

運輸省港湾技術研究所

# 港湾技術研究所 報告

---

---

REPORT OF  
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH  
INSTITUTE  
MINISTRY OF TRANSPORT

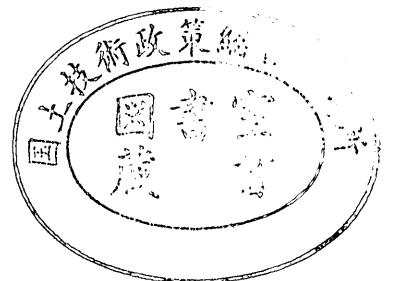
---

VOL. 11

NO. 4

DEC. 1972

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



# 港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I.)

第11巻 第4号 (Vol. 11, No. 4), 1972年12月 (Dec. 1972)

## 目 次 (CONTENTS)

1. Vibratory Response of a Laterally Constrained Silty Clay Subjected to a Longitudinal Vibration.....Yasufumi UMEHARA..... 3  
(縦振動を受ける側方拘束粘土の振動応答.....梅原靖文)
2. 岩礁上の円柱の設計波力に関する研究  
.....合田良実・池田龍彦・笹田 正・岸良安治..... 45  
(Study on Design Wave Forces on Circular Cylinders Erected upon Reefs  
.....Yoshimi GODA, Tatsuhiko IKEDA, Tadashi SASADA and Yasuharu KISHIRA)
3. 砂分の多い粘性土の一軸圧縮強さ...中瀬明男・勝野 克・小林正樹..... 83  
(Unconfined compression strength of soils of intermediate grading between sand and clay.....Akio NAKASE, Masaru KATSUNO and Masaki KOBAYASHI)
4. 石灰による深層混合処理工法 (第2報)  
.....奥村樹郎・寺師昌明・光本 司・酒井正寛・吉田富雄.....103  
(Deep-Lime-Mixing Method for Soil Stabilization (2nd Report)  
.....Tatsuro OKUMURA, Masaaki TERASHI, Tsukasa MITSUMOTO,  
Tadahiro SAKAI and Tomio YOSHIDA)
5. 空港舗装における路盤の等価値に関する研究.....須田 潤・佐藤勝久.....123  
(Study on Layer Equivalencies of Bases in Airport Pavements  
.....Hiroshi SUDA and Katsuhisa SATO)
6. 地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性  
.....土田 肇・上部達生.....191  
(Characteristics of Base-Rock Motions Calculated from Strong-Motion Accelerograms at Ground Surface.....Hajime TSUCHIDA and Tatsuo UWABE)
7. 沈埋トンネルと地盤の相互作用に関する実験的研究  
.....青木義典・田淵民雄.....271  
(A experimental study on the interaction between trench type tunnels and soils  
.....Yoshinori AOKI and Tamio TABUCHI)
8. 沈埋トンネル耐震設計用スペクトルについて.....青木義典・丸山 浩.....291  
(Spectra for Earthquake Resistive Design of Trench type Tunnel  
.....Yoshinori AOKI and Hiroshi MARUYAMA)
9. 雑貨埠頭の上屋・倉庫のシステム設計 (第1報) .....工藤和男.....315  
(System Design of Transitsheds and Warehouses(Part-1) .....Kazuo KUDO)
10. スパッドに作用する衝撃荷重について  
.....平山 勇・菊谷 徹・小岩苔生.....337  
(Shock Forces on a Spud of Working Craft  
.....Isamu HIRAYAMA, Toru KIKUYA and Taisei KOIWA)

## 6. Characteristics of Base-Rock Motions Calculated from Strong-Motion Accelerograms at Ground Surface

Hajime TSUCHIDA\*

Tatsuo UWABE\*\*

### Synopsis

Characteristics of base-rock motions during earthquakes are studied based upon the multiple reflection theory. 37 accelerograms obtained at 10 strong-motion earthquake stations are selected. Incident waves traveling through the base-rock were calculated from them, and then undamped acceleration ratio response spectra of the incident waves. The spectra of the incident waves at five stations out of the 10 stations showed very good agreement to the spectra of earthquake ground motions recorded at outcrop of rock. The spectra have very sharp peaks in the period ranging from 0.15 to 0.25 second. The spectra of other two stations are not so much similar to the spectra of ground motions at the outcrop of rock as those of the previous stations are. The spectra of the final two stations are different from them; the reason is not clear at this time.

