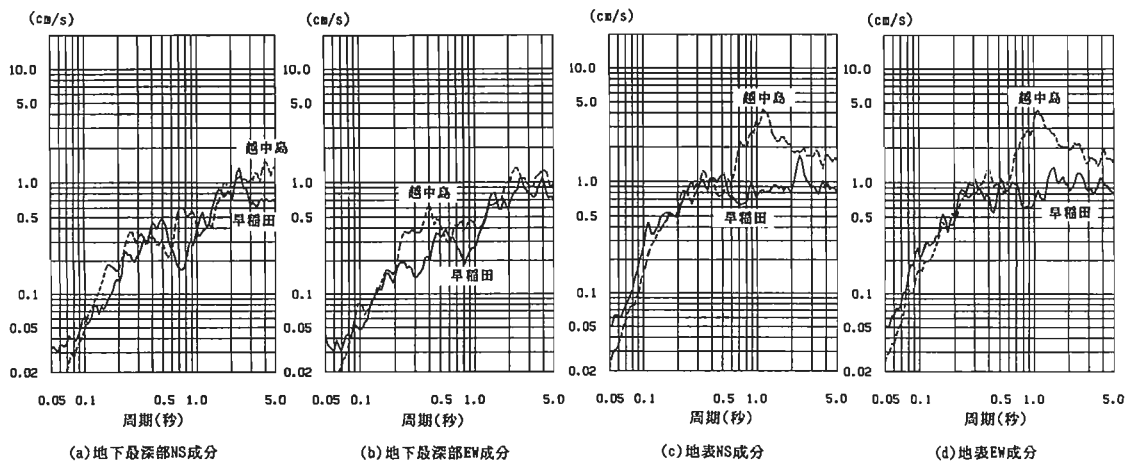


図-3 早稲田と越中島の速度応答スペクトル($h=5\%$)の比較(伊豆大島近海の地震)

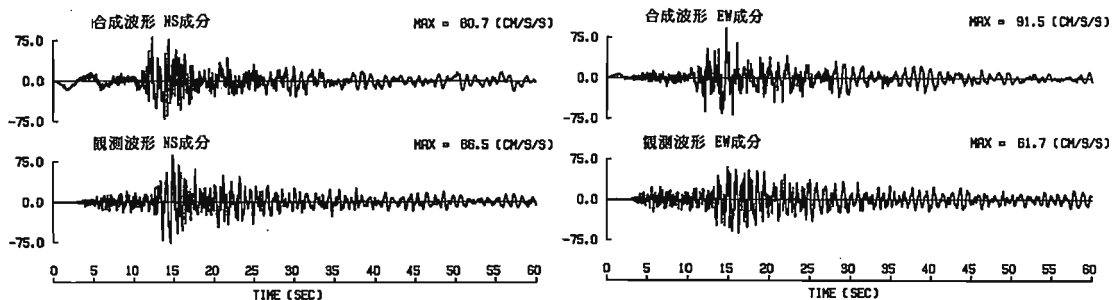


図-4 越中島の地表における千葉県東方沖の地震の本震記録と波形合成法によるシミュレート波形の比較

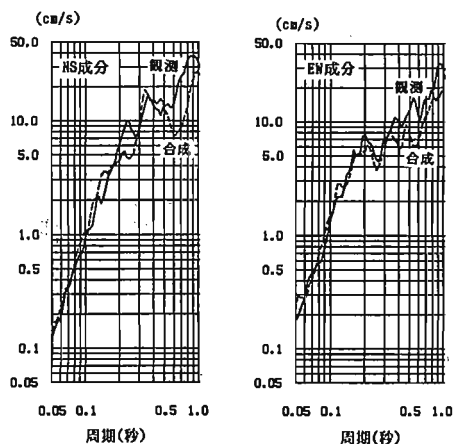


図-5 越中島の地表における千葉県東方沖の地震の本震記録と波形合成法による速度応答スペクトル($\zeta=5\%$)の比較

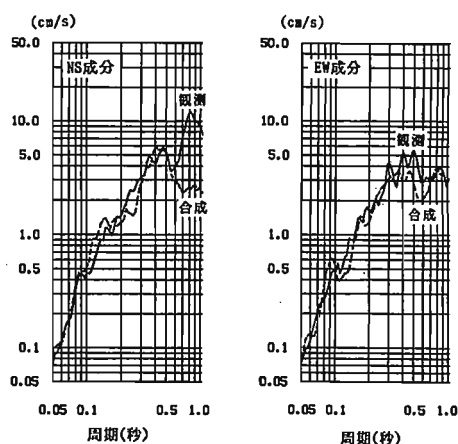


図-6 越中島の地中(100m)における千葉県東方沖の地震の本震記録と波形合成法による速度応答スペクトル($\zeta=5\%$)の比較

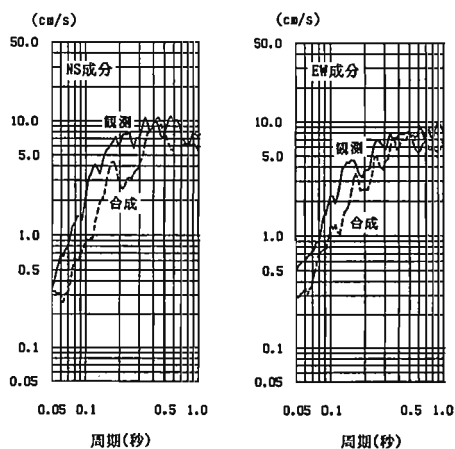


図-7 早稲田の地表における千葉県東方沖の地震の本震記録と波形合成法による速度応答スペクトル($\zeta=5\%$)の比較

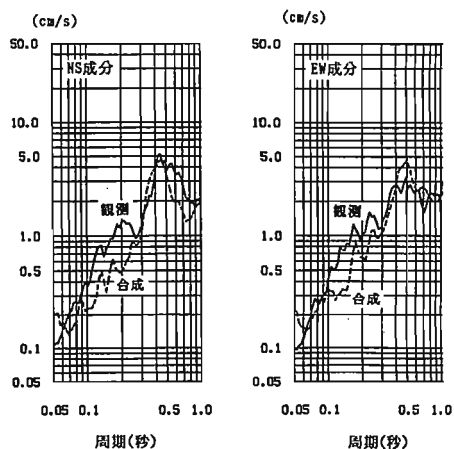


図-8 早稲田の地中(110m)における千葉県東方沖の地震の本震記録と波形合成法による速度応答スペクトル($\zeta=5\%$)の比較

気象庁1倍変位強震計記録から

井上 京介

1. はじめに

本研究は、本地震による関東地方の気象庁8観測点における1倍変位強震計記録を数値化し、補正記録とフーリエスペクトルを求めたのち、ダブルカップル点震源モデル(Honda 1957¹⁾;以後Hondaモデルと呼ぶ)の立場から実体波初動部の初等的な解析を試みたものである。以下に内容の概要を述べるが、不十分な点は発表時にできるだけ補正したい。

2. 震源要素と解析記録

表-1に震源要素を、図-1に震度分布と震央・観測点の位置(大文字が解析地点)を、それぞれ示す。また表-2に観測点の極座標を示す。表-1の震源深さより、本地震はマントル内では起ったものであるが、このことより実体波初動部は直達波とみなせ、解析が簡単になる。また図-1において、熊子で震度5を観測したのは1923年関東地震以来である。次に図-2a)にP波初動の発展機構(上半球等積投影図)を、b)に余震分布をそれぞれ示す。a)にSchmidt netを重ね合わせると、表-3のような断層面解が求まる²⁾(この値は筆者が求めたもので公式の値ではない)。これと同b)とを考え合わせると、断層面は面Aと推定される。すなわち右横ずれ成分の卓越したほぼ南北走向の断層と推定される。次に、図-4に記録の一例を、表-4に強震計の諸元をそれぞれ示す。1倍強震計はダイナミックレンジが狭く、紙送り速度も遅いので、やや長周期帯域(周期2~20秒)の強震動特性を大まかにつかむ目的に適している³⁾。なお気象庁各官署には、今年3月末に新式のディジタル式強震計が設置されたが、今年10月頃から観測記録が公開される予定である。

3. 記録の数値化と補正

記録の数値化と補正は以下の手順で行なった³⁾。①記録紙をタテ・ヨコ2倍に拡大して⁴⁾A1サイズに引きのばす; 原寸で読むと作業能率が落ち、読み取り誤差の影響(S/N比)も増大する)湿度による伸縮のないマイラ・ベースに焼きつける。②高精度大型ディシタイザ(SUMMA GRID)で波形と絶対時刻を読みとり、パソコンのFDに落とす。③0線補正、アーム長の補正(円弧補正)、アーム傾斜の補正を行なう。④等時間間隔に補間した後、数値フィルターでノイズを除去し(図-3)、地震計特性の補正を行なう。なお③、④の作業はパソコンで行なったが、以上により、比較的安価な装置(現在の価格で150万円程度)で補正地震動が得られる。また今回は $\Delta t = 0.1$ 秒、解析区間 Δt (P波到達時よりはかった時間)を1.5分程度(表-2)とした。表-5に地動最大振幅を示す。次に、後の解析のために、⑤補正地震動の時刻の原点を震源時に合わせ、水平成分についてはRadial, Transverse成分に変換する。

4. 補正波形とフーリエスペクトル

図-5a), b)に補正波形の一例を、図-9a)~w)に各観測点のフーリエスペクトル(加速度振幅スペクトル)を、それぞれ示す。図-5中のP, Sは、気象庁指針の走時表から読んだ到達時刻(以後 T_p , T_s と書く⁵⁾)を示す。同図a)より熊子に因りては、走時表の値とはほぼ同時刻に対応する実体波が到達していることがわかる。同図b)の東京のS波初動部に因りては、走時、振幅レベルと振動方向(表-A)とを、簡単なモデルによる計算値は観測値と整合しないか、この一因は軟弱表層を含む伝播経路の影響と考えられる。また図-9より、各観測点のスペクトルの平均レベルに因りて④周期10数秒以下では一定(数~10 gal/sec程度)、それ以上で減少。⑥R成分とT成分には顕著な差は見られない、といったことが読みとれる。

A study on JMA strong motion records from 1997 Chiba-Ken-Toho-Oki event

5. 実体波初動部の解析

本項では、弾性波動論の立場から実体波初動部の解析を行う。まず震源モデルとして Honda モデルを、媒質のモデルとして半無限完全弾性体で鉛直方向のみ物性値の変化するものを、それぞれ採用する。このとき地表における変位波形は、Z 成分、R 成分、T 成分それぞれについて、

$$\left. \begin{aligned} U_e^{PE}(t) &= M_P(t-T_P) \cdot (C_0)^P \\ U_e^{SV}(t) &= M_P(t-T_S) \cdot (C_0)^{SV} \\ U_e^{SH}(t) &= M_P(t-T_S) \cdot (C_0)^{SH} \end{aligned} \right\} \cdots (1) \quad \left. \begin{aligned} (C_0)^P &= \frac{R^P(\Delta, \phi_s) \cdot C_P}{r} \\ (C_0)^{SV} &= \frac{R^{SV}(\Delta, \phi_s) \cdot C_{SV}}{r} \cdot \frac{\alpha_h^3}{\beta_h^3} \\ (C_0)^{SH} &= \frac{R^{SH}(\Delta, \phi_s) \cdot C_{SH}}{r} \cdot \frac{\alpha_h^3}{\beta_h^3} \end{aligned} \right\} \cdots (3)$$

ここに

$$M_P(t) = \frac{\dot{M}_0(t)}{4\pi\beta_h\alpha_h^3} \cdots (2) \quad \left. \begin{aligned} (C_0)^{SH} &= \frac{R^{SH}(\Delta, \phi_s) \cdot C_{SH}}{r} \cdot \frac{\alpha_h^3}{\beta_h^3} \end{aligned} \right\} \cdots (3) \quad \text{(以後 } C_0 \text{ を 振幅係数と呼ぶ)}$$

また以上において、 $\dot{M}_0(t)$ は震源のモーメント変化率を、 $\rho_h, \alpha_h, \beta_h$ は震源近傍の媒質の密度、P 波速度、S 波速度（表-6）を、 r は波線の長さである。近似的には震源距離（ $=\sqrt{\Delta^2+h^2}$ ）を、 C_P は P 波振幅の地表における上下動振幅への増幅倍率を、 C_{SV}, C_{SH} は SV 波、SH 波の振幅の同じく水平動振幅への増幅倍率（本解析では $C_{SH} = 2$ とした）を、 R^P, R^{SV}, R^{SH} は P, SV, SH 波の放射特性を、それぞれ表わす。と考へる（図-6 参照；例えば Kanamori & Stewart⁶⁾）。 $\dot{M}_0(t)$ が箱型関数の場合の理論波形の模式図を図-7 に示す（ここに t_s は震源過程の停止時間を表わす）。媒質の「非弾性減衰（散乱等による振幅減衰を含む）」を考慮するときは、例えば Z 成分については

$$U_e^{PE}(t) = U_e^{PE}(t) * \left(\frac{Q_p}{T_p}\right) \cdot F_0\left(t \frac{Q_p}{T_p}\right) \cdots (4)$$

ここに、 $*$ は時間合積を、 Q_p は P 波の「Q 値」を、それぞれ表わす。また F_0 の関数形については Carpenter⁷⁾ を参照。

により計算すればよい（R, T 成分も同様）。

当初の予定では、(4) 式による理論波形と観測波形（8 観測点）を比較することにより $\dot{M}_0(t)$ を推定するつもりであったが、時間の制約により、ここではとりあえず観測地動特性を (1) 式に照らして検討する。表-7 に、各観測点の ϕ_0 （波線の地表への入射角）、 C_P, C_{SV} 、振幅係数 C_0 を、それぞれ示す。ここで ϕ_0 は、表-6 の速度分布と気象庁走時表から決めた。また、 C_P, C_{SV} は、Bullen⁸⁾ を参考に計算した。なお、 C_0 の値のうちアンダーラインを付したものは、成分中の最大値を示す。この C_0 の値を各観測点の実体波初動部の観測波形と比較すると、以下のことが読みとれる。④ 鉾子、館山などの（比較的）近く、表層で堅い観測点では、 C_0 の値（符号を含む）にはほぼ比例したパルス状の波形（例えば図-5 d）が観測される。⑤ 比較的速くの観測点では C_0 の最大成分に対応する成分のみにパルス状の波形が認められるが、他の成分は波形が崩れて（分散して）、 C_0 との定量的比較はむずかしい。また平均的振幅レベルは、表-7 から推定されるものの $1/3$ 位に減る。（これらは、オ-近似的には、Q の効果と考えられる）。また、 C_0 を波形全体のスペクトル（図-9）と比較すると、④ 放射特性とスペクトルの値の向には、明瞭な相関が認められない（4、⑤ 参照）ことがわかる。次に、鉾子、館山の初動部の波形（上記④）から地震モーメント M_0 の値を推定する。図-7 において、定義より

$$\int_0^{T_s} \dot{M}_0(t) dt = M_0 \cdots (5) \quad \text{であるから、}$$

$$\int_{T_P}^{T_P+T_S} U_e^{PE}(t) dt = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha_h^3} \cdot (C_0)^P, \quad \int_{T_S}^{T_S+T_S} U_e^{SV}(t) dt = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha_h^3} \cdot (C_0)^{SV}, \quad \int_{T_S}^{T_S+T_S} U_e^{SH}(t) dt = \frac{M_0}{4\pi\rho\alpha_h^3} \cdot (C_0)^{SH} \cdots (6)$$

となり、初動部のパルスの面積は $\dot{M}_0(t)$ の関数形にはよらず、 M_0 に比例することからわかる。この性質を利用して求めた M_0 の値を表-8 に示す。この値は、次の経験式

$$\log_{10} M_0 = 1.5 M_J + 16 \cdots (7) \quad \text{(例えば、笠原⁹⁾)}$$

から求めた値（ 1.1×10^{26} dyne-cm）と、オ-ター的には一致している。

以上を要約すると、本地震による多くの観測点における変位記録の実体波初動部の波形には、オ-近似的

にみて震源の放射特性が反映している。

6. 表層地盤の波形特性に与える影響

本項の表題は、本シンポジウムのメインテーマである。例えば図-4 b), 図-5 b) の東京の波形において、初動部以降の部分(以後、後続部と呼ぶ)は、軟弱表層などによるさまざまな回折波と考えられる。地盤(より一般的には波の伝播経路)は3次元的に不均質であるから、後続部を波線理論の立場から決定論的にとら扱うことは極めてむずかしい。ここでは、(うまくゆくとは限らないが)、表題のテーマを検討する一つの方法のみを以下に提示する。

図-9に、

ほぼ同一の震源域、同一の発震機構 --- (8)

による、比較的遠方の震源に対する

ほぼ同一の方位、同一の震央距離 --- (9)

にある2地点—堅い地盤上のA点と軟弱表層上のB点—および、軟弱表層への波線の入射点C、の3地点の模式図を示す。具体的には、例えば東北太平洋岸の小〜大地震群に対する銚子(A地点)と東京(B地点)といった場合を想定している。また、軟弱層の代表長としては、対象波長と同程度以上のスケールの地下構造の不均質性を考える。さて、A点の観測波形(その主要部は、震源と媒質の比較的簡単なモデルにより推定可能であろう)からC点のそれを推定し(最も簡単には、A点の観測波形から地表の影響のみをとり除く)、B点の観測波形とのスペクトル比をとれば、それかC点への入射波線に対するその軟弱層の伝達関数となる。ここで、仮定(8)、(9)は、この伝達特性をC点への入射波線のための関数とするために設けた。この比が、これらの仮定を満たす多くの地震記録について、ある範囲のバラツキ(分散)内に収まれば、それかこの軟弱層のその波線に対する“半経験的な”増幅特性となる。

7. あとがき

原稿メットまでに時間が足りず、竜頭蛇尾に終わってしまった。学会員の諸氏におかれては、図-9を一つの資料として眺めて頂ければ幸いである。なお、近日中により詳細な解析を行なう予定である。

謝 辞

本研究を遂行するに当り、記録の数値化に御協力頂いた高橋 浩氏ほか4名（茨城大学）、記号紙や関連資料のコピーを提供して下さいた佐久間喜代志氏（気象庁）に、厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 1) Honda, H. (1957): Sci. Reports, Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics, 9, 1-46.
- 2) 笠原慶一 (1978): 地震の力学, 鹿島出版会, 38-45.
- 3) 井上康介 (1986): 研究展望, 土木学会論文集, 324/I-6, 1-23.
- 4) 故・森岡敬樹氏 (早大) のアイディアによる。
- 5) 気象庁 (1971): 地震観測指針 (解析編)・付表
- 6) Kanamori, H. & G. Stewart (1976): Phys. Earth Planet. Interiors 11, 312-332.
- 7) Carpenter, E.W. (1966): Rep. O-43/66, At. Weapons Res. Estab., London, 1-16.
- 8) Bullen, K.E. (1963): An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge Univ. Press, 128-129.
- 9) 笠原慶一 (1975): 地震学会予稿集, No.2, p.8.

追 記

本稿の脱稿後に、気象庁から各観測点の P, S 相の発現時、射出角、メカニズム解、などのコンピュータ・アウトプットのコピーが届いたか。筆者が本解析で用いた値と大差はないようである。

表・図

表-1 震源要素 (気象庁)

震源時 : 11時08分16.8秒
震央 : 35°21'N, 140°29'E
深さ : 58 km
M_s : 6.7

表-2 観測点の極座標

観測点	Δ (km)	φ _s ¹⁾ (deg)	T w ²⁾ (min)
銚子	53.1	38.3	1.5
館山	89.0	234	1.5
東京	75.4	300	1.5
水戸	114	0	1.5
熊谷	133	312	1.5
河口湖	157	277	2.0
前橋	173	313	3.5
甲府	178	282	2.5

注)

- 1) 北から時計回りに測った角度
- 2) P波到達時から測った解析区間

表-3 断层面解

面 A : φ = 81°, δ = 69°
面 B : φ = 177°, δ = 75°
[φ : dip direction
(北から時計回り正),
δ : dip angle]

表-4 一倍変位強震計の諸元

型 式 : 機械式
T o : 6秒 (水平), 5秒 (上下)
h : 0.5519
V : 1
紙送り速度 : 0.5 mm/秒
最大記録振幅 : 3 cm
ダイナミックレンジ : 約100

表-5 地動最大振幅 (絶対値)

観測点	Δ(km)	a) 最大加速度 (gal)			b) 最大変位 (cm)		
		UD	EW	NS	UD	EW	NS
銚子	53.1	1.18	2.20	5.20	1.11	1.45	2.40
館山	89.0	2.12	2.59	3.52	0.44	1.39	2.97
東京	75.4	1.66	2.07	5.16	0.73	1.22	1.59
水戸	114	1.07	2.08	2.17	0.50	1.37	0.66
熊谷	133	1.27	2.16	2.57	0.97	0.73	0.96
河口湖	157	0.88	0.94	1.95	0.27	0.26	0.48
前橋	173	-	1.04	1.42	-	0.66	0.86
甲府	178	0.46	0.64	0.85	0.18	0.38	0.27

注*) 前橋のUD成分は読み取り不能

表-6 地下構造 (本多)

h	Vp	Vs	ρ
(km)	(km/s)	(km/s)	(g/cm ³)
0	3.20	1.90	
60	7.71	4.48	3.2

表-7 直達実体波の振幅係数 C_0 (本文参照)

観測点	r (km)	i_0 (deg)	C_p	C_{su}	$(C_0)^{PZ}$ ($\times 1/100$)	$(C_0)^{SU}$ ($1/km$)	$(C_0)^{SH}$ ($1/km$)
銚子	78.6	20	1.88	1.82	-1.3	-6.9	-3.2
館山	90.1	20	1.88	1.82	-1.2	-4.9	-1.8
東京	95.1	20	1.86	1.82	0.61	4.4	-1.96
水戸	128	22	1.83	1.79	-0.63	1.1	6.4
熊谷	145	22.5	1.82	1.78	0.81	3.1	0.76
河口湖	167	24	1.80	1.76	0.25	1.6	-4.9
前橋	183	24	1.80	1.76	0.75	2.1	0.70
甲府	187	24	1.80	1.76	0.40	1.6	-4.0

表-8 地震モーメントの推定値

観測点	Z	R	T	A v.
銚子	2.0	1.0	1.7	1.6
館山	2.2	2.5	3.2	2.6

($\times 10^{26}$ dyne-cm)

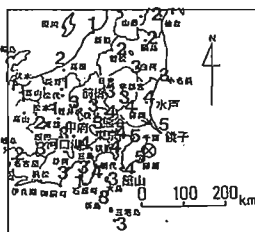
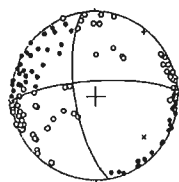
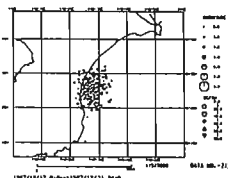
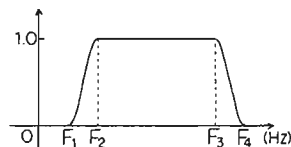
図-1 各地の震度分布と
震央、観測点の位置
(大文字が解析地点)

図-2 a) P波の初動分布

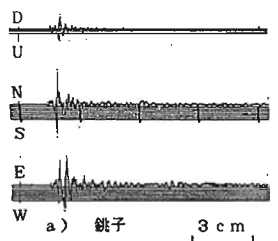


b) 余震分布

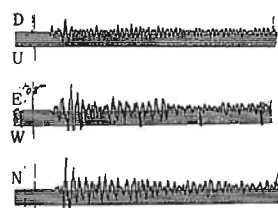
(黒丸: 押し、白丸: 引き; (気象庁資料による)
気象庁ほかの資料による)



F1=0.04 F2=0.05
F3=0.5 F4=0.6 (Hz)

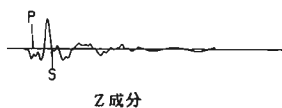
図-3 数値フィルターの振幅特性
(位相ズレは無し)

a) 銚子

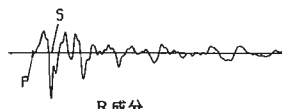


b) 東京

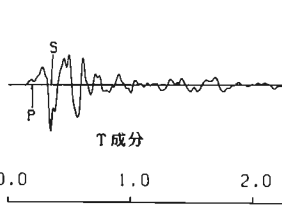
図-4 記録の一例



Z 成分

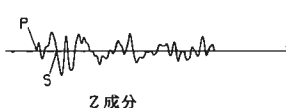


R 成分

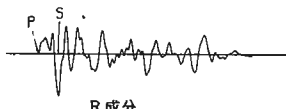


T 成分

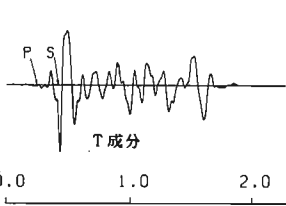
a) 銚子



Z 成分



R 成分



T 成分

b) 東京

図-5 補正地動変位の一例

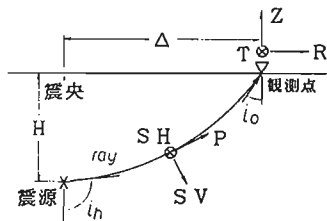


図-6 直達実体波の波線の説明図

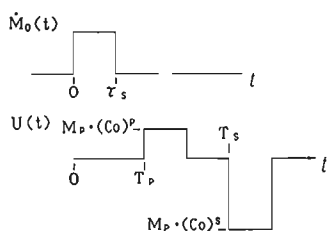
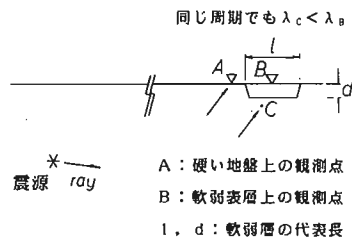
図-7 モーメント変化率 (上) と
理論波形 (下) の説明図

図-8 軟弱層の影響の説明図

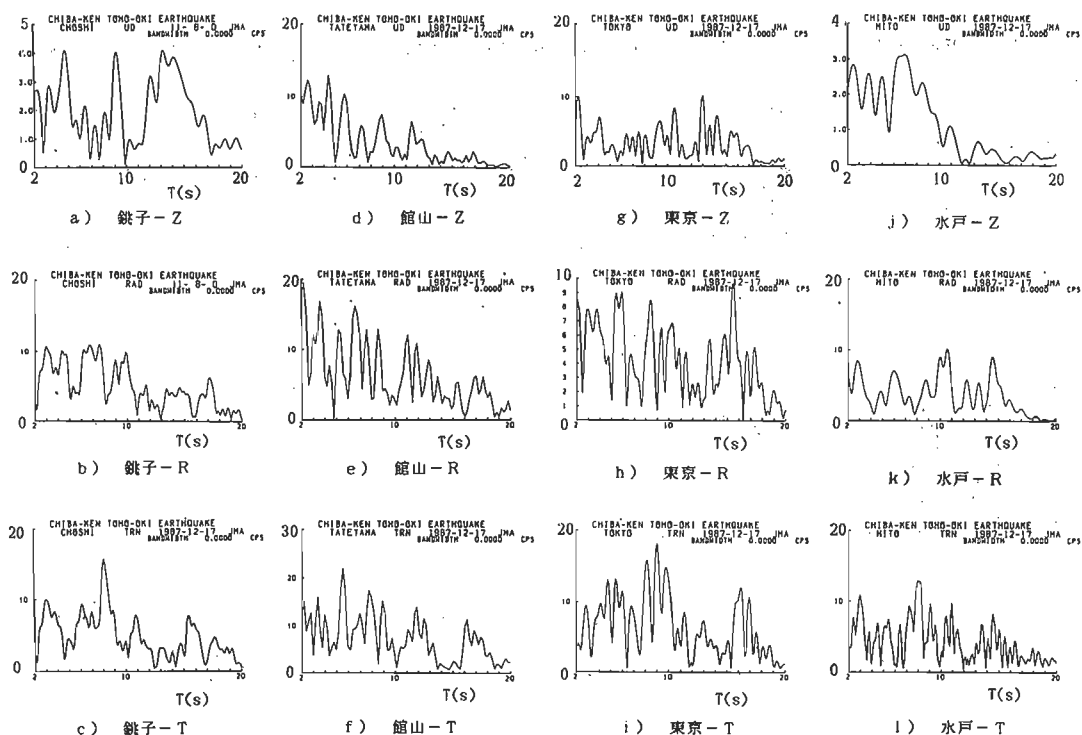


図-9 a) ~ l) 加速度フーリエスペクトル(gal·sec)

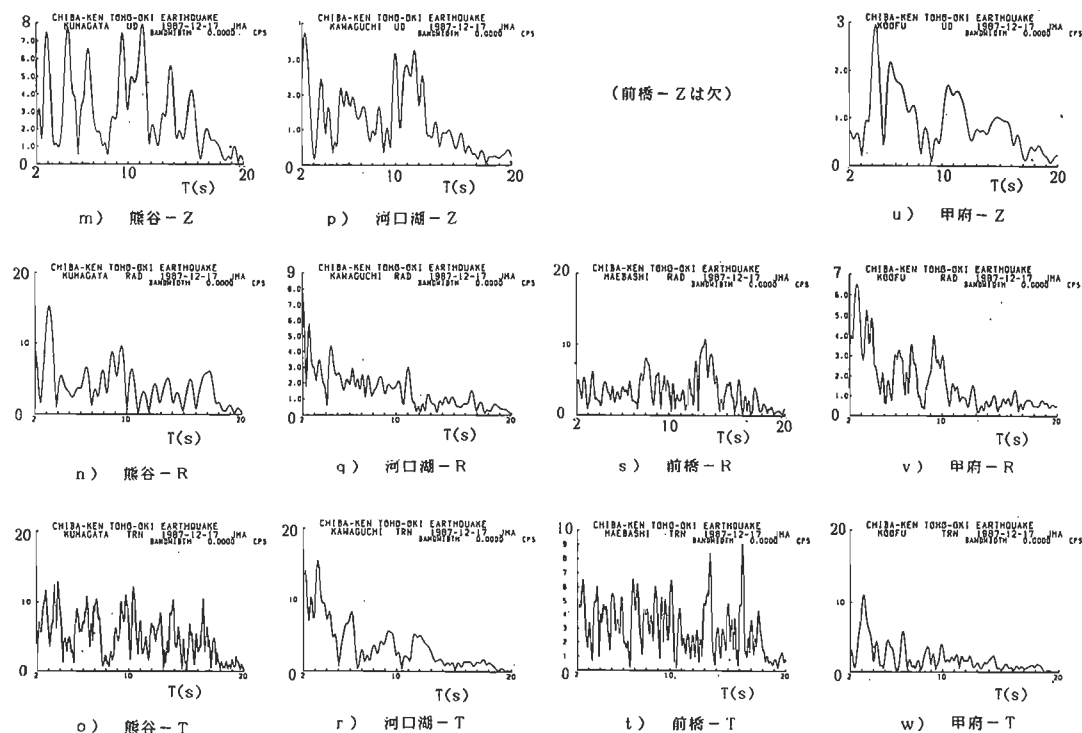


図-9 m) ~ w) 加速度フーリエスペクトル(gal·sec)

千葉県東方沖地震による地震動と地盤ひずみの記録

東京大学生産技術研究所

佐藤 暢彦・片山 恒雄

1. はじめに 1987年12月17日午前11時8分、千葉県一宮市の沖でマグニチュード6.7の「千葉県東方沖地震」が発生した。震源から北西方向に震央距離で46km、震源距離で74km離れている東京大学生産技術研究所千葉実験所構内にある(1)高密度地震計アレー観測、(2)地盤ひずみの直接観測、(3)地下埋設管の挙動観測の各装置が起動し、きわめて良質の強震加速度記録およびひずみ記録が得られた。最大加速度は地表でおよそ400cm/s/sに達する地点もあった¹⁾。また、地盤ひずみ計が記録した最大地盤ひずみはおよそ 60×10^{-6} であった。なお、この地震による千葉市の震度はVと報告されている。本文はこれらの観測結果を報告するが、地震動のアレー観測結果は、本冊子の巻末にある資料集の「東京大学生産技術研究所千葉実験所における観測結果」にまとめてあるので、参照されたい。

2. 観測システム^{2), 3)} 高密度アレー観測は、一辺が110m前後の三角形の3つの観測孔(C0, P5, P6)と、そのうちの1つの観測孔(C0)を中心として5m離れた4つの観測孔(C1, C2, C3, C4)、および15m離れた4つの観測孔(P1, P2, P3, P4)の組で構成されている。各観測孔の深さ方向の測点は地表面下1, 5, 10, 20, 40mの位置の組合せで設けてあり、全体で埋設用の3成分加速度計36台(108成分)を用いている(図-1, 表-1)。地盤ひずみの直接観測は地盤内の水平に3m離れた2点間の相対変位を測るもので、異なる3方向(G1, G2, G3)の相対変位を観測している(図-2)。

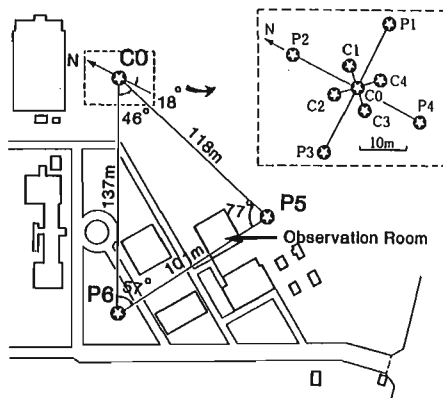


図-1 アレー観測網

表-1 地震計埋設位置(○印)

Depth	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6
1m	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
5m	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
10m	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
20m	○					○	○	○	○	○	○
40m	○									○	

埋設管の観測は、直径15cm、全長120mのダクタイル鋼鉄管と鋼管各1条をL字型に布設し、ダクタイル管については継手の伸縮量7か所(DJ1~DJ7)および管体ひずみ1か所(DS1)、鋼管は管体ひずみ9か所(SS1~SS9)を測定するものである(図-2)。

以上の全観測項目を1秒間に200回の割合でA/D変換し、その結果をデジタル磁気テープに書込み、記録を得ている。

3. 地盤状況 観測孔C0におけるPS検層結果と代表的な3点の土質柱状図を図-3に示す。他の観測孔についても土質柱状図を得ているが、それらを比較して

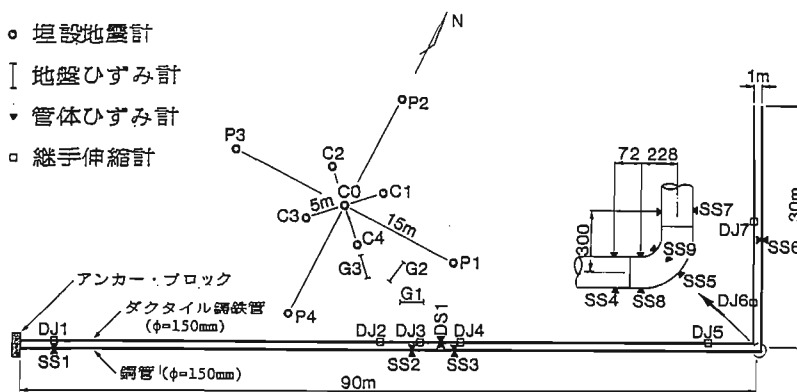


図-2 地盤ひずみと埋設管の観測

Records of Ground Motion and Ground Strain Caused by the CHIBAKEN TONO-OKI EARTHQUAKE

SATO Nobuhiko and KATAYAMA Tsuneo

もおおむね大差ない。地下 4~5mまでがローム層，その下 3~4mが砂混じりの粘土層，さらにその下が砂層となり，深さ 40mでN値が50以上の硬い地盤となっている。実測によるせん断波伝播速度はローム層で140m/s，40m深さの砂層で420m/sという結果を得ている。観測地域の地表はほぼ平坦であり，各観測孔の上には建造物などはない。

4. 観測結果 千葉県東方沖地震の際の記録は 282秒間得られているが，図-4はその最初の40秒間の地表（観測孔C0，地下1m）において記録された3成分加速度

度波形である。100cm/s/s程度の上下動が7秒程続いた後，強い水平動が到来している。余震は数多く観測され，中には100cm/s/s程度の記録も含まれている。

図-5は観測孔C0における地震動の増幅の様子である。この図は図-4の大き

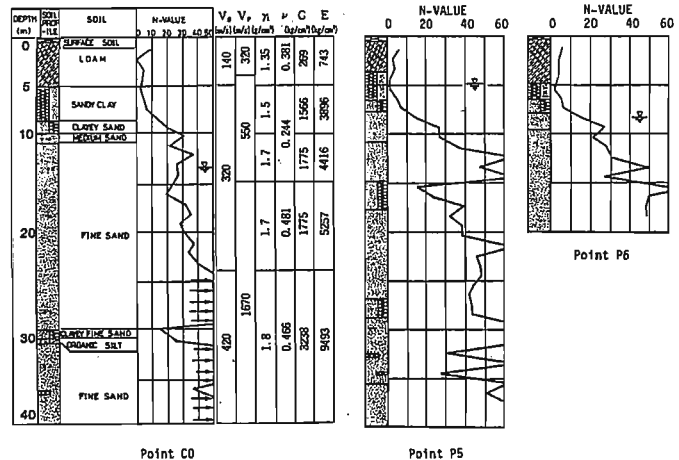


図-3 観測地域の土質柱状図

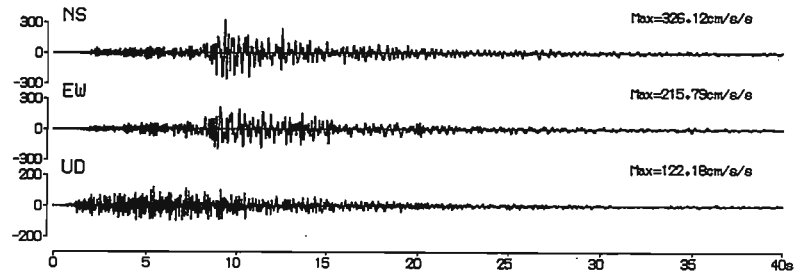


図-4 地表の3成分加速度波形

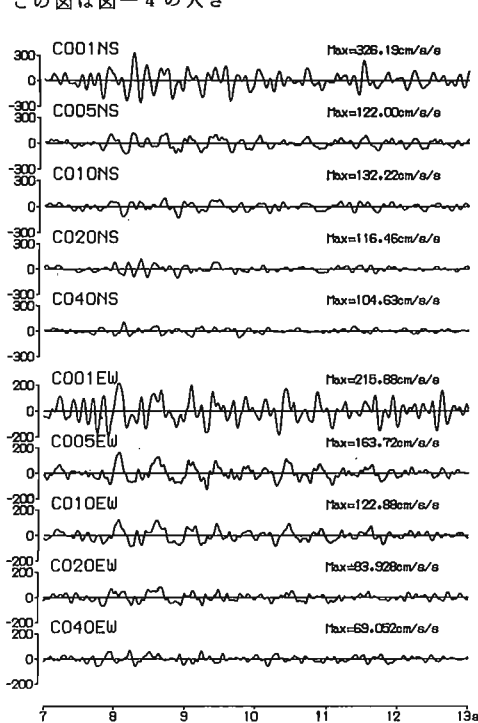


図-5 異なる深さの加速度波形（観測孔C0）

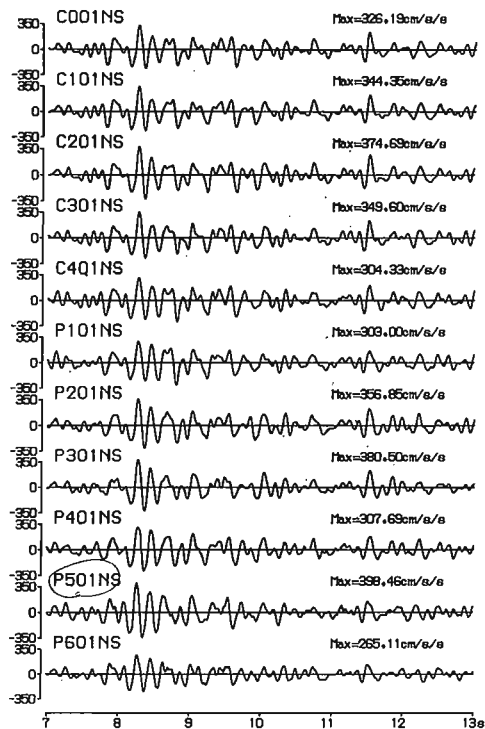


図-6 異なる地点の加速度波形（地下1m）

く揺れている7秒から13秒の間を引延ばして示しており、以下に示す波形の図は全て同様である。地表（地下1m）ではNS方向成分の方がEW成分の5割程度大きくなっているが、この差は地下10mではまったく認められない。また、地下40mの硬い砂地盤からみて、地表の加速度振幅はいずれの方向においても3倍程度になっている。大きなピークを示す部分の波形を地表から順次詳細に観察していくと、深くなるにしたがいピークが2つに分かれ、その間隔が広がるところがある。地盤内で波の重複反射現象が発生しているものとみられる。

図-6 に約110mの範囲にある11

地点の地下1mのNS成分の記録を並べて示した。波形としてはいずれもよく似ているが、ほぼ110mという範囲内で振幅がかなり大きくまたは小さくなっている。

表-2 は全108観測成分の最大加速度振幅の、表-3 は地下1mと10mの加速度記録から計算で求めたSI値（周期0.1sから2.5sの範囲の減衰20%の速度応答スペクトルの平均振幅）の一覧表である。表-4 は地下1mおよび10mの11記録の平均値、標準偏差、変動係数をまとめたものである。地表面（地下1m）ではNS成分の最大加速度がずっと大きい、この差は地下10mでは認められないという傾向は、全ての観測孔に共通している。面白いことに、表-4によれば、スペクトル強度（SI値）は地表面近くでもNS・EW方向ともほとんど同じレベルを示している。ほぼ110mの範囲内における最大加速度の変動係数が10%程度であることは、これまでの観測結果⁴⁾とも整合している。SI値の変動係数は最大加速度の変動係数のおよそ半分であり、最大加速度に比べてSI値が安定した地震動強さの指標であることがわかる。当観測地域のように平坦な地質構成でかつ比較的近い領域においても、最大加速度の大きさにはこの程度ばらつきが存在しているということを認識しておくことは必要であろう。

図-7 に2条の埋設管のひずみとそれに平行な方向の地盤ひずみ計の記録波形を示す。地盤ひずみ(G1)、鋼管(SS3)、ダクトイル鋳鉄管(DJ3)の順でひずみの大きさが小さくなっているが、波形的にはいずれもよく似ており、地震時に発生する地盤ひずみがほとんどそのまま埋設管に伝達されていることが分かる。すなわち、埋設管のひずみを測れば、その周辺のおおよその地盤ひずみの大きさを知ることができる。

今までに千葉実験所で測られた記録について、地震動（加速度振幅）と地盤ひずみの関係を調べてきた⁵⁾。表

表-2 最大加速度振幅一覧

(cm/s/s)

		(cm/s/s)										
Depth / Comp.	B o r e h o l e											
	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6	
1m	NS	326	344	375	350	304	303	357	381	308	398	265
	EW	216	206	265	270	268	280	251	294	245	225	225
	UD	122	135	131	136	144	155	147	135	169	124	127
5m	NS	122	123	119	120	126						
	EW	164	154	153	174	174						
	UD	80	79	80	78	94						
10m	NS	132	143	131	126	132	133	134	135	124	110	90
	EW	123	124	124	124	122	135	145	118	123	123	128
	UD	61	58	59	64	67	70	61	63	69	63	56
20m	NS	116					119	140	117	98	90	85
	EW	84					80	77	88	81	82	87
	UD	45					41	47	51	43	50	46
40m	NS	105									101	
	EW	69									98	
	UD	43									36	

表-3 スペクトル強度（SI値）

(cm/s)

深さ/ 方向	ボ ー リ ン グ 孔										
	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6
1m	NS	15	15	15	15	15	15	15	15	15	13
	EW	15	15	15	16	16	15	16	15	15	14
10m	NS	9	10	9	9	9	10	9	10	9	8
	EW	11	11	11	10	11	11	11	11	10	11

表-4 最大加速度とSI値の平均(1)、標準偏差(2)、変動係数(3)

	深さ	NS			EW			UD		
		(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
最大加速度 (cm/s/s)	1m	337	38	0.11	250	27	0.11	139	14	0.10
	10m	126	14	0.11	126	7	0.06	63	4	0.07
SI値 (cm/s)	1m	15.0	0.7	0.05	15.0	0.9	0.06	--	--	--
	10m	9.2	0.6	0.06	10.8	0.4	0.04	--	--	--

面波が卓越した地震動では最大加速度 (cm/s/s単位) の4倍程度の地盤ひずみ (10^{-6} 単位) が発生するのに対し、実体波の場合はその比率は0.2~0.3であった。しかし、それらの記録は いずれも100cm/s/s程度までの地震動によるものであった。今回の300cm/s/sを越す強い地震動の場合を書き加えたものが図-8である。強い地震動においても、やはり従来と同じ傾向を示している。当実験所のように比較的良質な地盤で面的に大きな変化がないようなところでは、地盤ひずみは埋設管に被害を及ぼすほど大きくはならないことになる。震害調査の報告にみられるように、埋設管の被害が地盤変状が起こるような悪い地盤や地盤が急激に変化しているところに集中していることと符合する。

5. おわりに この地震によって千葉県東京湾ぞいの地域では、あちこちで400cm/s/s程度の地表面最大加速度が記録されている。加速度だけから見ると気象庁の震度階で6に相当することになるが、屋根瓦に被害を受けた家屋がかなりあったことを除けば、被害は一般に軽微であったといえる。加速度の大きさと被害の相関が悪いことは、かねてから指摘されているが、今回の地震もそれを裏付けている。

筆者らは、スペクトル強度 (SI値) が木造建物を中心とした一般構造物の被害とよい相関をもつことを過去の震害例と強震記録の解析から示してきた^{6), 7)}。その結果によると、地震動がSI値にして30cm/s/sを超えるあたりから広範な被害が発生しはじめるのであり、SI値がそれ以下の場合には、最大加速度が400cm/s/s程度になっても、被害らしい被害は発生していない。表-4からわかるように、今回の地震による千葉市付近の地震動のスペクトル強度は15cm/s/s程度と推定され、この値は構造物に被害を与える地震動の強さの1/2にすぎない。このことが、大きな最大加速度にもかかわらず、東京湾周辺地域で被害がほとんど発生しなかったことを説明するものであろう。SI値が小さかった理由は、地震動に高い振動数成分が卓越していたことと、強い地震動の継続時間が7~8秒と短かったことにあるとみられ、かりに強い振動がこの倍程度の時間続いたとすれば、相当な構造物被害が発生したものと想像される。

【参考文献】

- 1) Tsuneo KATAYAMA and Nobuhiko SATO : Strong-Motion Records of the CHIBAKEN-TOHO-OKI EARTHQUAKE of December 17, 1987, Bulletin of Earthquake Resistant Structure Research Center, No. 21, 1988年3月。
- 2) Tsuneo KATAYAMA and Nobuhiko SATO : Ground Strain Measurements by a Very Densely Located Seismometer Array, 第6回日本地震工学シンポジウム, 31, 1982年12月。
- 3) 佐藤暢彦・片山恒雄: 地震動と地盤ひずみの観測, 生産研究, 35-9, 1983年9月。
- 4) 佐藤暢彦・片山恒雄・Jamshid FARJOODI: 地震動と地盤ひずみの観測 (II), 生産研究, 36-9, 1984年9月。
- 5) 佐藤暢彦・中村正博・岩本利行・大保直人: 地震動と地下埋設管のひずみに関する実測的研究, 第7回日本地震工学シンポジウム, 98, 1986年12月。
- 6) 佐藤暢彦・片山恒雄・大保直人・川崎勝幸: 新しい制御用地震センサーの開発と試作, 第18回地震工学研究発表会, 27, 1985年7月。
- 7) Tsuneo KATAYAMA, Nobuhiko SATO, Naoto OHBO, Masayuki KAWASAKI and Kimimasa SAITO : Ground Shaking Severity Detector by Use of Spectrum Intensity (SI), 第7回日本地震工学シンポジウム, 63, 1986年12月。

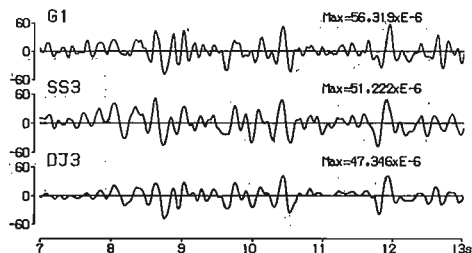


図-7 地盤ひずみと埋設管のひずみ波形

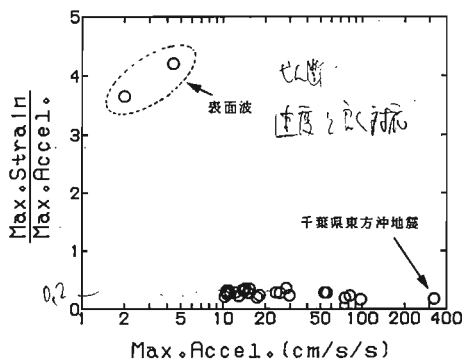


図-8 最大加速度とひずみの関係

〈地震觀測資料〉

1. はじめに

1987年12月17日に千葉県の太平洋沿岸で発生した地震は図1に示すように震源近傍で震度5を記録しほぼ関東地方の全域で震度4を記録した。銚子気象台の観測結果によると銚子における震度5は1923年の関東地震以来の出来事である。また千葉県の太平洋沿岸地域では近年群発地震活動が盛んで、1971年、1974年、1977年、1978年、1983年に顕著な地震活動があるが、それ等に伴った地震と比べても最大規模の地震である。

本稿では現状で発表されている本地震に対する地震諸元、震源特性、発生機構等についての研究結果を紹介する。ただし地震発生後半年程度しか経過していないため、これらの結果は今後さらに検討されてゆくものと考えられる。このため、本稿に示す結果を引用される際はその時点での研究の進展に十分注意されんことを願うものである。

2. 地震諸元

気象庁発表の地震火山概況1)による本震の地震諸元は以下の通りである。

発生時刻 1987年12月17日11時08分

震央位置 $35^{\circ}21'N$, $140^{\circ}29'E$,

震源深さ 58km

気象庁マグニチュード 6.7

気象庁による最終結果は地震月報で発表される予定であり、ここに示す結果は暫定的なものである。また、以下で一部触れるようにこの地震に限らず他の機関でも地震諸元を求めているが、震源決定に用いるデータの違いや決定法の細かな違いによって結果が僅かに違っているのが普通である。

3. 発震機構と余震分布

岡田笠原2)による発震機構解を図2に示す。図より本震は僅かに逆断層成分をもつ横ずれ型であることが分る。また岡田笠原2)は本震より1日以内および1週間以内に発生した余震の震央分布および東西断面図を示している。図3に1日以内の余震分布、図4に1週間以内の余震分布を示す。震源はすべて防災センターによるものであり、星印で示す本震の位置は先に示した気象庁による位置と僅かに異なっている。図3と図4を比較すると時間とともに余震はおもに30km以浅で増加しており、本震に伴う断層運動はむしろ30km以深の余震活動が低調な領域で起ったと考えられている2)。また余震の分布より図2の二つの節面のうち南北に近い走行をもつ面が断層面であると考えられ、この場合断層は右横ずれ型となる。

4. 震源パラメータ

岡田笠原2)は発震機構解と余震分布より図5に示すような仮の断層モデルを提案している。それによると断層面積は、 $20 \times 20 \text{ km}^2$ 、すべり量は $M = 6.7$ に対する平均的な値として60cm、下盤側のスリップの方位は $N5^{\circ}W$ である。(図中の矢印は上盤のすべり方向を示す。) また剛性率 μ を $3.3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ として、地震モーメント M_0 は $7.9 \times 10^{25} \text{ dyne-cm}$ と計算されている。さらに本震の震源位置より破壊開始点は図のように断層面の南側の下端と考えられている。一方武尾関田3)は銚子、館山、東京、水戸の4観測点で観測された1倍強震計記録を用いて観測波形を対象としたインバージョンによって断層面上の地震モーメント分布および破壊時刻分布を求めている。断層面の走行や傾斜角は岡田笠原のモデルと同じであるが、断層の広がりはやや異なり長さ18km、幅24kmと仮定している。図6に地震モーメント分布、図7に破壊時刻

の分布を示す。図7より破壊は岡田笠原の提案と同様南側下端より始まったことが分る。また地震モーメント分布は全体に滑らかであると指摘されている3)。断層面上で地震モーメントの和を求めると $M_0 = 1.38 \times 10^{26}$ dyne・cm となり、先に示す値よりやや大きくなることがわかる。断層全体の地震モーメントは一般的に遠方で観測されたより長周期の記録をもとに決めるのが最も精度が良いと考えられる。両者ともそれに該当する記録を考慮していないこと。および、そもそも両解析の結果が速報的な要素を持っていることを考えると、現状で両者の差を議論することは適切でない。むしろ、両者の結果をもとにとりあえず本地震の地震モーメントを 10^{26} dyne・cm 程度と考えるべきであろう。

5. テクトニクスとの関連

本地震がどのようにして発生したかについても岡田笠原2)、岡田他4)は興味ある考え方を示している。また岩瀬清上5)が示す千葉県東方沖周辺の地震の発震機構解についての結果もこの問題を考える上で重要である。

そもそも関東地方は図8に示すように6)日本海溝から太平洋プレートが、相模トラフからフィリピン海プレートが潜り込む非常に複雑なテクトニクスを示す地域である。図9にはほぼ東西断面の微小地震の震源分布を示す6)が、両プレートの潜り込みに沿って地震が発生しており、千葉県の直下でフィリピン海プレートが太平洋プレートに衝突していることが分る。今回発生した地震はその震源位置よりまさにこのフィリピン海プレートが太平洋プレートに衝突する付近で発生したものと考えられている2)。

この地域のプレートの様子を拡大して図10に示す2)。岡田笠原2)によると、フィリピン海プレートはほぼ紙面の表から裏に向かって動き、太平洋プレートは右から左へと潜り込んでおり、それらに伴う地震は次の3つに分類される。(1)フィリピン海プレートの上面で起こる地震。(2)フィリピン海プレートの東端の側面に沿ってあたかもプレートが裂ける様に発生する地震。(3)太平洋プレートの潜り込みに伴う地震である。今回の地震はそ

の震源位置、余震分布、ならびに発震機構解より(2)の地震に対応すると考えられている(図10)。

一方、岩瀬清上5)は図11に示す様にこの地域の地震が深さによって発震機構解が変わることを示している。Aは今回の地震を含む深さ30-60kmの地震、Bは一番深い60-80kmの地震、Cは一番浅い20-40kmの地震である。Aは今回と同じく横ずれ型を示すもの。Bは太平洋プレートの潜り込みを示す逆断層型。Cは1923年関東地震と同じくフィリピン海プレートの潜り込みに伴ってプレート上面で起こる地震である。それぞれ、Aが(2)、Bが(3)、Cが(1)に対応していると考え、岡田笠原の考え方と整合するものである。また図11の4の地震は今回の地震の余震ではなく、同種の発震機構解をもつ地震が過去にも発生していたことを示しており、岩瀬清上5)は今回の地震が特殊なものではないことを指摘している。

6. まとめ

本稿は主に1988年4月の地震学会春期大会で筆者が目にした研究成果を紹介したもので今回の千葉県東方沖地震の震源にかんする研究を全て網羅したものではなく、紹介した内容に関しても理解不足が有るかもしれない。また4月から既に3ヶ月以上経過しており、新しい研究成果が生れている可能性もある。以上の点については、筆者の勉強不足を御容赦願いたく、本稿を利用される方はこの点を十分考慮していただきたい。

参考文献

- 1) 気象庁地震火山概況, No. 285.
- 2) 岡田笠原(1988)地震学会講演予稿集No. 1, p. 63.
- 3) 武尾関田(1988) 同 p. 18.
- 4) 岡田他(1988) 同 p. 64.
- 5) 岩瀬清上(1988) 同 p. 65.
- 6) 大竹(1983)関東・東海地域のテクトニクスの統一モデルと南関東直下の地震の発生メカニズム、防災科学技術、

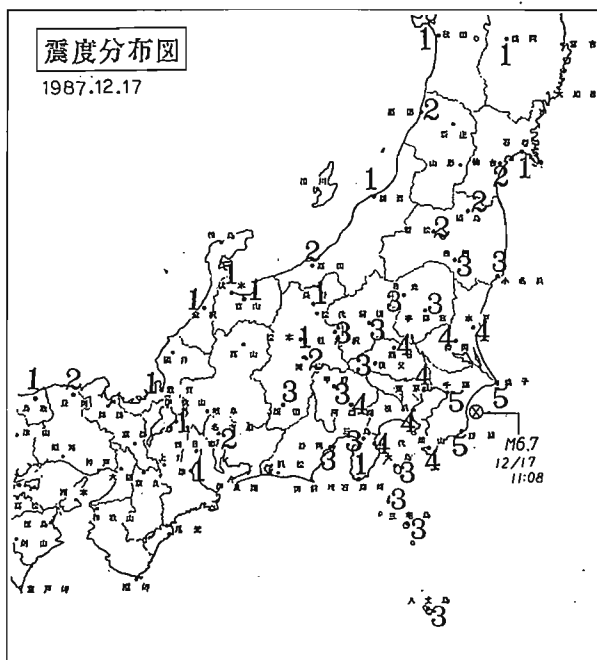


図1 震度分布

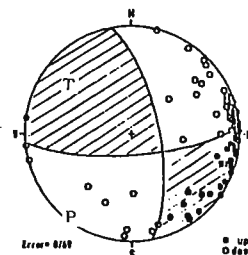


図2 発震機構解2). 下半球投影.

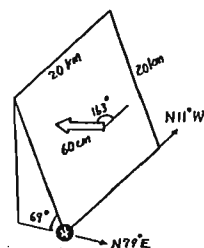


図5 断層モデル2).

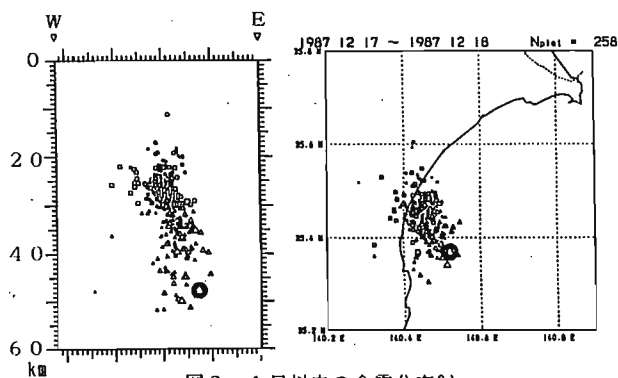


図3 1日以内の余震分布2).

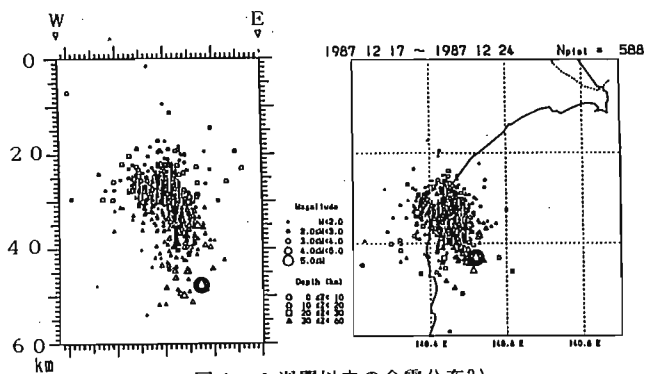


図4 1週間以内の余震分布2).

S11° E	N11° W	
0.6 (0.5)	0.6 (0.3)	0.9 (0.3)
0.7 (0.4)	1.7 (0.4)	1.3 (0.3)
1.9 (0.3)	0.9 (0.4)	1.3 (0.5)
0.4 (0.5)	2.1 (0.4)	1.4 (0.4)

図6 地震モーメント分布3).

$t = 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$

S11° E	N11° W	
7.0 (0.50)	5.0 (0.25)	6.0 (0.25)
4.0 (0.75)	3.0 (0.25)	5.25 (0.25)
1.25 (0.25)	0.75 (0.50)	2.5 (0.25)
0.0 (0.25)	2.0 (0.25)	3.5 (0.25)

図7 破壊時刻の分布3).

$T_s \text{ (sec)}$

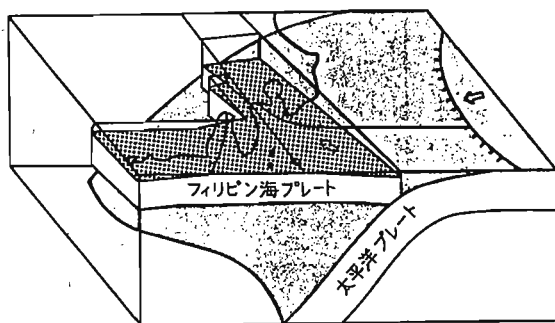


図8 関東直下のテクトニクス(6)に加筆。

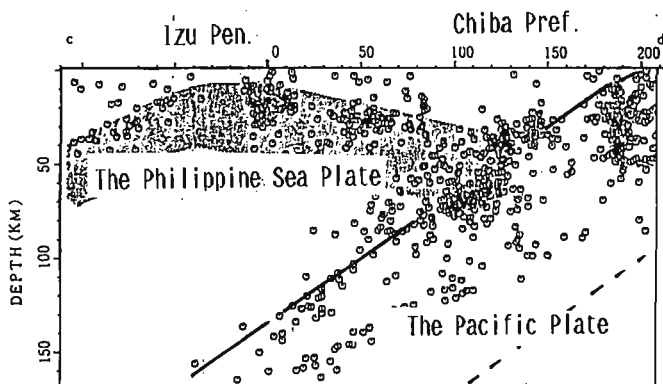


図9 関東直下の東西断面図(6)に加筆。

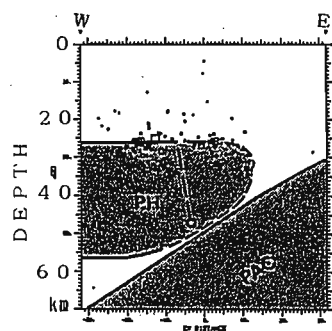


図10 フィリピン海プレート(PH)と太平洋プレート(PAC)の接合部2)。

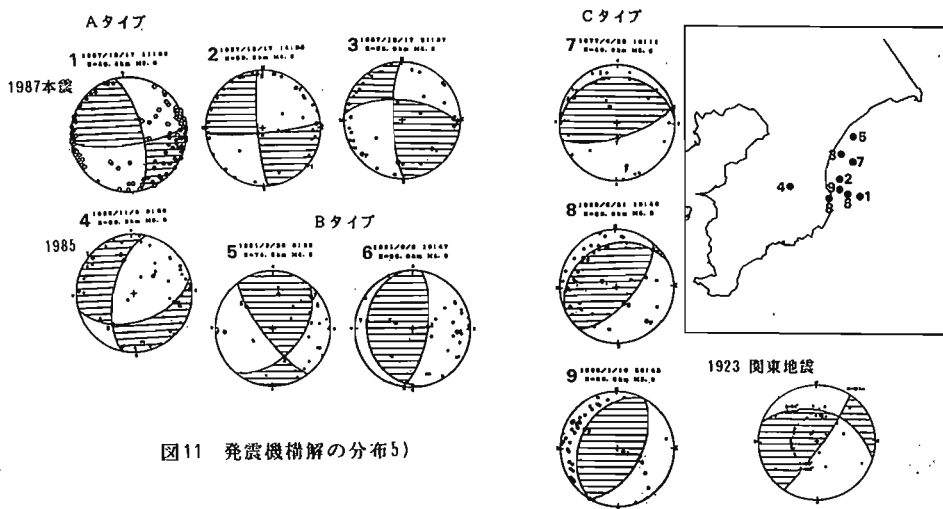
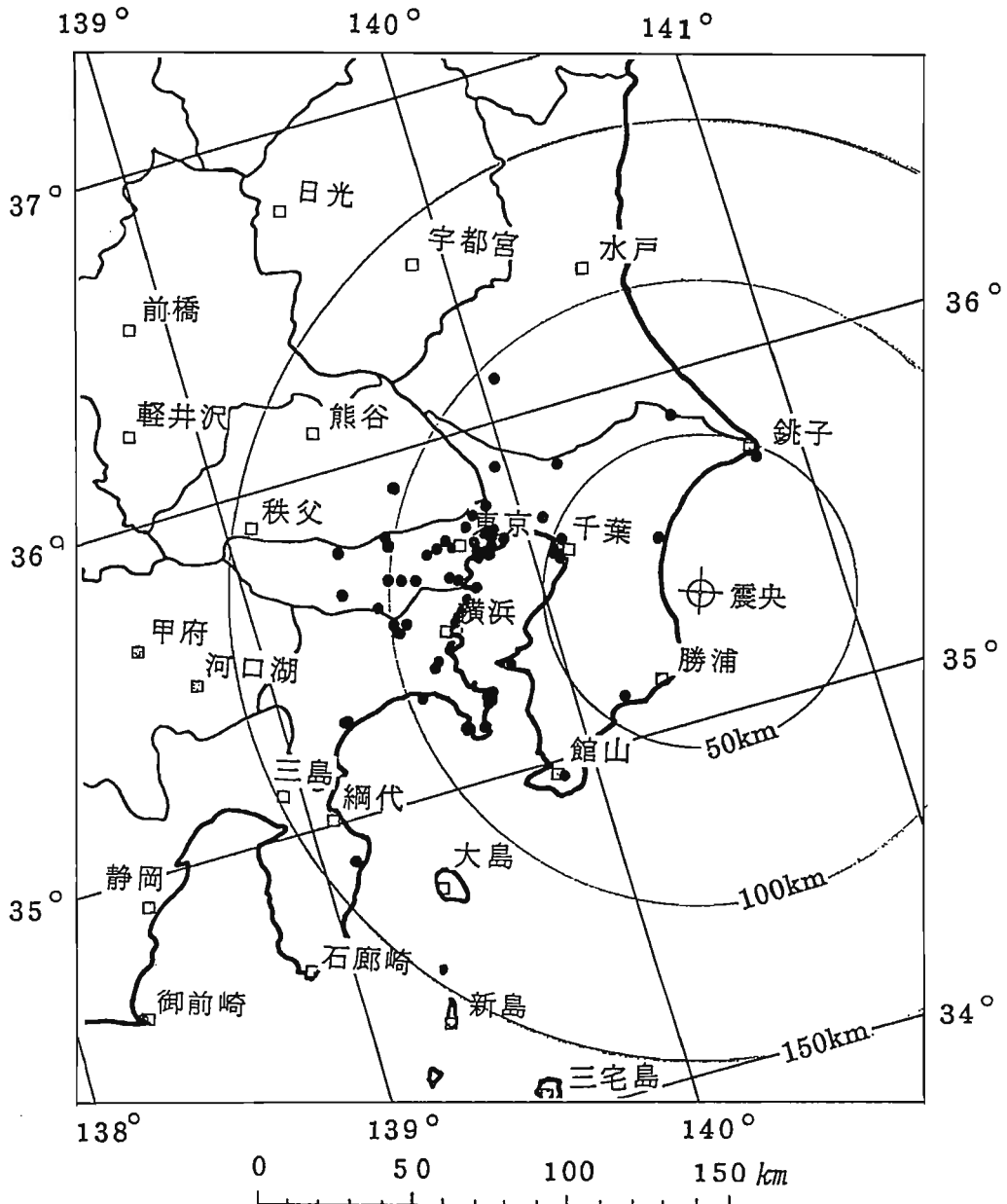


図11 発震機構解の分布5)

観測点の位置

『資料集-千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の観測記録』に関する各観測点の位置を一括して、下の図に示す。観測資料は、震央から150km以内で観測されたものであり、50kmから100kmの東京、横浜を中心とする地域の密度が最も高い。



南砂および筑波における強震観測結果

建設省 建築研究所 強震観測小委員会

1. 観測地点：観測は以下の2地点である。

(a) 南砂住宅－東京都江東区南砂2丁目3番地

(b) 地震観測研修棟－茨城県つくば市立原1 建築研究所内

2. 地盤概要：柱状図、PS検層結果を図1(a)、(b)に示す。

なお、(a)に関しては北砂5丁目での結果である。

3. 地震計設置位置：地震計設置位置を図2(a)、(b)に示す。

(a) は14階建SRC造住宅の1階、15階(塔屋1階)床に、(b) は1階建RC造研修棟の1階床に地震計を設置している。

4. 計器特性：表1に示す。

(a)、(b) で用いた強震計の機種は各々SMAC-M型、SAMTAC-17S型である。

5. 観測記録波形：(a)、(b) 建物の1階床で観測された加速度波形(NS, EW, UD)を図3(a)(b)に示す。

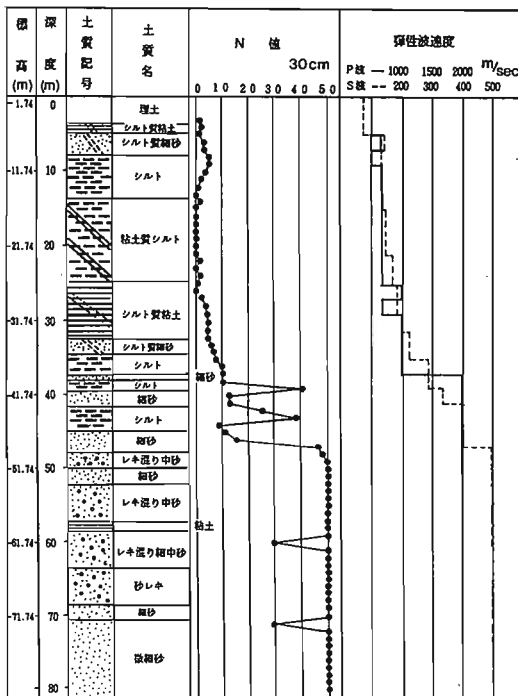
6. 最大加速度振幅：図3で示した観測記録波形の最大加速度値、その生起特性を表2に示す。

7. スペクトル図：図3で示した加速度波形の応答スペクトル(トリバタイプ, $h=0, 2, 5, 10, 20\%$)を図4(a)、(b)に示す。

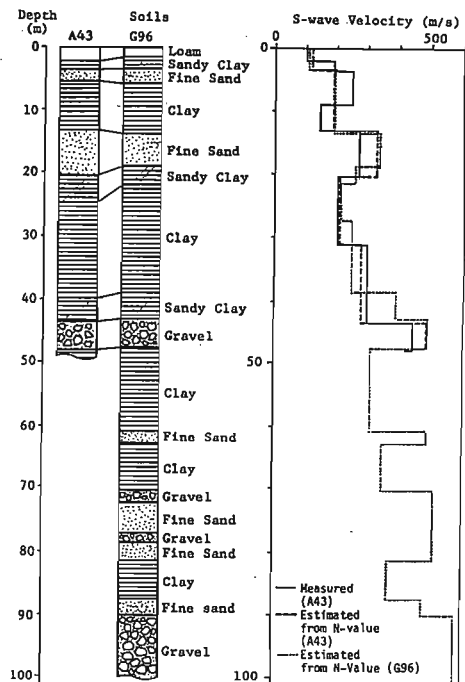
8. その他：(a) $1/200$ 秒間隔でAD変換, Trifnacの方法による補正あり

(b) $1/200$ 秒間隔でサンプリング, 補正なし

(文資：北川)



(a) 南砂住宅



(b) 地震観測研修棟

図1 地盤概要

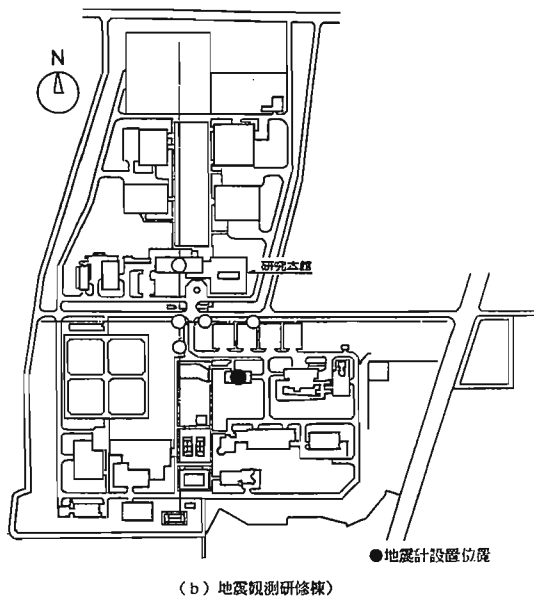
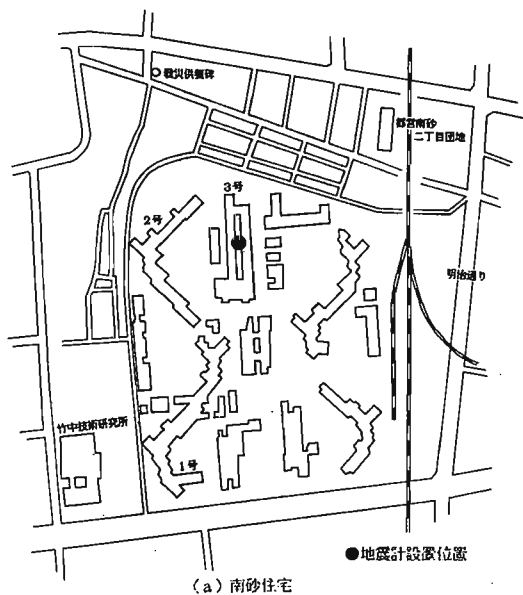


図2 地震計設置位置

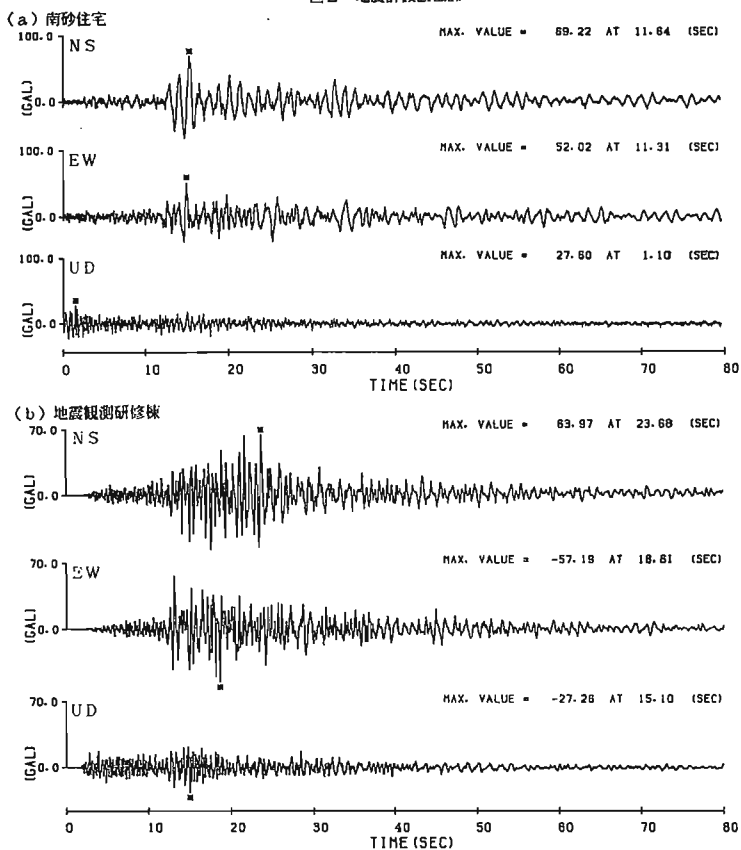
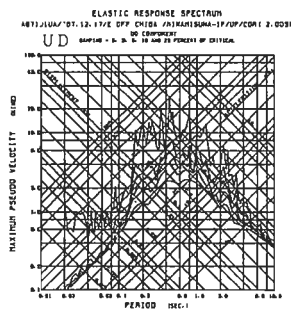
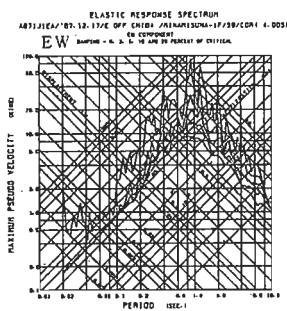
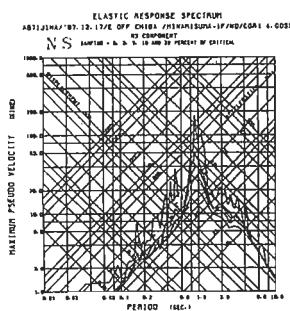


図3 加速度波形

(a) 南砂住宅



(b) 地震観測研修棟

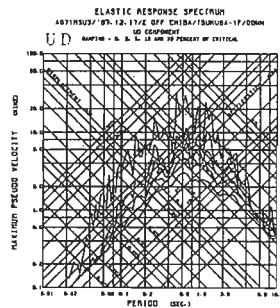
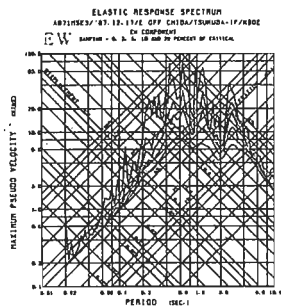
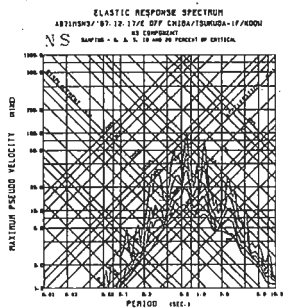


図4 応答スペクトル図

表1 計器特性

地点名	(a) 南砂住宅	(b) 地震観測研修棟
振子	サ - ボ 型	サ - ボ 型
固有周期	400 Hz	—
振動数領域	0.1-30 Hz	0.1-30 Hz
適用範囲	5-1000 gal (46dB)	0-1000 gal
記録媒体	アナログカセット・テープ	デジタルカートリッジ磁気テープ

表2 最大加速度値

成分	N S	E W	U D
観測地点			
(a) 南砂住宅 (1F)	69.2 (11.64秒)	52.0 (11.31秒)	27.6 (1.10秒)
(b) 地震観測研修棟 (1F)	64.0 (23.68秒)	57.2 (18.61秒)	27.3 (15.10秒)

注 () 内は Max. Acc 生起時刻, 単位: cm/s²

1987年12月17日に発生した千葉県東方沖の地震(M=6.7, D=58km, NL=35° 21', EL=140° 29')¹⁾により、建設省所管の公共土木施設に設置された震央距離40~270kmの範囲にある27地点の工式式強震計が起動した。本文では、千葉県周辺地盤上4地点(震央距離57~70km)で得られた強震記録について、その一次解析結果を報告する。

1. 観測地点 図-1には観測地点位置を、また表-1には観測地点概要を示す。なお、図-1には、震央近傍で強震記録の得られている2地点を併せて示している。
2. 地盤概要 表-1には地盤概要及び道路橋示方書²⁾の手法により求めた地盤の特性値を示す。
3. 強震計機種 SMAC型強震計
4. 記録処理 デジタイザーを用いてアナログ加速度記録を1/100sec間隔のデジタル記録に変換した後に、計器補正及び1/3~12Hzのバンドパスフィルターを施している³⁾。
5. 記録波形 図-1に最大加速度分布を、また図-2に加速度、速度、変位時刻歴波形を示す。ここで、速度、変位時刻歴は、加速度記録を周波数領域において数値積分することにより求めている³⁾。
6. フーリエスペクトル 加速度フーリエスペクトルを図-3に示す。スペクトルには、ハニングウィンドウを施し、平滑化を行っている。
7. 応答スペクトル 加速度応答スペクトルを図-4に示す。図-4には、過去に同観測地点で得られた記録によるスペクトルを併せて示している。
8. 観測結果の特徴 最大水平加速度は、5.0~20.0gal程度であり、No.1地点のN-S成分が20.4galで最大である。また、最大水平速度は、4.0~17.0kine, 最大水平変位は、0.7~2.1cm程度である。加速度フーリエスペクトルより、地盤条件を反映してNo.1地点では1.8Hz程度の振動数が卓越しており、No.4地点では6.2Hz程度の振動数が卓越している。さらに、加速度応答スペクトルより、各観測地点の地震動は、既往観測地震動同様に観測地点の地盤条件を反映したものとなっているが、過去15~20年の間に記録された地震動としては最大規模のものである。

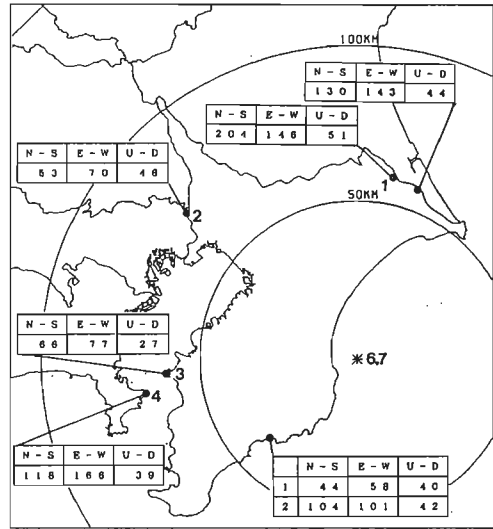


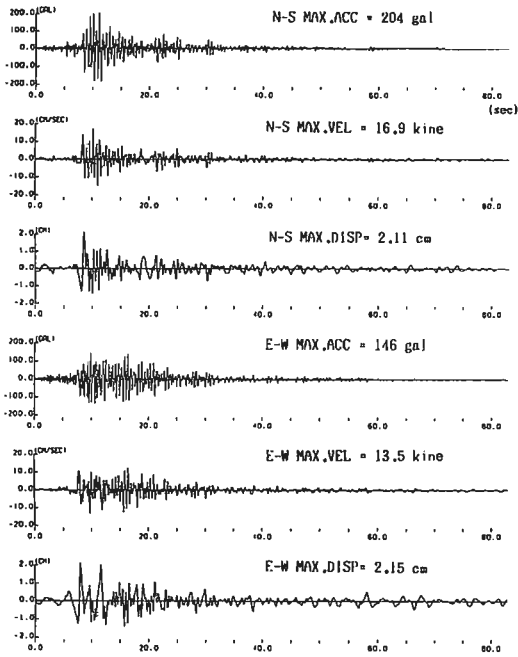
図-1 強震観測地点および最大加速度分布

建設省における強震観測は、工事事務所等関係各機関の協力により着実に実施されている。ここに、現地において強震観測に携わっている関係各位に敬意を表する次第である。

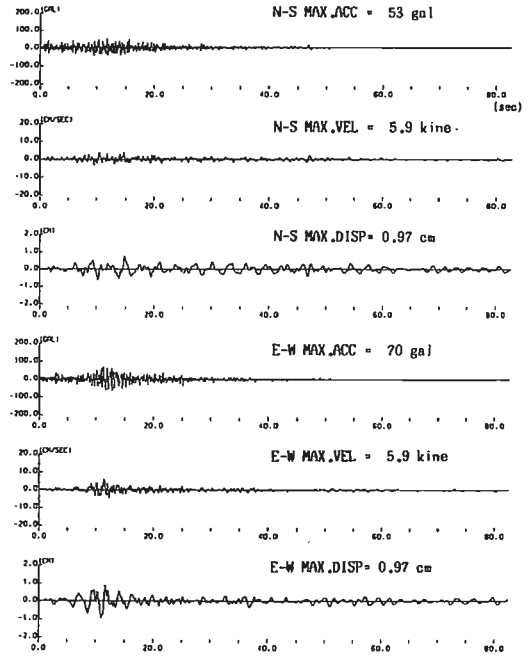
表-1 強震観測地点概要

No.	観測地点	強震計機種	観測概要	地盤の概要	地盤の特性値Tc(sec)
1	千葉県香取郡 小見川町 小見川大橋周辺 地盤上	SMAC-E2型	昭和48年観測開始 観測記録数55記録 数値化記録数17記録	N値10~30程度の沖積層が深度40mまで堆積しており、その下層にはN値50以上の洪積砂質土、粘性土が分布している。	0.52sec
2	千葉県松戸市 新葛飾橋周辺 地盤上	SMAC-B2型	昭和41年観測開始 観測記録数87記録 数値化記録数7記録	深度方向にN値が増増しており、深度17mでN値50に達している	0.30sec
3	千葉県京都市 京浜公園内 地盤上	SMAC-B2型	昭和40年観測開始 観測記録数134記録 数値化記録数9記録	深度10m程度までは、N値30程度の細砂であり、その下にはN値50以上の砂層が深度21mまで続いている。さらに下層には、N値10程度の砂質シルトが深度46mまで続いている。その下層は、洪積のシルトまたはシルト質砂となっている。	0.72sec
4	神奈川県 横浜市中区 観音崎公園内 地盤上	SMAC-B2型	昭和42年観測開始 観測記録数67記録 数値化記録数14記録	地表面下1mから新第三紀の泥岩が確認されている。	基盤上

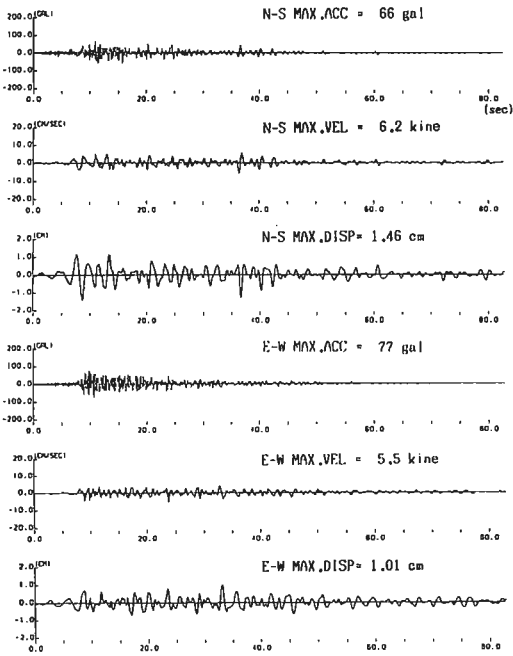
参考文献1) 気象庁：地震火山概況，1987年12月。2) 日本道路協会：道路橋示方書第V編耐震設計編，1980年。3) 川島，高木，相沢：数値化精度を考慮したSMAC-B2型強震計記録の計器補正法および変位計算法，土木学会論文報告集，第325号，P35~44，1982年9月。



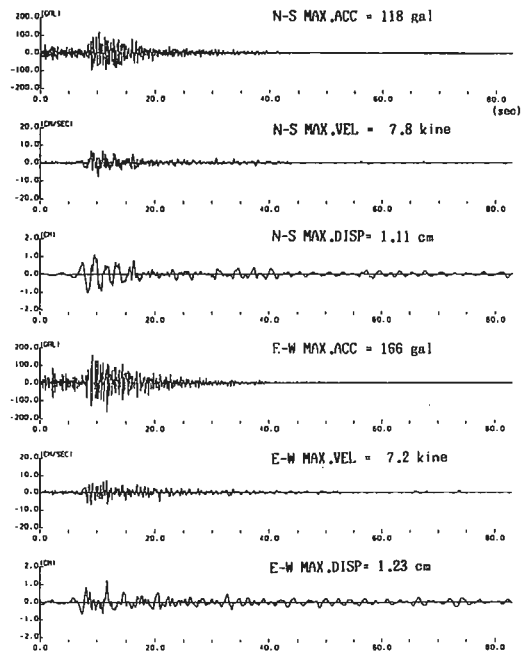
(a) No 1 地点



(b) No 2 地点

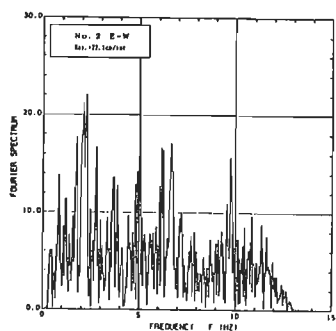
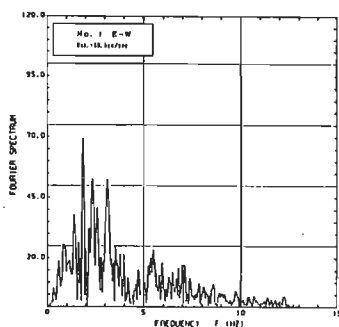
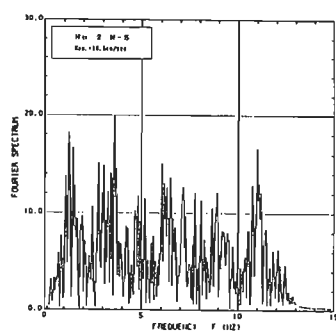
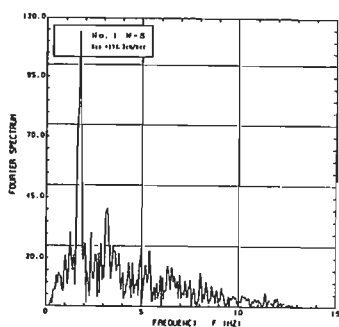


(c) No 3 地点



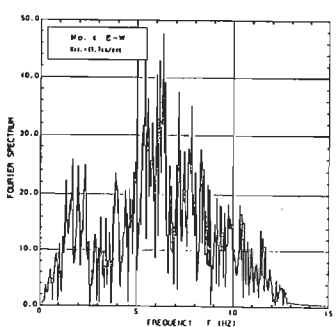
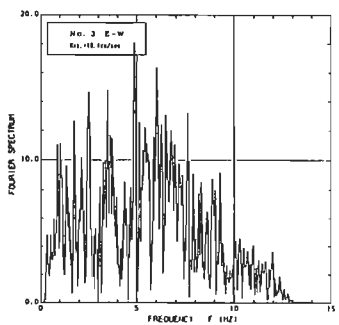
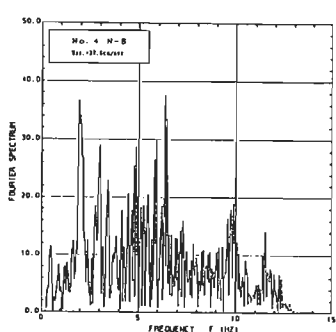
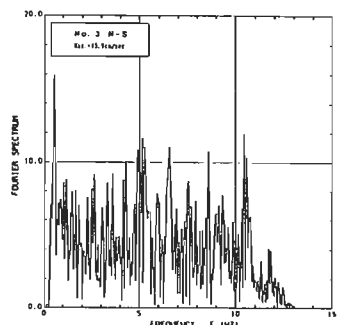
(d) No 4 地点