---

\* Chief of Earthquake Resistant Structures Laboratory, Structures Division

\*\* Member of Earthquake Resistant Structures Laboratory, Structures Division

## 目 次

要 旨	191
1. はじめに	195
2. スペクトルに影響する要因	195
3. 検討に用いるスペクトル	196
4. 強震記録	196
4.1 対象とした強震記録の範囲	196
4.2 強震計	196
4.3 記録のデジタル化	200
4.4 解析対象記録	200
5. 基盤における地震動とスペクトルの計算	201
6. 地盤条件とそのモデル化	202
6.1 基盤設定の条件	202
(1) 過去の研究における基盤の設定例	202
(2) 基盤の設定	202
(3) 基盤のS波速度	203
6.2 S波速度とN値	203
6.3 強震観測地点の地盤	204
(1) 釧 路	215
(2) 室 蘭	216
(3) 青 森	216
(4) 八 戸	216
(5) 宮 古	216
(6) 大 船 渡	216
(7) 鹿 島	217
(8) 品 川	217
(9) 四 日 市	217
(10) 細 島	217
6.4 地盤モデルと周波数伝達関数	218
7. 計算結果	220
7.1 地震波およびスペクトル	220
7.2 最大加速度の分布	252
8. 結果の考察	256
8.1 N値と $V_s$ の関係の結果への影響	256
8.2 基盤表面の波形と入射波のスペクトルの比較	257
8.3 各種スペクトルの比較	258
8.4 パワースペクトルから求めた周波数伝達関数	259
8.5 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル	260
8.6 各地点の入射波のスペクトルの特徴	261
8.7 岩盤上での記録のスペクトル	262

8.8 入射波のスペクトル特性 .....	263
8.9 マグニチュード、震央距離と入射波の最大加速度 .....	265
8.10 将来の検討事項 .....	265
9. ま と め .....	265
10. お.わ.り.に .....	265
謝 辞 .....	266
参 考 文 献 .....	266
付録-A 非減衰応答スペクトルとフーリエスペクトルの比較 .....	268

## 1. はじめに

港湾構造物に限らず、あらゆる種類の構造物の耐震設計において、地震動の特性を十分に把握しておくことは極めて重要であり、かつ耐震設計の基本的事項の一つである。近年、電子計算機とそれを用いた解析手法の発達は極めて著しい。耐震工学においても、構造物を多質点系や有限要素にモデル化し、地震記録を入力として地震応答計算を行なっている。しかし、これらの解析手法がいかに精密なものであっても、入力となる地震動を適切に選定しなければ、解析の最終結果は総合的な信頼性の低いものとならざるを得ない。入力地震動を適切に選定するには、第一に数多くの強震記録を得ることである。このような観点から、港湾技術研究所が中心となり、港湾関係諸機関が協力して、わが国の港湾地域における強震観測を実施してきた。

しかし、強震計を設置すれば続々と記録が得られるわけではない。したがって、港湾地域における強震観測のみならず、世界中のあらゆる機関が得ている強震記録を集めても、その数には限りがある。それ故、現在利用可能な強震記録を色々な角度から検討し、最大限の情報をとり出す努力が必要である。ここに報告する研究は、このような背景のもとに実施されたものである。

地表で記録された地震動は、地震計を設置してある地点の地盤条件に影響されていることは多くの研究者の意見が一致するところである。そうすると、地表で得られた強震記録は、その記録を得た強震計が設置されている地点か、その地点に似かよった地盤条件の場所の構造物に対してのみ適用可能ということになる。現在までに得られている強震記録は多くはないから、この考え方を厳守すれば、極めて多くの場合について、利用すべき強震記録が無いことになる。逆にいえば、地震入力として強震記録が必要なとき、地盤条件の相当異なるのを無視しなければならない。それでは不都合なので、何らかの方法により、技術的にある程度納得のいく理論的背景のもとに、現在までに得られている強震記録を色々な地点に対し適用できる方法が無いかを検討した。

多くの観測地点で得られた記録を一般化する試みの一つに、平均スペクトルを求めることが考えられる。著者のうちの1人は、多数の強震記録の応答スペクトルを観測地点の地盤条件により分類し、それぞれの分類ごとに平均応答スペクトルを求めた<sup>1)</sup>。しかし、このような方法では、似かよった地盤条件に対し、特定の地震によらない一般化された応答スペクトルを与えることは出来る

が、観測地点と地盤条件が異なる地点に対し、記録の適用性を与えることにはならない。したがって、強震記録を地盤条件により分類し、平均応答スペクトルを求めることの意義は十分認められるが、地盤条件の相違による影響をとり除いて強震記録を一般化することも望まれる。

これまでの地震工学の諸研究によれば、強震記録は基盤よりも上にある地表層の性質に大きく影響されると考えられている。そうであるならば、何らかの方法で地表層内での地震波形の変形をとり除き、基盤内を伝播する地震波の波形を求めれば、いくつかの観測地点で記録された地震波形により多くの共通性を見出せるはずである。

現在のところ、表面層内の地震波の伝播は重複反射理論にもとづいて考えるのが一般的である。そこで、この理論にもとづいて地表で得た強震記録から基盤内を伝播してきた地震波形を求めることにした。この論文では、特にことわらない限りこの基盤を伝播してきた地震波形を単に入射波と書く。色々な強震記録から求めた入射波を波形のままに相互に比較することは非常に難しい。そこで、入射波からスペクトルを計算し、これを比較することにした。用いた記録はすべて水平成分である。

## 2. スペクトルに影響する要因

前章において説明したように、本報告では地表で記録された強震記録は地表層の影響を受けていると考え、重複反射理論にもとづいて入射波を求め、そのスペクトルを計算して、多数の観測地点で得られた強震記録相互の共通性を調べることにした。しかし、多数の観測地点で得られた入射波が相互に異なる要因があるとすれば、それを一応想定して検討を進める必要がある。

どのような要因が入射波に影響を及ぼしているかは、入射波を求めること自体が研究の対象となっている現状では、はっきりしていない。しかし、常識的に考えて、地震のマグニチュード、震央距離、伝播経路は一応要因として考慮すべきであろう。また、震源の位置、たとえば十勝沖かエトロフ島付近か、なども要因として考えられる。これ以外にも考慮すべき要因があるかも知れないが、本報告ではこれらの要因に着目することにした。

これら要因の影響を正確に評価するには、着目する要因のみ変化し、他の要因は変化しないようなデータのグループを作り、グループ内のデータを比較検討すべきである。しかし、現在のところそのような手法が応用できるほどにデータは沢山はない。したがって本報告では、

前記要因の影響を完全に抽出することは出来ないが、それが地表層の影響よりも大きいものであるか否かに注意しながら検討を進めることにする。

### 3. 検討に用いるスペクトル

多数の強震記録から求めた入射波の特性を比較するため、スペクトルを用いることにした。地震波のスペクトルとしても、フーリエスペクトル、パワースペクトル、応答スペクトルなどがある。本報告では、応答スペクトルを用いることにした。

応答スペクトルは、既に多くの論文や耐震工学の文献で説明されているように、横軸に1自由度1質点系の固有周期を、縦軸に対象とする地震に対する1自由度1質点系の最大応答値をとり、減衰定数をパラメータとして描かれたスペクトルである。最大応答値としては、相対速度、相対変位、絶対加速度のいずれかがとられる。また、絶対加速度の最大応答値と最大地盤加速度の比（以下これを加速度比と書く）を用いることもある。本報告での応答スペクトルとしては、縦軸に加速度比を用いたものを中心とする。以下、これを加速度比応答スペクトルと書く。また、減衰定数はゼロのものを用いる。

応答スペクトルは、その定義から明らかなように、波形を直接振動数成分に分解したものではない。種々の固有周期の1自由度1質点系の最大応答として、地震波の構造物に対する影響を、固有周期を横軸としたグラフに表現したものである。このような点から考えれば、本報告のように地震波形の特性を比較検討するためのスペクトルとしては適当でないという見方も成立つ。本報告で非減衰の加速度比応答スペクトルを採用した理由は次の通りである。

縦軸に相対速度をとった非減衰の応答スペクトルは、もし最大応答値が地震終了時に得られると考えれば、数値的にフーリスベクトルと等しくなる<sup>2),3)</sup>。この条件が常に満足されているとはいえないが、非減衰の1自由度1質点系では地震波の影響が順次累積して、地震終了時に最大応答値となる可能性は大きい。このことから、非減衰の相対速度応答スペクトルは近似的にフーリエスペクトルに一致すると考えられる。このことが実用的に成立することは、付録Aに示すとうりである。

相対速度応答スペクトルの相対速度に  $2\pi/T$  ( $T$ : 非減衰固有周期) を乗ずることにより、絶対加速度応答スペクトルが得られる。

加速度比応答スペクトルは縦軸が加速度比で無次元量となっている。結果的には、加速度に対し正規化をほ

こしたことになる、最大加速度の異なる地震波に対する応答スペクトルを比較するのは都合が良い。

先に説明した平均応答スペクトルは加速度比で与えられており<sup>1)</sup>、比較が容易である。

著者らは実務において、震度法との対比の都合上、加速度比応答スペクトルを用いることが多い。したがって、加速度比応答スペクトルは断えず詳しく見てきているので、比較検討において便利である。

著者らの実施している港湾地域強震観測では、記録の解析に応答スペクトルを重点的に用いており、主要な強震記録については、すべて応答スペクトルが求められている。また、応答スペクトルの計算および電子計算機による結果の自動図化まで、ソフトウェアが完備している。

以上説明したように、原理的な面と実用的な面を総合して、本報告では加速度比応答スペクトルを重点的に用いることにした。必要に応じ、相対速度応答スペクトルも示してある。

## 4. 強震記録

### 4.1 対象とした強震記録の範囲

本報告で対象とした強震記録は港湾地域強震観測により得られたものから選んだ。対象を港湾地域強震観測によるものに限定した理由は、同観測による記録はすべて著者らの研究室で整理解析されていること、必要な関連資料が入手し易いこと、すべての記録が全く同一型式の強震計で記録されかつ同一手法で数字化されていること、同観測による主要記録でも相当の本数となり他機関の記録を解析するほどの時間的余裕のないこと、などである。港湾地域強震観測網の現況および各観測地点の設置条件等の資料については「港湾地域強震観測地点資料」として詳しい報告がある。また、得られた記録の主要なものは数字化され応答スペクトル等と共に「港湾地域強震観測年報」として歴年ごとに刊行されている<sup>6-12)</sup>。1968年十勝沖地震の主要な記録も年報と同一形式で報告されている<sup>13)</sup>。

このように、この研究で用いた強震記録の観測地点の条件や数字化の方法等は「観測地点資料」や「年報」に詳しく説明されている。ここでは、その概要を簡単に説明する。

### 4.2 強震計

この研究で用いた強震記録はすべて SMAC-B<sub>2</sub> 強震計で記録されたものである。港湾地域強震観測網では SMAC-B<sub>2</sub> 強震計の他に ERS-B 強震計が用いられて