図-2 加速度, 速度, 変位時刻歴波形



(a) No. 1地点

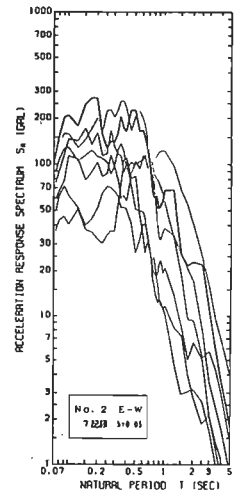
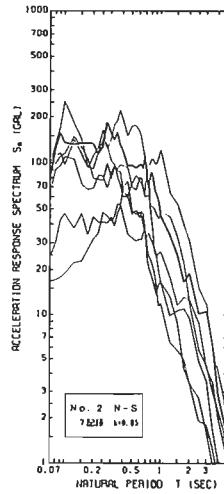
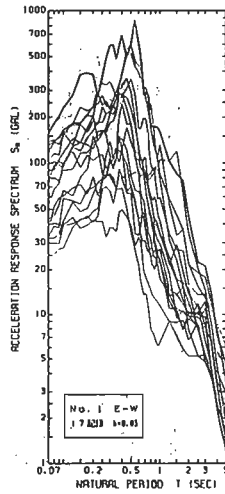
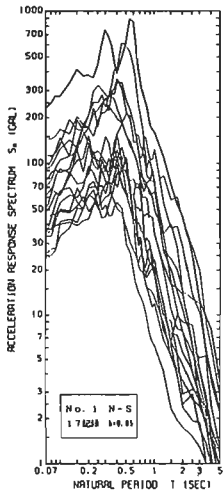
(b) No. 2地点



(c) No. 3地点

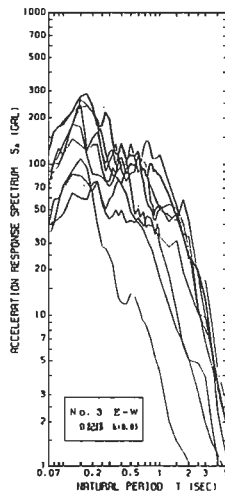
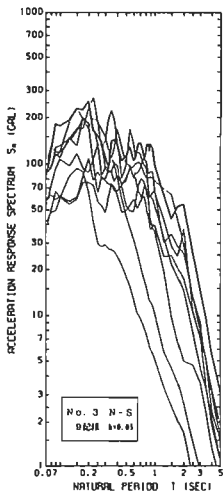
(d) No. 4地点

図-3 加速度フーリエスペクトル

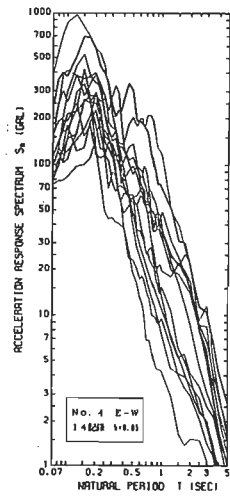
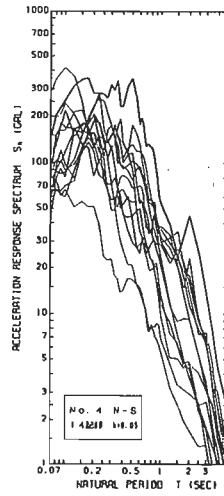


(a) No. 1地点

(b) No. 2地点



(c) No. 3地点



(d) No. 4地点

図-4 加速度応答スペクトル (濃い実線は千葉県東方沖の地震による強震記録)

港湾地域における千葉県東方沖地震の観測結果

運輸省港湾技術研究所 野田節男, 倉田栄一

発震年月日 1987 年 12 月 17 日
時刻 11 時 8 分

震源地

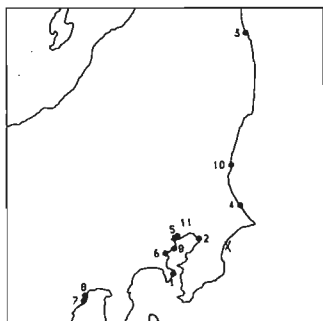
震源地名 CHIBA-KEN-TOMO-OKI

緯度 北緯 35 度 22 分

経度 東経 140 度 30 分

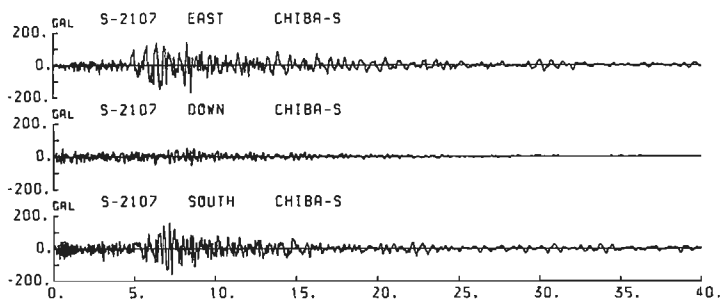
深さ 58 km

マグニチュード 6.7

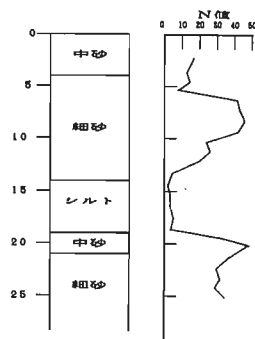


観測地点	設置条件	震央距離 km	記録番号	最大加速度 (ガル)		
				NS 成分	E-W 成分	UD 成分
1 港研-S	地盤	72	S-2106	69	75	23
2 千葉-S	地盤	44	S-2107	171	169	60
3 相馬-S	地盤	277	S-2109	3	3	2
4 鹿島造函-S	地盤	65	S-2110	111	81	32
5 品川-S	地盤	73	S-2111	109	88	19
6 京浜事-S	地盤	79	S-2112	53	49	22
6 京浜山下東-S	地盤	77	S-2113	91	69	14
6 京浜山下第6-S	構造物	76	S-2114	79	101	20
7 清水工場-S	地盤	186	S-2115	11	18	6
8 興津-S	地盤	184	S-2116	4	5	2
7 清水三保-S	地盤	184	S-2117	9	8	3
5 品川-MB	地中	73	M-1182	26	24	20
6 京浜山下東-M	地盤	77	M-1183	95	70	19
6 山下-FB	地中	76	F-94	22	23	20
6 山下-F	地盤	76	F-95	62	131	35
6 山下-FR	構造物	76	F-96	256	189	30
9 川崎-FB	地中	69	F-97	54	36	15
9 川崎-F	地盤	69	F-98	86	90	27
9 川崎-FR	構造物	69	F-99	115	110	36
10 常陸那珂-F	地盤	114	F-93	36	39	18
11 阪巴(-8m)	地盤	69	TB-20	136	169	74
11 阪巴(-100m)	地中	69	TB-20	53	60	20

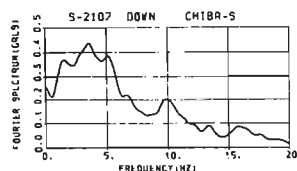
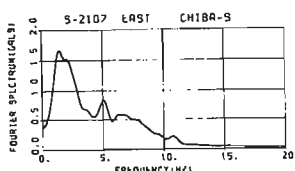
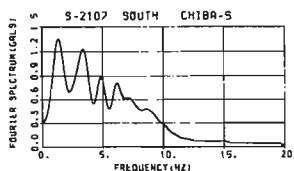
千葉県東方沖地震の各港湾における最大加速度



千葉港の観測記録波形 (SMAC-B2強震計)

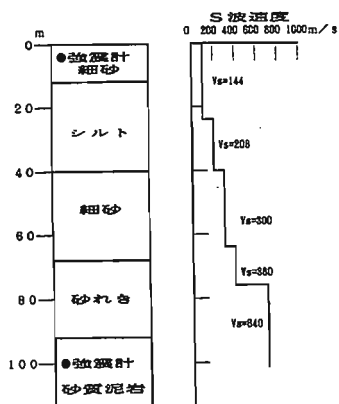


地震概要

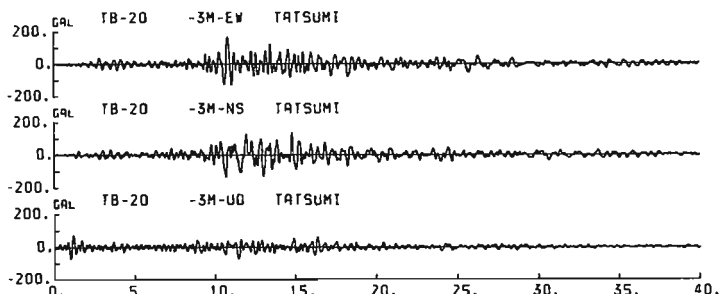


フーリエスペクトル

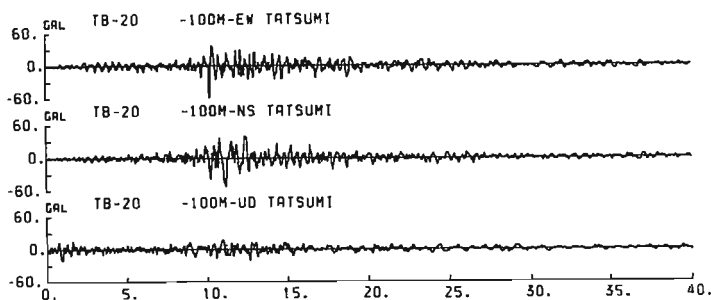
観測地点：東京港辰巳地区
 地震計配置：地表，地中基盤（-100m）
 計測システム：速度帰還型加速度計
 デジタル記録



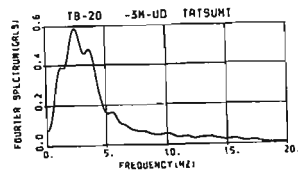
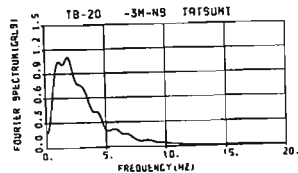
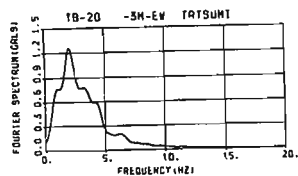
地層概要



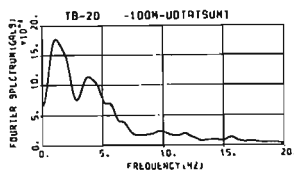
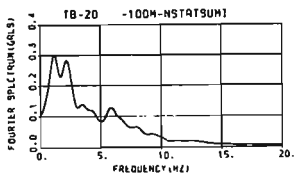
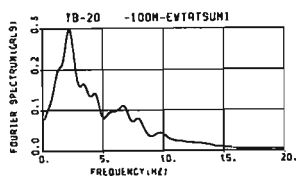
地表の観測記録波形



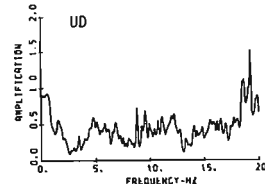
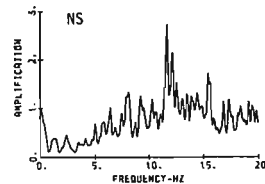
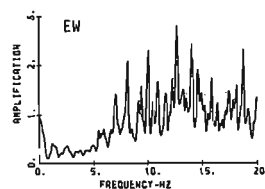
地中基盤の観測記録波形



フーリエスペクトル（地表）

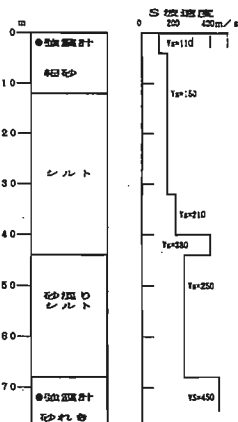


フーリエスペクトル（地中基盤）

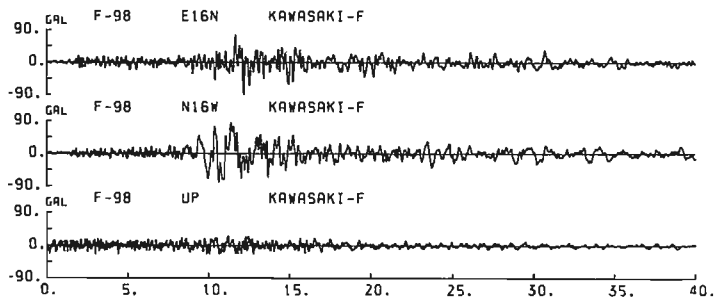


伝達関数（地表／地中基盤）

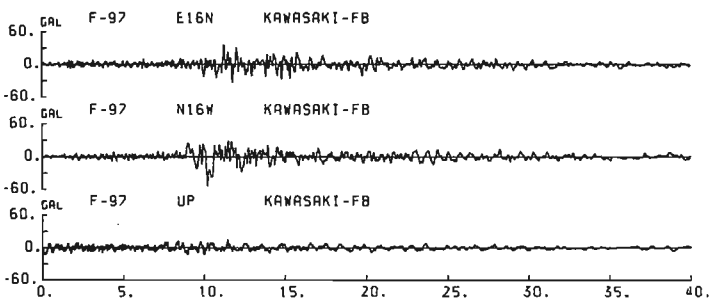
観測地点：川崎港市営埠頭第5バース
 地震計配置：地表，地中基盤（-7.1m）
 計測システム：フォースバランス型加速度計
 デジタル記録



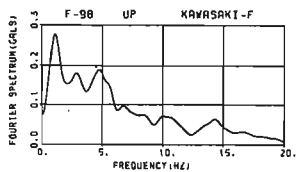
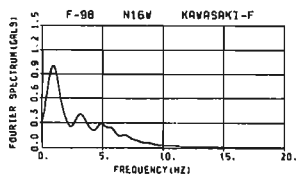
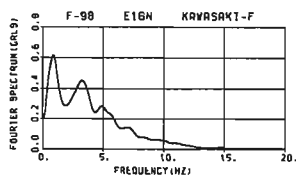
地盤概要



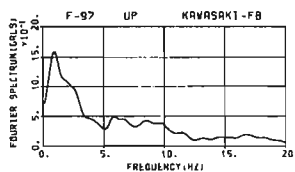
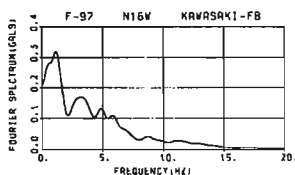
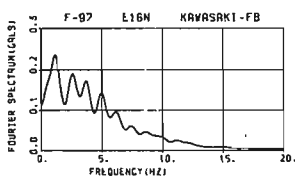
地表の観測記録波形



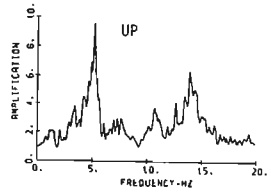
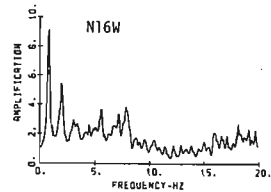
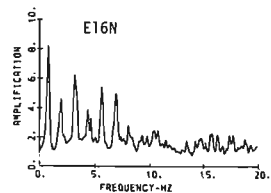
地中基盤の観測記録波形



フーリエスペクトル (地表)

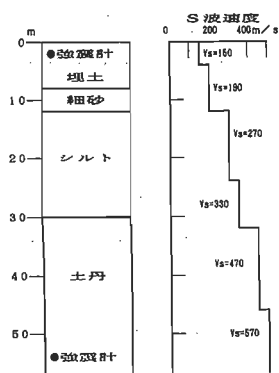


フーリエスペクトル (地中基盤)

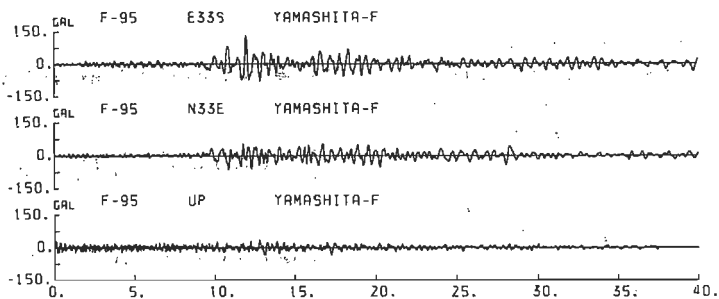


伝達関数 (地表/地中基盤)

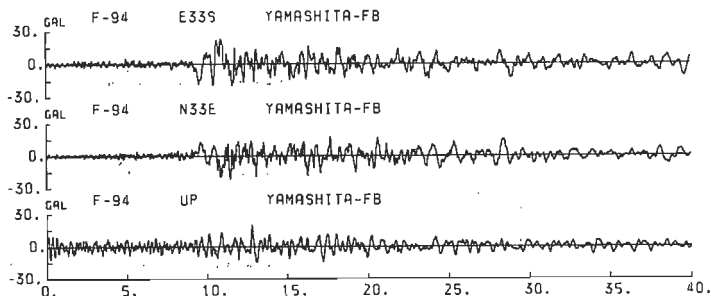
観測地点：横浜港山下埠頭第7バース
 地震計配置：地表，地中基盤（-5.8m）
 計測システム：フォースバランス型加速度計
 デジタル記録



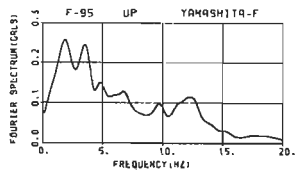
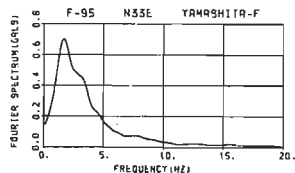
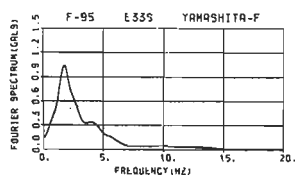
地盤概要



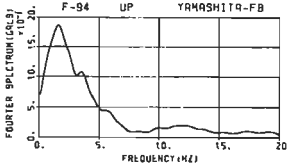
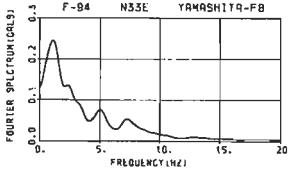
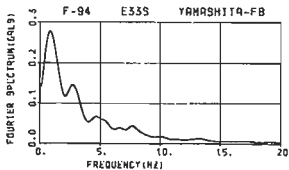
地表の観測記録波形



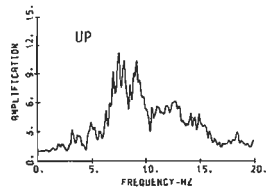
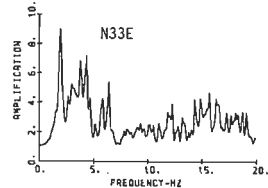
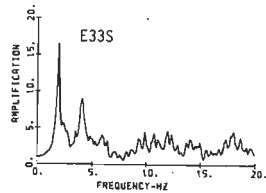
地中基盤の観測記録波形



フーリエスペクトル（地表）



フーリエスペクトル（地中基盤）



伝達関数（地表／地中基盤）

東京都における強震観測
1987年12月17日 千葉県東方沖地震の観測波形

東京都土木技術研究所 星野 務

概要

東京都では、昭和50年以降震災予防条例に基づき建設局、水道局、下水道局が主体となって、各種土木構造物と、その周辺地盤上で主にSMAC型強震計による強震観測を実施している。1987年12月17日の千葉県東方沖の地震の際には、各強震計は正常に作動し、それぞれ良好な記録が得られている。しかし、今回の報告までに記録の数値化をし解析を行うことは、諸般の事情から困難なので、原記録の一覧にとどめさせて頂く。

1) 観測地点

図-1、表-1に地盤上の各観測点を示す。主に建設局、水道局が管轄する観測所である。

配置は、東京東部の下町地域(葛飾区、江

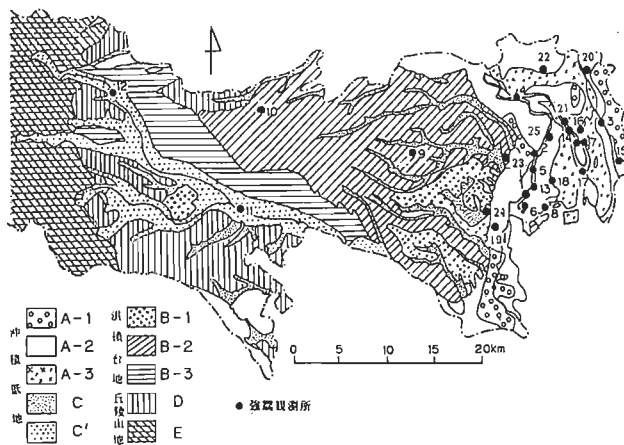


図 - 1 観測所位置図

表 - 1 強震観測所一覧

No	強震観測所名	場所	機種	地盤種別	波形掲載
1	佃大橋	中央区	SHAD-3	A-1	◎
2	新大橋	台東区	SHAC-E ₂	"	◎
3	上野大橋	江戸川区	"	"	◎
4	尾久大橋	足立区	"	A-2	◎
5	新大橋	中央区	"	"	◎
6	黎明大橋	"	"	"	◎
7	平井大橋	葛飾区	SHAD-3	A-3	◎
8	朝風大橋	江東区	SHAC-E ₂	"	◎
9	高円寺大橋	中野区	"	B-2	◎
10	栄町大橋	東村山市	"	"	◎
11	関戸大橋	多摩市	"	C'	◎
12	羽村大橋	羽村町	"	"	◎
13	大島川水門	江東区	"	A-2	◎
14	木下川排水機場	江戸川区	"	"	◎
15	新中川堤防	"	"	"	◎
16	中川護岸	葛飾区	"	A-3	◎
17	小名木川排水機場	江戸川区	SHAD-3	"	◎
18	葛橋関門	江東区	SHAC-E ₂	"	◎
19	東京都土木技術研究所	港区	SHAC-B ₂	A-2	◎
20	中川水管橋	葛飾区	SHAC-T	"	◎
21	荒川横断シールド	墨田区	"	A-3	◎
22	小右衛門給水所	足立区	"	A-2	◎
23	本郷給水所	文京区	"	B-2	◎
24	古川橋水管橋	港区	"	C	◎
25	白鰐東防災拠点	墨田区	SHAC-T ₂	A-2	◎

表 - 2 地盤種別の概要

地盤種別	地層・層序	軟弱土層厚	備考
A-1	有楽町層上部+東京層または、有楽町層上部+有楽町層下部+東京層	軟弱土層が分布していないか、分布していても10m以下。	軟弱土層の判断基準については、粘性土はN値5以下。砂質土はN値10以下としている。
A-2	有楽町層上部+有楽町層下部+七号地層土	軟弱土層が10~30mの層厚で分布している。	
A-3	同上	軟弱土層が30m以上の層厚で分布している。	
C	洪積台地を刻む谷部の地域で腐植土、腐植質粘土が分布している。	軟弱土層が5~10mの層厚で分布している。	
C'	多摩川沿に発達する低地で、砂礫が主として分布する。	軟弱土層が分布していないか、分布していても2m以下。	
B-2	関東ローム層、ローム質粘土層+武蔵野沖積層、立川沖積層、本郷層のいずれかの地層	—	

戸川区)から西部の多摩地域(多摩市、羽村町)におよぶ。各々の局事業の性格上、観測点が東側の下町低地に中している。

2) 地盤概要

各観測点の地盤状況は、地質学的地層の堆積状況と構造物の支持地盤という工学的観点から、表-2に示した地盤種別に区分される。

観測点の柱状図ならびにS・P波速度分布図の一例を図-2に示した。

3) 強震計の種類・仕様等

強震計の種類・仕様等を表-3に示す。

表-3 強震計の種類・仕様等

呼称	固有周期	感度	測定周期	記録媒体
SHAC-E ₂	20Hz	100/mm gal	0~20Hz	スクラップフィルム
SHAC-B ₂	7.14Hz	12.5/mm gal	0~7.14Hz	磁気テープ・アナログ
SHAC-T	400 Hz	1.0V/100gal	0.1~30Hz	アナログ・デジタル(7109)
SHAC-T ₂	400 Hz	1.0V/50gal	0.1~30Hz	アナログ・デジタル(7109)
SHAD-3	400 Hz	3.0V/880gal	0.2~30Hz	アナログ・デジタル(7109)

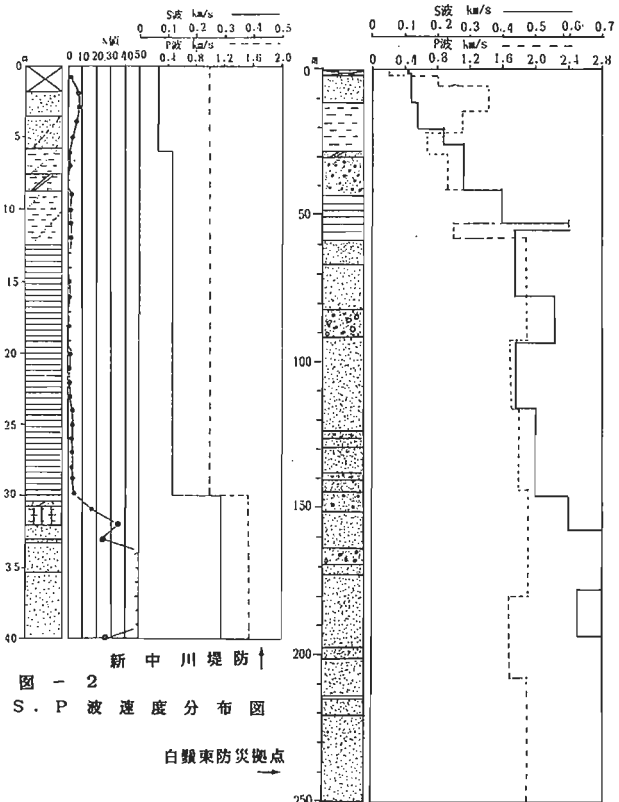


図-2
S・P波速度分布図

4) 各地盤種別の周期特性

今回の地震記録は未解析であるが、最近東京で観測された千葉県中部(1980.9.25)、茨城県南部(1983.2.27)、茨城・千葉県境(1985.10.4)の地震の記録から求めた各地盤種別の平均速度応答スペクトル(非減衰)を図-3に示す。

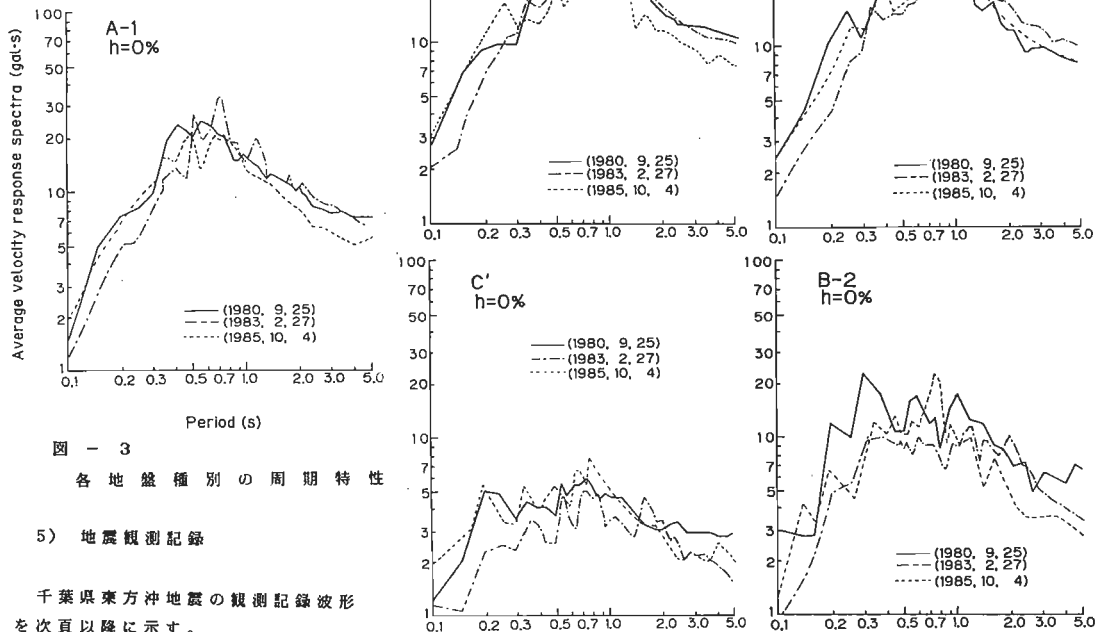
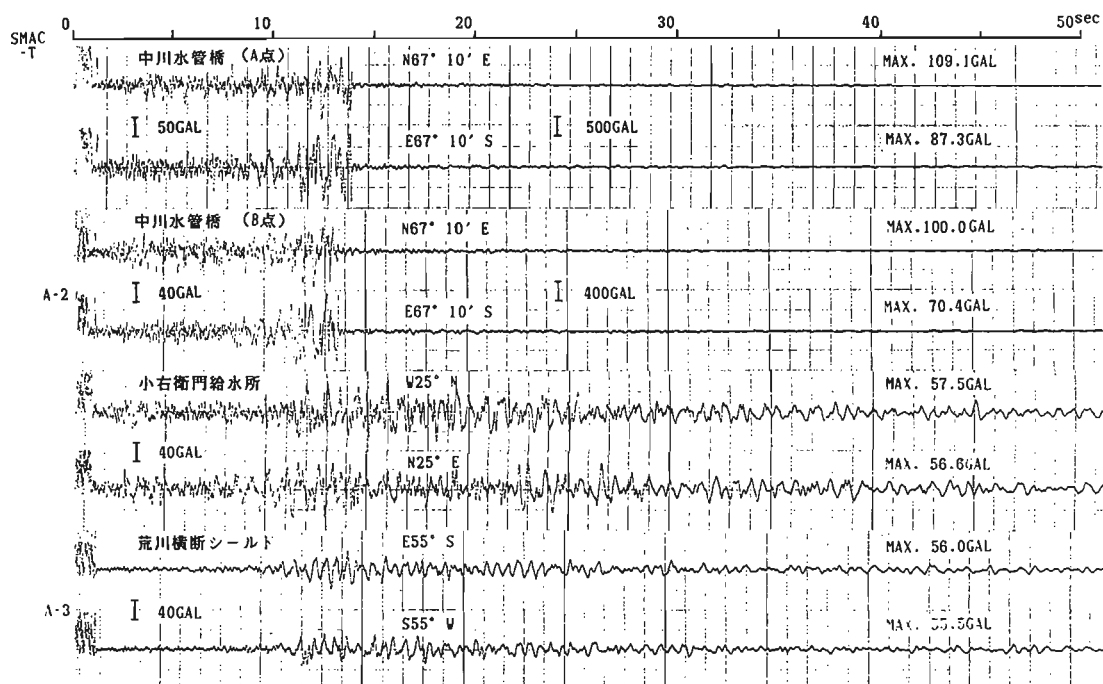
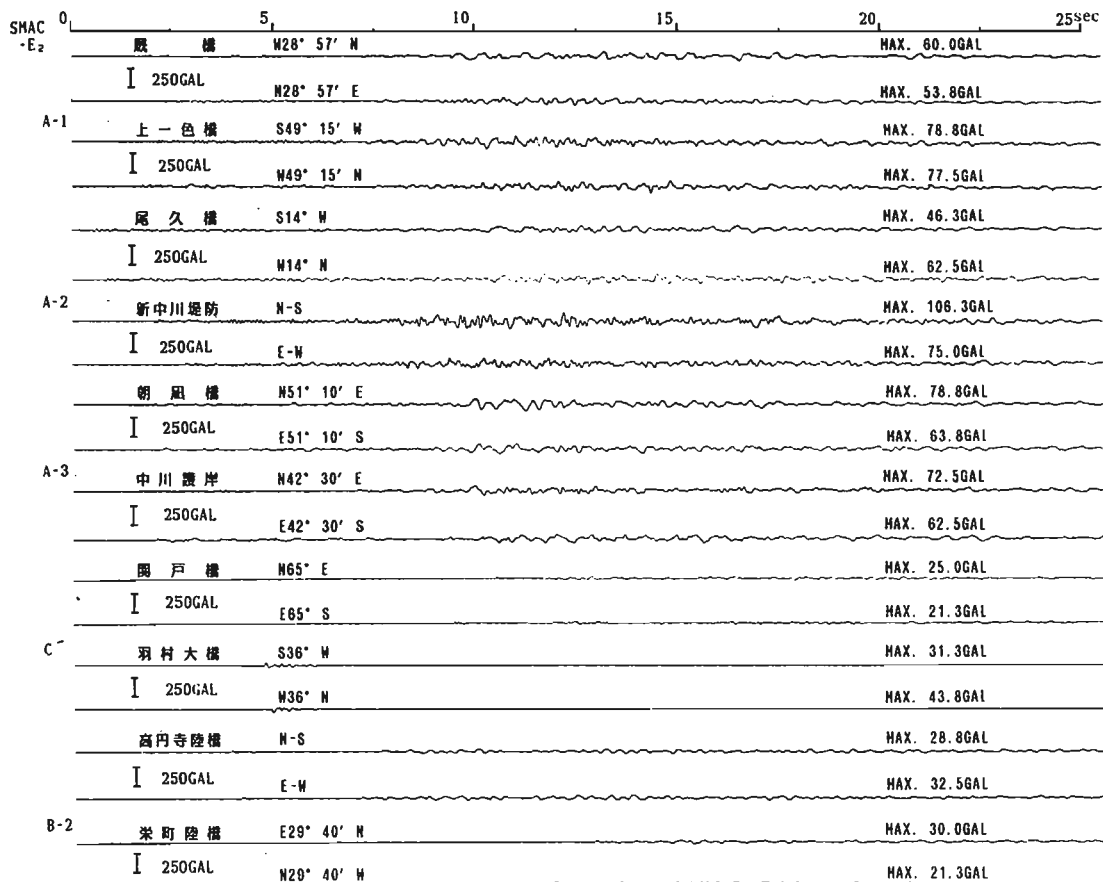
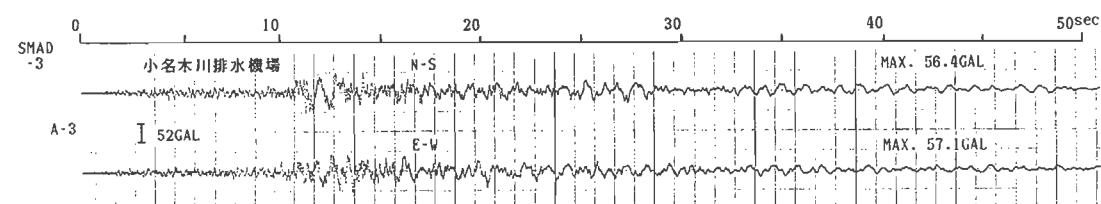
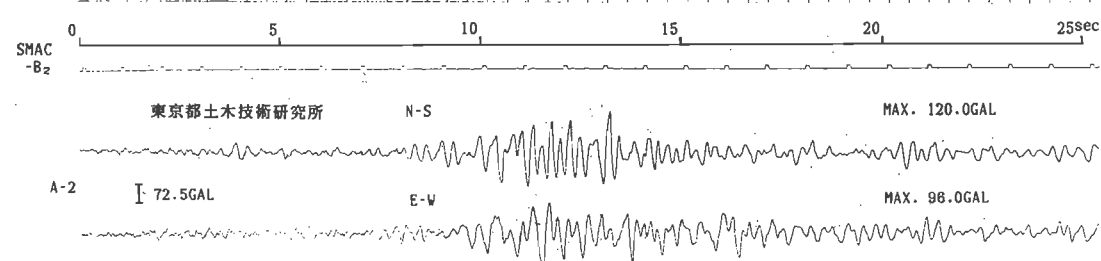
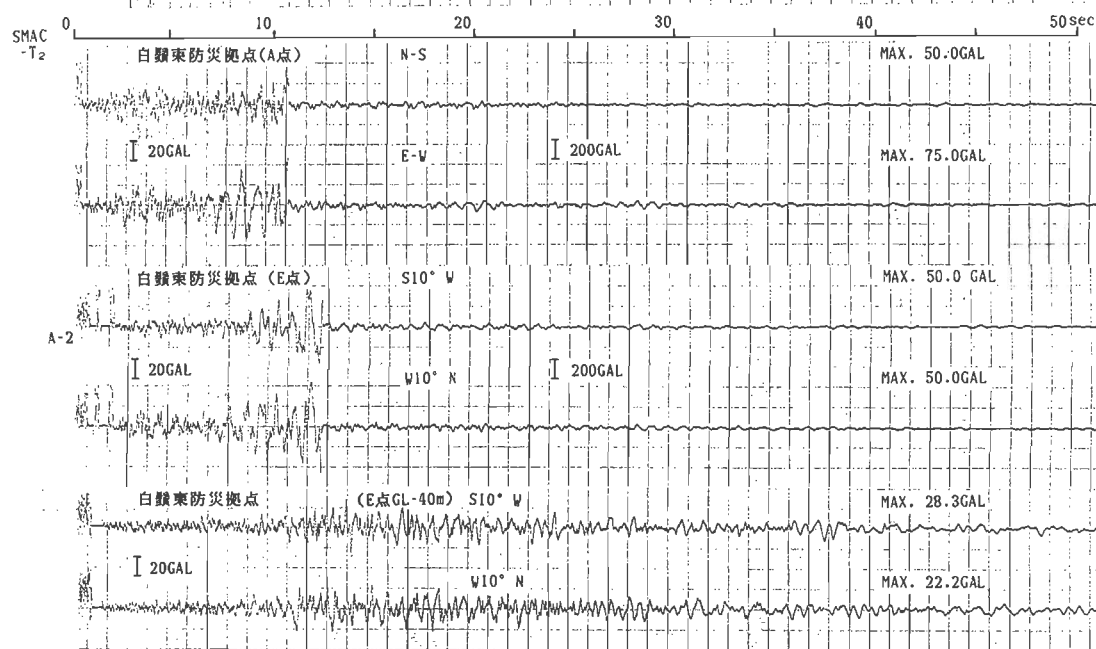
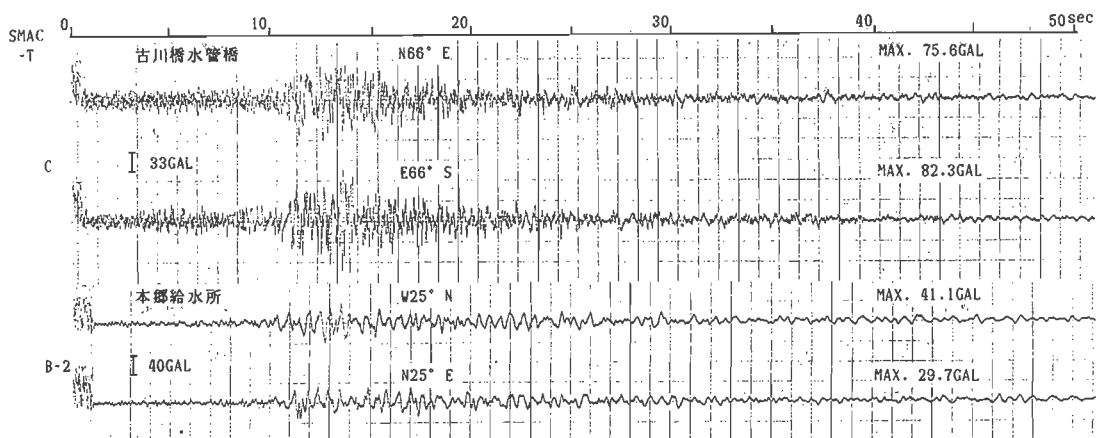


図-3
各地盤種別の周期特性

5) 地震観測記録

千葉県東方沖地震の観測記録波形を次頁以降に示す。





神奈川県石油コンビナート等特別防災区域における強震観測結果

— 1987年12月17日千葉県東方沖地震 (M=6.7) —

神奈川県防災消防課 林 憲正

神奈川大学工学部 荻本孝久

1. 観測地点 : 神奈川県石油コンビナート等特別防災区域 (京浜臨海地区・根岸臨海地区・久里浜地区) および神奈川県庁・神奈川県消防学校の15地点 (No. 01, 02は欠測)。

図-1, 表-3参照

2. 地盤概要 : 主に臨海部埋立地 (No. 02を除く) の人工改変地盤。地震計設置地点のボーリング資料は無いが、近傍の資料より基盤 (土丹層) 深度を読み取った値を参考値として表-4中に記載。

3. 地震計配置 : 事業所内の建物の1階床上部分に各1台 (3成分) 設置。

4. 計測システム : 地震計 (記録計・換振器) の仕様を表-1に示す。

5. 観測記録波形 : 各観測地点での最大加速度値を表-2に示し、記録波形を図-2に示す。記録波形は、STR-300により出力されたアナログ波形をディジタル化 ($\Delta t = 0.01$ 秒) したものをプロット出力したものである。

6. スペクトル図 : 各観測記録波形の速度応答スペクトル (減衰定数 $h = 0.0$) を図-3に示す。

7. 観測結果の特徴 : N-S成分の最大加速度値の方がE-W成分の最大加速度値よりも大きな値を示している。また、特にNo. 08, 09, 13地点では、周期1秒程度の卓越周期が明瞭に認められ、最大加速度値も大きな値を示しており、地盤の影響と考えられる。

表-2, 表-4参照。

表-1. 地震計の仕様

記録計	メーカー	STR-300 [高見沢有限会社製]
	測定成分	3成分 (垂直1, 水平2)
	増幅器周波数特性	0.1-20Hz ± 1.5 dB
	サンプリングレイト	100ポイント/秒
	記録方式	サーマルドット記録
	チャンネル数	3チャンネル (E-W, U-D, N-S)
	起動方式	トリガ起動方式
	トリガレベル	3段階手動切換 (1.25 gal)
	遅延時間	8秒
	記録減速り速度	3段階手動切換 (4.8, 12 mm/s)
	記録用紙	感熱紙 (幅: 60mm, 長さ: 50m)
	記録項目	アナログ波形, 最大加速度値 etc.
	波形記録紙幅	最大21mm (D=1)
	波形感度切換	4段階自動切換 (1.5, 25, 100 gal/mm)
	波形記録範囲	1-999 gal
換振器	メーカー	STV-3001 [高見沢有限会社製]
	検出成分	3成分 (垂直1, 水平2)
	感度	600 mV/G
	周波数特性	0.3-90Hz ± 1.5 dB
	測定範囲	3G以下

表-2. 最大加速度値一覧表

(単位: gal)

番号	観測地点記号	E-W	U-D	N-S	合成
1	YHM-01	--	--	--	--
2	YHM-02	--	--	--	--
3	YHM-03	58	24	91	98
4	YHM-04	66	41	125	130
5	YHM-05	79	38	87	108
6	YHM-06	91	34	125	129
7	YHM-07	58	25	87	88
8	YHM-08	108	46	145	152
9	YHM-09	75	39	95	105
10	YHM-10	44	21	78	81
11	YHM-11	58	25	100	108
12	YHM-12	58	25	58	74
13	YHM-13	58	41	129	129
14	YHM-14	79	20	70	83
15	YHM-15	58	20	41	62

(合成: 水平2成分の合成値の最大値)

Strong Seismic Ground Motion at Special Disaster Mitigation Zone
in Kanagawa Prefecture
--- 1987 Dec. 17 East-off Chiba Prefecture Earthquake (M=6.7) ---

Norimasa HAYASHI

表-3. 観測地点一覧表

番号	観測地点記号	北緯	東経	T.L.	地区
1	YHM-01	35°28.8'	139°38.8'	1	横浜市
2	YHM-02	21.9'	33.3'	1	同
3	YHM-03	31.0'	48.8'	5	川崎市
4	YHM-04	31.5'	48.6'	5	同
5	YHM-05	31.6'	46.3'	5	同
6	YHM-06	30.7'	45.7'	2	同
7	YHM-07	31.4'	45.2'	5	同
8	YHM-08	30.4'	44.7'	2	同
9	YHM-09	30.2'	43.5'	5	同
10	YHM-10	28.9'	43.2'	5	横浜市
11	YHM-11	29.0'	42.2'	5	同
12	YHM-12	28.2'	40.6'	5	同
13	YHM-13	24.8'	38.6'	5	同
14	YHM-14	24.2'	38.2'	5	同
15	YHM-15	12.9'	43.1'	2	横浜質市

ST.L.:19a"-14"8(gal)

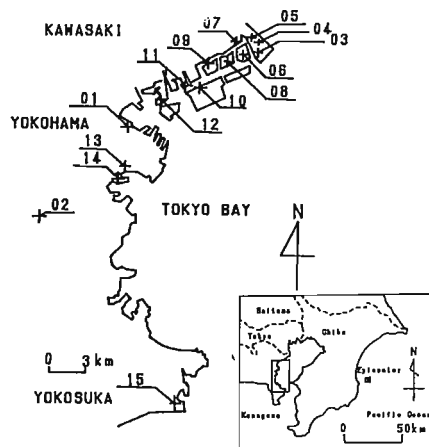
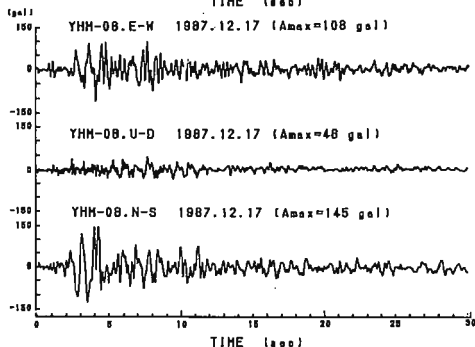
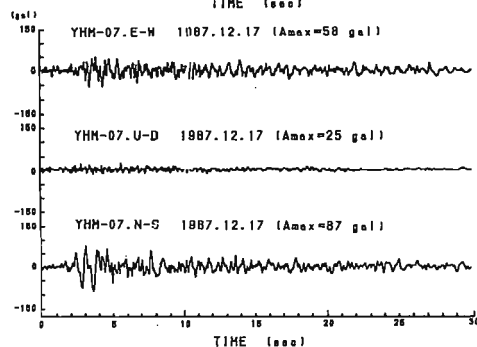
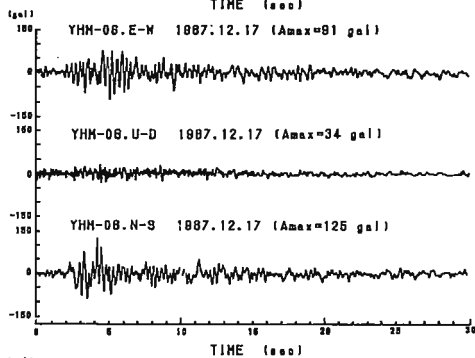
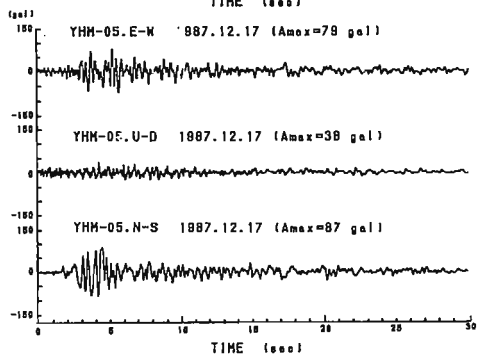
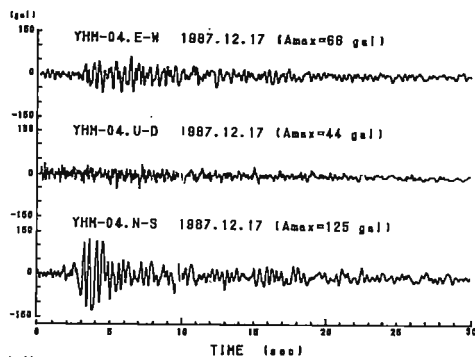
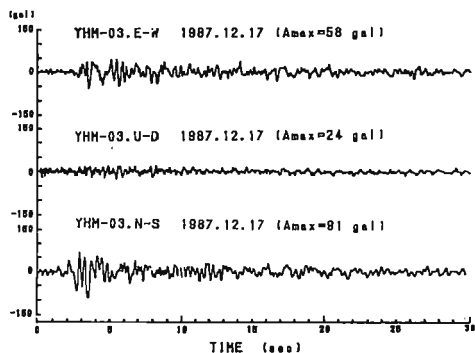