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

表-1 SMAC-B<sub>2</sub> 型強震計仕様

部 名	方 式 及 び 摘 要	
振 子	3 成 分 型 加 速 度 計	
	固 有 周 期	0.14±0.005 sec
	感 度(記 録 紙 上)	12.5 gal/mm
	減 衰 度	臨 界 減 衰
	記 録 範 囲	6~500 gal
	幾 何 倍 率	16 倍
記 録 装 置	記 録 紙	スタイラスペーパー 巾 300mm×長 10m
	送 り 速 度	10.0 mm/sec
	記 録 ペ ン	サファイヤーペン
原 動 器	手 捲 ゼ ン マ イ 式 ガ バ ナ ー 調 速	
	運 転 時 間	1 動 作 約 3min, 5 回 動 作
機 械 的 ス タ ー タ ー	感 度	100 gal
電 氣 的 ス タ ー タ ー	上 下 成 分 型 振 動 計	
	固 有 周 期	0.3±0.01 sec
	感 度	5 gal
	付 帯 装 置	感 度 調 整 装 置, 自 動 接 点 間 隙 調 整 装 置
刻 時 電 接 時 計	刻 時 時 間	天 府 式 1±0.005 sec
準 備 点 検 装 置	パイロットランプ及びブザーで点検指示	
電 源	乾電池4個 平角5号 (FM-5)	
ケ ー ス	アルミ合金铸件	
形 状 寸 法	巾 540mm×長 540mm×高 370mm	
重 量	約 100 kg	

いる。しかし、この研究では ERS-B 強震計による記録は利用されなかった。表-1に SMAC-B<sub>2</sub> 強震計の仕様を示す。

港湾地域強震観測では各観測地点に略称が付けられている。例えば、八戸港に設置してある強震計の強震観測地点略称は「八戸-S」である。末尾のアルファベット「S」はその観測地点の強震計が SMAC-B<sub>2</sub> 強震計であることを示す。本報告でも観測地点略称を利用することとする。ただし、末尾の「S」は省略して記入したものもある。この研究で用いた強震記録を得た観測地点の

略称は表-3 (後出) に示すとうりである。

港湾地域強震観測網の SMAC-B<sub>2</sub> 強震計は 2, 3 の例外をのぞきすべて同一形状の基礎の上に設置されている。強震計の基礎としてどのような形状のものが適当かは簡単には決め難い。しかし、どのような形状にせよ、観測網内のすべての強震計が同一形状であれば、異なる観測地点で得られた記録を相互に比較するのに便利と思われた。強震計は独立した観測室に納められているが、観測室の基礎と強震計の基礎は縁切りされている。岩盤上に設置してある強震計は岩盤に剛結されている。



表-2 使用地震波一覽表 (その1)

発震年月日 (時)	マグニチュード	震源地		釧路	室蘭	宮古	八戸	青森	鹿島	品川	四日市	細島	大船渡
		緯度	経度										
1967. 11. 10		35.4°N	140.3°E							S-192 20.2, 23.2 55.4			
1967. 11. 19		36.3	141.1						S-196 85.4, 54.6 55.8				
1968. 4. 1	7.5	32.3	132.6									S-213 182.1, 242.2 121.1	
1968. 5. 16 (9)	7.8	40.7	143.7	S-262 37.1, 39.6 258.4	S-234 204.5, 135.0 290.0	S-236 112.1, 96.7 188.4	S-252 232.6, 180.5 188.1	S-235 202.0, 79.9 242.9					
1968. 5. 16 (19)	7.4	41.4	143.3		S-241 95.0, 75.3 218.4	S-271 390.1, 77.0 226.2		S-264 65.6, 86.1 217.5					
1968. 5. 17		40.8	143.0			S-272 36.5, 40.4 136.3							
1968. 6. 12	7.3	39.4	144.3			S-312 105.8, 97.5 200.6	S-310 537.1, 31.8 272.2	S-304 19.7, 22.0 335.4					
1968. 6. 13		39.4	143.3			S-313 46.0, 34.4 116.1							
1968. 7. 1		36.0	139.4							S-340 67.5, 112.6 52.7			
1968. 8. 6	6.6	33.3	132.4									S-366 44.5, 38.8 139.7	
1968. 8. 7		42.7	144.9	S-369 40.1, 71.8 52.6									
1968. 9. 3		43.1	145.1	S-394 17.7, 29.6 61.1									
1968. 9. 21	6.9	41.9	142.8		S-399 45.8, 40.0 158.0		S-401 35.0, 28.8 186.3	S-400 25.8, 22.1 204.2					
1968. 10. 8		35.4	140.1									S-441 30.0, 35.3 40.0	

地盤における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

表-2 使用地震波一覽表(その2)

発震年月日 (時)	マグニチュード	震源地		鉤	室	蘭	宮	古	八	戸	青	森	鹿	品	川	四	日	市	細	高	大	船	渡	
		緯度	経度																					
1969. 4. 21		32.1°N	132.2°E																	S-453 62.8, 98.1 90.5				
1969. 6. 21		40.8	142.2						S-469 30.1, 24.6 66.8															
1969. 8. 12		43.2	149.5	S-475 40.1, 36.9 417.3																				
1970. 4. 1		39.8	142.1				S-537 114.6, 88.7 21.5	S-536 730.9, 23.1 98.6																
1970.7.26(7)	6.7	32.1	132.2																	S-544 88.3, 121.6 90.5				
1970.7.26(6)	6.1	32.1	132.1																	S-545 48.5, 48.8 82.0				
1970. 9. 14	6.2	38.7	142.3				S-553 39.0, 37.1 107.0															S-554 24.0, 65.0 60.8		
1971. 1. 5	6.1	34.4	137.2																S-577 79.4, 85.9 79.8					
1971. 3. 22	4.9	35.1	137.1																S-597 35.0, 20.0 45.1					
1971. 6. 13	5.3	36.2	141.0										S-612 41.1, 54.0 41.6											
1971.10.11	5.2	35.9	140.5										S-647 34.2, 127.4 16.5											

記録番号  
(最大加速度(N-S), 最大加速度(E-W) gal)  
震央距離 km

表-3 観測地点一覧表

観測地点略称	観測地点の所在地	観測地点の位置	
		緯 度	経 度
釧路-S	釧路市南浜町	度 分 秒 42, 58, 59, N	度 分 秒 144, 22, 33, E
室蘭-S	室蘭市祝津町130	42, 19, N	140, 58, E
青森-S	青森市元町3丁目6-34	40, 49, 10, N	140, 49, 11, E
八戸-S	八戸市大字河原木字北沼字1の2	40, 33, N	141, 29, E
宮古-S	宮古市港町5の20	39, 38, N	141, 58, E
大船渡-S	大船渡市赤崎町山岸	39, 00, 52, N	141, 44, 09, E
鹿島-S	鹿島郡鹿島町大字泉川字浜屋敷	35, 55, N	140, 41, 30, E
品川-S	東京都品川区品川ふ頭埋立内	35, 37, 18, N	139, 45, 44, E
四日市-S	四日市市千才町9-1	34, 57, N	136, 38, 26, E
細島-S	日向市大字日知屋字新開17371の2	32, 25, 57, N	131, 18, 58, E

### 4.3 記録のデジタル化

強震記録は解析に先立ってデジタル化されなければならない。表-1に示すように、SMAC-B<sub>2</sub>強震計の記録は、紙送り速度1cm/sec、感度12.5gal/mmでスタイラス紙上に得られる。港湾地域強震観測では概略次のような手順でこれをデジタル化している。

i) 原記録からマイラーベースの印画紙上に密着複製を作る。

ii) 密着複製を記録読取装置にセットし、時間軸0.01secごとに読み取る。結果は、紙テープに出力される。

iii) 紙テープを電子計算機に読込み、コード変換を行なって、再び紙テープに出力する。

iv) この紙テープをデジタル・アナログ変換器(DAC)にかけアナログ出力を得る。これを適当振巾に拡大して記録する。

v) 拡大した記録を原記録と比較し、読取上の欠陥がないか、ゼロ基線の挿入が適切であるかを検討する。

vi) 前ステップで修正が必要と認められたら、電子計算機内で数値を修正する。

vii) SMAC-B<sub>2</sub>強震計の記録は円弧書きである。記録読取装置は直交座標系で動作する。したがって、数値化された結果は円弧誤差を含んでいる。時間軸に対し補正を行なう。この結果数値化された記録は不等時間々隔に対する数値となっている。

viii) 直線補間により0.01sec刻みの等時間々隔に対する記録に変換する。

ix) 保存のため結果を磁気テープに記録する。

x) リストをとる。このリストが「港湾地域強震観

測年報」に数値化記録として収録されているものである。

この研究では、このような手順でデジタル化され、磁気テープに記録されているものを用いた。

港湾地域強震観測では、記録が港湾技研、耐震構造研究室への到着順に記録番号を付している。たとえば、S-252は1968年十勝沖地震の本震と八戸港の観測地点(略称:八戸-S)で記録したものである。番号の先頭にあるアルファベット「S」はSMAC-B<sub>2</sub>強震計で得られたものであることを示している。本報告でもこの記録番号を利用することにした。

### 4.4 解析対象記録

この研究で解析の対象とした記録は、先述の通り港湾地域強震観測網で得られ、デジタル化されて直ちに電子計算機で解析可能な状態になっているものの中から選んだ。もちろん、出来る限り多くの記録を解析することが望ましいのであるが、時間的な制約も無視することは出来ない。使用するプログラムは演算時間が少なくすむよう改良を加え、結果の作図なども電子計算機による自動図化を採用した。それでも、港湾地域強震観測でデジタル化されているすべての記録を解析することは無理と思われるので、次のような点を考慮して解析に用いる記録を選定した。

i) 同一観測地点で何本かの記録が得られている地点の記録、この場合、地表層の影響は土が線型な挙動をすると思わせるならばすべての記録に対し同一である。したがって、入射波に対する地震のマグニチュードおよび震央距離の影響が調べやすい。

ii) 同一の地震に対し何ヶ所かの観測地点が得られて

いるもの。この場合、基盤層内を伝播する地震波が震央距離や伝播経路により変化するか否かを調べやすい。

このような観点から記録を選定し、解析の途中結果を検討して必要に応じ解析する記録を追加した。

最終的に解析された記録は、成分数74、観測地点数10、地震数25であった。解析された記録を観測地点及び地震別に分類して表-2に示す。また、解析された記録を得た観測地点の位置、所在地等を観測地点略称と共に表-3に示す。