図-1. 観測地点位置図



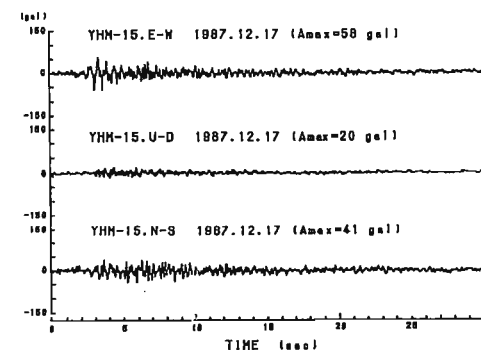
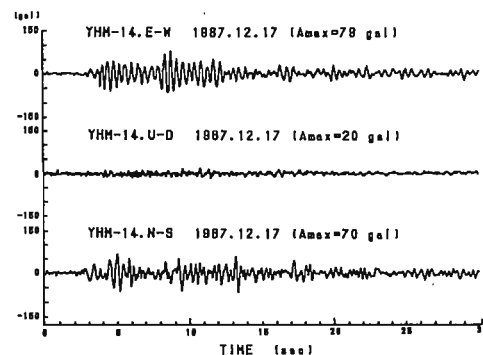
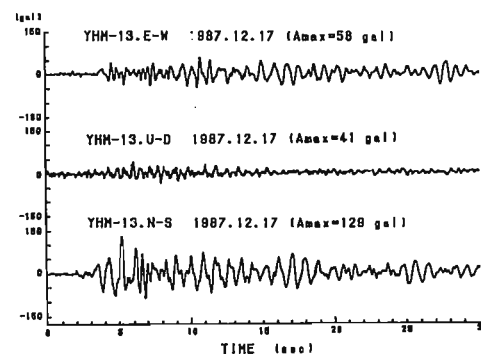
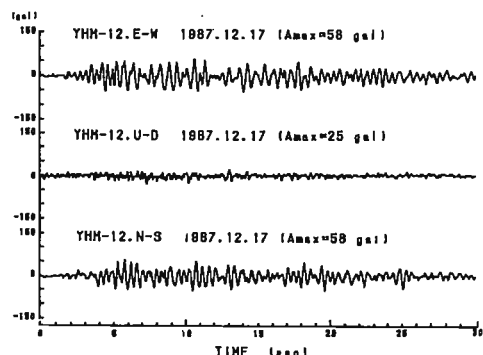
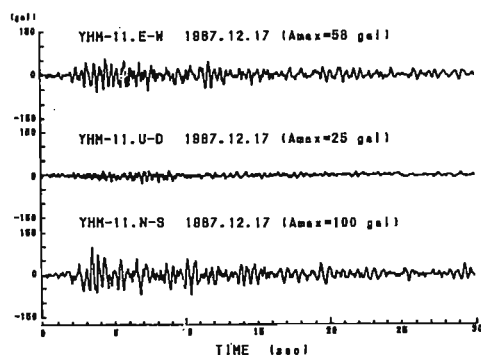
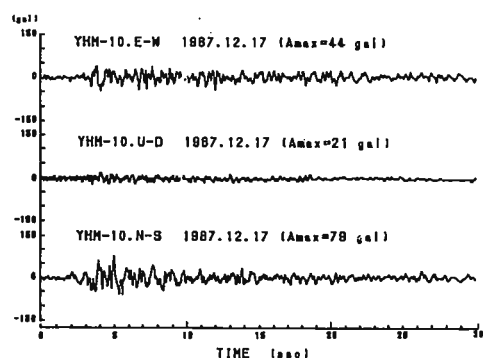
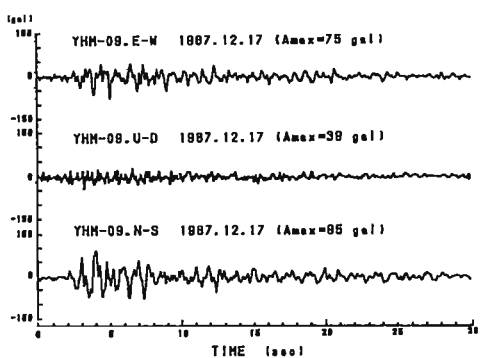


図-2. 各観測地点の観測記録波形

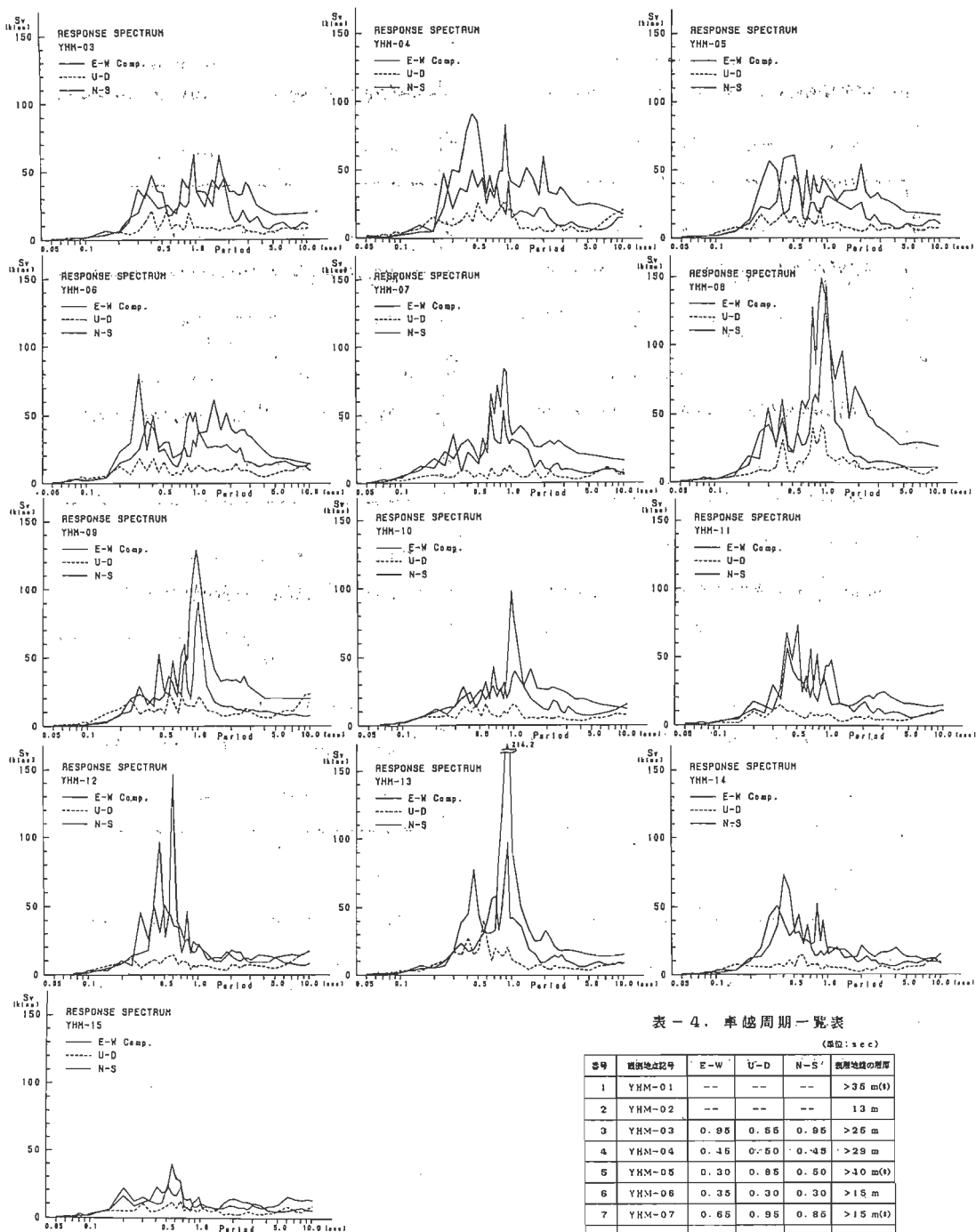


図-3. 各観測記録波形の
速度応答スペクトル
(減衰定数 $h = 0.0$)

表-4. 卓越周期一覧表

(単位: sec)					
番号	観測地点記号	E-W	U-D	N-S	観測地盤の層厚
1	YHM-01	--	--	--	>36 m(*)
2	YHM-02	--	--	--	13 m
3	YHM-03	0.95	0.55	0.95	>26 m
4	YHM-04	0.45	0.50	0.45	>29 m
5	YHM-05	0.30	0.85	0.50	>40 m(*)
6	YHM-06	0.35	0.30	0.30	>15 m
7	YHM-07	0.65	0.95	0.85	>15 m(*)
8	YHM-08	1.00	0.30	0.90	>40 m
9	YHM-09	1.00	0.55	0.95	>40 m
10	YHM-10	0.65	0.55	0.95	>50 m(*)
11	YHM-11	0.40	0.35	0.60	8 m
12	YHM-12	0.60	0.60	0.45	15 m
13	YHM-13	0.90	0.55	0.90	30 m
14	YHM-14	0.40	0.55	0.60	15 m
15	YHM-15	0.65	0.85	0.50	31 m

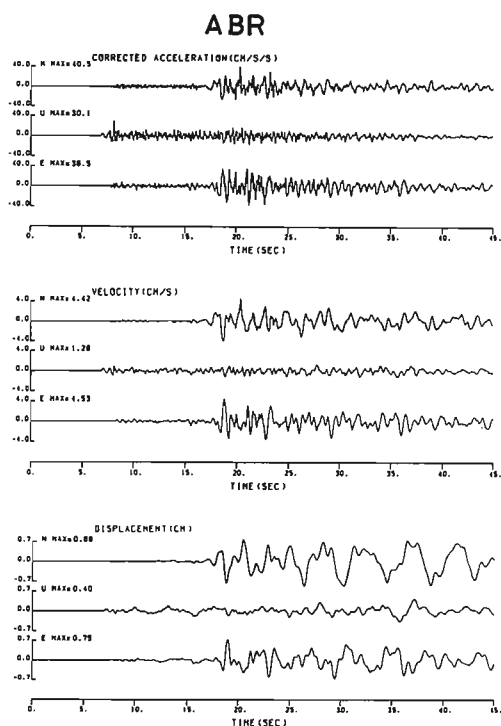
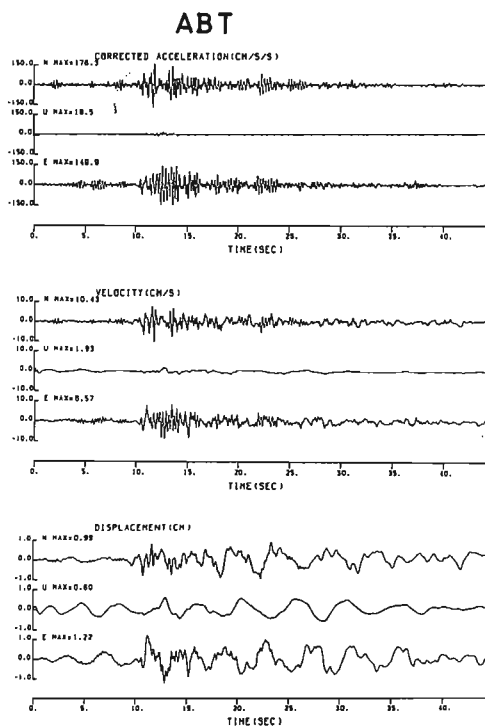
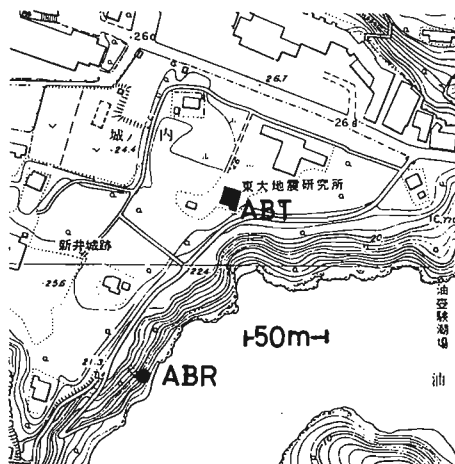
(*)印: 中にY値30程度以上の
土層が存在する

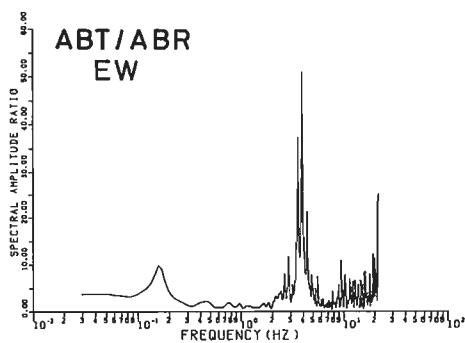
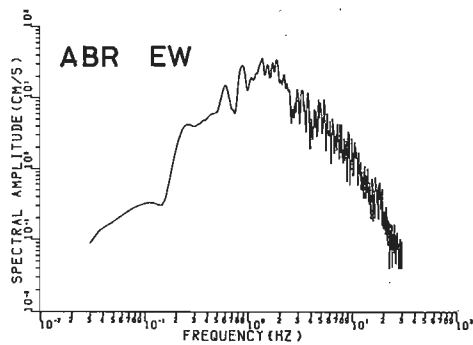
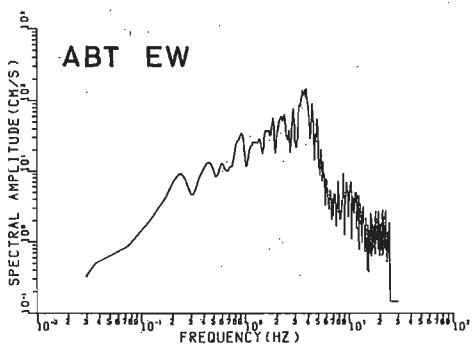
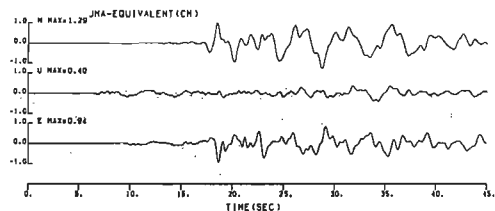
表層地質が異なる地点での強震観測記録比較例

工藤一嘉*・松崎 浩**・坂上 実*

その 1. 油壺に於ける観測記録

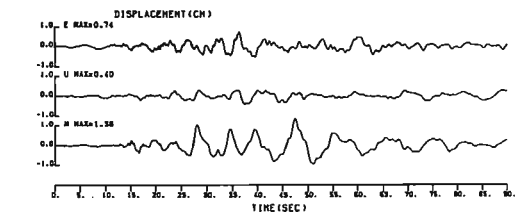
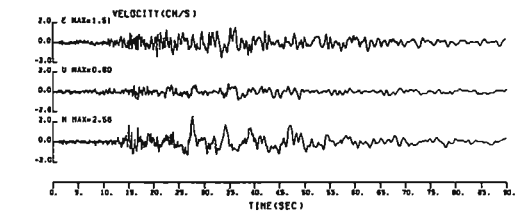
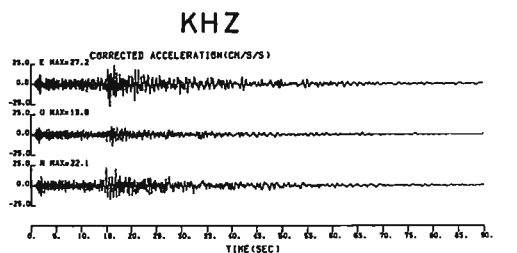
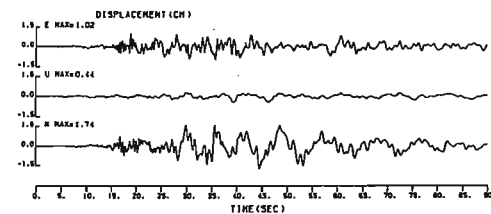
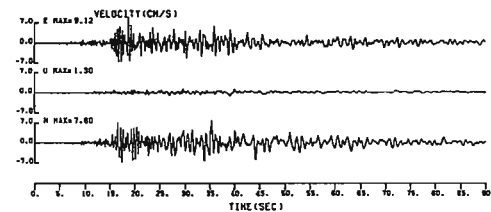
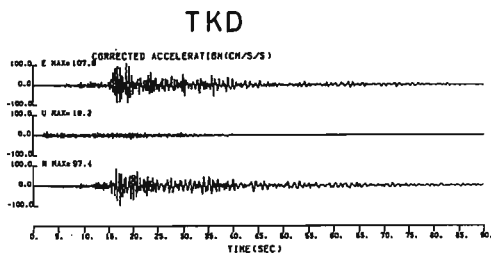
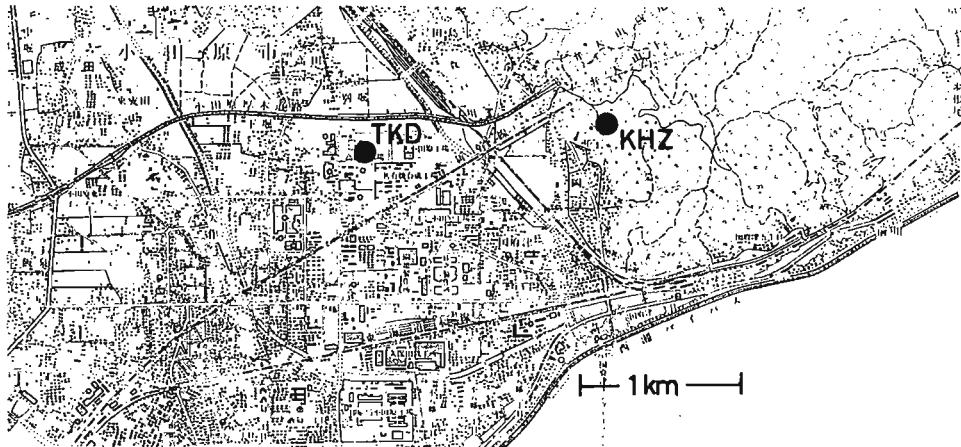
1. 観測地点 A. 地震研究所油壺地殻変動観測所庁舎 1F (35°09'26.2"; 139°37'02.0"); A B T
B. 地震研究所油壺地殻変動観測所観測壕入口 (35°09'22.7"; 139°36'59.7"); A B R
2. 計器 A. S M A C - B
B. S M A D - 2 (地震計; 力平衡型サーボ加速度計, 記録方式; デジタル・カセットMT
サンプル周波数; 100Hz, 周波数特性; DC-25Hz 平坦, ダイナミックレンジ; 90dB (12
bits/word +1/4, 1/16 Gain Range Amp.))
3. 解析記録 地震: 1987年千葉県東方沖地震 (12月17日) M=6.7
4. 解析方法 A. (S M A C) 計器特性を除去した後,
チェビシェフ・ハイパスフィルター
($F_p=0.2\text{Hz}$) を通し (CORRECTED
ACCELERATION), 線型加速度法による
数値積分で, 速度・変位を求める. 気
象庁 1 倍強震計の特性を考慮した地震
記象を参考のため付した.
B. (S M A D - 2) Pre-event の DC 成分
を除去した後, A と同様の処理. (信
頼できる周波数範囲は A より広いが,
比較のため A に合わせた).
(スペクトル) F F T, 三角型移動平均 (5 点)
5. 地盤条件 A. 関東ローム, ボーリングデータはなし.
B. 三浦層群, 泥岩

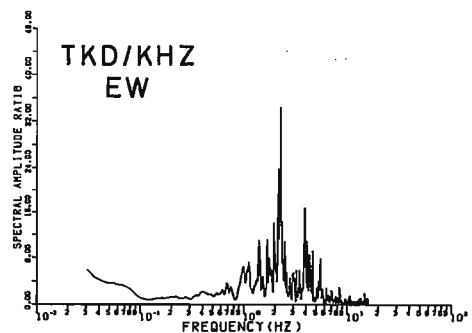
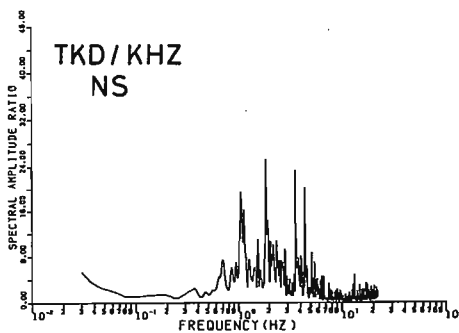
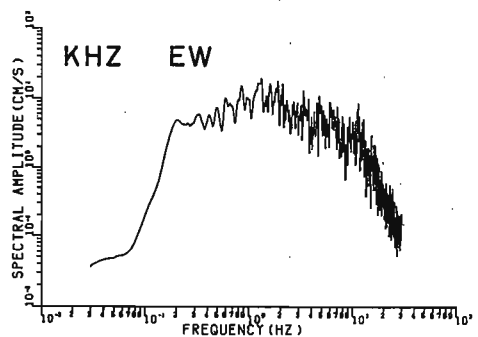
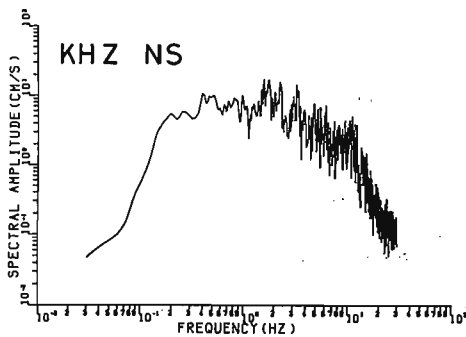
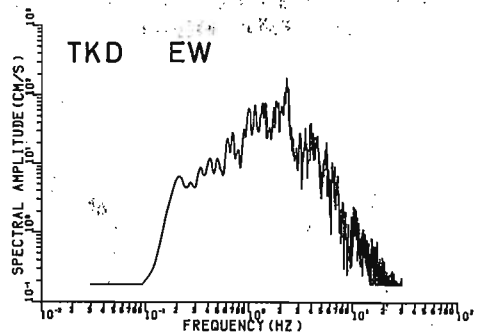
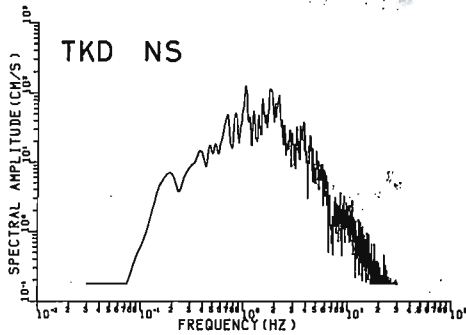
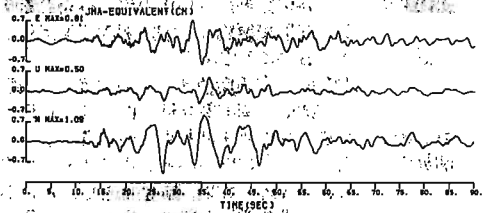
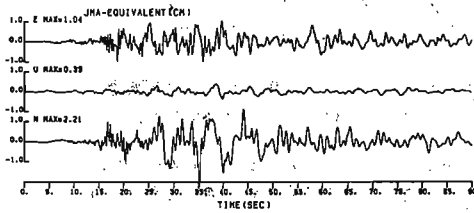




その2. 小田原に於ける観測記録

1. 観測地点 A. 高田観測点 (小田原市水道局変電所1F) (35°17'05"; 139°11'41"); TKD
B. 国府津観測点 (地殻変動観測点局舎1F) (35°17'10"; 139°12'38"); KHZ
2. 計器 A, B共にDSA1
(地震計; 力平衡型サーボ加速度計, 記録方式; デジタル・カセットMT, サンプル周波数; 200Hz, 周波数特性; DC-50Hz 平坦, ダイナミックレンジ; 66dB (12bits/word))
3. 解析記録 地震: 1987年千葉県東方沖地震 (12月17日) M=6.7
4. 解析方法 A, BともにPre-event のDC成分を除去した後, チェビシェフ・ハイパスフィルター (Fp=0.1Hz) を通した後, 線型加速度法による数値積分から速度・変位を求めた. 参考のため, 気象庁1倍強震計の特性を考慮した地震記象も示した.
(スペクトル) FFT, 三角型移動平均 (5点)
5. 地盤条件 A. 沖積低湿地, シルト・粘土, 層厚約30m, P, S検層等の資料なし
B. 大磯層群, 緑色砂質泥岩





*) 東大地震研究所強震計観測センター, **) 東京大学大学院生

東京大学生産技術研究所千葉実験所における観測結果

東京大学生産技術研究所 佐藤暢彦

1. 観測地点 : 千葉県千葉市弥生町1番8号, 東京大学生産技術研究所千葉実験所構内
2. 地震計埋設位置 : 図-1と表-1に示す。平面でおよそ110m, 深さ40mの範囲内に36台の3成分の加速度計を埋設している。
3. 地盤状況 : 図-2にPS検層結果と代表3点の土質柱状図を示す。いずれの観測点とも地盤上に建造物がなく, おおむね観測領域内では平坦でかつ地質の大きな変化はない。
4. 計器特性 : 加速度計の特性を表-2に示す。1/200秒間隔でA/D変換し, デジタル値で磁気テープに記録している。
5. 観測波形 : 図-3に1つの地点における異なる深さの観測波形を, 図-4には異なる地点における地表(-1m)の波形をそれぞれ示す。
6. 最大加速度振幅 : 36台の加速度計が記録した合計108成分の最大加速度振幅を表-3に示す。
7. フーリエ振幅 : 図-3の波形のフーリエ振幅を図-5に示す。
8. その他 : 各図表中の測点名称は, 図-1に示す観測地点名(2文字)に観測深さ(2文字)と観測方向(2文字)を加えた6文字で表されている。

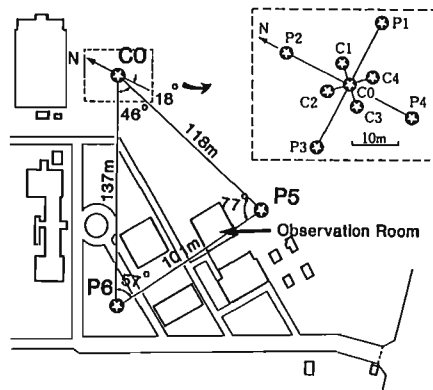


図-1 高密度アレー観測網

表-1 地震計埋設位置 (○印)

Depth	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6
1m	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
5m	○	○	○	○	○						
10m	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
20m	○					○	○	○	○	○	○
40m	○									○	

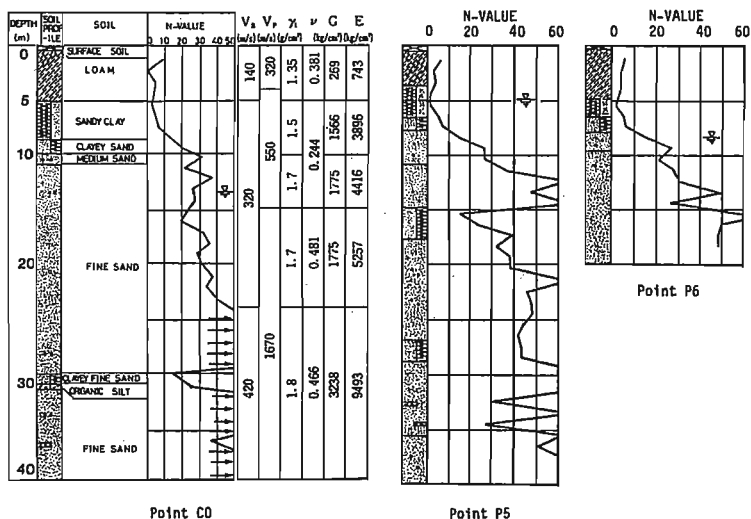


図-2 P S 検層結果と土質柱状図

表-2 加速度計の主な仕様

Type of Transducer	: Piezo-electric Accelerometer
Sensing Directions	: 2-Horizontal and Vertical
Full Scale Sensitivity	: 1000 cm/s/s
Sensitivity	: 5 mV for 1 cm/s/s
Frequency Range	: 0.1 to 30 Hz
Output Impedance	: 10Ω
Operating Temperature	: -20 to 40 °C
Transverse Sensitivity	: Max. 3 %
Linearity	: Max. 0.1 % full scale
Water-proofness	: 10 kg/cm/cm
Required Power	: ± 6 V D-C
Size of Casing	: φ 65 x 335 mm
Weight	: 2.5 kg

表-3 最大加速度振幅一覧 (cm/s/s)

Depth / Comp.	B o r e h o l e										
	C0	C1	C2	C3	C4	P1	P2	P3	P4	P5	P6
1m NS	326	344	375	350	304	303	357	381	308	398	265
EW	216	206	265	270	268	280	251	294	245	225	225
UD	122	135	131	136	144	155	147	135	169	124	127
5m NS	122	123	119	120	126						
EW	164	154	153	174	174						
UD	80	79	80	78	94						
10m NS	132	143	131	126	132	133	134	135	124	110	90
EW	123	124	124	124	122	135	145	118	123	123	128
UD	61	58	59	64	67	70	61	63	69	63	56
20m NS	116					119	140	117	98	90	85
EW	84					80	77	88	81	82	87
UD	45					41	47	51	43	50	46
40m NS	105									101	
EW	69									98	
UD	43									36	

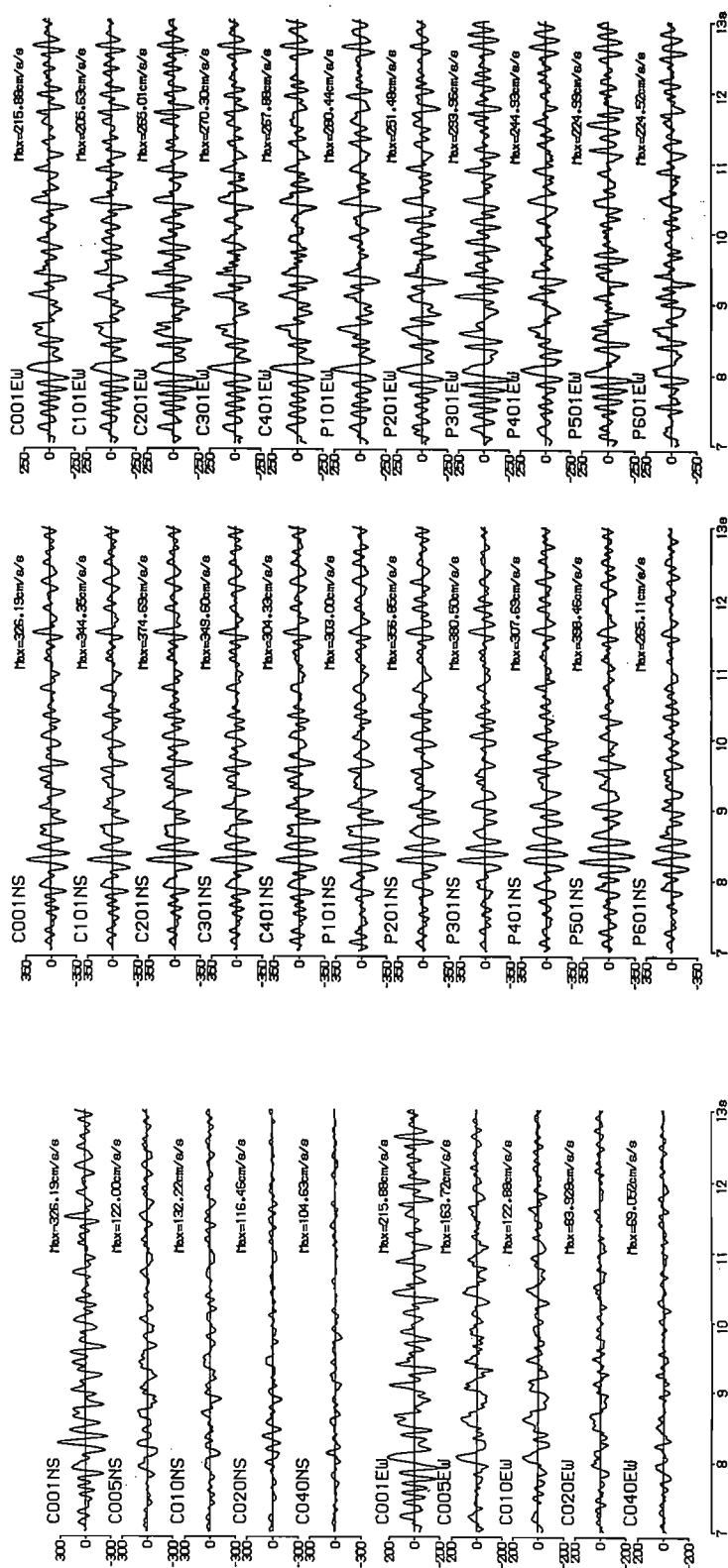
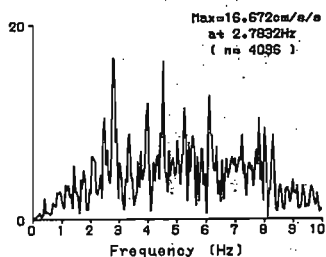


図 - 3 異なる深さの加速度波形

図 - 4 異なる点の地表の加速度波形

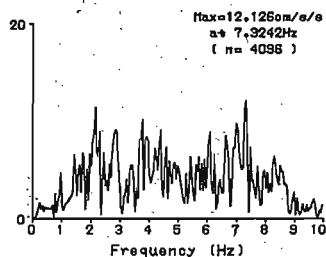
C001NS

Fourier Amplitude



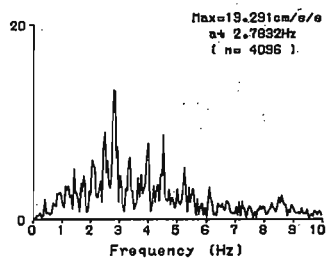
C001EW

Fourier Amplitude



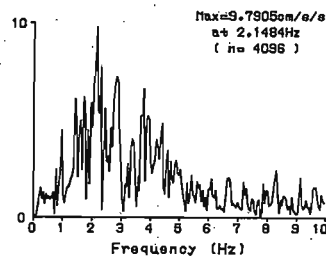
C005NS

Fourier Amplitude



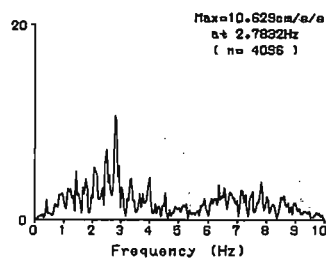
C005EW

Fourier Amplitude



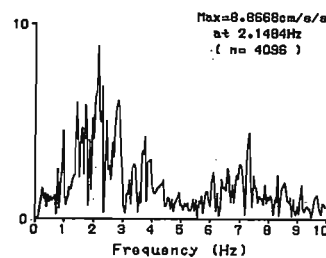
C010NS

Fourier Amplitude



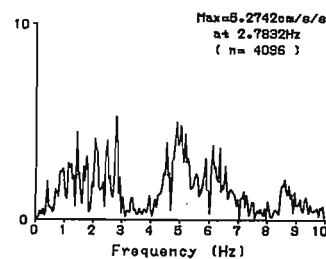
C010EW

Fourier Amplitude



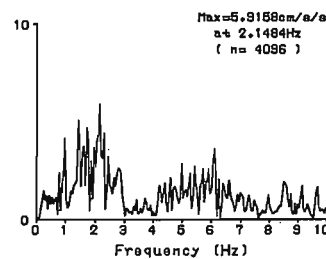
C020NS

Fourier Amplitude



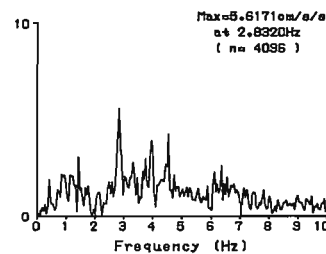
C020EW

Fourier Amplitude



C040NS

Fourier Amplitude



C040EW

Fourier Amplitude

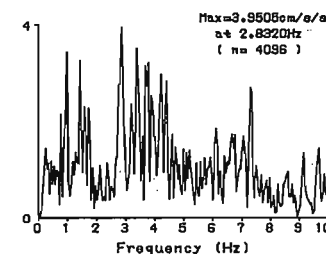


図-5 フーリエ振幅

千葉県東方沖地震（1987年12月17日）の観測記録

（財）電力中央研究所 矢島浩、石田勝彦

1. 観測地点 千葉県東金市台方1490
千葉県鴨川市磯村 104
2. 地震計設置位置 東金： 35°33'24.7" N) 高度15 m
140°21'00.2" E
鴨川： 35°05'25.6" N) 高度10 m 以下
140°06'39.0" E
3. 地震計設置点地盤状況 東金： 泥岩（軟岩） } 錦頭岩盤上
鴨川： 玄武岩・蛇紋岩
4. 計器特性 地震計はサーボ型の加速度計で固有周波数 5 Hz，
感度 8 mV/gal，最大測定値 1 G。周波数特性は図1に示す。

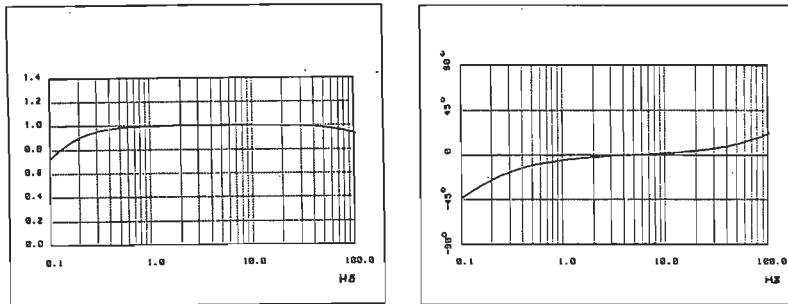


図1 地震計の周波数特性

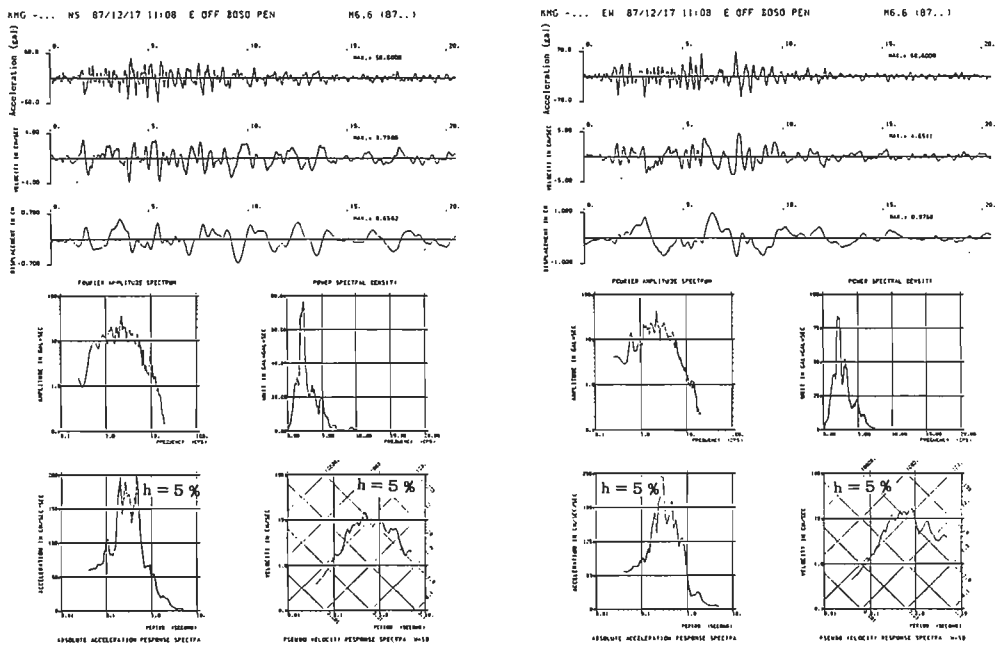


図2 鴨川地点の地震動記録とスペクトル

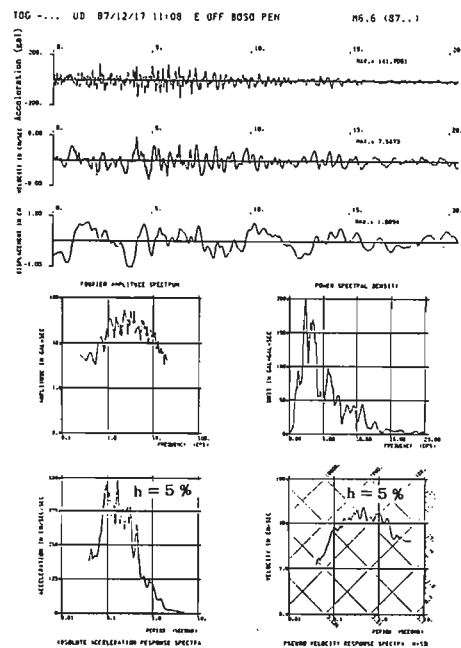
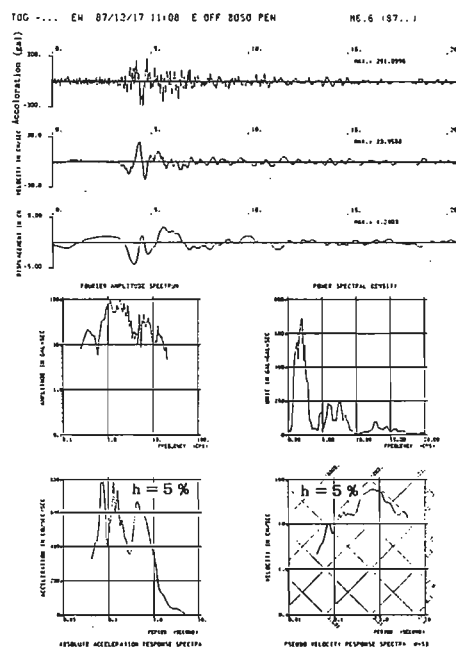
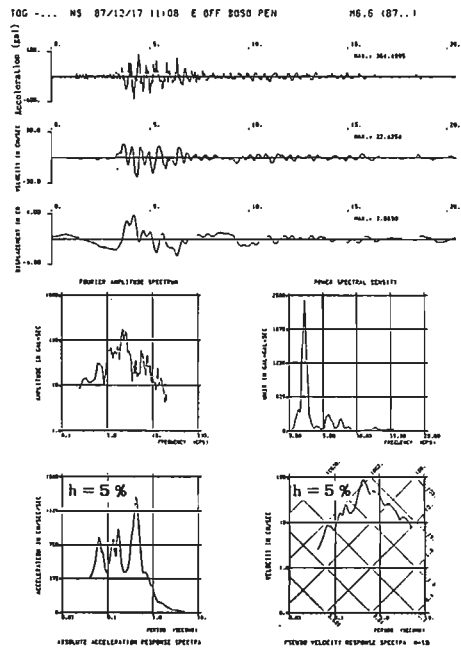
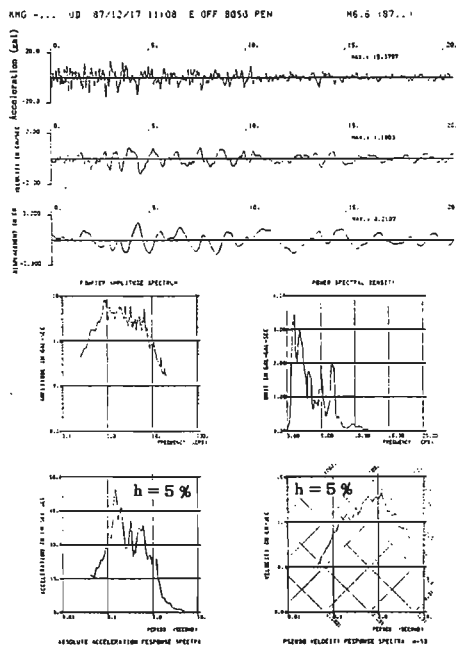