### 5. 基盤における地震動とスペクトルの計算

すでに説明したようにこの研究では、基盤における地震動を推定するために、波の主要動を主としてS波と考えて重複反射理論によって計算をおこなった。この弾性体内を伝わる波動問題として、地盤内における地震波の伝播を扱う考え方は、妹沢<sup>14-16)</sup>、高橋、平能<sup>17)</sup>、金井<sup>18-24)</sup>、嶋<sup>25)</sup>らによってなされたものであり、Haskell<sup>26)</sup>、小林、鏡味<sup>27-29)</sup>らによって多層地盤に適用されるにいたった。これらの解析においては、地盤を水平な成層構造の弾性地盤と見なしている。今回の計算においても、地盤は弾性体とみなし粘性によるエネルギー損失は考慮しなかった。

せん断弾性体の一方方向の波動方程式は次のように表わされる。

$$\rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = G_s \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (1)$$

ここで、 $\rho$ : 質量密度

$G_s$ : せん断弾性係数

$U$ : 水平方向の変位

$z$ : 鉛直方向の座標

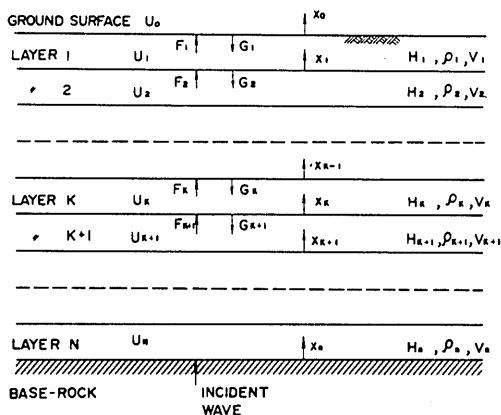


図-1 地下構造モデル

$t$ : 時間

式(1)の解は次式で与えられる。

$$U = F\left(t - \frac{z}{V_s}\right) + G\left(t + \frac{z}{V_s}\right) \quad (2)$$

ここで、 $V_s = \sqrt{\frac{G_s}{\rho}}$

いま、図-1のように座標軸をとり、反射波、透過波を考える。地表波形より地下の波形をもとめるには、高橋、平能<sup>17)</sup>、田治見<sup>22)</sup>によれば、次のようになる。すなわち成層地盤各層の境界面での地震波、および基盤面への入射波は次の式で与えられる。

$$F_1(t) = \frac{1}{4} \left\{ (1 + \alpha_1) U_0 \left( t + \frac{H_1}{V_1} \right) + (1 - \alpha_1) U_0 \left( t - \frac{H_1}{V_1} \right) \right\} \quad (3)$$

$$G_1(t) = \frac{1}{4} \left\{ (1 - \alpha_1) U_0 \left( t + \frac{H_1}{V_1} \right) + (1 + \alpha_1) U_0 \left( t - \frac{H_1}{V_1} \right) \right\} \quad (4)$$

$$F_{K+1}(t) = \frac{1}{2} \left\{ (1 + \alpha_K) F_K \left( t + \frac{H_K}{V_K} \right) + (1 - \alpha_K) G_K \left( t - \frac{H_K}{V_K} \right) \right\} \quad (5)$$

$$G_{K+1}(t) = \frac{1}{2} \left\{ (1 - \alpha_K) F_K \left( t + \frac{H_K}{V_K} \right) + (1 + \alpha_K) G_K \left( t - \frac{H_K}{V_K} \right) \right\} \quad (6)$$

$$U_{K+1}(t, x_K) = F_{K+1} \left( t - \frac{x_K}{V_{K+1}} \right) + G_{K+1} \left( t + \frac{x_K}{V_{K+1}} \right) \quad (7)$$

ここで、 $U_0$ : 地表での波形

$U_{K+1}$ : 第(K+1)層内での波形

$$\alpha_K = \frac{\rho_K V_K}{\rho_{K+1} V_{K+1}}$$

$x_K$ : 第K層の下境界面よりはかった深さ

$H_K$ : 第K層の厚さ

$V_K$ : 第K層のS波速度

以上の公式を順次層ごとにかつ時間と共に逐次計算を行なうことにより基盤内を伝播する入射波を求めた。計算は、もとの数字化記録の時間々隔が0.01secとなっていたことから、0.01secごとに行なった。地表層を波が伝播するのに要する時間が0.01sec以下の端数を併う場合には端数に対し直線補間を行ない、必要な時間に対する値を求めた。

計算のためのプログラムの検討は、別に入射波を与え

て地表の地震波形を求めるプログラムを作り相互に変換してみる方法、正弦波について計算してみる方法、地表の記録と求めた入射波のパワースペクトルから地表層の周波数伝達関数を求め地盤モデルから直接求めた周波数伝達関数と比較する方法、などにより万全を期した。

計算結果は磁気テープに記録し、その後のスペクトルの計算に備えた。

応答スペクトルは、入力加速度が微少な時間々隔では直線的に変化するものとし、1自由度1質点系の応答の解析解を求め、これに数値を代入して逐次計算を行ない、その最大応答を求める方法によった<sup>30)</sup>。計算における入力地震波の時間々隔は0.01secとしたが、1自由度1質点系の固有周期が0.2secよりも短かいときは、入力地震波の時間々隔を直線補間により小さくし、質点系の自由振動1サイクルが少なくとも20ステップ以上で計算されるようにした。応答スペクトルは非減衰固有周期0.05secから4.0secまでの範囲で計算した。SMAC-B<sub>2</sub>強震計の振動数特性を考えると、計算した固有周期の範囲の下限が小さすぎるとも考えられる。これは使用したプログラムがERS-B強震計の振動数特性も考えて、広い範囲について計算するようになっているためである。したがって、非減衰固有周期の短い部分については、SMAC-B<sub>2</sub>強震計の振動数特性も考慮の上検討されねばならない。

この研究では前記プログラムの他に、フーリエスペクトル、パワースペクトル、地盤の増巾度スペクトルなどを計算するプログラムを用いたが、それらは極く一般的な手法に従っており、特に説明を要しないであろう。

## 6. 地盤条件とそのモデル化

### 6.1 基盤設定の条件

#### (1) 過去の研究における基盤の設定例

重複反射理論により基盤から地表層に入射してくる地震波を求める場合、対象とする地盤のどの部分から下を基盤と見なすが問題となる。この点に関し、概念としてはある程度の定義がなされているが、実務的な見地から基盤をどのように設定するかについては手法が確立していないように思われる。ここでは、過去における研究でどのように基盤を設定したかを調べてみる。

高橋、平能<sup>17)</sup>は、ほぼ一直線上にならんだ3ヶ所の地震記録のうち1つの地点の記録が他の2つの地点の記録と異なることに着目し、これがその地点の地盤の影響によるものであることを実証し、そして、軟弱地盤の地表における地震動から地表層の影響をとりのぞく方法を示

している。この場合には、地表層に対する基盤というのは、あるはっきりした概念は示されておらず、沖積層の下層の東京層をその基盤と考えている。

河角、嶋<sup>31)</sup>は、或る一定の広さの地域でそのまま耐震設計の標準として利用できる強震地動、すなわち標準強震地動を提案している。したがって、ここではある地層面に入射する地震波を考えると、震源からの距離があまり変わらないところでは、ほぼ同じ入射波形を考えてきしつかえないような面を基盤面と想定している。実際には、東京山の手及び下町にわたって広範囲に存在する東京レキ層を基盤と考えている。

太田、嶋<sup>32)</sup>は基盤設定の条件として次の2点をあげている。i)基盤は空間的にあるひろがりをもちかつこの面での力学的諸性質は同一である。ii)基盤面以下の地層は以浅のそれに比べて、構成・力学的性質の変化が小さい。ここでいう空間的なひろがりとは当面中程度の都市のひろがりであり、できれば地質学的にも同一の地層となるのが望ましい。また、ii)については少なくともS波速度の変化が、この面以下では著しくないことが要請されると述べている。以上の考えにもとづき、川崎市においてこの地域の地下に広く存在する鮮新世(第3紀)の泥岩層とこれをおお第4紀層との不連続面を基盤として考えた。そうして泥岩層速度として $V_s=700\text{m/sec}$ 、土丹層では $V_s=540\text{m/sec}$ を得ている。

藤原<sup>33)</sup>は、1968年十勝沖地震の盛土堤の被害に関する研究において、基盤として東北地方に広くみられる洪積砂層を考えている。この場合のS波速度は $320\text{m/sec}\sim 380\text{m/sec}$ である。

#### (2) 基盤の設定

前項における諸例も参考にし、この研究では基盤とは、軟弱粘土層あるいは沖積砂層の下の岩盤あるいは比較的硬いN値50以上の洪積砂層というように考えた。

このように定めれば、土質柱状図や周辺の地質学的資料をもとに、各観測地点に対し基盤を設定することができる。基盤として想定された地層が相当広い範囲にわたりほぼ水平に分布していれば、重複反射理論を適用するのにふさわしい条件といえる。このことは、基盤のみならず、地表層に属する各土層について同じである。しかし、著者らの手もとには、そのような土層の平面的拡がりの様子を確かめられるような資料は揃っていない。日本のように急流河川の多いところでは、地層の分布も急激に変化する。したがって、非常に局所的に分布するN値50以上の砂層を基盤とすることなど失敗が無きよう出来る限りの注意をした。

基盤における地震動の特性については、すでにいくつかの研究がある。したがって、それら研究成果に合致する地震動特性を示す地層を探し、それを基盤とするアプローチがある。たとえば、速度スペクトルが一定となる地層とか、入射波のスペクトルが地震のマグニチュードや震央距離をパラメータとして表現できる地層を基盤と想定するわけである。逆に、地震動とは切りはなして、地質条件等から基盤を設定し、そこで入射波がどのような特性かを調べるというアプローチもある。そのいずれをとるかは、結果をどのように利用するかにも関係しよう。これら両面からの研究成果が蓄積されることにより、全体的な進歩が得られるものと思う。この研究では、これまでの多くの研究でどのように基盤を設定したかを参照しているが、結果的には両者の中間よりは後者に近いものといえる。