図3 東金地点の地震動記録とスペクトル

1. はじめに

1987年12月17日千葉県東方沖地震の際に東京山の手の3地点で観測された加速度記録の内、特に第四紀洪積層中での記録に対する若干の検討結果について報告する。

2. 地震観測概要

観測地点は、図-1に示すように、東京山の手に位置する赤坂、永福および清瀬である。同図には千葉県東方沖地震の震央位置も併せて示したが、3観測地点は、震央に対してほぼ直線上に並んでいる。各地点の地盤状況および、地震計位置を図-2に示した。永福、清瀬では、地表と地中で観測を行っているが、赤坂では建物中心の観測であるため、地盤関係は地中のみである。同図に示すように、各地点には、地質時代区分で第四紀洪積世に分類される地層中に共通の観測点がある。それらを地層区分で見ると、赤坂および永福は下部東京層であり、清瀬はそれより若干地質年代の新しい武蔵野礫層である。地中地震計設置位置でのS波速度は3者ともあまり大きな差はなく、350m/sec~420m/sec程度である。地震計のタイプ等、観測の概要を表-1にまとめて示した。

3. 観測記録および波形解析

3.1 観測波形および最大加速度値 観測された波形にT-R変換を施したものを図-3に示した。永福および清瀬の記録はP波の初動より観測されているが、赤坂では遅延装置が入っていないため、P波の初動はとらえられていない。最大加速度値を地表の値も含めて表-2に示した。同表より、最大加速度値は震央距離とともに減小する傾向にあるが、清瀬は、他の2地点間の減衰傾向から考えるとやや小さな値を示している。

3.2 2次元応答スペクトル P波初動より80秒間の水平方向の記録に対する2次元応答スペクトル($h=3\%$)を図-4に示した。同図を見ると、3地点のスペクトルは

1.5秒ないし2秒付近以上のやや長周期領域ではあまり

表-1 観測概要

観測地点	加速度計	記録方式	地震計設置位置 (測定方向)
赤坂	圧電型	アナログ	GL-35m (水平2方向)
永福	サーボ型	アナログ	GL-80m, 地表(GL-1.0m) (水平2方向, 上下方向)
清瀬	サーボ型	デジタル 16bit	GL-7m, 地表(GL-0.5m) (水平2方向, 上下方向)

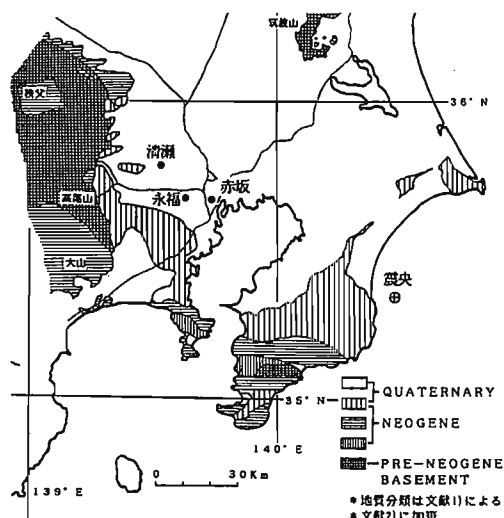


図-1 観測地点および震央位置

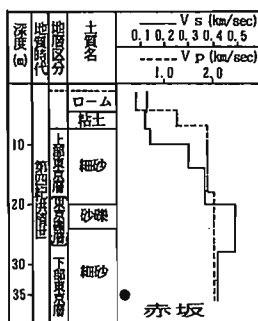


図-2 (a)

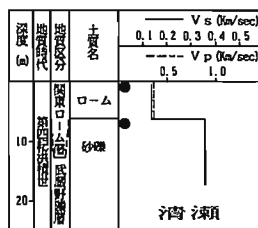


図-2 (c)

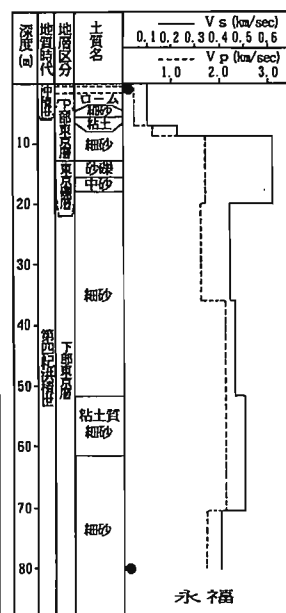


図-2 (b)

応答に差がないものの、それより短周期領域については各地点のローカルな影響を反映して、かなりの差が認められる。やや長周期領域では7秒ないし9秒付近および2秒から3秒付近で共通なピークが認められる。

3.3 バンドパスフィルター
波形 清瀬でのTransverse成分にバンド幅を中心周期の±10%としたバンドパスフィルター³⁾を施した波形を図-5に示した。同図より、各バンド周期の波形は、出現時刻が一致しており、本地震においては地震基盤からの実体波(SH波)による成分が優勢であることが判かる。またやや長周期領域での波動の分散性も顕著には認められず、表面波(LOVE波)はあまり生成されていないようである。これは本地震の震央距離が比較的短く、震源が深かったことによるものと思われる。

4. 主要動部分を対象とした簡単な検討

4.1 観測波形からもとまる走時 T-R変換した波形のうちT方向の波形に関して走時を検討した。絶対時刻は清瀬に記録されているだけなので、ここでは3者の時刻統一として、永福と清瀬に関しては、P波初動が図-6(a)に示す層構造²⁾をスネルの法則に従って伝搬するとして

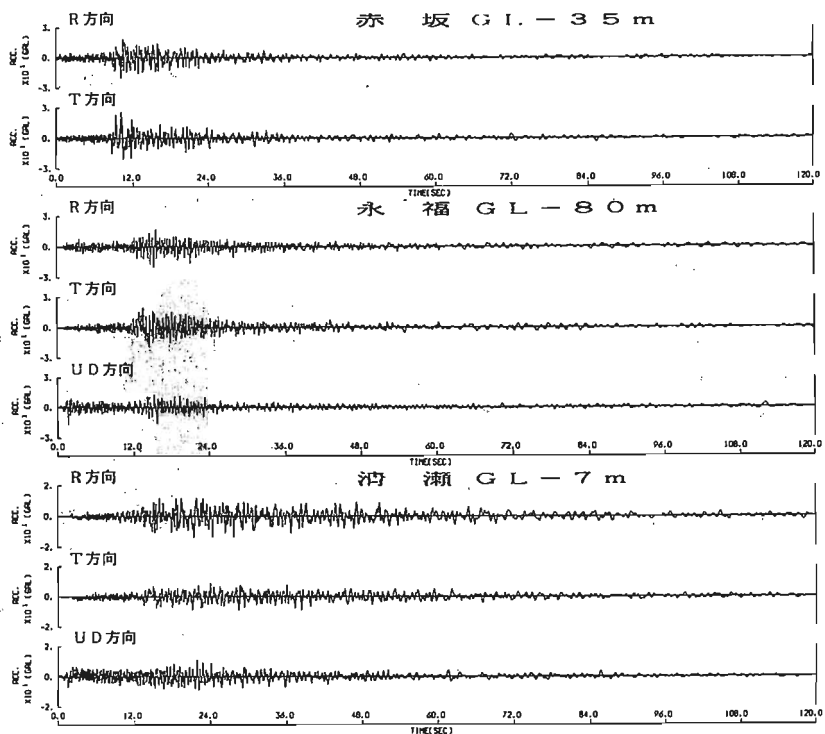


図-3 観測加速度波形(水平方向:T-R変換)

表-2 最大加速度値の比較

観測地点 [震央距離(Km)]	洪積層中最大加速度 (gal)			地表最大加速度 (gal)		
	T方向	R方向	UD方向	T方向	R方向	UD方向
赤坂 [76.5]	26.2	20.2	—	—	—	—
永福 [83.3]	19.8	20.1	16.8	67.5	67.3	46.5
清瀬 [98.2]	13.9	9.5	11.0	29.8	29.7	17.7

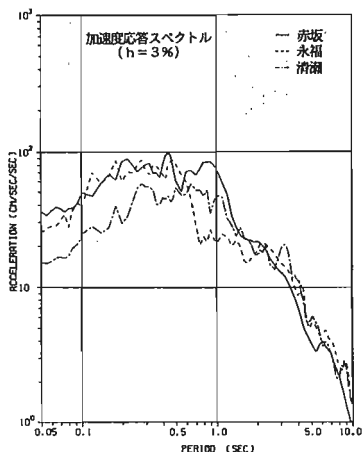


図-4(a)

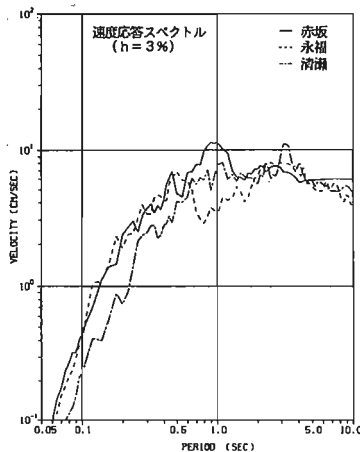


図-4(b)

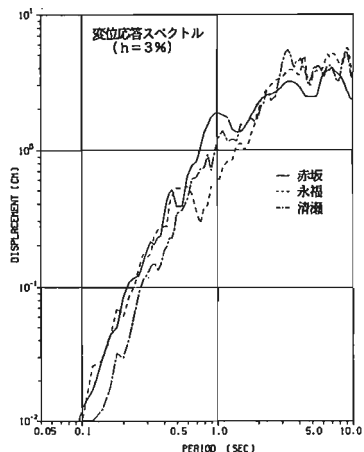


図-4(c)

計算したときの到着遅れ時間 1.8秒を相対時間差とし、また赤坂についてはS波初動を滑瀬と永福で確認されるS波初動の延長線上に並べて検討したものである。堆積層の厚さを無視している等かなりラフな検討ではあるが以上のようにして作成したT方向の波形を図-7に示した。同図より、永福と滑瀬のS波初動の時間遅れは 3.2秒となり、図-6 (a) の層構造より計算される値 3.1秒と良く一致している。また赤坂のS波初動から10秒程度後に、各地点で比較的に明瞭に位相の対応がつく特徴的な波形が認められる。図-7に示したように、その速度は、約3.3km/secであり、地殻最上層のS波速度にほぼ等しく、その上面を伝搬してきた波群と考えると都合が良い。地殻最上層が成層であれば今回の震源と観測点の位置関係からそのような波の伝搬する可能性はないと考えられるが、図-6 (b) の点線で示すように地殻の最上層が千葉県中部（震央）付近で地表面に近づく形状で傾斜していると仮定すれば、そこでの反射を考えることにより、同図の破線で示したように地殻最上層上面での伝搬経路を推定することは可能であると思われる。なお、このような伝搬経路を仮定した場合の直達S波を含む第1波群と地殻最上層を伝搬した第2波群の出現時間差はだまかに計算して赤坂で約10秒程度となり、観測結果と良い対応を示す。このようなことから考えると、マグニチュードのより大きな地震の場合には、震源から放射される波動の継続時間が長くなり、異なる伝搬経路の波が干渉しあい、本地震のように比較的深い地震であっても地形の状態によっては、主要動部分でより大きな震動を生ずる可能性のあることを示唆しているものと思われる。

4.2 スペクトル形状 以上のような推論に立脚すると、第1波群と第2波群のスペクトル形状が似ていれば、堆積層内のSH波の重複反射の影響が大きいことになり、また異なったものであればパスの影響が大きいことになる。3地点での第1波群と第2波群の約10秒間の波形のフーリエスペクトルを重ね書きしたものを図-8に示した。同図より、後続の第2波群は第1波群の影響をある程度受けているもののそれらの周期特性は非常によく対応しており、堆積層内のSH波による重複反射の影響がかなり大きいと考えられる。また、同図に見られるように、各地震のスペクトル形状はかなり異なっており、

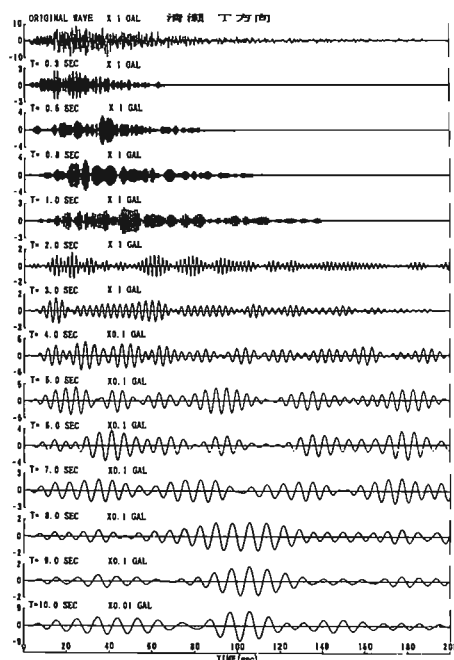


図-5 バンドパスフィルター波形

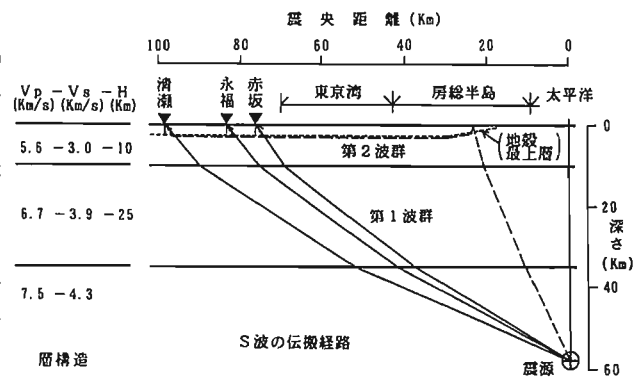


図-6 (a)

図-6 (b)

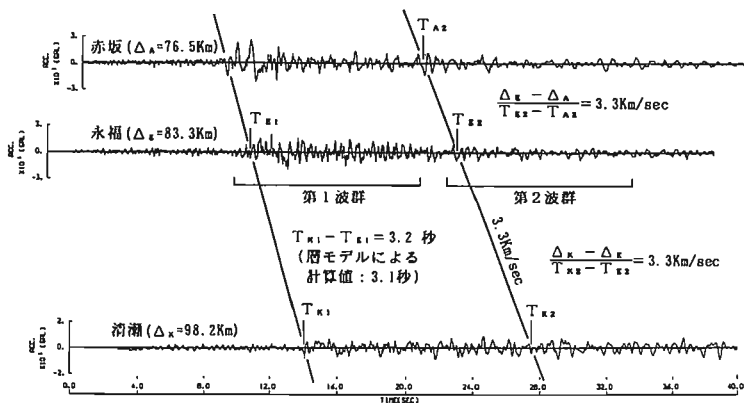


図-7

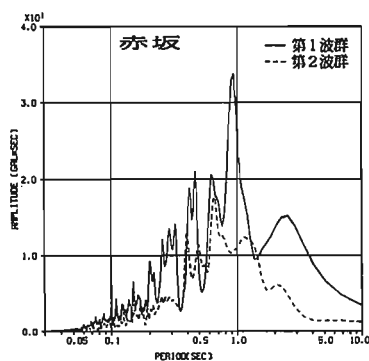


図-8 (a)

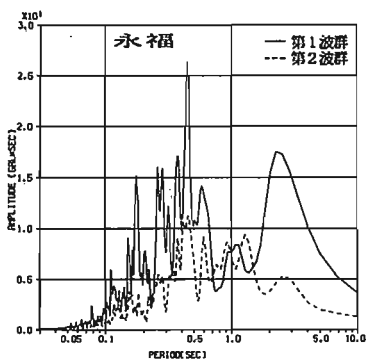


図-8 (b)

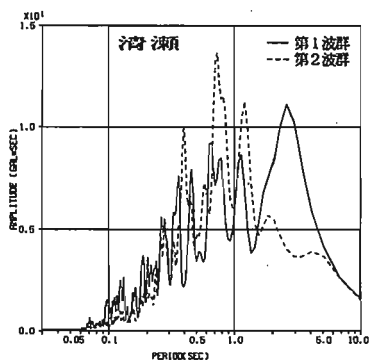


図-8 (c)

S波速度で400m/sec程度の洪積層中においても明確な震動特性を有していることが認められる。なお図-9に3地点のT方向の積分による速度波形を示したが、フーリエスペクトルで各地点に共通して表われる2.5秒付近のピークは、速度波形の初動に明瞭に見られる断層運動による周期と思われる。

4.3 東京都東部の地震との比較 1988年3月18日に東京の直下で地震(M=6.0、Depth=99km、東京都東部)が発生し、ここで示した3地点においても良好な記録が得られた。この地震の主要動部分は、恐らくSH波の重複反射により生成した波が主体であると考えらえるので、そのフーリエスペクトルと今回の第1波群のものとを比較した結果を図-10に示す。入射波成分の違いによりスペクトルのレベルは異なるが、両者の周期特性は1.5秒～2秒付近以下の短周期領域では比較的よく似ており、堆積層内での重複反射の影響が顕著に表われたものと推定される。

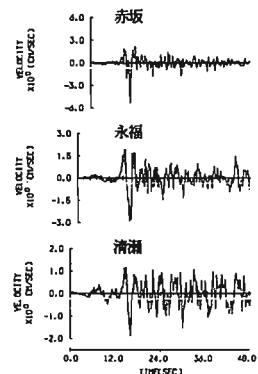


図-9

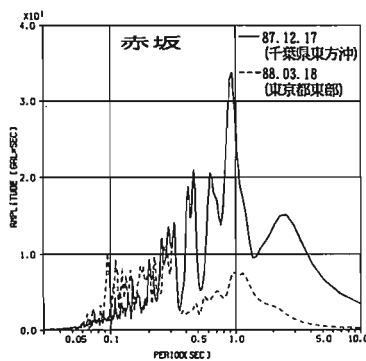


図-10 (a)

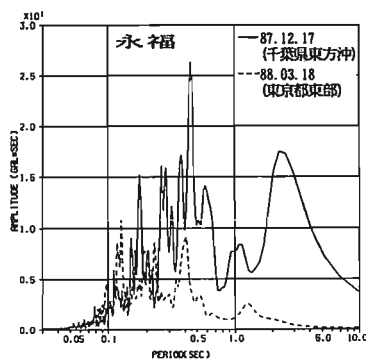


図-10 (b)

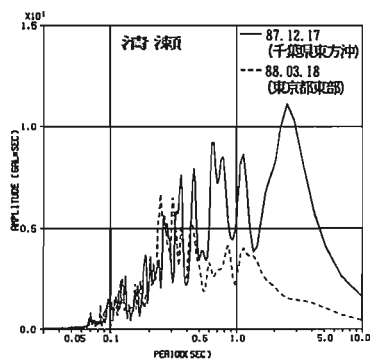


図-10 (c)

5. おわりに

千葉県東方沖地震の観測記録をもとに、その主要動部分に関する若干の検討結果について示した。本検討はかなり大まかなものであり、今後他の観測記録との比較・整理を行ない、さらに検討を進めていく予定である。

謝辞 永福の記録は東京ガス㈱の御厚意により御提供頂いたものであり、関係各位に心から御礼申し上げます。

参考文献

- 1) 垣見俊弘、衣笠善博、木村政昭：後期新生代地質構造図、東京、地質調査所、1973
- 2) 瀬尾和大：地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響、東京工業大学博士論文、昭和56年5月
- 3) 斉藤正徳：デジタルフィルターの自動設計(技術報告)、物理探査、第31巻、第4号、昭和53年8月

江東区南砂における観測結果

(株) 竹中工務店 技術研究所 阿部康彦 小林喜久二 天池文男

1. 観測概要

- 1) 観測地 江東区南砂2丁目 竹中工務店技術研究所敷地内 (震央距離69km)
- 2) 観測システム 地震計: サーボ型加速度計 (-44.4m以浅では0.3 ~30Hzで、-63.2m以深では0.1 ~30Hzで平坦な振幅特性を有する)
集録装置: デジタル方式 (A/D変換12bit, サンプルング100Hz, 遅延3.3sec)
- 3) 地震計配置 7測点からなる鉛直アレー観測 (*印は水平・上下3成分、その他は水平2成分)
GL-3.5m, -11.2m, -28.2m, -44.4m*, -63.2m, -105.1m, -153.2m*
- 4) 地盤概要 図2に地盤概要及び地震計設置位置を示す。
- 5) 観測結果の特徴 図3に示すように、最大加速度の深度分布は水平両成分間で若干異なる傾向を示し、EW成分の最深部は、その直上部及びNS成分に比べて大きな値となっている (図1参照)。また2測点のUD成分は水平成分と同程度の最大加速度値を示す。

2. 観測結果

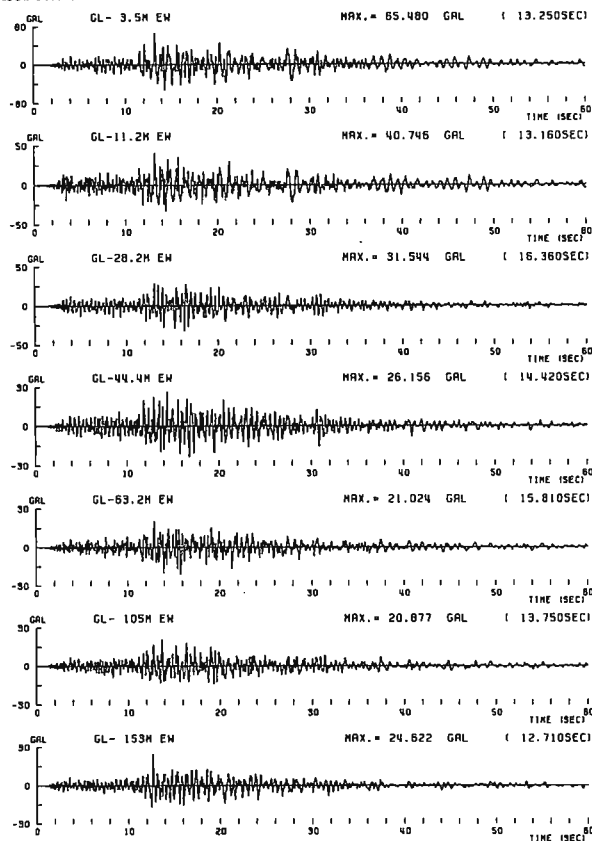


図1 千葉県東方沖地震 (1987年12月17日) の加速度波形 (EW成分)

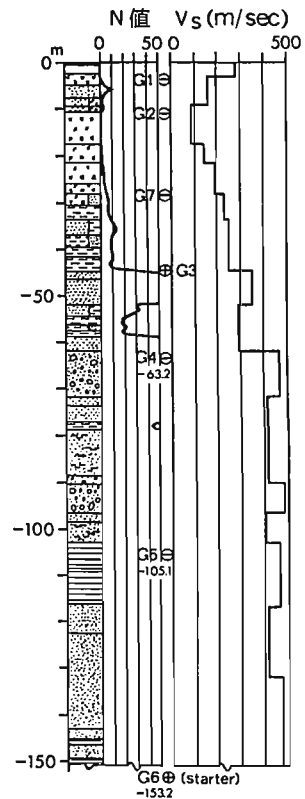


図2 地盤概要及び地震計設置位置

Observations of the Earthquake off Chiba Pref.
on December 17, 1987 at Koto-Ku, Tokyo

ABE Yasuhiko,
KOBAYASHI Kikuji,
and AMAIKE Fumio

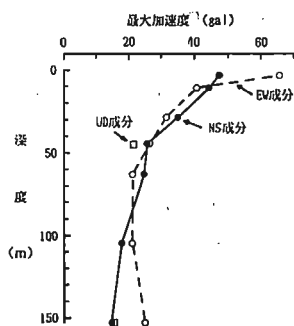


図3 最大加速度の深度分布

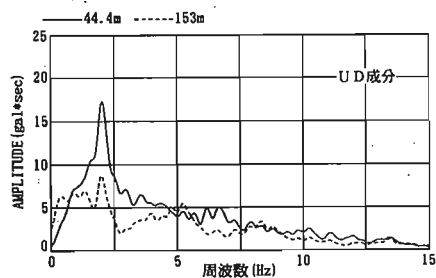


図4 UD成分の加速度フーリエスペクトル

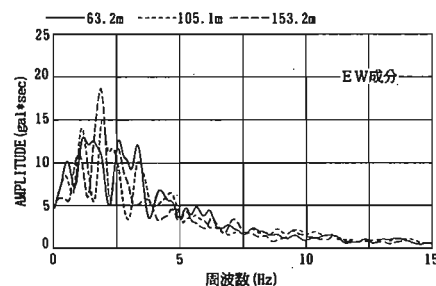
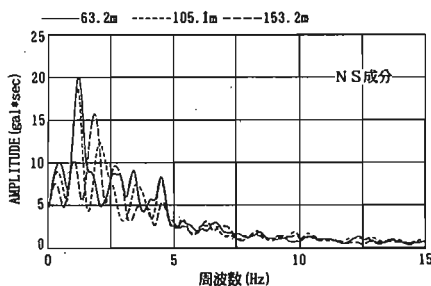
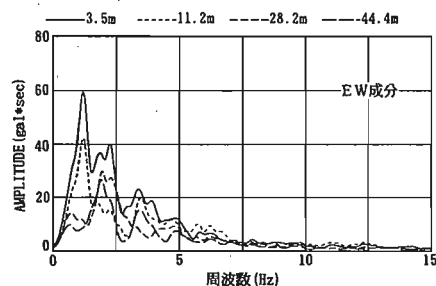
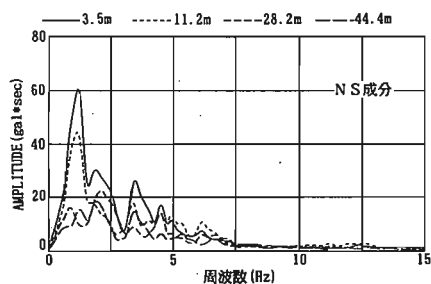


図5 水平成分の加速度フーリエスペクトル

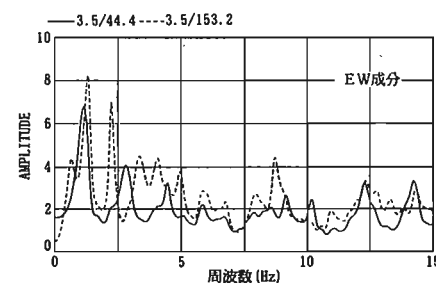
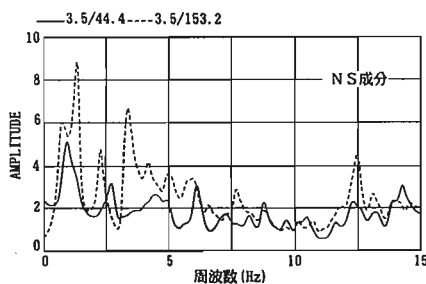


図6 GL-44.4m, GL-153.2m に対するGL-3.5m の伝達関数

参考文献 阿部・杉本他：軟弱地盤－杭－建物の地震観測（その1）～（その7）、日本建築学会大会梗概集、1982～1987

阿部・杉本他：軟弱地盤－杭－建物の地震観測、第6回日本地震工学シンポジウム、1982

岸田他：ある杭基礎建物の地震観測と一斉解析結果、構造物と地盤の動的相互作用シンポジウム、日本建築学会、1985

習志野市における観測結果

(株) 竹中工務店 技術研究所 阿部康彦 小林喜久二 天池文男

1. 観測概要

- 1) 観測地 千葉県習志野市東習志野7丁目 竹中工務店東京機材センター敷地内 (震央距離53km)
- 2) 観測システム 地震計：サーボ型加速度計 (0.1 ~ 30Hzで平坦な振幅特性を有する)
集録装置：デジタル方式 (A/D変換16bit, サンプルング200Hz, 遅延5.0sec)
- 3) 地震計配置 図2に示すように、7測点からなる立体アレー観測 (各点とも水平・上下3成分)
A1, B1, C1 (GL-1.0m), A2 (GL-30.2m), B2 (GL-30.5m), C2 (GL-30.4m), A4 (GL-137.2m)
- 4) 地盤概要 図3に地盤概要及び地震計設置位置を示す。
- 5) 観測結果の特徴 最大加速度の深度分布は各成分とも良く似た傾向を示す (図4)。GL-1mでのNS成分 (図1) は、その包絡形に大差はないが、最大加速度 (242, 181, 158gal) の差異はかなり大きい。

2. 観測結果

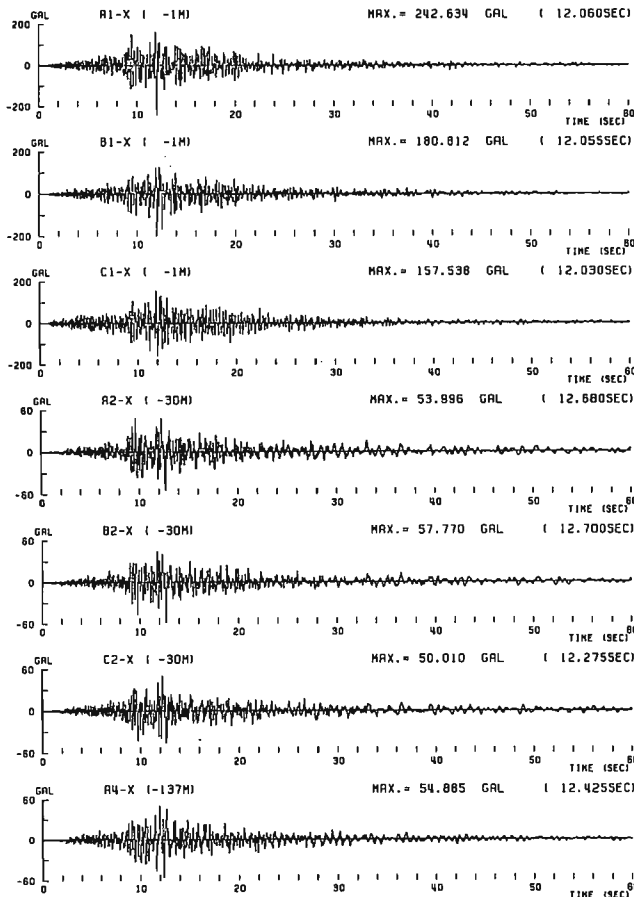


図1 千葉県東方沖地震 (1987年12月17日) の加速度波形 (NS成分)

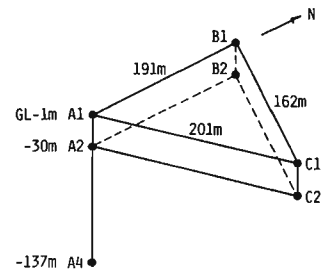


図2 立体アレーの地震計設置位置

DEPTH (m)	SOIL TYPE	VELOCITY (m/s)
0	A1	140
0	clay	780
270		
	sand	2100
420		
60	sandy silt	
360		
	sand	
	silt	
410		
100		
	sand	
530		
	A4	

図3 地盤概要及び地震計設置位置

Observations of the Earthquake off Chiba Pref.
on December 17, 1987 at Narashino, Chiba

ABE Yasuhiko,
KOBAYASHI Kikuji,
and AMAIKE Fumio

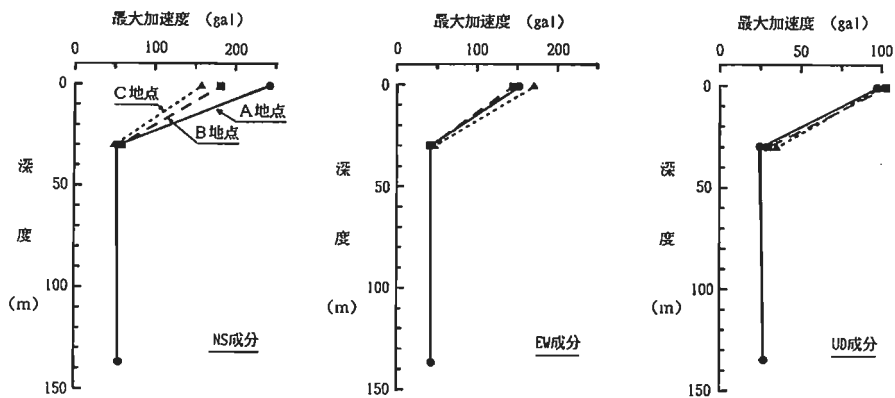


図4 最大加速度の深度分布

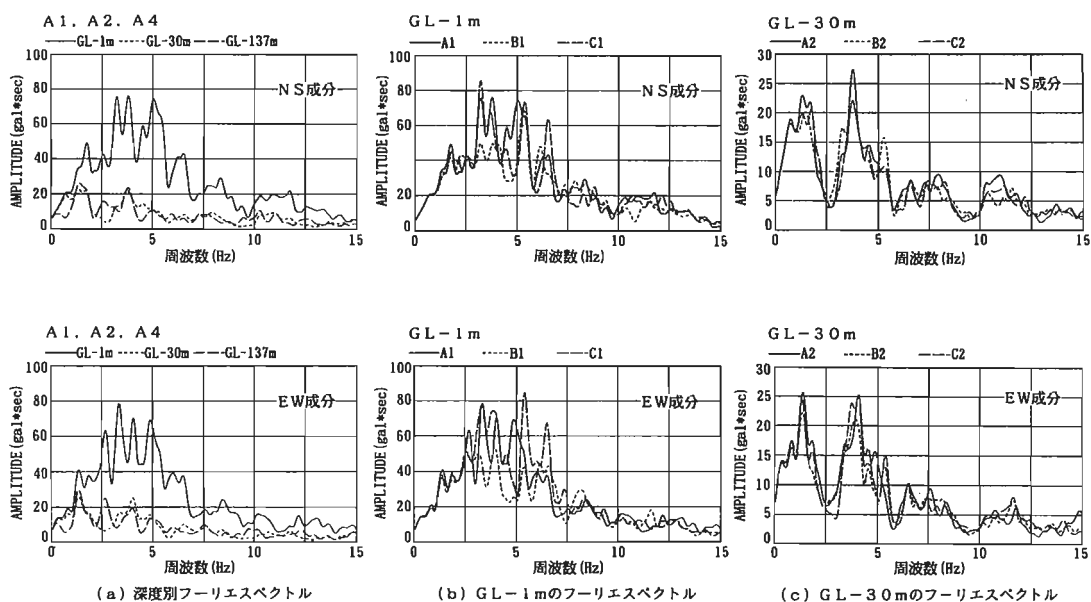


図5 水平成分の加速度フーリエスペクトル

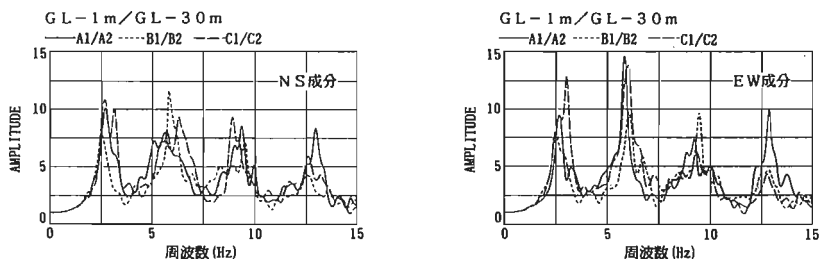


図6 GL-30mに対するGL-1mの伝達関数

参考文献 天池他：立体アレー観測によるやや長周期地震動の波動伝播特性、日本建築学会大会梗概集、1987、1988

- 1) 観測地 東京都新宿区西新宿Sビル
- 2) 地盤概要 土質柱状図、弾性波探査結果を図1に示す。GL-30mに東京礫層があり、GL-70mが第3紀層(三浦層群)と推定される。
- 3) 地震計配置 地中および建物基部の地震計位置を図1に示す。各測点でX(建物長辺E12°N)、Y(建物短辺方向N12°W)、Z(上下方向)の加速度を測定。
- 4) 計測システム 地震計:サーボ型加速度計(固有振動数3Hz、振動数域 建物水平動用0.1~50Hz、上下動および地中水平動用0.2~50Hz)、遅延装置:4秒、収録:データレコーダ、時刻:タイムプリンター
- 5) 観測記録波形 観測された加速度波形(0.02秒×2048=81.98秒)と高速フーリエ変換を利用した積分による変位の計算波形を図2、図3に示す。
- 6) スペクトル図 フーリエスペクトルを図4に示す。
- 7) その他 速度計算波形の最大値を表1に、また、参考として上部建屋の周期特性を図5の伝達特性(屋上階/1階)に示す。

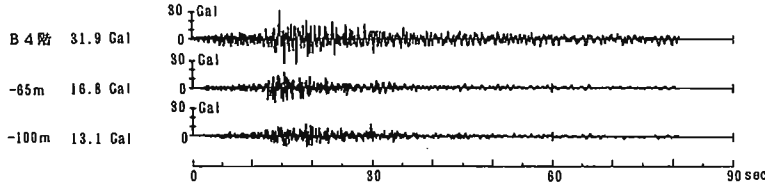
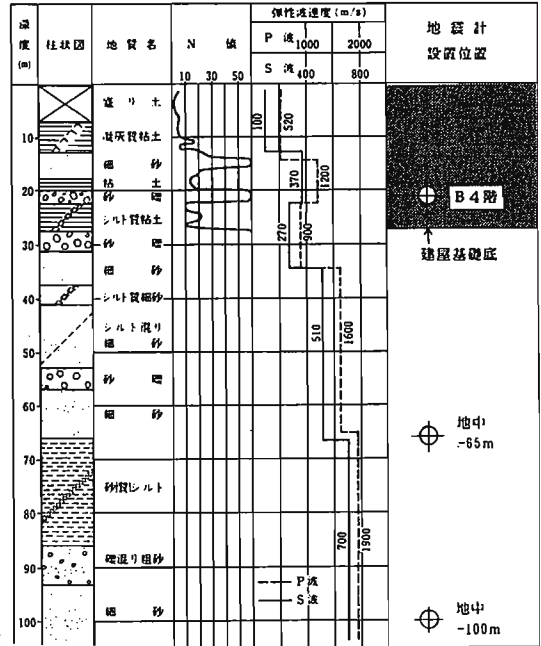


図2. a 加速度記録 長辺(X)方向 N11°W

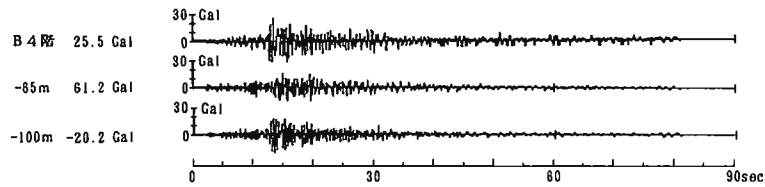


図2. b 加速度記録 短辺(Y)方向 W11°S

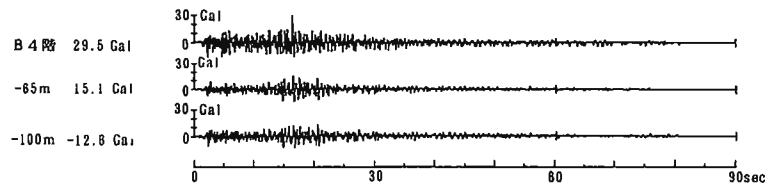


図2. c 加速度記録 上下(Z)方向

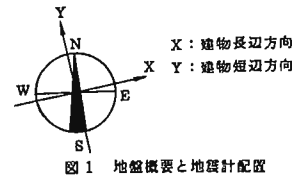


表1 速度(計算値)

方向	位置	速度 (kine)
長辺 (x)	B.4階	3.10
	-65m	2.13
	-100m	1.58
短辺 (y)	B.4階	2.79
	-65m	1.37
	-100m	1.74
上下 (z)	B.4階	2.09
	-65m	1.19
	-100m	1.05

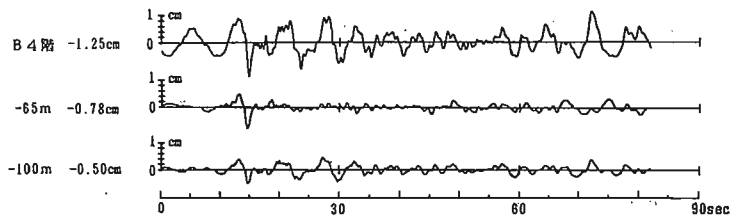


図3. a 変位計算波形 長辺 (X) 方向

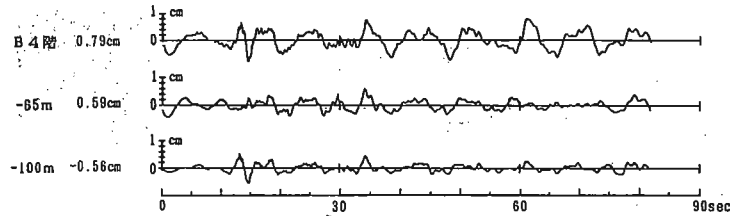


図3. b 変位計算波形 短辺 (Y) 方向

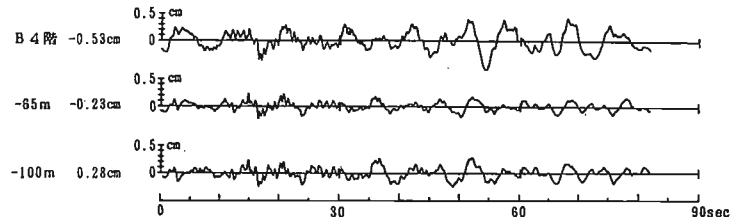


図3. c 変位計算波形 上下 (Z) 方向

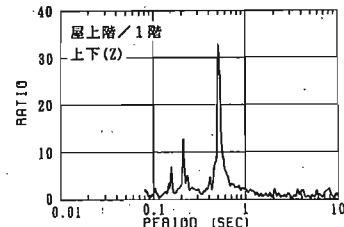
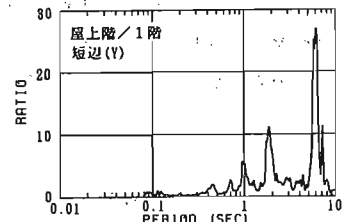
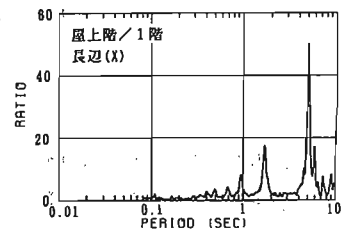


図5 上部構造の周期特性

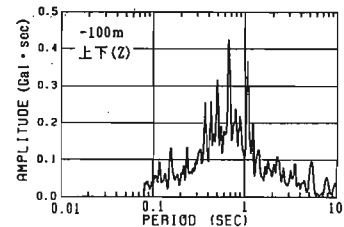
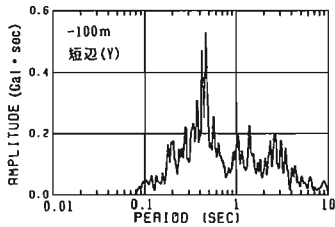
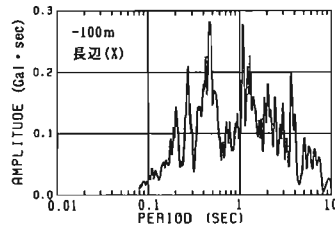
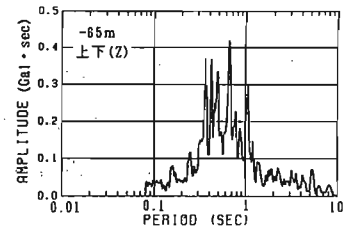
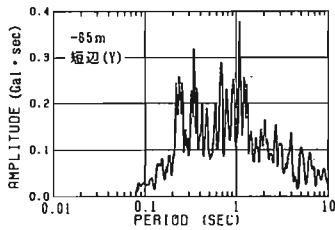
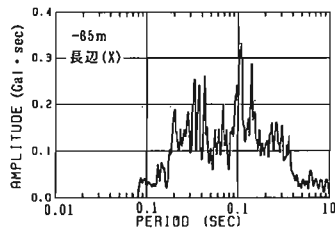
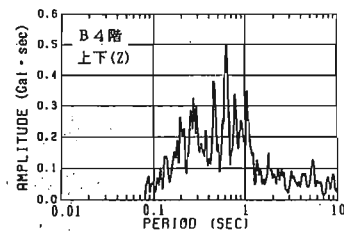
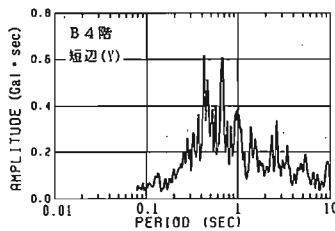
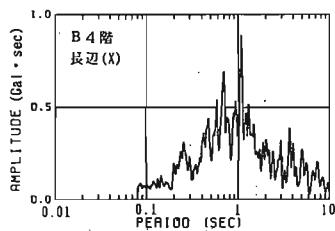


図4 加速度記録のフーリエスペクトル

千葉県東方沖地震（1987年12月17日）の観測記録

－首都圏南西部における観測記録－

東工大地震動観測グループ*

1) 観測地点 表1及び図1に示す神奈川県東部を中心とした10地点である。

2) 地盤概要 ASKは秩父古生層（先第三紀）が地表近くに存在し、ほぼ岩盤上の観測点とみなせる。ENSは葉山層群（第三紀）が、OFNは三浦層群（新第三紀）がほぼ露出している。その他の観測点は第四紀の地盤上にあるが、ごく地表近くの地層構成は異なっており、NGT・OKYでは地表近くに土丹層が存在する。FCNでは15m程度、TKMでは20m程度のローム層が、YKHではロームないし粘土層が20m程度、KWSでは砂層が50m程度堆積し、その下にそれぞれ礫層が存在する。KNNでは20m程度のシルトないし細砂層の下に土丹層が存在する。なお、この地域では深い地盤構造が、人工地震による地下深部探査の結果から、図2に示すごとく得られている。

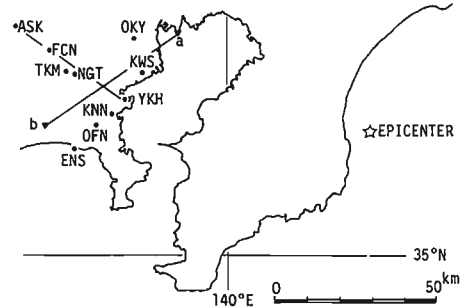
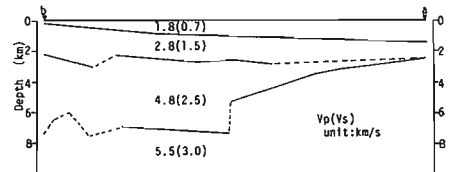
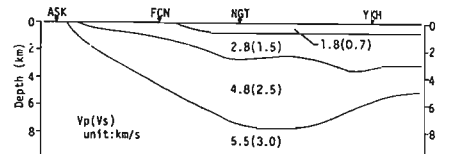


図1 震央と観測点の位置



a) a-b (図1参照)間



b) ASK-YKH間

図2 観測地域の深い地盤構造

3) 地震計配置 表1に各観測点での地震計の設置位置と観測方向を示す。

4) 計測システム 各観測点の地震計と記録計を表1に、地震計の周期特性（相対感度）を図3に示す。

表1 観測点の観測条件

観 測 地 点	設 置 位 置	観 測 方 向	地 震 計	記 録 計 (選 延 時 間)
OKY: 大 岡 山 (東京都目黒区)	RC造5階建 地下1階	X00E E00S UP	A	1 (15.65秒)
KWS: 川 崎 (川崎市川崎区)	RC造3階建 1階	X00E E00S UP	A	2 (なし)
YKH: 横浜 (横浜市中区)	RC造2階建 地下1階	X00E E00S UP	A	2 (なし)
気象台				3 (10.00秒)
KNN: 港 南 (横浜市港南区)	RC造2階建 1階	S45E W45S UP	A	3 (なし)
OFN: 大 船 (横浜市戸塚区)	RC造7階建 1階	X03W E03W UP	A	1 (15.65秒)
ENS: 江 ノ 島 (横浜市)	RC造平屋 1階	X00E E00S UP	B	2 (なし)
NGT: 長 津 田 (横浜市長津区)	RC造2階建 地下1階	S37E W37S DOWN	A	1 (15.65秒)
				3 (なし)
TKM: つきみ野 (大和市)	RC造2階建 1階	X11E E11S UP	A	1 (15.65秒)
FCN: 瀬 野 辺 (相模原市)	RC造3階建 地下1階	E07W E07W UP	B	2 (なし)
ASK: 浅 川 (八王子市)	RC造3階建 1階	E30W E30W UP	A	1 (15.65秒)
				3 (10.00秒)

地震計 A: 速度型強震計 (SF101)
B: フィードバック型速度計 (FDPV-12)

記録計 1: デジタル式 (DACS-L, SN比: 60dB)
2: アナログ式 (TZAC SKAC, SN比: 50dB)
3: アナログ式 (TZAC R-60, SN比: 40dB)

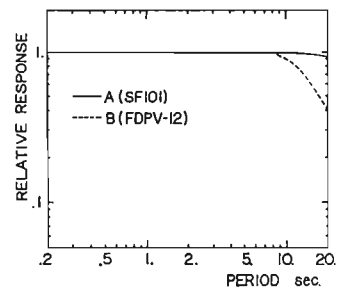


図3 地震計の周期特性

5) 観測記録波形 各観測点で得られたNS・EW（水平成分の観測方向がNS・EW方向と異なるものについては座標変換による。）およびUD成分の速度記録（1/60秒サンプリング）を図4に示す。計器補正やフィルタリング等は行っていない。なお、KWSのNS成分は記録計で一部飽和した部分を、加速度と速度が滑らかになるように修正しており、最大値は修正波形によるものである。

* 東京工業大学大学院総合理工学研究科瀬尾研究室を主体として、現在、以下のメンバーで構成している。

瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・年縄巧・山中浩明

小山信・都憲生・岩崎陽・竹内雅人・藤岡宏一郎

（資料作成：佐間野隆憲）

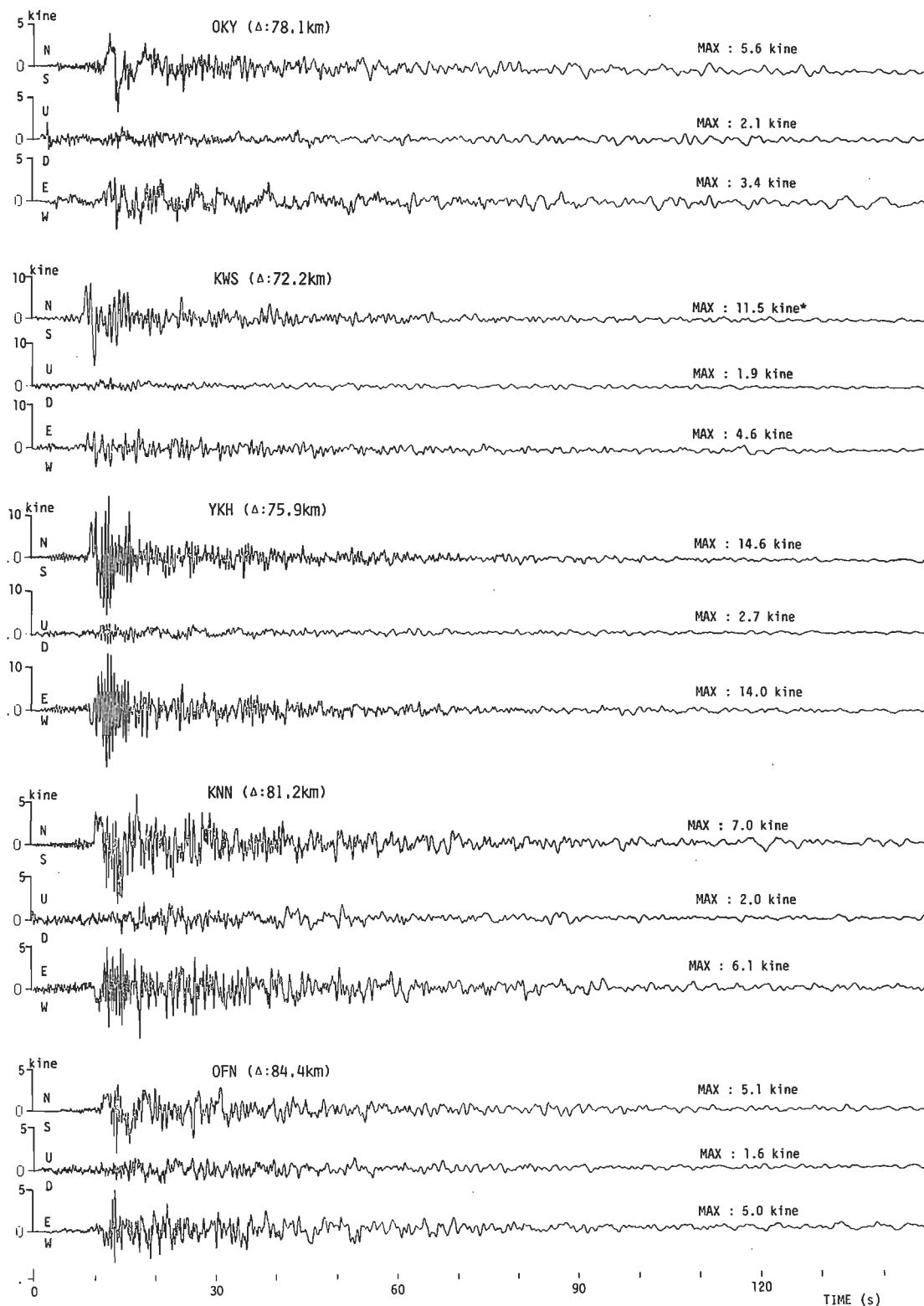
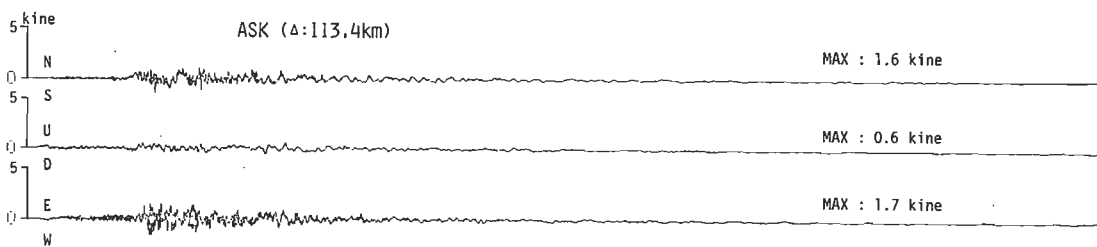
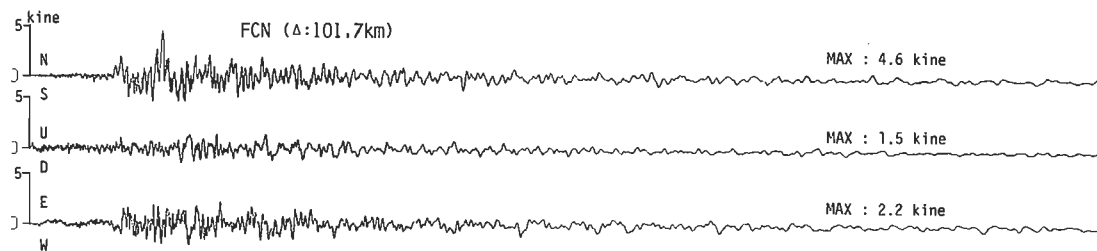
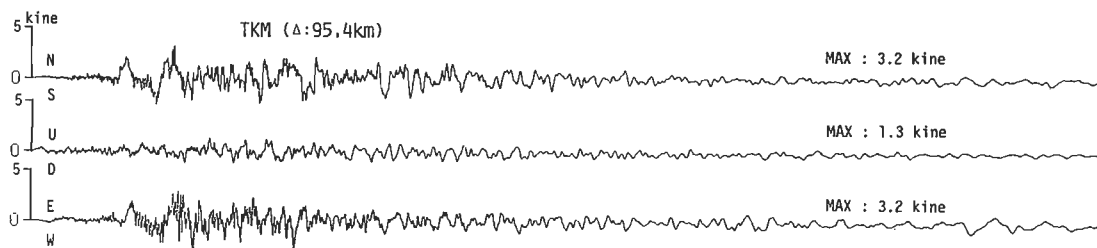
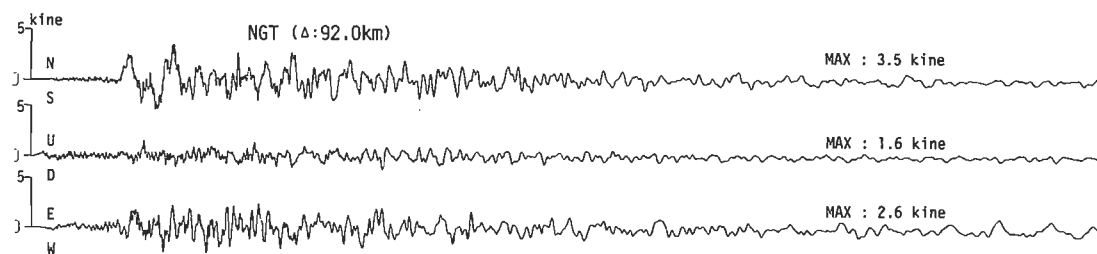
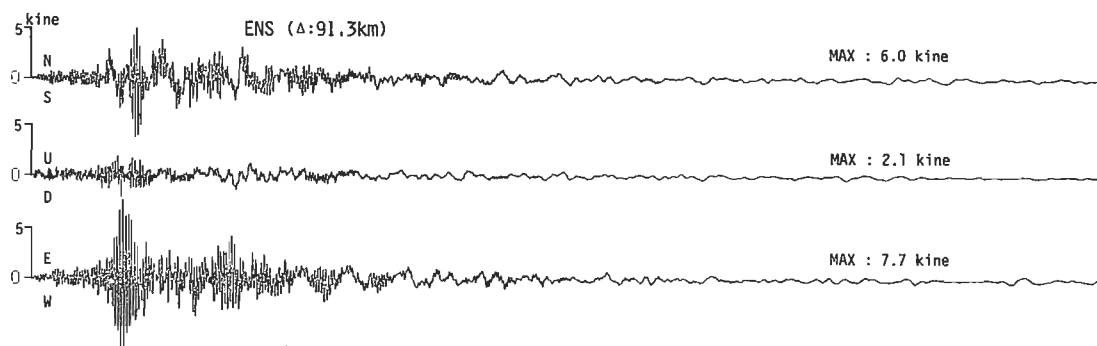


図4 観測速度記録(つづく)



0 30 60 90 120 TIME (s)

図4 (つづき) 観測速度記録

6) スペクトル図 減衰定数0.01の水平2次元速度応答スペクトルを図5に示す(サンプリング間隔: 1/60秒)。

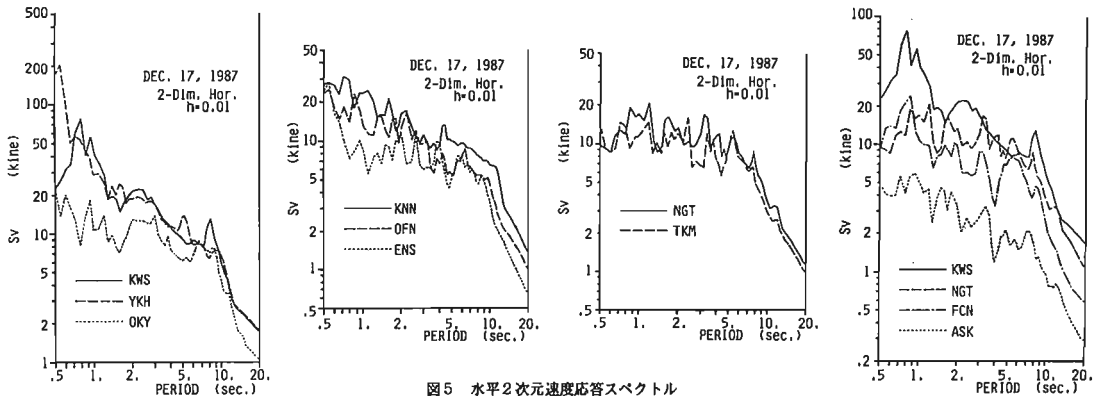


図5 水平2次元速度応答スペクトル

7) 観測結果の特徴、考察等 我々の観測点は、今回の地震の震央に対しほぼ西方に位置し、震央距離は約70~110kmに分布している。各観測点の最大速度振幅は、いずれの観測点においてもS波主要動部分で示しているが、その値には震央距離の差以上の違いが見られる。このS波主要動部分の波形を比較すると、そこに含まれる短周期成分に観測点毎の違いが著しく、最大振幅が大きな地点(KWS・YKH・KNN・ENS)では短周期成分が顕著であり、これらは観測点近傍の極く浅い地盤構造による局地的な影響と考えられる。この傾向は、図5の応答スペクトルで1~2秒以下の周期範囲の応答量にも現われている。

一方、2秒以上のやや長周期帯域では、各地点のスペクトルとも明瞭な卓越周期が見られず、応答量は周期が長くなるにつれて徐々に減少し、10秒以上で急激に小さくなっている。また、この周期帯域の平均的な応答量は震央距離に応じて減少している。

図6はTransverse成分について2秒以下の短周期成分を除去した波形を、図7はNGTのTransverse成分にマルチフィルターを施した結果を示したものであるが、これらの図から、やや長周期成分に関して、S波

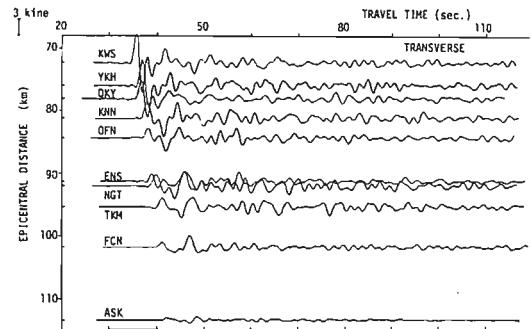


図6 2~20秒の帯域フィルターによる速度波形

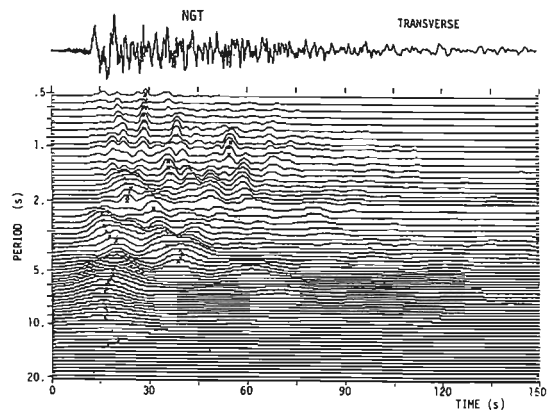


図7 各周期成分の振幅の時間変化

初動から10秒程度までは観測点相互で位相の対応が良いこと、この時間に殆どの周期成分の勢力が集中していること、その後の後続部分では位相の対応が見られず周期特性に特徴がないことなどがわかる。これに対し、浅い地震、例えば1986年11月22日の伊豆大島近海地震(M:6.6, 深さ15km)では、厚い堆積層の影響を受けた後続位相が発達し、やや長周期帯域で顕著な卓越周期が認められている。今回の地震で、そのような後続位相や卓越周期が認められなかったのは、震源が深かったことに起因しているものと推測される。

【謝辞】本地震観測網は小林啓美東京工業大学名誉教授を中心として昭和50年より開始し、順次観測点の増設及び観測機器の充実を計って今日に至っている。その間の経費のほとんどは文部省科学研究費によっている。また、観測点設置の際には関係各位のご理解とご協力を頂いた。記して謝意を表する次第である。

早稲田・蒲田・浦安における観測結果

早稲田大学理工学研究所 山田 真

1) 観測地点

早稲田(WSD) 東京都新宿区喜久井町17

早稲田大学理工学研究所

蒲田(KMT) 東京都大田区西六郷1-2-2

日本工学院専門学校・蒲田寮

浦安(UYS) 千葉県浦安市猫実1-2

浦安市立中央図書館

1987年12月17日千葉県東方沖地震の震央と測点の位置関係を図-2に示す。

2) 地盤概要

早稲田は硬質の洪積地盤、浦安は軟弱な沖積地盤、蒲田は両者の中間的な地盤で、地盤概要を図-1に示す。

3) 地震計配置

早稲田: 地中5点

GL-1m, -6m, -17m, -67m, -110m

蒲田: 地中3点

GL-8m, -30m, -80m

浦安: 地中3点

GL-11m, -31m, -81m

4) 計測システム

・サーボ型加速度計(STBH-3CM)の出力を積分器を通して速度で記録

測定周波数範囲 0.1~30Hz

・刻時装置 NHK時報による自動較正

・記録装置 デジタル磁気テープ

AD変換 14bit

(浦安のみAGCを介して12bit)

サンプリング 100Hz

遅延メモリ 10秒間

5) 観測記録波形およびスペクトル

図-3に早稲田の速度波形と、速度応答スペクトル(減衰 $h=0.01$)を示す。

図-4に蒲田、図-5に浦安の波形とスペクトルをそれぞれ示す。この両地点の記録は一部飽和しており、補間している。()内の最大値は推定値。なお、浦安の観測点より約300m離れた地点で地盤の液状化現象がみられた。

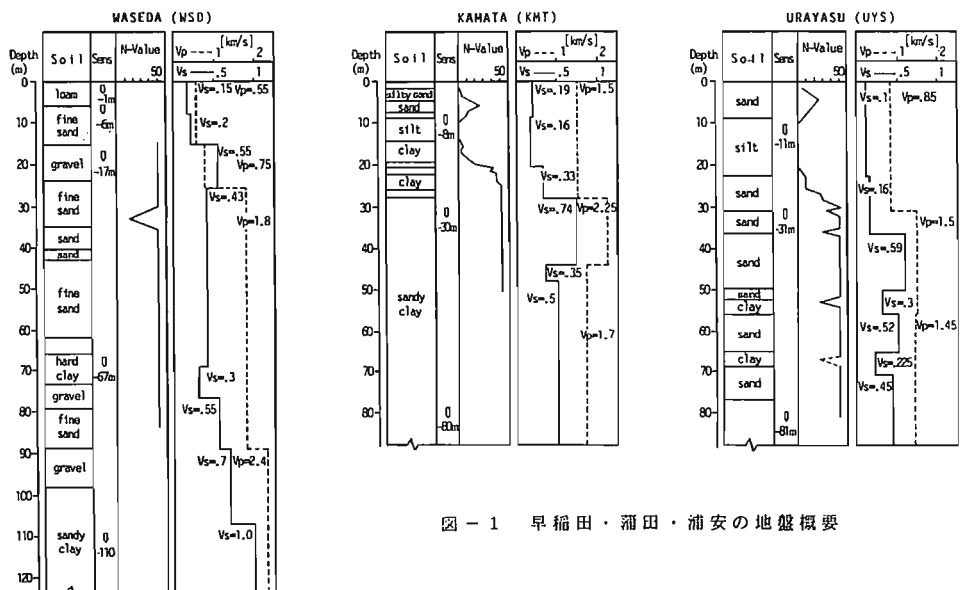


図-1 早稲田・蒲田・浦安の地盤概要

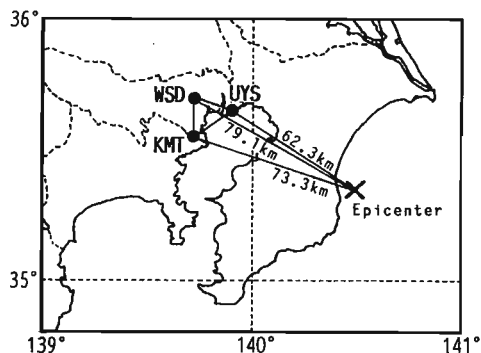


図-2 震央と観測点位置

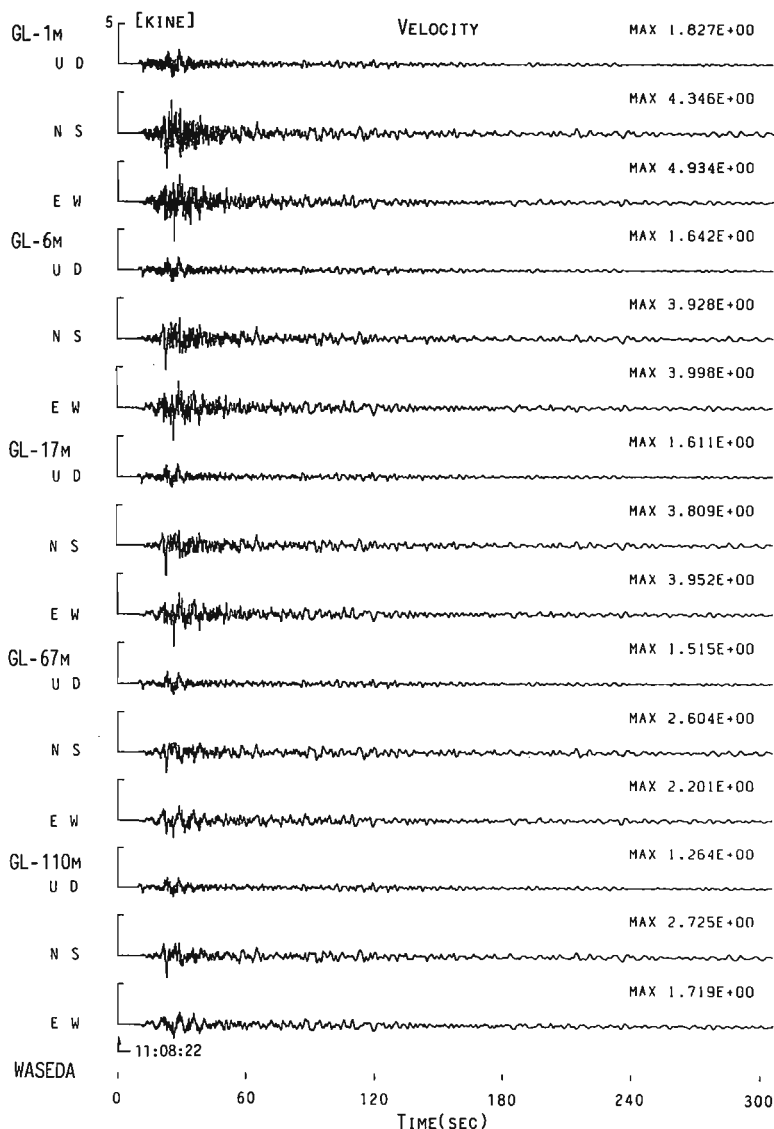
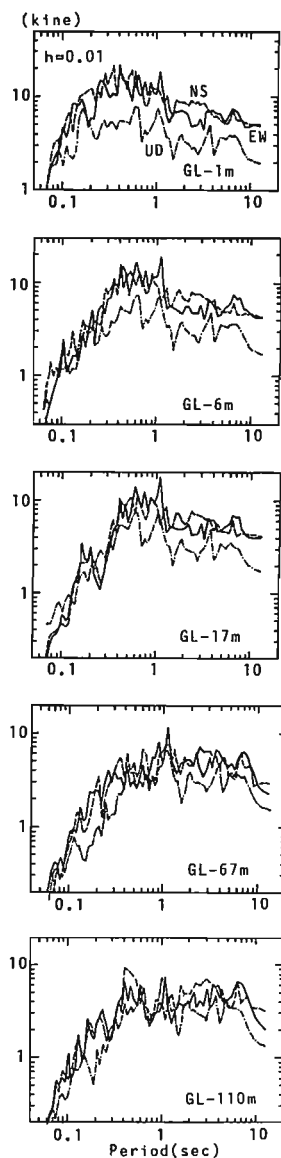


図-3 (a) 早稲田の速度波形



(b) 応答スペクトル

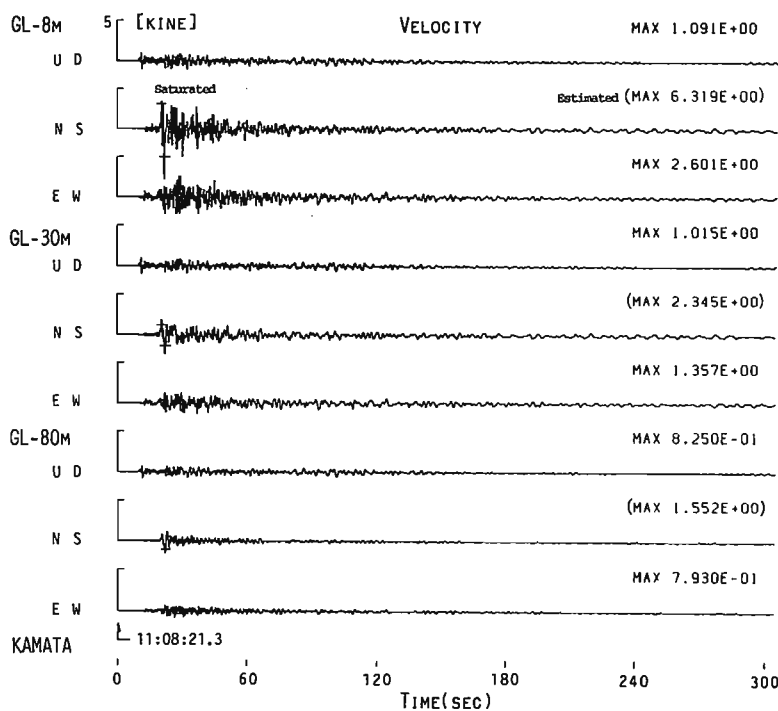
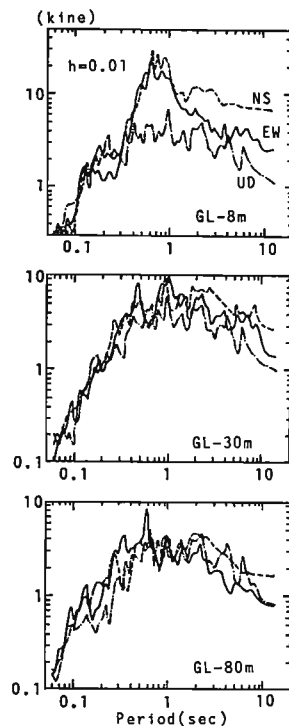


図 - 4 (a) 蒲田の速度波形



(b) 応答スペクトル

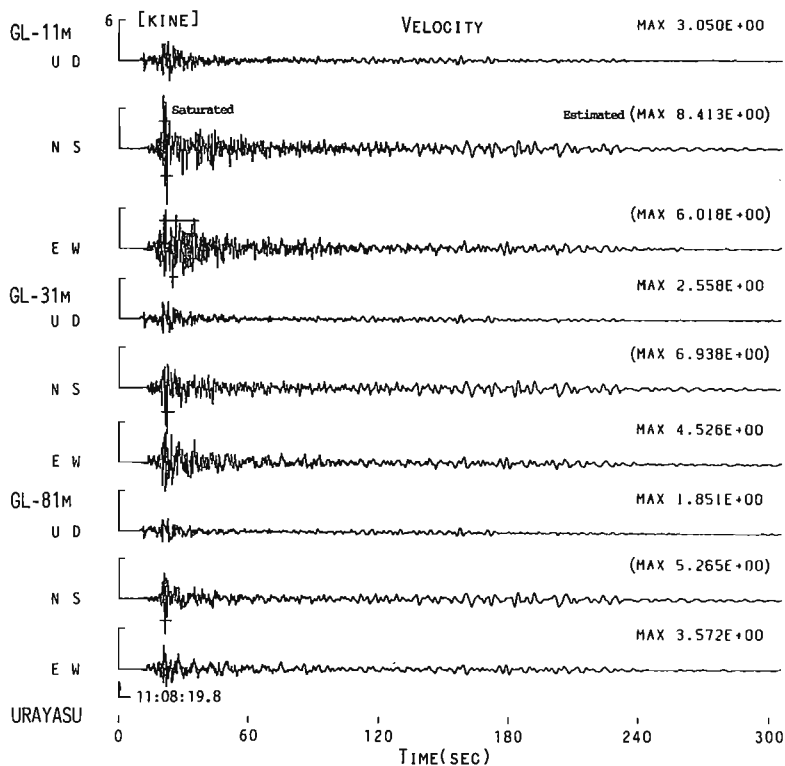
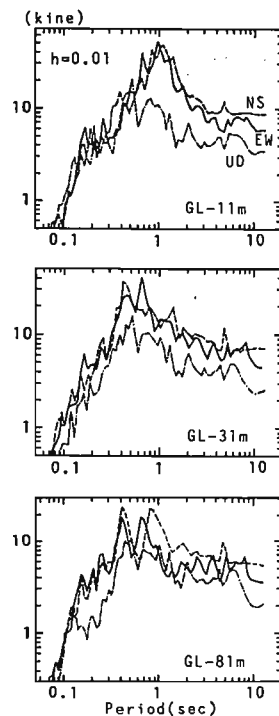


図 - 5 (a) 浦安の速度波形



(b) 応答スペクトル

鹿島建設技術研究所および岩盤アレー観測（電力共研）の地震動観測結果

鹿島建設技研 太田 外気晴 高橋 克也 越田 洋
東京電力（株） 山下 利夫 中部電力（株） 鈴木 孝夫

1. 鹿島建設技術研究所、飛田給構内における観測結果

1. 観測地点 東京都調布市飛田給 2-19-1

N 35° 39' 21"、E 139° 31' 30" 設置方向：N58W、N34E

2. 地震計設置位置 GL及びGL-50 m テニスコートわき

3. 地盤状況 観測地点は多摩川左岸の立川段丘上に位置する。
地表～GL-3.4mまでローム層（立川ローム層）、
3.4 m～11.4m立川段丘礫層、11.4m以深は細砂、
固結粘土、砂礫からなる締まった上総層群。
図1. 1に地盤調査結果を示す。

4. 計器特性 加速度計：サーボ型加速度計（東京測振製 SA-355A）

$f_0 = 5\text{Hz}$ 、 $h=30$ 以上

周波数範囲：0.1Hz～30Hz（ $\pm 2\%$ ）

測定範囲： $\sim 1000\text{Gal}$

A/D変換：16bit、100Hz サンプリング

記録計：デジタル記録（DT300A-CMT）

5. 観測記録 観測記録波形および加速度応答スペクトルを図1.2

スペクトル

に示す。

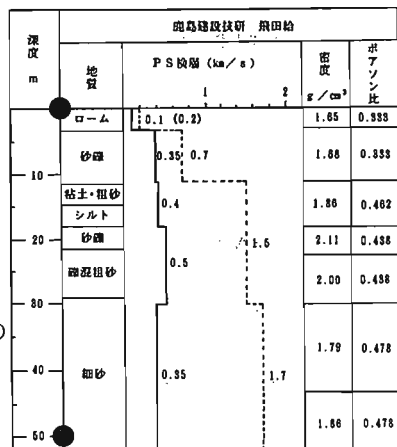


図1. 1 地盤調査結果

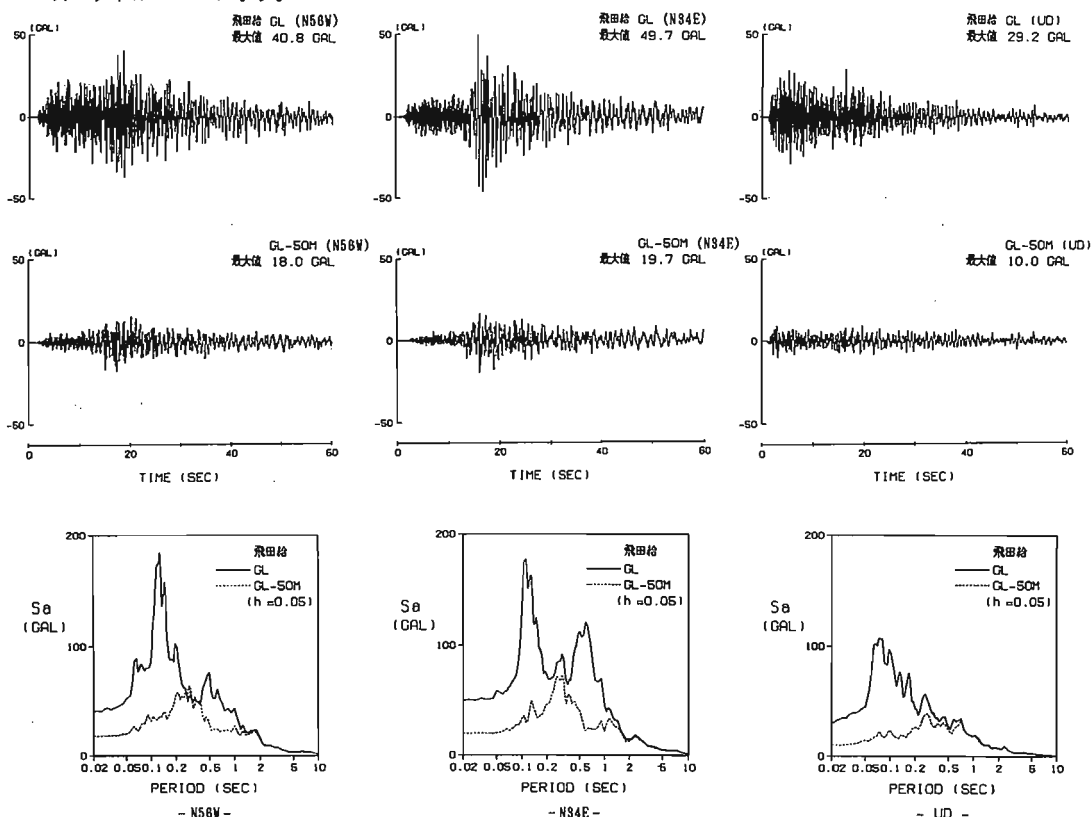


図1. 2 観測記録波形および加速度応答スペクトル

II. 鹿島建設技術研究所、西調布実験場における観測結果

- 観測地点 東京都調布市多摩川1-36-1
N 35° 38' 44"、E 139° 31' 58" 設置方向: N23E, S67E
- 地震計設置位置 GL-2.4m (免震建物基礎) 及び GL-50 m
- 地盤状況 観測地点は多摩川左岸の多摩川低地に位置する。
地表~GL-9.9mまでは微細砂~中砂の山砂による埋土、9.9 m~12.7mは礫径 5~80mmの河床礫層、12.7m以深は細砂、固結粘土、砂礫からなる締まった上総層群。 図2.1に地盤調査結果を示す。
- 計器特性 加速度計: サーボ型加速度計
(明石製作所製 JEP-5BA)
ローパスフィルタ: $f_c=30\text{Hz}$, 12dB/OCT
周波数範囲: 0.05Hz~30Hz (±10%)
測定範囲: ~1000Gal
A/D変換: 18bit, 100Hz サンプリング
記録計: デジタル記録 (TEAC社MT-1000)
- 観測記録 観測記録波形および加速度応答スペクトルを図2.2
スペクトル に示す。

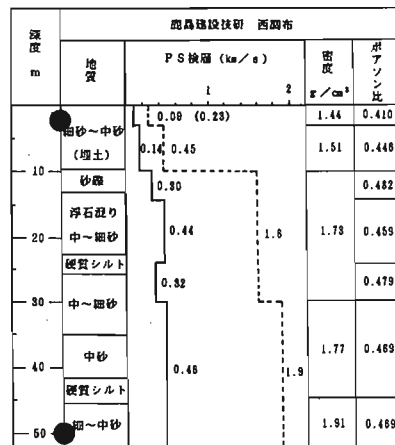


図2.1 地盤調査結果

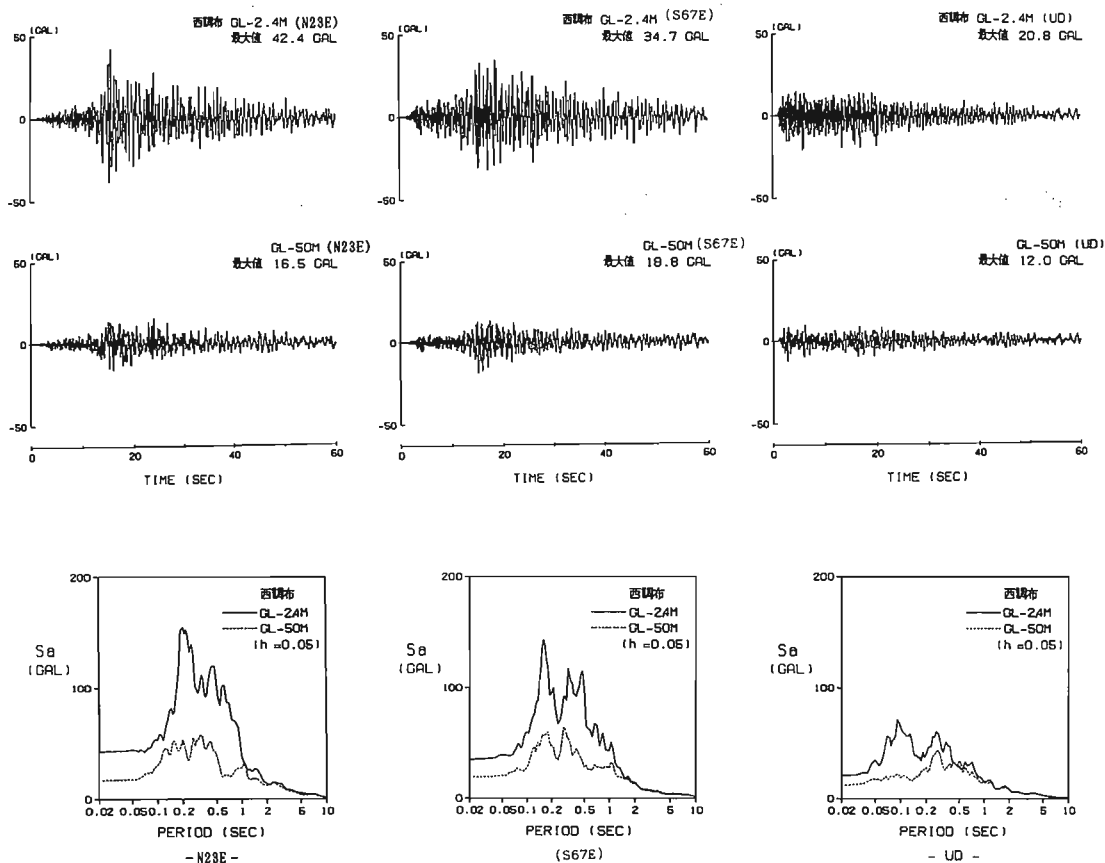


図2.2 観測記録波形および加速度応答スペクトル

Ⅲ. 岩盤アレー観測、館山観測所における観測結果

1. 観測地点 千葉県館山市大戸字船ヶ作 477-1 豊房育成牧場内
N 34° 59'、E 139° 54' 設置方向：N00E, N90E
2. 地震計設置位置 GL, GL-43mおよびGL-102 m
3. 地盤状況 観測地点は館山市街地南側にひろがる標高150 m程度の丘陵の中にある。地表～GL-7 mまではローム、粘土からなる第四紀の未固結層が存在し、これ以深は第三紀中新世三浦層群千倉層、砂岩・泥岩が存在する。図3. 1に地盤調査結果を示す。
4. 計器特性 加速度計：サーボ型加速度計
(明石製作所製 V-401BT) $f_0 = 450\text{Hz}$ 、 $h=0.7$
ローパスフィルター：50Hz, 12dB/oct
測定範囲：～50Gal, 1/3.1/10のAGC動作により
500Galまで測定可能
A/D変換：12bit, 100Hz
記録計：デジタル記録 (DT300A-CMT)
5. 観測記録 観測記録波形および加速度応答スペクトルを図3.2に示す。この場合、地震動は約3 mの表層で増幅されている。なお、このデータは電力10社で実施した電力共通研究「地震観測にもとづく標準地震動評価手法の研究」によって得られたものである。

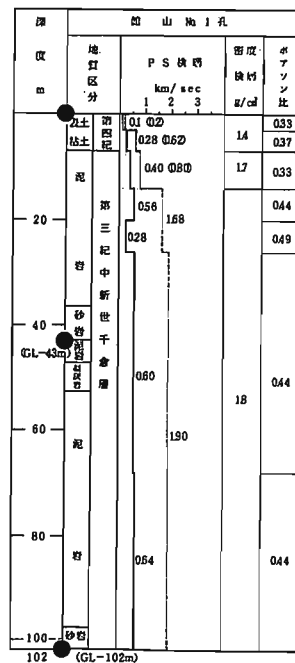


図3. 1 地盤調査結果

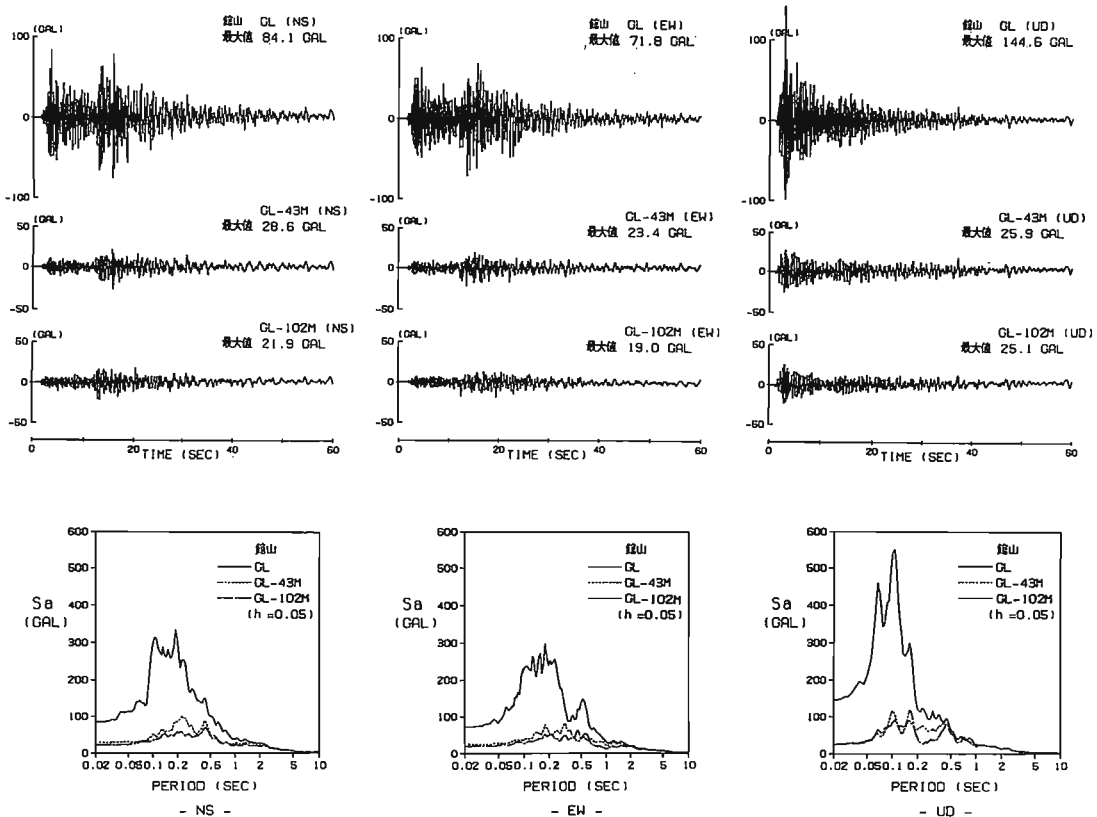


図3. 2 観測記録波形および加速度応答スペクトル

IV. 岩盤アレー観測、鉤子観測所における観測結果

1. 観測地点 千葉県鉤子市小畑新町7801番地

N 34° 43'、E 140° 52' 設置方向：N00E、N90E

2. 地震計設置位置 GL及びGL-18 m

3. 地盤状況

観測地点は鉤子半島のほぼ中央に位置する平坦地。
地表～GL-8mまでは第四紀洪積世の成田層群の砂
層が存在し、これ以深に中生代白亜紀の鉤子層群の砂
岩、頁岩が存在する。

図4. 1に地盤調査結果を示す。

4. 計器特性

加速度計：サーボ型加速度計

(明石製作所製 V-401BT) $f_0 = 450\text{Hz}$ 、 $h=0.7$

ローパスフィルター：50Hz、12dB/oct

測定範囲：～50Gal、1/3.1/10のAGC動作により500G

alまで測定可能

記録計：アナログFM記録 (TEAC-R280)

A/D変換：12bit、100Hz サンプリング

5. 観測記録

スペクトル

観測記録波形および加速度応答スペクトルを図4.2

に示す。なお、このデータは電力10社で実施した電力
共通研究「地震観測にもとづく基準地震動評価手
法の研究」によって得られたものである。

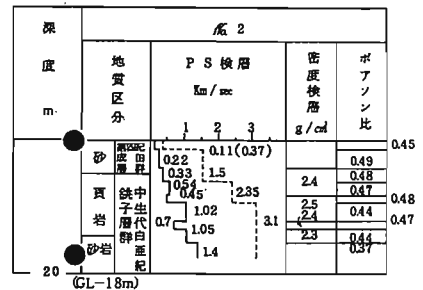


図4. 1 地盤調査結果

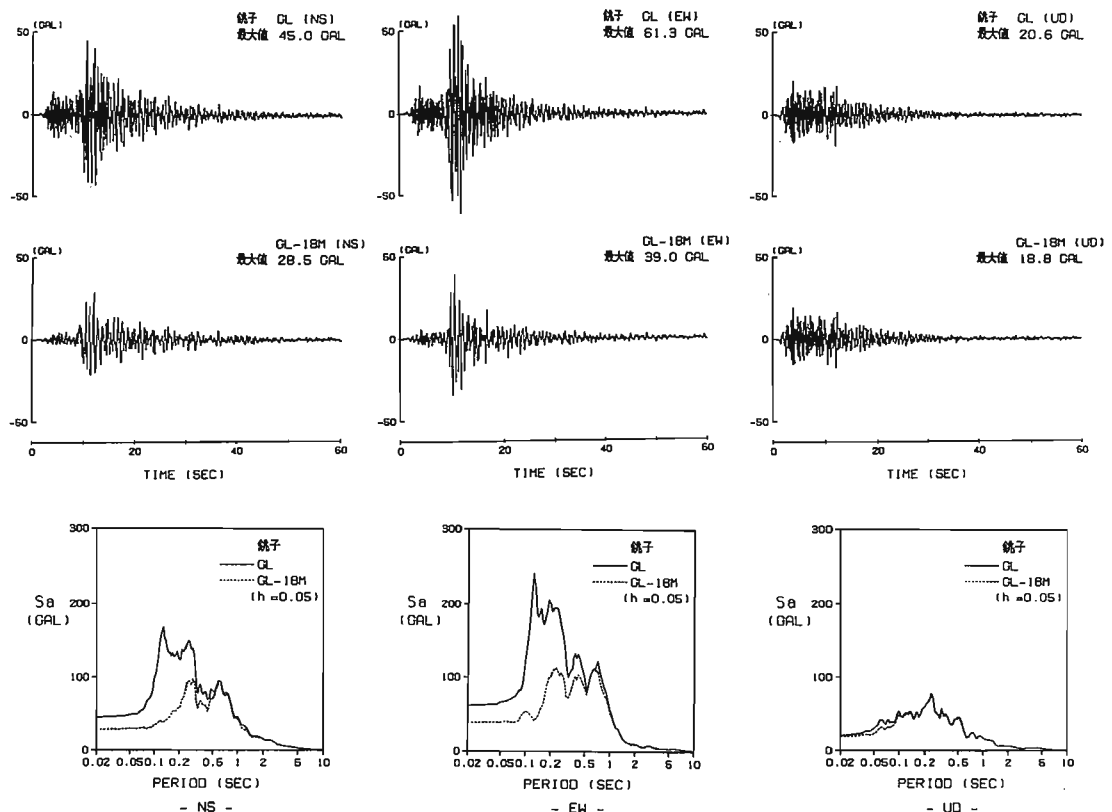


図4. 2 観測記録波形および加速度応答スペクトル

越中島、瀬谷、伊豆高原における観測結果

清水建設鋳技術研究所 横田 治彦 片岡 俊一
岡田 敬一 松川 孝志

- (1) 観測点：〈越中島〉 東京都江東区越中島3-4-17
清水建設鋳技術研究所
〈瀬谷〉 横浜市瀬谷区北町25-9
同 相模機材センター
〈伊豆高原〉 伊東市八幡野1136
同 伊豆高原寮

1987年12月17日千葉県東方沖地震の震央と観測点の位置を図-1に示す。

- (2) 地盤概要：
〈越中島〉 江東区の軟弱な沖積地盤（3種地盤）
〈瀬谷〉 相模原の台地で関東ローム（2種地盤）
〈伊豆高原〉 溶岩上。（1種地盤）
越中島、瀬谷の地盤概要を図-2、図-3に示す。

- (3) 地震計配置：
〈越中島〉 加速度計：-100m, -40m, -1m(地盤)
サーボ型加速度計
中央実験棟RC造5階建の1階
SANTAC-17強震計
速度計：中央実験棟RC造5階建の1階
村松式速度型強震計
〈瀬谷〉 加速度計：S造平屋土間上
SANTAC-17強震計
〈伊豆高原〉 加速度計：木造平屋土間上
SANTAC-17強震計

- (4) 計測システム：
〈越中島〉 ①サーボ型加速度計(SA-355)：
測定周波数範囲 0.1~35Hz
村松式速度型強震計：
測定周波数範囲 0.025~20Hz
遅延装置：3秒間、タイムコードあり
記録方式：アナログ磁気テープ
②SANTAC-17強震計(サーボ型加速度計)：
測定周波数範囲0.1~30Hz
遅延装置：5秒間、タイムコードあり
記録方式：デジタル磁気テープ(16bit)

- 〈瀬谷、伊豆高原〉
SANTAC-17強震計(サーボ型加速度計)：
測定周波数範囲0.1~30Hz
遅延装置：5秒間、タイムコードあり
記録方式：デジタル磁気テープ(16bit)

- (5) 観測記録波形、スペクトル
〈越中島〉 図-4に越中島の地中地震観測結果(サーボ型加速度計)とそのフーリエスペクトルを示す。
また、図-5に速度型強震計の記録(RC造5階建の1階)を示す。
〈瀬谷〉 図-6に瀬谷の加速度記録(S造平屋土間上)とそのフーリエスペクトルを示す。
〈伊豆高原〉 図-7に伊豆高原の加速度記録(木造平屋土間上)とそのフーリエスペクトルを示す。

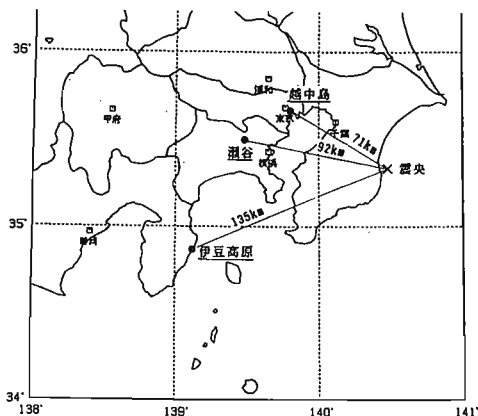


図-1 千葉県東方沖地震の震央と観測点の位置

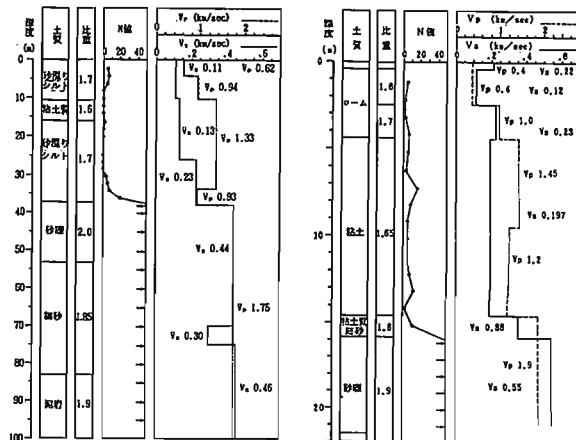


図-2 〈越中島〉の地盤概要

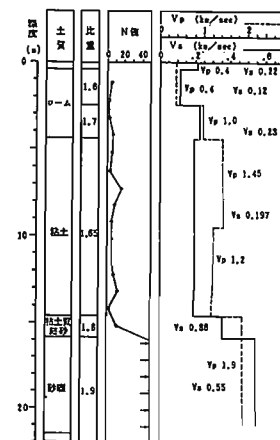


図-3 〈瀬谷〉の地盤概要

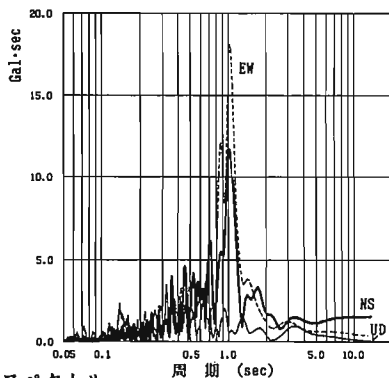
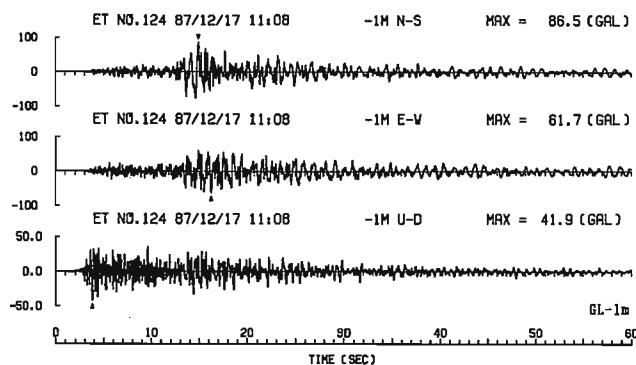
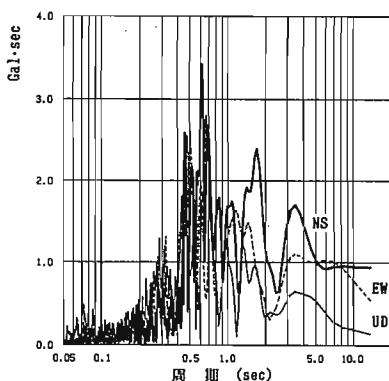
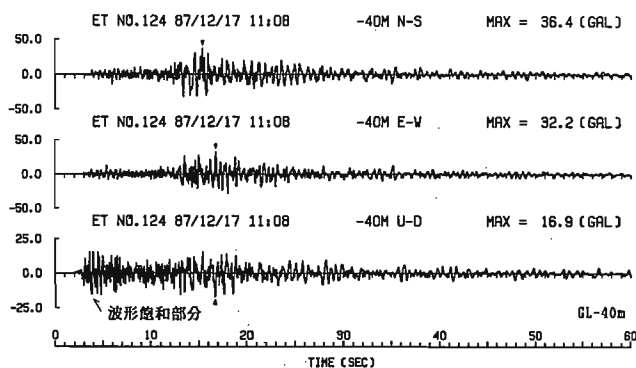
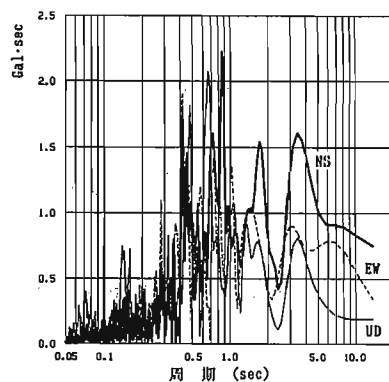
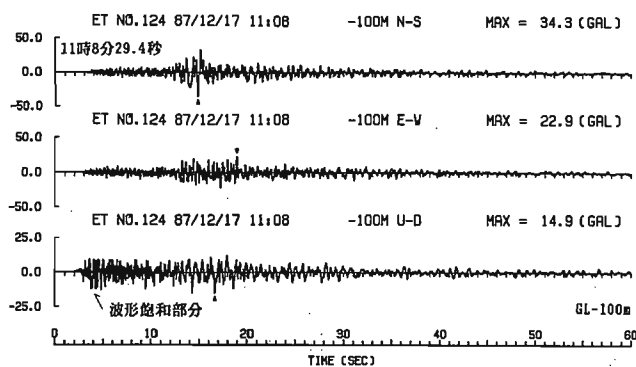


図-4 〈越中島〉の地中地震観測波形とフーリエスペクトル

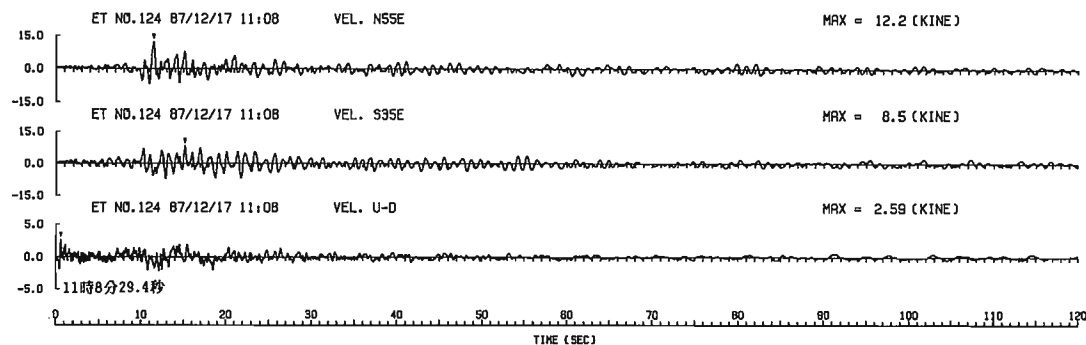


図-5 〈越中島〉の速度波形 (RC造5階建の1階)

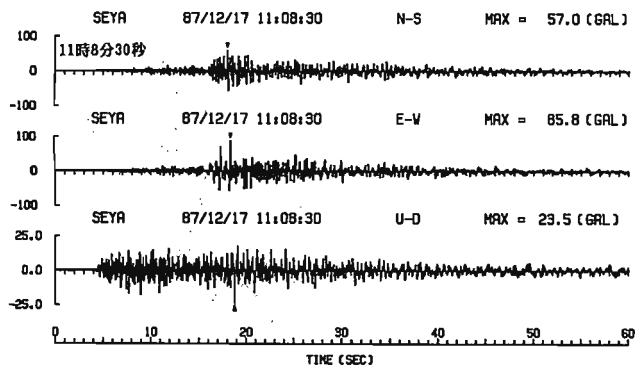


図-6 〈瀬谷〉の加速度波形とフーリエスペクトル (S造平屋土間上)

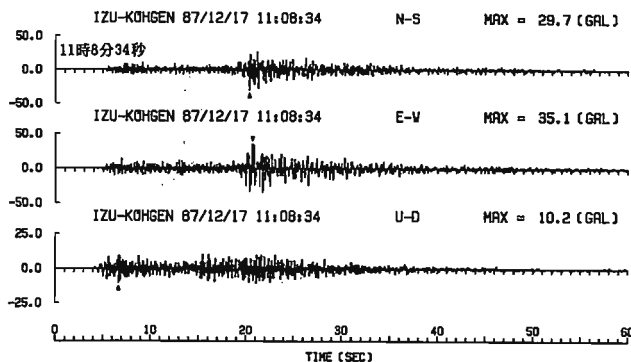


図-7 〈伊豆高原〉加速度波形とフーリエスペクトル (木造平屋土間上)

表-1 最大振幅一覧表

観測点	位 置	方 向	最大振幅
越中島	GL-100m	NS	34.3 Gal
		EW	22.9 Gal
		UD	14.9 Gal*
	GL-40m	NS	36.4 Gal
		EW	32.2 Gal
		UD	16.9 Gal*
	GL-1m	NS	86.5 Gal
		EW	61.7 Gal
		UD	41.9 Gal
	RC造5階建の1階	N55E	77.6 Gal
		S35E	54.2 Gal
		UD	52.7 Gal
瀬 谷	S造平屋土間上	N55E	12.2 kine
		S35E	8.5 kine
		UD	2.6 kine
伊豆高原	木造平屋土間上	NS	29.7 Gal
		EW	35.1 Gal
		UD	10.2 Gal

* 一部飽和波形

(6) 観測結果:

観測資料として、記録波形とフーリエスペクトルを紹介した。

これらの観測資料について、結果を以下に簡単にまとめる。

最大振幅: 各観測点の最大振幅の一覧表を表-1に示す。越中島の地中観測では、GL-100mで34Gal、GL-40mで36Gal、GL-1mで87Galを記録し、近年の観測では最大級の地動であった。5階建の1階の最大速度は12kine、最大加速度は78Galである。瀬谷の最大加速度は86Gal、伊豆高原では35Galである。

フーリエスペクトル: 越中島のGL-100mの記録には1.5~1.8秒、3.5秒、6~8秒などの卓越周期が見られる。地表の記録には、周期1秒が大きく卓越しているが、これはGL-40m以浅の軟弱な表層地盤の増幅特性に起因するものである。瀬谷のスペクトルには0.2~0.4秒、2.5秒などが卓越している。瀬谷の表層地盤(厚さ14mのローム層)の卓越周期は約0.3秒である。伊豆高原の記録には0.18秒、0.5秒などに卓越周期がある。伊豆高原の地盤は他の2観測点に比べて硬質な地盤と考えられる。

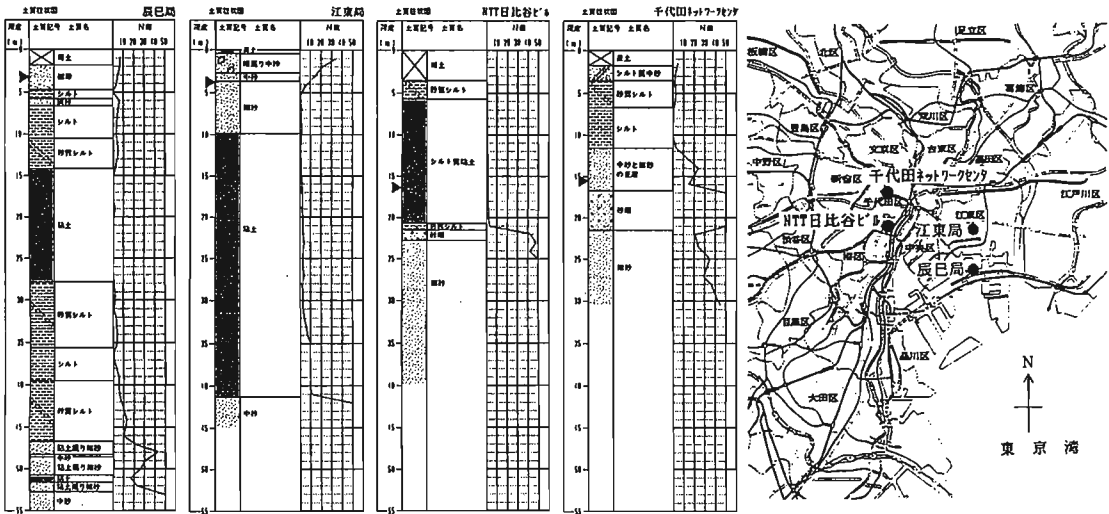
東京都江東区及び千代田区における観測結果

NTT 建築部 平松和嗣

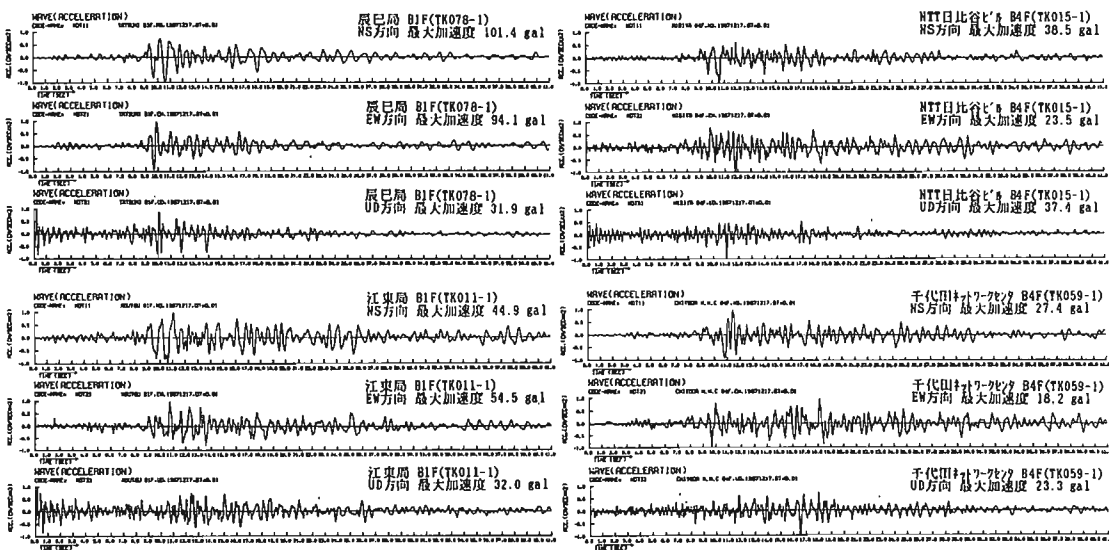
1. 観測地及び地震計 : 以下の4カ所

- ・辰巳電話局 [RC造、地上4層地下1層、鋼管杭50m] B1F: SMAC-B2 [TK078-1] (江東区辰巳2-3)
- ・江東電話局 [SC造、地上3層地下1層、地盤改良直接] B1F: SMAC-B [TK011-1] (江東区東陽4-7-29)
- ・NTT日比谷ビル [SRC造、地上9層地下4層、直接] B4F: SMAC-B [TK015-1] (千代田区内幸町1-1-6)
- ・千代田ネットワークセンター [SRC造、地上8層地下4層、直接] B4F: SMAC-B2 [TK059-1] (千代田区一ツ橋1-2-1)

2. 地盤概要及び地震計設置位置 : 地震計は建物最下階床の上に設置 (設置高さ位置: 図中▶)



3. 加速度記録波形 : 千葉県東方沖地震(1987.12.17)、 $\Delta t=0.01$ 秒、零線補正(Trifunac法)、円弧補正

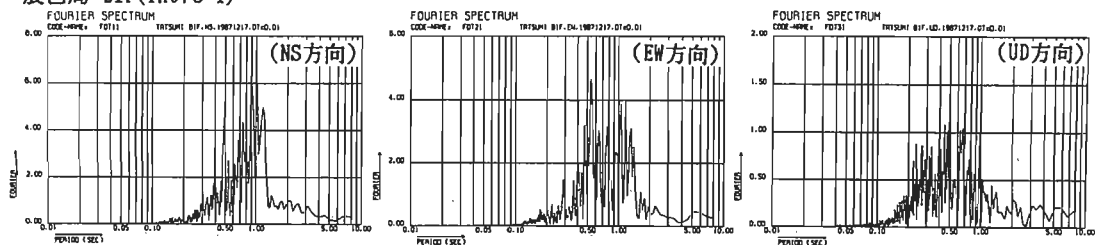


Earthquake Records at Kohtoh & Chiyoda Ward in Tokyo

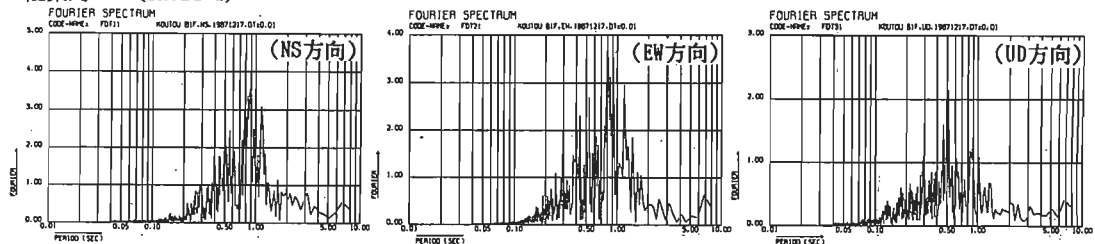
HIRAMATSU Kazutsugu

4. 加速度フーリエスペクトル : F F T 法 (40.96秒)

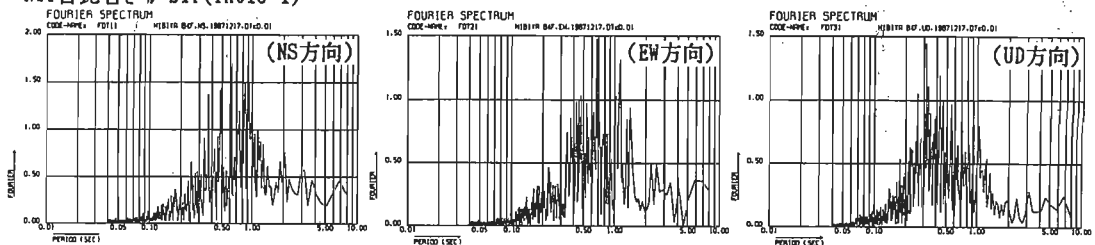
・辰巳局 B1F(TK078-1)



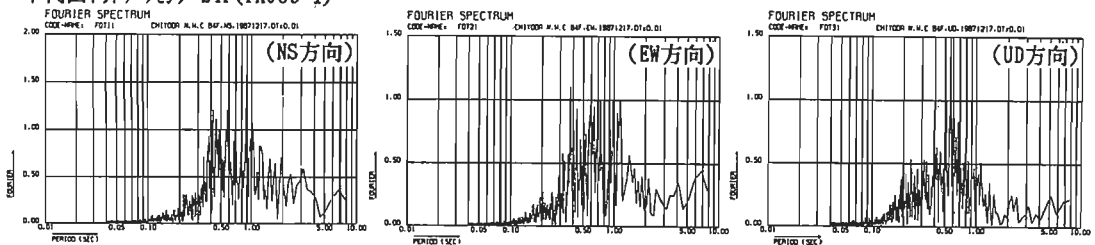
・江東局 B1F(TK011-1)



・NTT比谷ビル B4F(TK015-1)

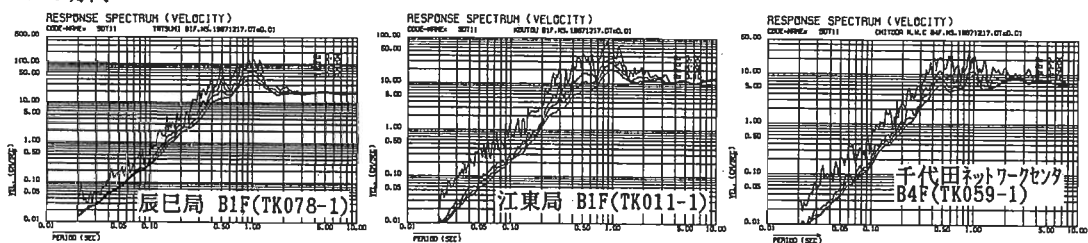


・千代田ネットワークセンタ B4F(TK059-1)



5. 速度応答スペクトル : 減衰定数 0%, 2%, 5%, 10%

・NS方向



資料作成協力者 : 赤木久真 [NTT 建築部]、沢辺幸夫 [(株)NTT 建築総合研究所]

千葉市に建つ集合住宅の1階における1987千葉県東方沖地震の観測結果

野路利幸* 立見榮司*

小坂英之*

1. 観測地 図-1に示す。観測場所は千葉市幸町に建つ集合住宅千葉ガーデンタウンB棟の1階である。

2. 地盤概要 図-2に示す。

3. 地震計 振子型機械式加速度強震計SMAC-B（固有振動数：10Hz）

スタイラスペーパーに記録した後、サンプリング間隔0.02秒でA/D変換。

4. 観測波形 図-3に示す。地震計の主軸は、真北に対して45°傾いている。

5. フーリエスペクトル 図-4に示す。計算方法：FFT（40.96秒間）

移動平均2回。

6. 速度応答スペクトル

図-5に示す。減衰定数：5%

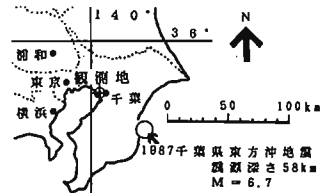


図-1 観測地

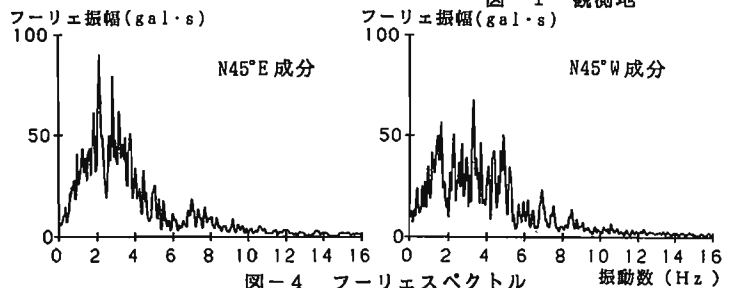


図-4 フーリエスペクトル

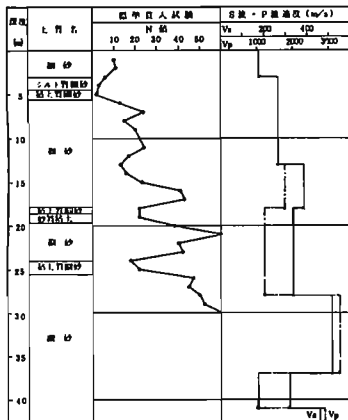


図-2 地盤概要

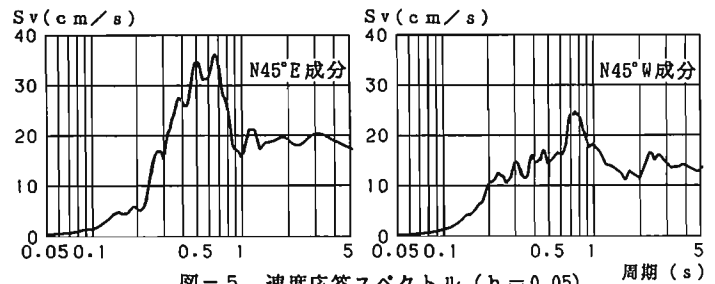


図-5 速度応答スペクトル (h=0.05)

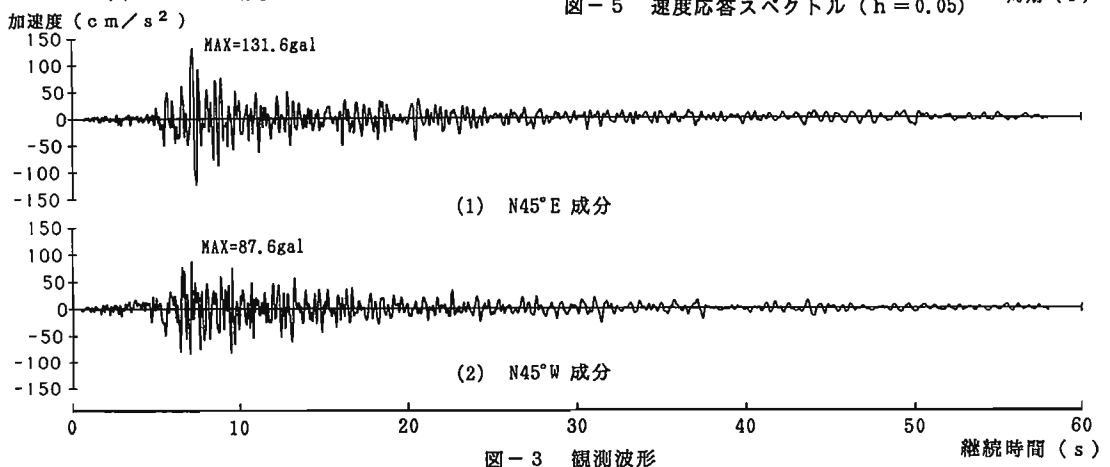


図-3 観測波形

* 三井建設機技術研究所

Observation Results of the 1987 CHIBAKEN-TOUHOU-OKI Earthquake

at an Apartment House in Chiba-City.

NOJI Toshiyuki TATSUMI Eiji
KOSAKA Hideyuki

千葉県流山市における1987千葉県東方沖地震の観測結果

野路利幸* 立見栄司*

小坂英之*

1. 観測地

図-1に示す。観測場所は三井建設備技術研究所（千葉県流山市駒木）の敷地内である。

2. 地盤概要

図-2に示す。

3. 地震計

サーボ式加速度計（周波数範囲：0.1～30Hz）0.01秒でサンプリングした後、デジタルデータレコーダに記録。

4. 観測波形

図-3に地表の加速度波形を示す。

5. フーリエスペクトル

図-4に示す。計算方法：FFT（40.96秒間）移動平均2回。

6. 速度応答スペクトル

図-5に示す。減衰定数：5%

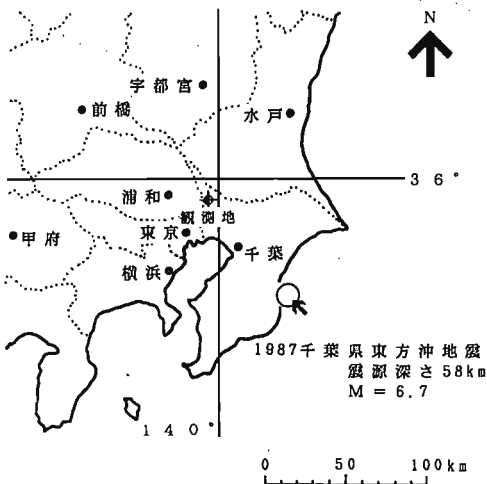


図-1 観測地

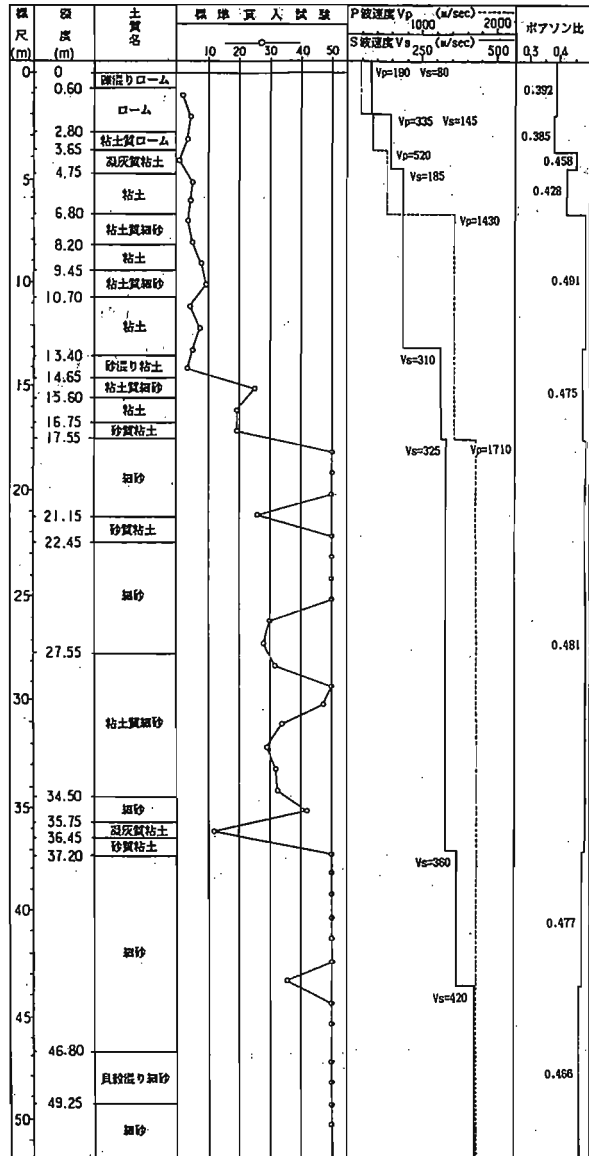


図-2 地盤概要

Observation Results of the 1987 CHIBAKEN-TOUHO-OKI Earthquake
at Nagareyama, Chiba-Pref.

NOJI Toshiyuki TATSUMI Eiji
KOSAKA Hideyuki

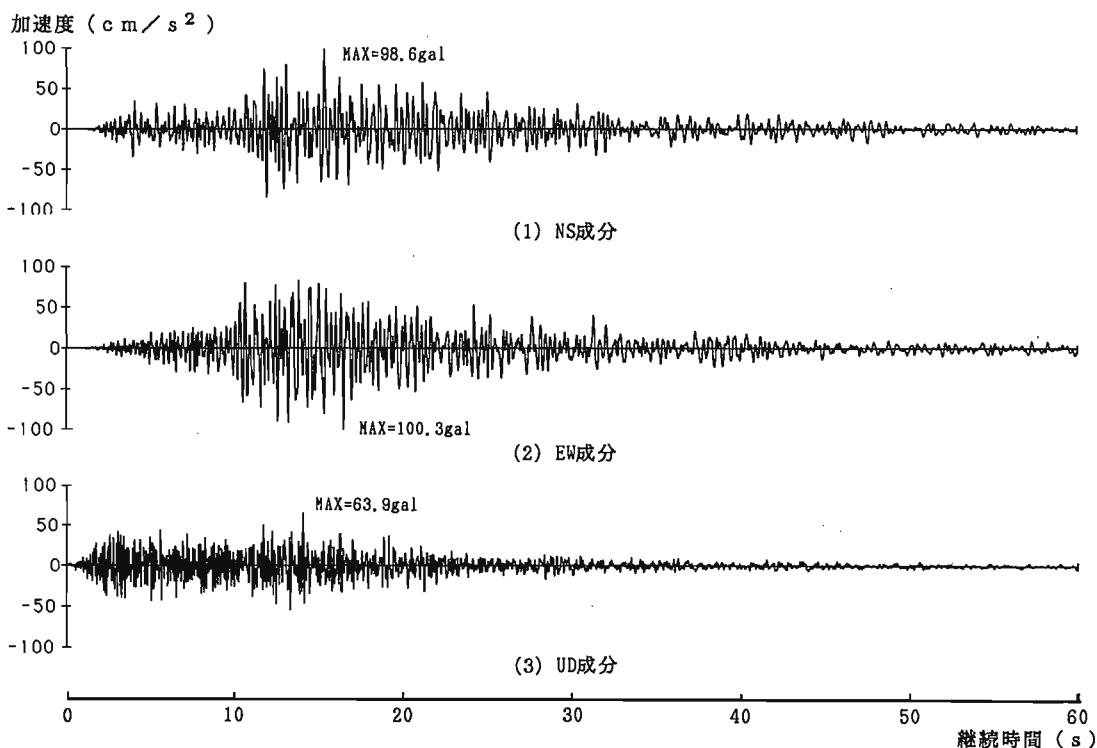


図-3 観測波形

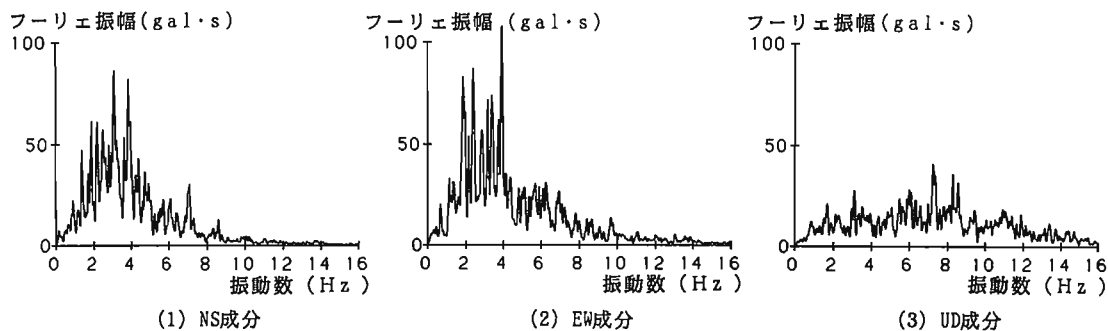


図-4 フーリエスペクトル

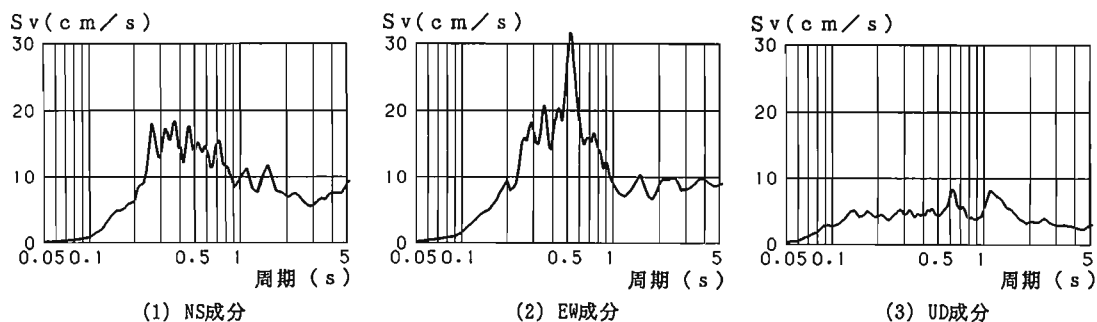


図-5 速度応答スペクトル ($h=0.05$)

東京湾にたいする観測結果

木下繁夫・御子榮正

1. 観測地点 東京湾内, 図1参照
2. 地震計設置位置・観測方向 北東・NS, EN, UD の3成分観測.
3. 地盤状態 東京湾内代表的地盤結果は図3の通り, 図3のSAと図1のSRAに相当する.
4. 観測計器 東京測振(株)製 SAMTAC-17V. 0.02~30Hzで平坦特性を持つ速度型増幅計.
5. 解析記録 1987年12月17日の千葉県東方沖地震に対するTransverse成分記録, 図2参照. 但し, SHOとTYSは欠測.
6. フーリエ・スペクトル KOTの記録をランニング・スペクトル, 図4参照. 7L-4が1.25秒, ユフトが10秒.
7. 増幅特性 多点記録からのデコンボリューションによる推定. 先新第三紀上の堆積層の増幅特性に相当する.

図5参照.

8. 地層結果との対応 SRAなどの場合, 図6参照. 地盤内での入射角40°, 堆積層を平行な層とし, $Q=50(f \text{ Hz})$, $150(f \geq 2 \text{ Hz})$ とした.

図2

Transverse 成分記録. 単位は cm/s.

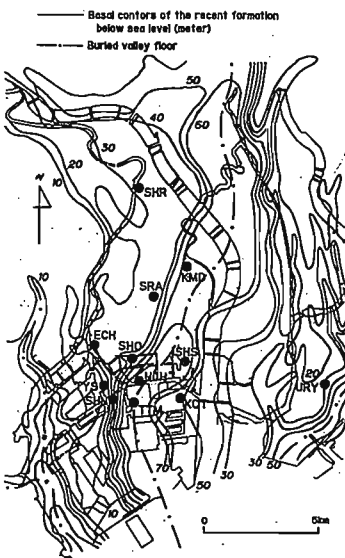
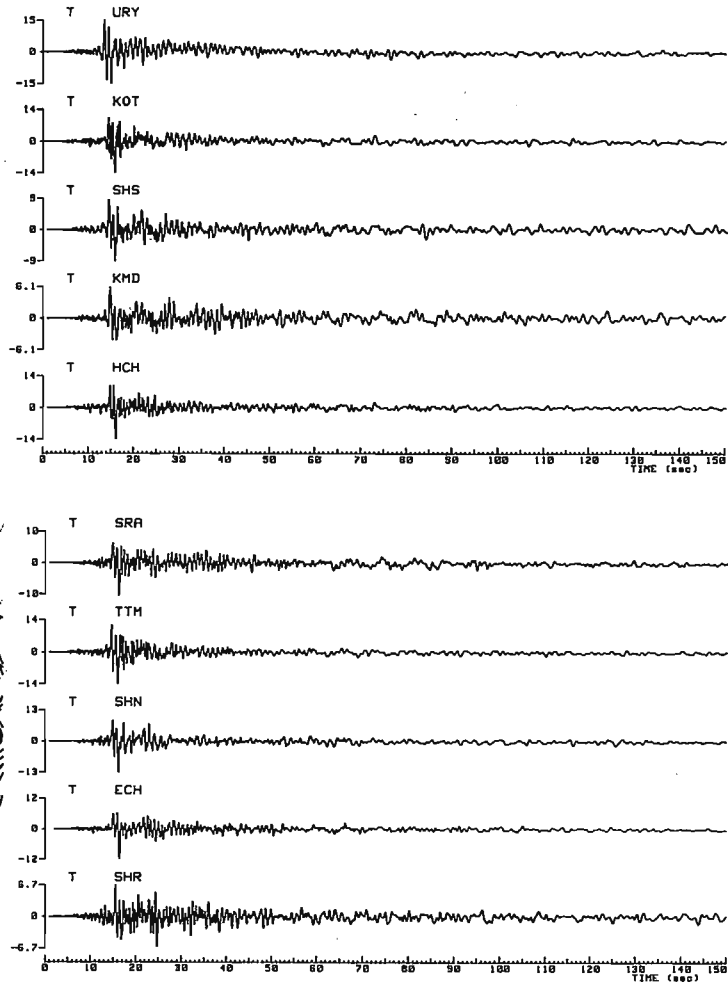


図1. 地震計配置図

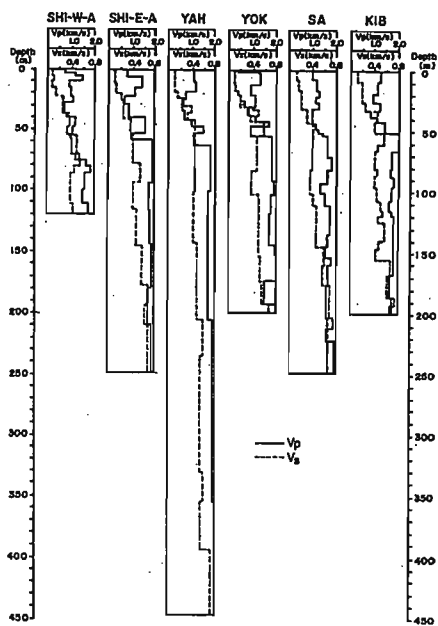


図3 東京各地での速度資料

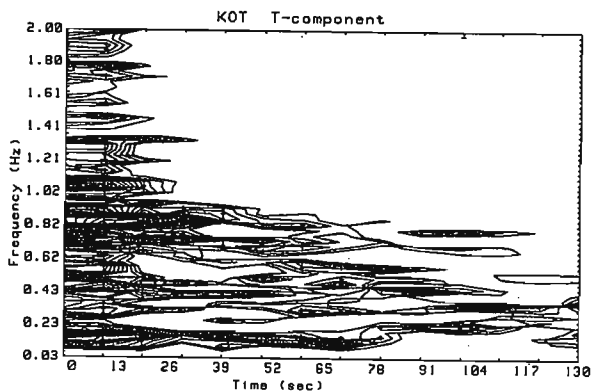


図4 KOTの記録のラズンブ・スペクトル

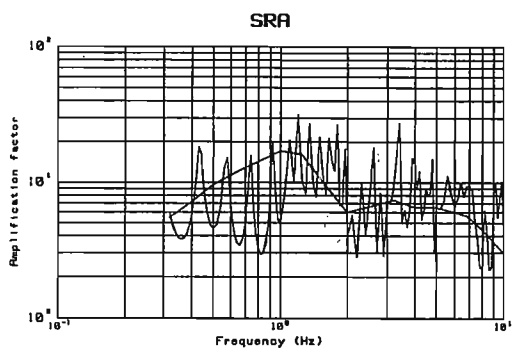
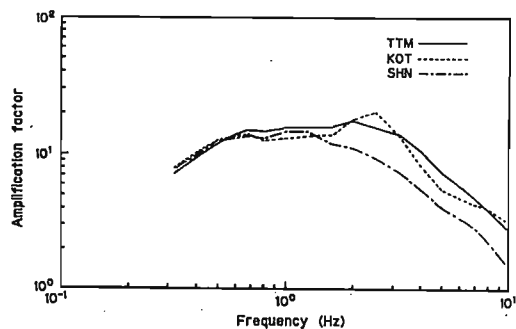


図6 SRAにおける増幅層の増幅特性の推定結果と計算結果

図5及び図6の計算では、S波部分7秒間を用いている。

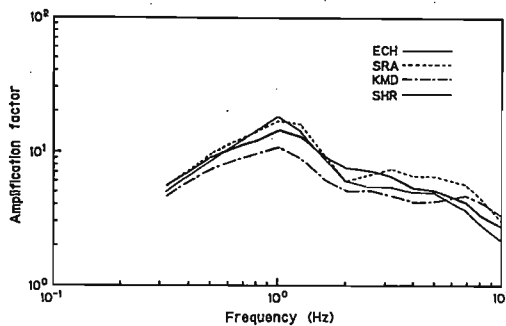
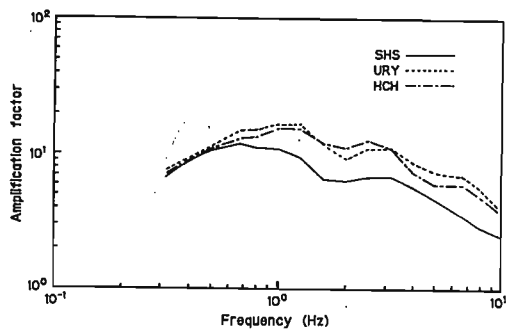


図5 (3枚) 10地点における増幅層の推定増幅特性

国立防災科学技術センター

下総地震活動観測記録の分析結果

木下繁夫・御子繁王

1. 観測地点 下総地震活動観測施設, GL-1km, -200m, -2,330m. 図1参照
2. 地震状態 表1参照
3. 観測装置 振揺器: 明治製鋼所(株)製 V401BT, 記録器: 東京測振(株)製 SANTAC-85E
4. 観測記録 1987年12月17日の千葉県東方沖地震. 図2のフーリエスペクトルは, transverse成分 10.24秒の結果

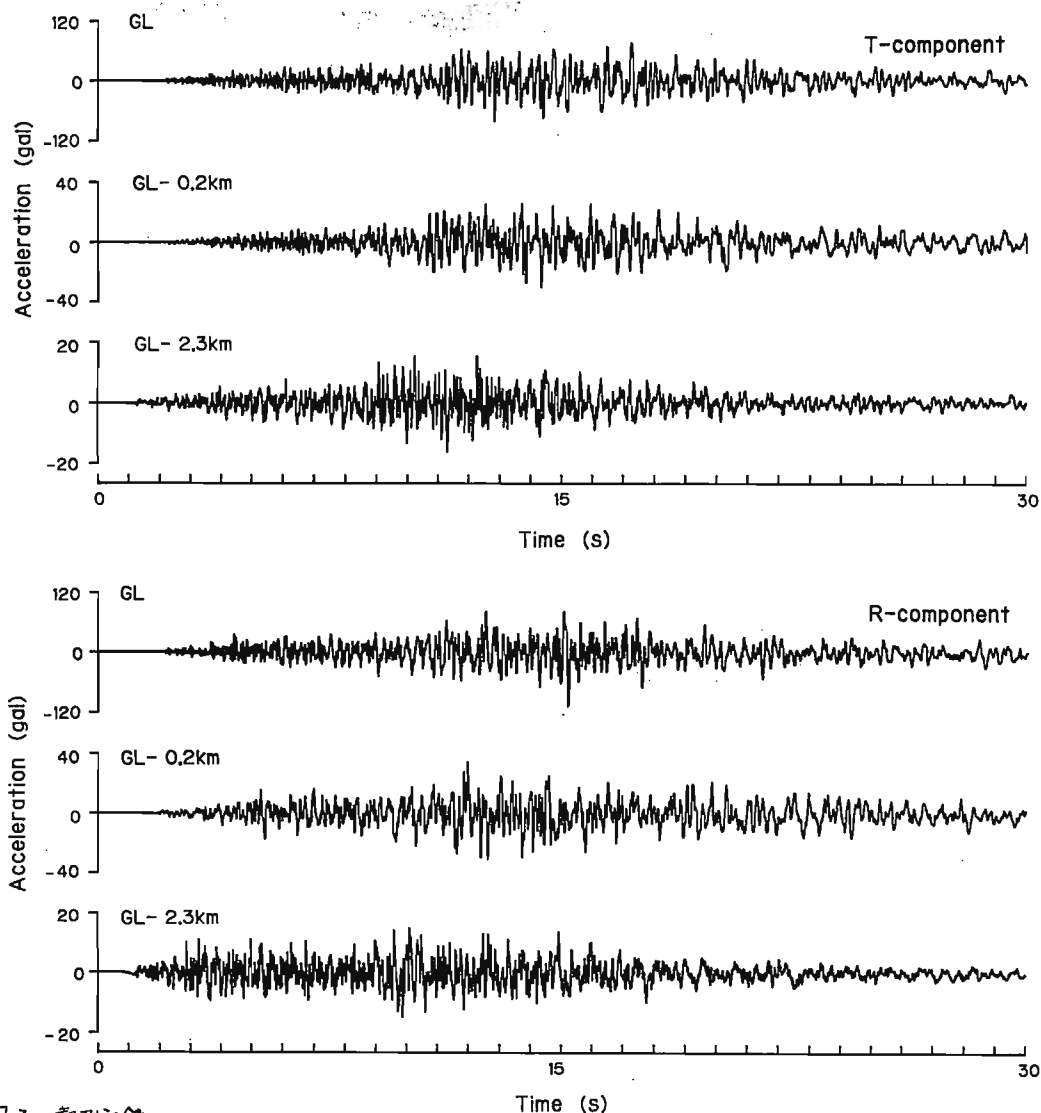
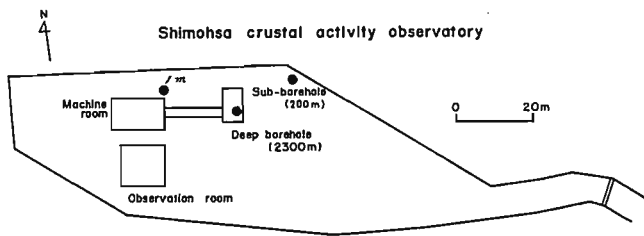


図2 観測記録



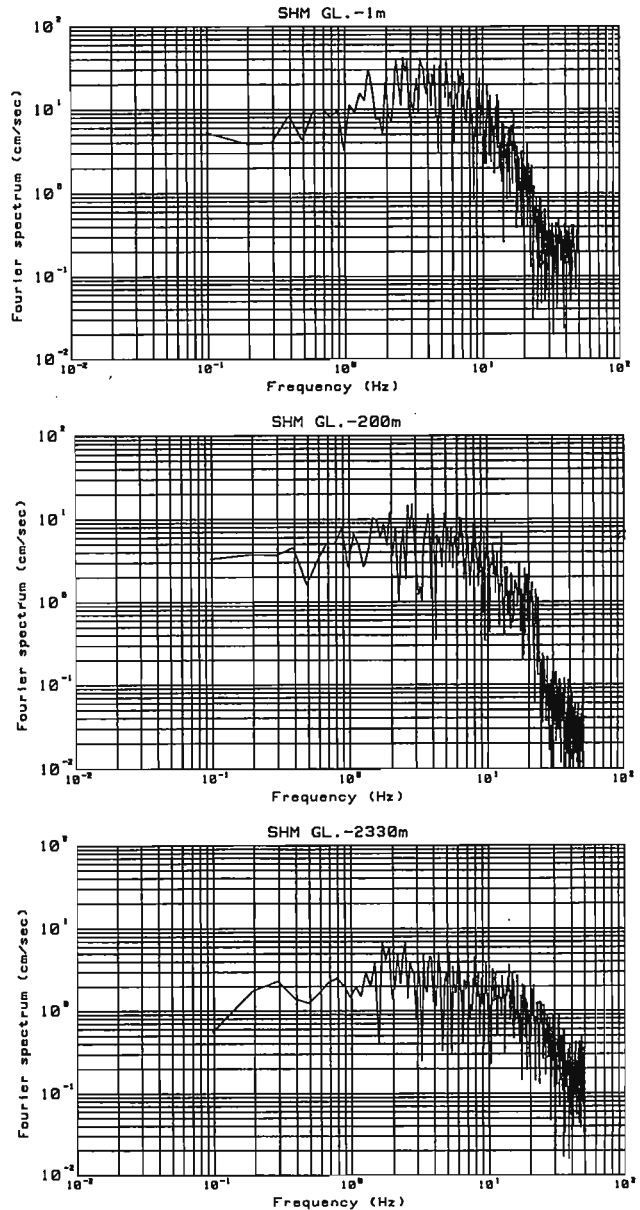
Layer No.	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	H (m)
1	0.17	1.7	3.
2	0.24	1.8	9.5
3	0.35	1.8	7.
4	0.41	1.9	12.5
5	0.33	1.9	16.5
6	0.27	1.8	2.5
7	0.35	1.9	28.
8	0.45	2.0	272.
9	0.72	2.1	497.
10	0.90	2.2	345.
11	1.17	2.5	309.
12	2.54	2.7	***

図1 下総地殻活動観測施設加速位置位置図

表1 観測結果

図3. 図1 T-component のフーリエ振幅
スペクトル. サンプリング・タイム
0.01 秒の記録を10.24秒使用.

図3.



国立防災科学技術センター

間組本社ビル敷地地盤における観測結果
 — 千葉県東方沖地震（1987年12月17日）の場合 —

（株）間組 ○市川 正武* 同 境 茂樹* 同 永井 潔*

- 観測地点 東京都港区北青山2-5-8 （株）間組・本社ビルの敷地地盤。
- 地盤概要 図-1に示す。地盤は上位より、関東ローム層・ローム質粘土層・東京層・東京礫層と続き、GL-21 mよりN値50以上の上総層群から構成されている。
- 地震計配置 図-2に示す。建物基礎および地中3ヶ所の加速度計設置。No.11では速度計（Y方向のみ）も併設。方位：X⊕～N66°E，Y⊕～N24°W，Z⊕～鉛直上方。
- 計測システム 図-3に示す。地震計：サーボ型加速度計（SA-355CT他，固有振動数5.0 Hz，振動数範囲0.05～30 Hzで平坦）およびサーボ型速度計（VS-135CT，固有振動数3.0 Hz，振動数範囲0.05～25 Hzで平坦）。記録：16 bitのデジタル集録、絶対時刻も同時記録。遅延時間：5秒。
- 時刻歴波形 図-4に示す。サンプリング間隔：0.01秒。
- フーリエスペクトル 図-5に示す。計算法：FFT（81.92秒間，ハニング・ウィンドウ5回）。
- 最大加速度分布 図-6に示す（図には、建物内1F～R Fの加速度値も記入）。
- 伝達関数（フーリエスペクトル比） 図-7に示す（実線）。また、地盤モデル（図-1参照）から計算（「SHAKE」による，減衰定数5%）した理論伝達関数を合わせて示す（破線）。

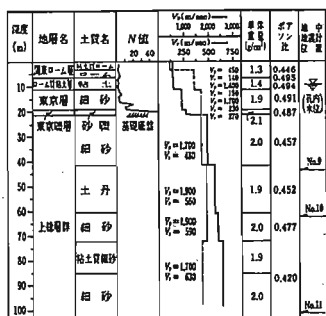


図-1 地盤柱状図

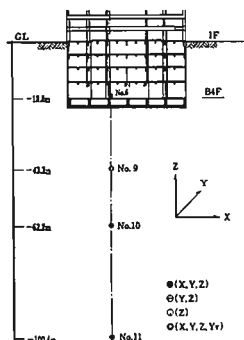


図-2 地震計設置位置

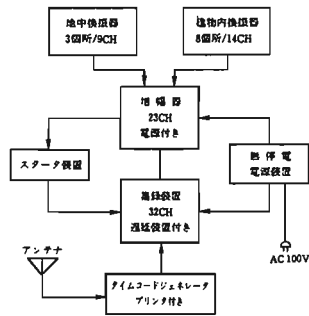
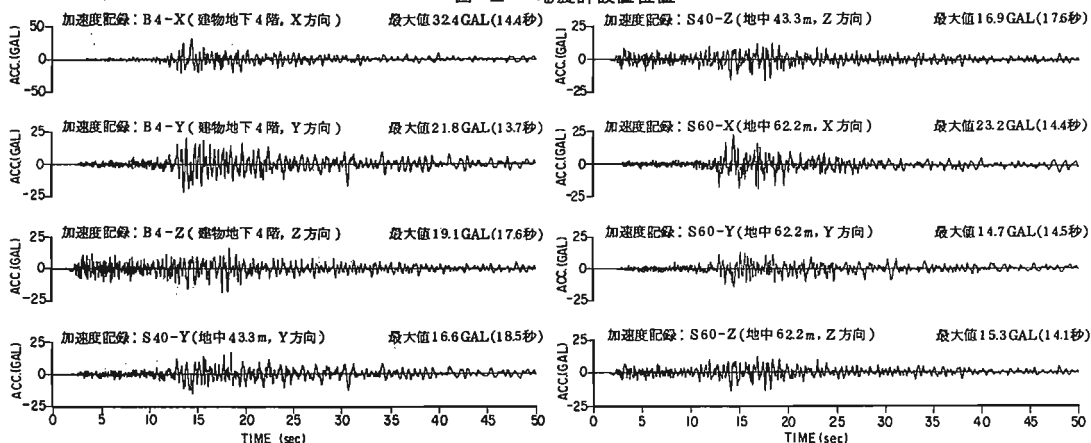


図-3 観測システム



Strong-Motion Records at the Site of Hazama-Building.

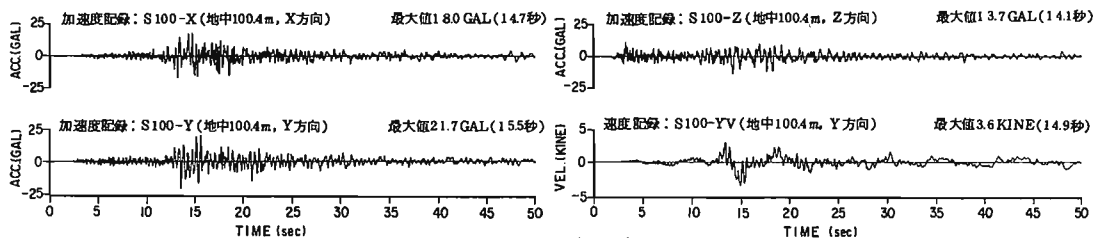


図-4 時刻歴波形

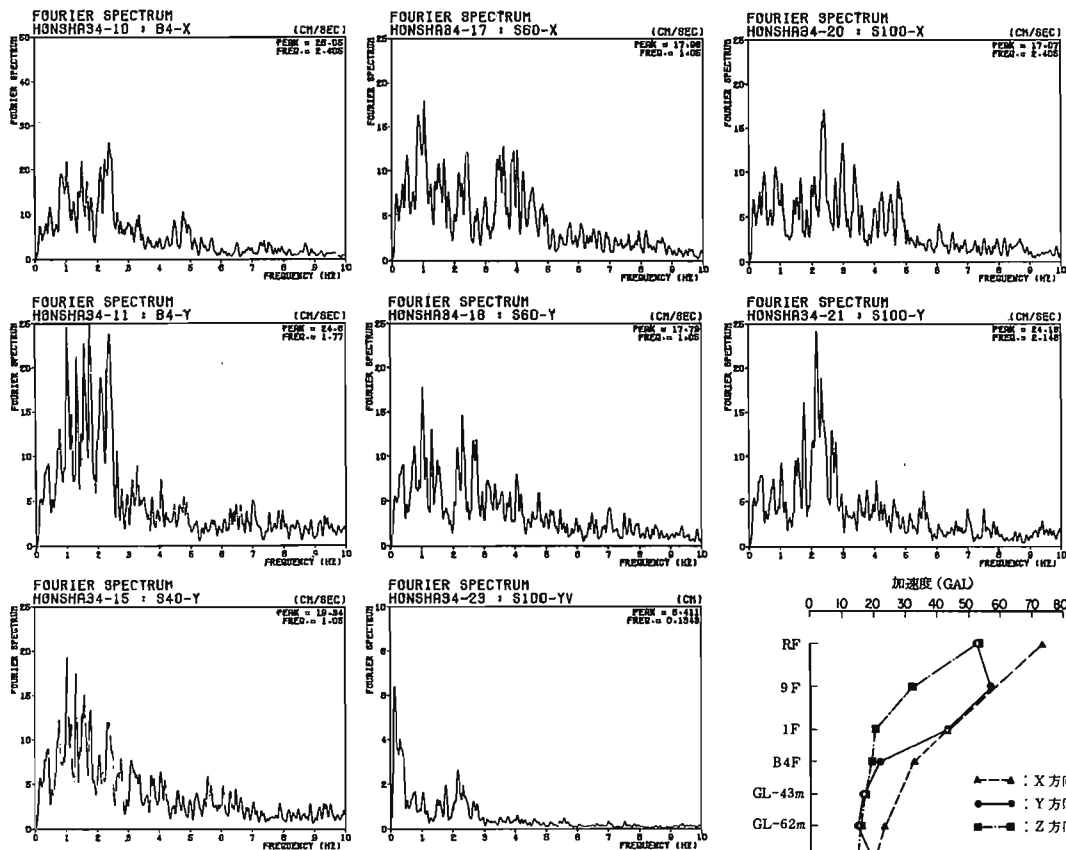


図-5 フーリエスペクトル

図-6 最大加速度分布

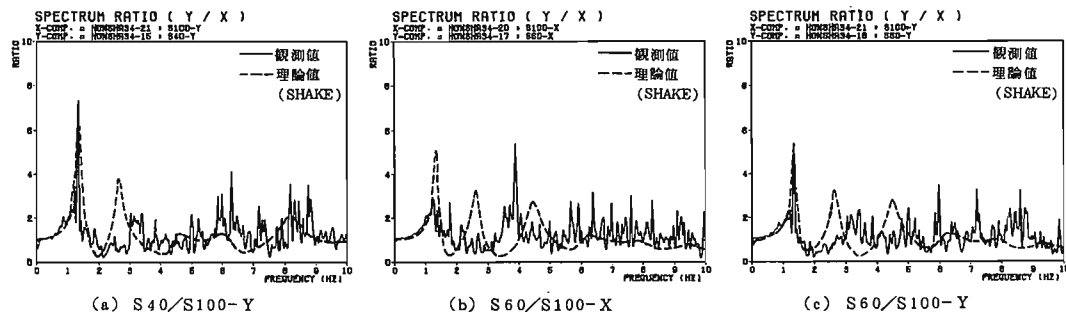


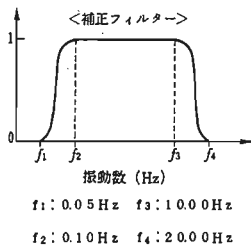
図-7 伝達関数 (フーリエスペクトル比)

間組技術研究所敷地地盤における観測結果
— 千葉県東方沖地震(1987年12月17日)の場合 —

(株)間組 ○境 茂樹* 同 市川 正武* 同 永井 潔*

1. 観測地点 埼玉県与野市本町西4-17-23(株)間組・技術研究所の敷地地盤。
2. 地盤概要 図-1に示す。地盤は上位より、埋土層・関東ローム層・板橋粘土層および東京層相当層から構成されている。
3. 地震計配置 図-1参照。地中4ヶ所の加速度計設置(No.1~No.4), No.5(GL-1.5m)では速度計(3方向)設置。方位: X $\oplus$ ~N34°W, Y $\oplus$ ~S56°W, Z $\oplus$ ~鉛直上方。地震計~基礎間水平距離: 3.7m。
4. 計測システム 図-2に示す。地震計: サーボ型加速度計(SA-355CT, 固有振動数5.0Hz, 振動数範囲0.05~30Hzで平坦)およびサーボ型速度計(VS-335CT, 固有振動数3.0Hz, 振動数範囲0.05~25Hzで平坦)。記録: 16bitのデジタル集録、絶対時刻も同時記録。遅延時間: 10秒。
5. 時刻歴波形 図-3に示す(このうち、理論速度: S1.5-XV*は、S1.5-Xの加速度記録をFFTデジタルフィルター法※によって積分したもの)。サンプリング間隔: 0.01秒。
6. フーリエスペクトル 図-4に示す。計算法: FFT(81.92秒間, ハニング・ウィンドウ5回)。
7. 最大加速度分布 図-5に示す(図には、屋外試験体基礎(RC造, 10m $\times$ 15m)上の加速度値も記入)。
8. 伝達関数(フーリエスペクトル比) 図-6に示す(実線)。また、地盤モデル(図-1参照)から計算(「SHAKE」による, 減衰定数5%)した理論伝達関数を合わせて示す(破線)。

※ 本解析で、原記録の補正・積分を行う際、FFTによるデジタルフィルタリングの方法を使用した。用いた補正フィルターを以下に示す。



深度 (m)	地層名	土質名	N値 (20, 40)	Vp (m/sec) Vs (m/sec) Va (m/sec)	単位 重量 (γ /tad)	ポアソン比	地中 地震計 位置
0	埋土層	埋土	20, 40	Vp=330 Vs=110 Vs=250 Va=115	1.5	0.431 0.482	No.4,5
5	関東ローム層	ローム		Vp=1040 Vs=270	1.8	0.464	No.3
10	板橋粘土層	粘土		Vp=1480	1.9	0.458	No.2
15	砂質粘土	砂質粘土		Vp=260	1.8	0.491	No.1
20	砂質粘土	砂質粘土		Vp=1800 Vs=270	2.0	0.454	
25	砂質粘土	砂質粘土					
30	砂質粘土	砂質粘土					
35	砂質粘土	砂質粘土					
40	砂質粘土	砂質粘土					
45	砂質粘土	砂質粘土					
50	砂質粘土	砂質粘土					

図-1 地盤柱状図

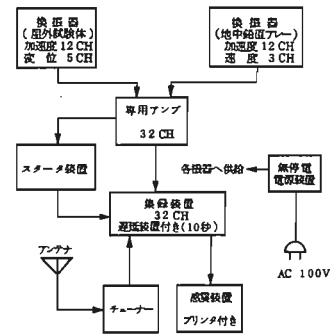
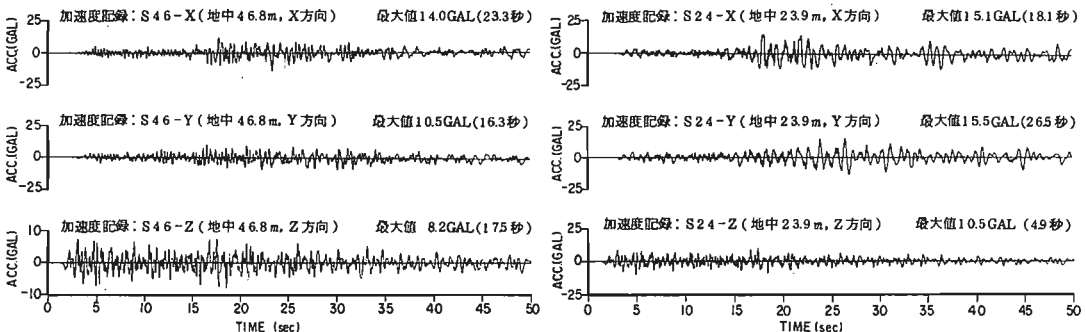


図-2 観測システム



Strong-Motion Records at the Site of Technical Research
Institute, Hazama-Gumi.

SAKAI Shigeki et al.

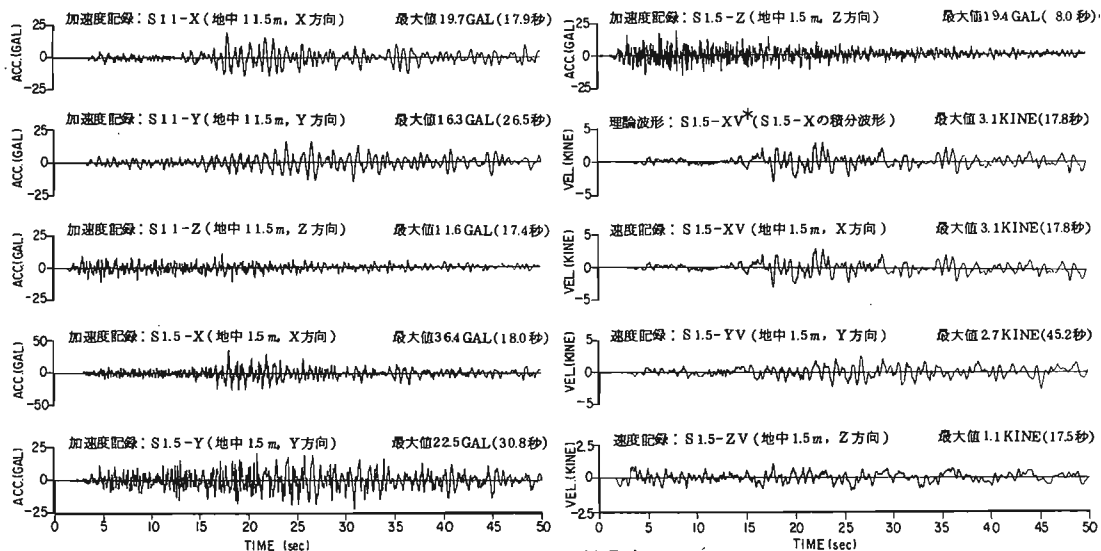


図-3 時刻歴波形

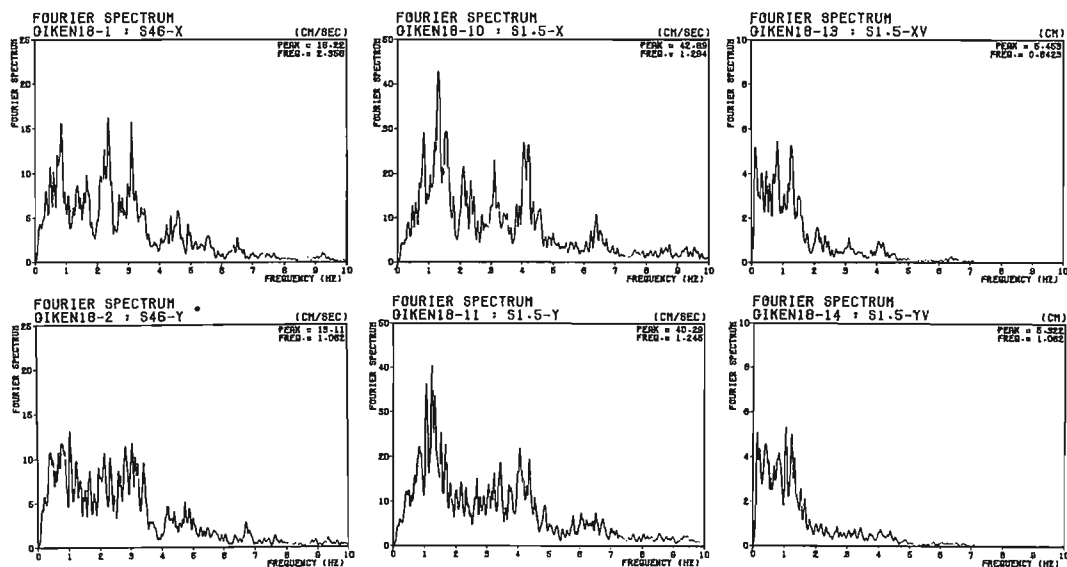


図-4 フーリエスペクトル

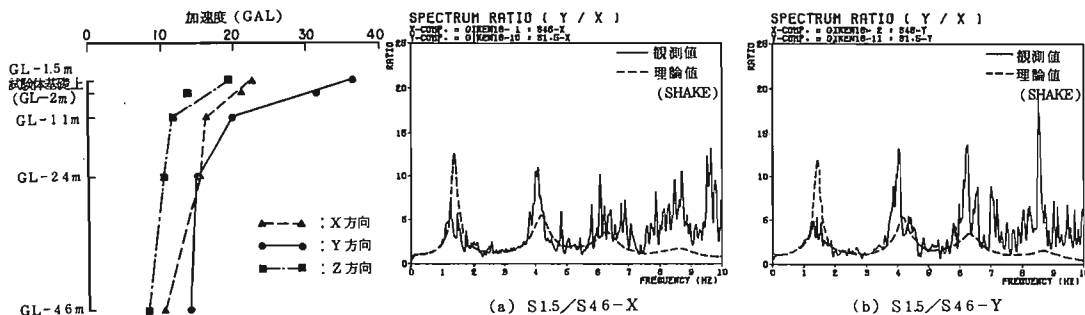
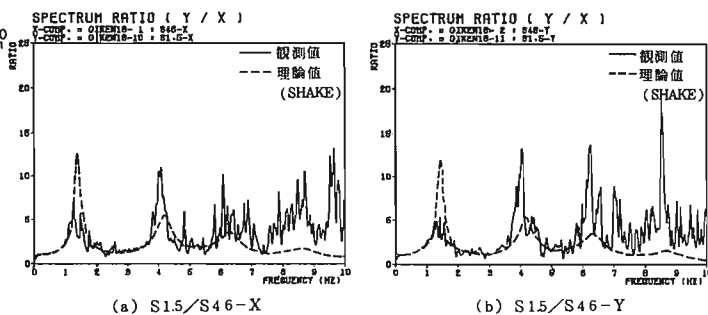


図-5 最大加速度分布



(a) S15/S46-X

(b) S15/S46-Y

建築会館強震観測記録

耐震連絡委員会

1. 観測地 : 東京都港区芝5丁目26番地20号 建築会館
2. 地震計位置 : 地下1階
3. 地震計 : SMAD型強震計
4. 観測波形 : 観測した加速度波形(70秒間)を図1に示す。
5. スペクトル図 : 速度フーリエスペクトルを図2に示す。

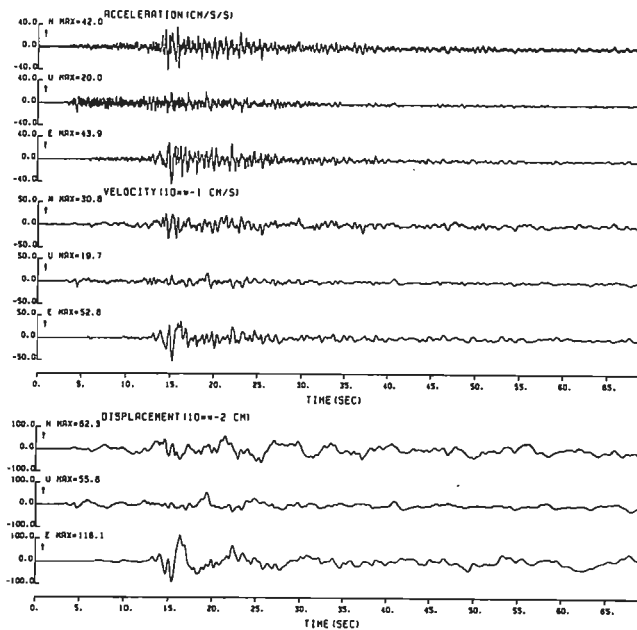


図1 観測波形 (KNTK MT No. 6 FILE4)

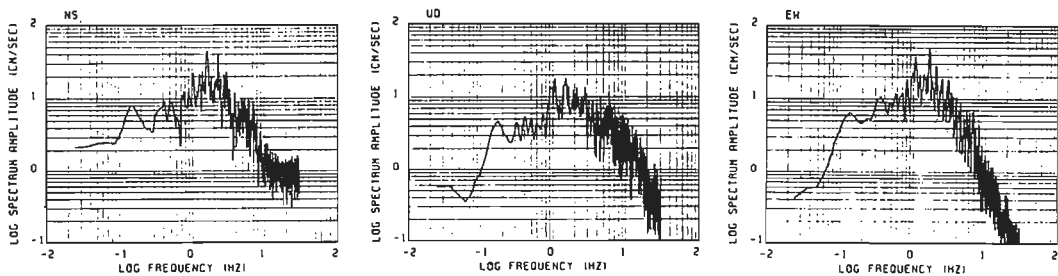


図2 速度フーリエスペクトル

JRにおける強震観測結果の例 - 1987年12月千葉県東方沖の地震 -

財団法人 鉄道総合技術研究所 中村 豊

1. はじめに

JRでは、国鉄時代から地震時の鉄道旅客の安全性を確保するために線路沿線に警報地震計を設置している。警報地震計は、地震の記録を目的とするものではなく、検知した地震の大きさに従って警報を出すことを目的としたものであり、波形の記録装置がついていないものが多かった。しかし、よりの確な警報を出すためには、地震記録に基づいた検討が不可欠であるので、波形記録もできるものに置き換わりつつある。こうした警報地震計は、原則として、地盤表面に設置されている。1987年12月17日の千葉県東方沖の地震 ($M=6.7$, $h=58\text{km}$) により動作した警報地震計の記録のうち、最大加速度が100Galを超え、しかも波形記録があるものを資料としてここに提示する。

2. 観測地点

JR内外の地震計による最大加速度の分布は図1に示すとおりである。ここでは●印で示された4地点のデータを示す。すなわち、東北新幹線の海岸線地盤検知点である(1)銚子検知点と(2)三浦検知点、(3)東海道新幹線大崎変電所および(4)成田線木下(きげし)駅の4地点である。これらの観測点は、図2に示されるように震央を取り囲むような配置となっている。

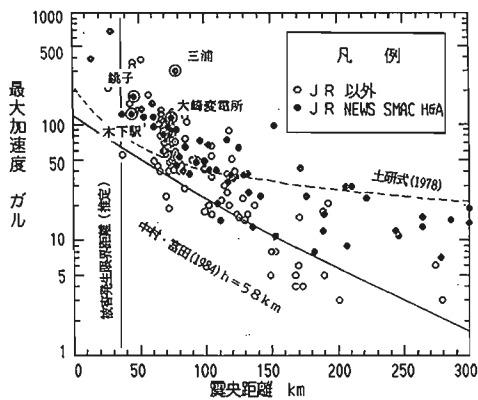


図1 地震計による最大加速度の分布

3. 設置位置と地盤概要

観測点の地盤概要を図3に示す。ただし、成田線木下駅については調査データがない。強震観測波形からの推定によると、卓越振動数は1Hz前後で、その増幅倍率は10倍程度であり、比較的軟弱な地盤と考えられる。

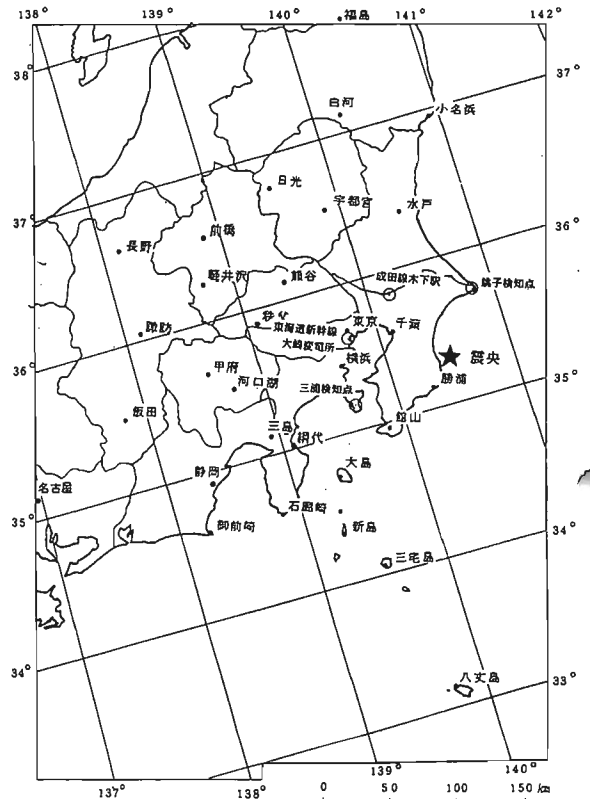


図2 震央および観測点

6. スペクトル図

応答スペクトルとフーリエスペクトルを計算し、図5に示す。応答スペクトルとしては、0.067秒から3秒までの固有周期の振動系について、2%、5%および10%の減衰定数の場合を計算した。

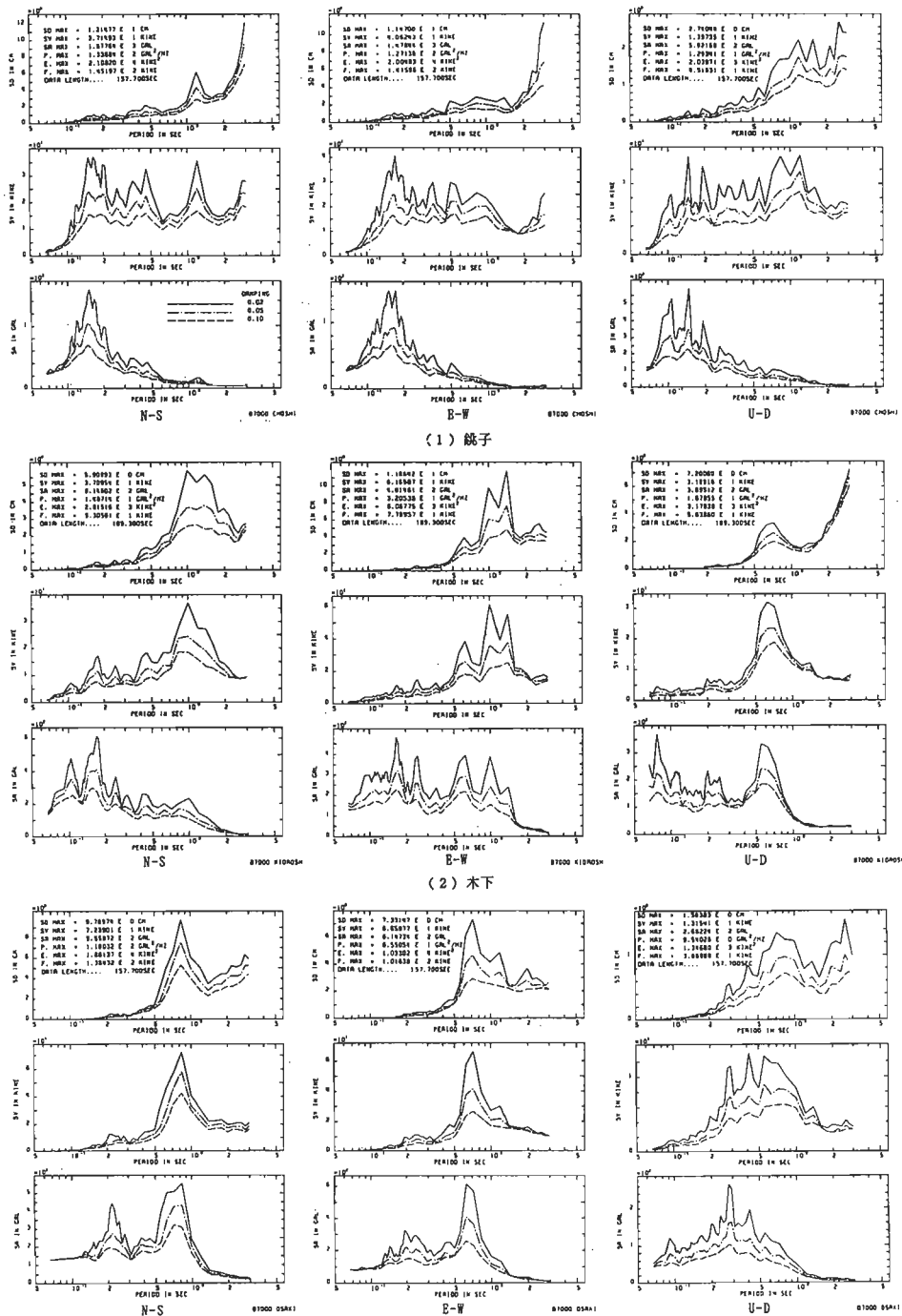
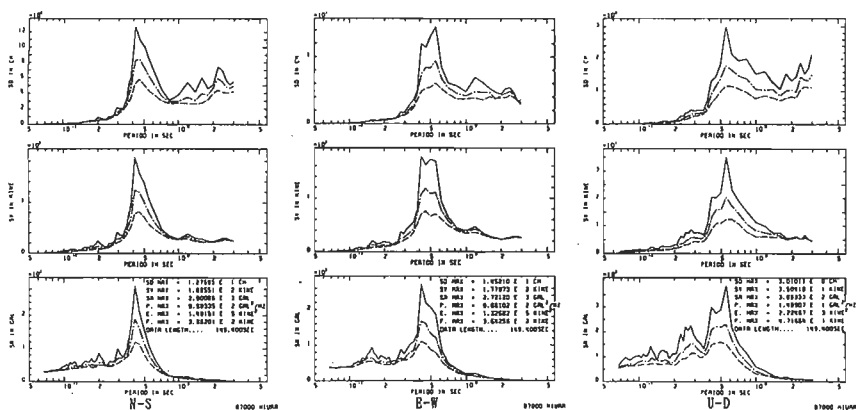
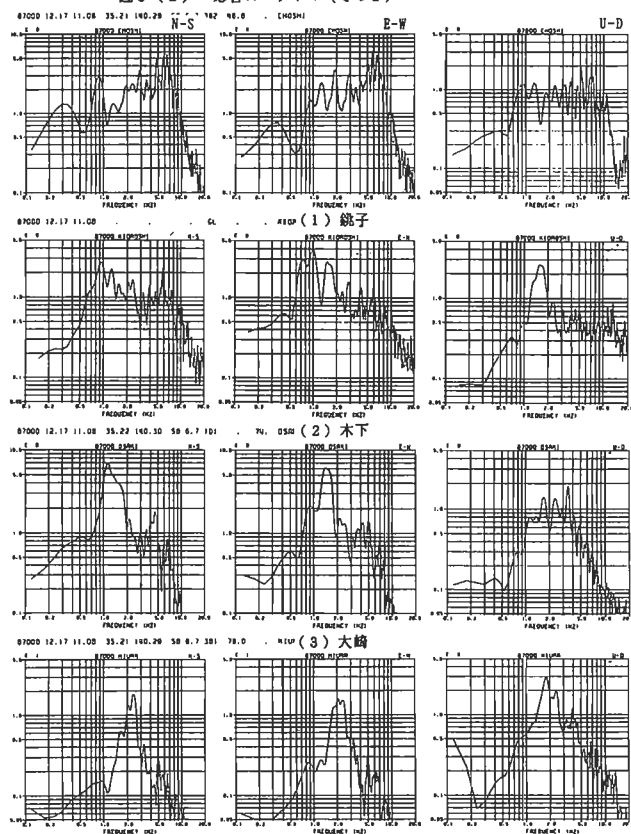


図5 (1) 応答スペクトル(その1)



(4) 三浦

図5(2) 応答スペクトル(その2)



(4) 三浦

図5(3) フーリエスペクトル

7. 分析結果ほか

鏡子地点では、5~8Hzのものが多く含まれているのに対して、その西方の木下駅では1Hzと5Hz前後が卓越している。さらに西方の大崎変電所では、1~2Hzが卓越していて、大崎の南方の三浦地点では2.5Hz前後の震動がきわめて卓越している。このように、同じ地震による観測結果にもかかわらず、互いになら異なった波形となっており、観測点近傍の地盤状況の影響が強く現われていることがうかがわれる。しかし、振幅の大きな波形が継続する時間は、いずれも5秒ないし6秒程度となっている。この時間を断層の破壊時間であると考えれば、断層の破壊伝播速度は概ね2.4km/s程度と考えられているから、断層の大きさは12kmから14kmと推定される。これは、マグニチュードから推定される断層の大きさ約13km ($\log L = 0.6M - 2.9$) とよく一致している。