### (3) 基盤のS波速度

各強震計設置地点の基盤でのS波速度は実際に速度検層をおこなっていないので推定するよりしかたないのであるが、ただ青森では  $V_s=320\text{m/sec}$ 、八戸では  $V_s=380\text{m/sec}$  なる値が得られている。さらに品川では、強震計設置地点付近でおこなわれた速度検層結果から土丹層のS波速度として  $V_s=750\text{m/sec}$  が得られている。その他の地点では速度検層がおこなわれていない。

基盤としてN値50以上の砂層を考えた地点では、基盤のS波速度として  $V_s=300\sim 400\text{m/sec}$  の値を与えた。これは後述のN値と  $V_s$  の関係から定めたものである。

金井<sup>24)</sup>によれば、アメリカの岩盤のS波速度として次のような値を示している。砂岩：600m/sec、シルト岩：500m/sec、新世代の岩盤：700m/sec である。さらに上述した川崎の泥岩層のS波速度 700m/sec を考慮して、基盤としての岩盤のS波速度として700~800m/sec を仮定した。

## 6.2 弾性波速度とN値

強震観測地点の地盤でS波速度検層がなされているのは青森-Sと八戸-Sの2地点のみである。両地点については後に示すように、板たたき法によるS波速度検層が行なわれている。したがって、これ以外の地点では、何らかの方法によりS波速度を推定しなければならない。地盤のS波速度についての研究の概略をふりかえってみると次のようになる。

強震観測結果によると一般に強震地動は水平方向が上下方向の振幅に比べて2~3倍大きく<sup>34)</sup>、また従来の地震害の多くはS波を考えることによって説明されることなどから耐震工学におけるS波の意義が非常に大きいこと

が認められ、さらにそれが進んで地盤の動的応答特性を定める問題に発展するにいたって、地盤の弾性定数の測定が各方面でとりあげられるようになった。そして、S波速度の測定結果がしだいに蓄積されるようになって、速度境界を地質学でいう地層区分あるいは地質区分に対比させようとする試みがされた。

河角、嶋<sup>35-38)</sup>らは板たたきの方法で東京都内各所においてS波の測定を実施し、これより、次のように述べている。すなわち沖積世と洪積世の堆積物が、ほぼ200m/secで、洪積世と鮮新世の堆積物がほぼ400m/secでわけられるという。

鈴木<sup>39)</sup>は土質構成とS波速度との関係を次のように述べている。i) 砂分が増加するとS波速度は増す。ii) 粘土分がふえても水分が増えてもS波速度はへる。iii) S波速度は間隙水よりはむしろ粒子の大きさ、形などから決まる弾性による。

また、各方面でS波速度の測定値と土質工学的諸量(おもにN値)との関係についての研究がなされている。N値とS波速度については金井<sup>40)</sup>の研究が知られている。それでは、土質を砂、粘土について2分して両者が別々に  $N\text{-log } V_s$  の対数グラフできれいな直線関係にあることを示した。

吉川<sup>40)</sup>は次のような関係式を出している。

$$N = aV_s^2 - b \quad (8)$$

$$a: 1/1,500 \sim 1/3,000$$

$$b: 1 \sim 3$$

単位は m/sec である。

今井<sup>42)</sup>はS波とN値の測定結果から次の式を提案し、その式の物理的意味を次のように説明している。すなわち、土のせん断強度とN値とはほぼ1次の関係にあり、さらに弾性定数と強度の関係はほぼ比例関係にあると考えられるから、S波速度とN値とは次の関係になる。

$$V_s = a\sqrt{N+b} \quad (\text{m/sec}) \quad (9)$$

実測結果から、 $a=52$ 、 $b=0$  の値を提案している。

柴田<sup>43)</sup>は次の式を提案している。

$$V_s^2 = 1,000 \times N \quad (\text{m/sec}) \quad (10)$$

また杉村<sup>44)</sup>はN値と  $V_s$  の関係について次式を与えている。

$$V_s = 90 \times N^{0.36} \quad (\text{m/sec}) \quad (11)$$

以上に説明したような地盤条件とS波速度の関係についての研究の現況および各強震観測地点でN値の測定が行なわれていることを併せ考え、N値からS波速度を推定するのが適当と判断した。

すでに示したとおりN値と  $V_s$  の関係については各種

の関係式が提案されており、それぞれ根拠とするデータを備えている。各提案式が相互に異なるのは、地盤という非常に変化の範囲が大きいものを対象としているだけに、止得ないことと思われる。それ故、この研究で使用する関係式の選定に苦しむのであるが、ここでは今井の提案した関係式を利用することとした。なお、使用する関係式の相違が入射波の計算結果にどの程度影響するかは追って検討する。

6.3 強震観測地点の地盤

地盤を力学的にとりあつかう場合、砂質地盤と粘土地盤とに大別されるが、この研究の対象とした強震観測地点も大きくわけて砂質地盤と軟弱地盤の2つのグループになる。釧路、室蘭、八戸、宮古、鹿島が前者で、品川、細島、四日市、青森が後者の地盤にあたる。これらの地点は比較的地盤条件がはっきりしており、少なくとも20gal以上の強震記録が2本以上とれている地点である。また、宮古、鹿島、室蘭、細島では岩盤がはっきりしているが、他の地点では明瞭な岩盤が出ていない。な

土質柱状図

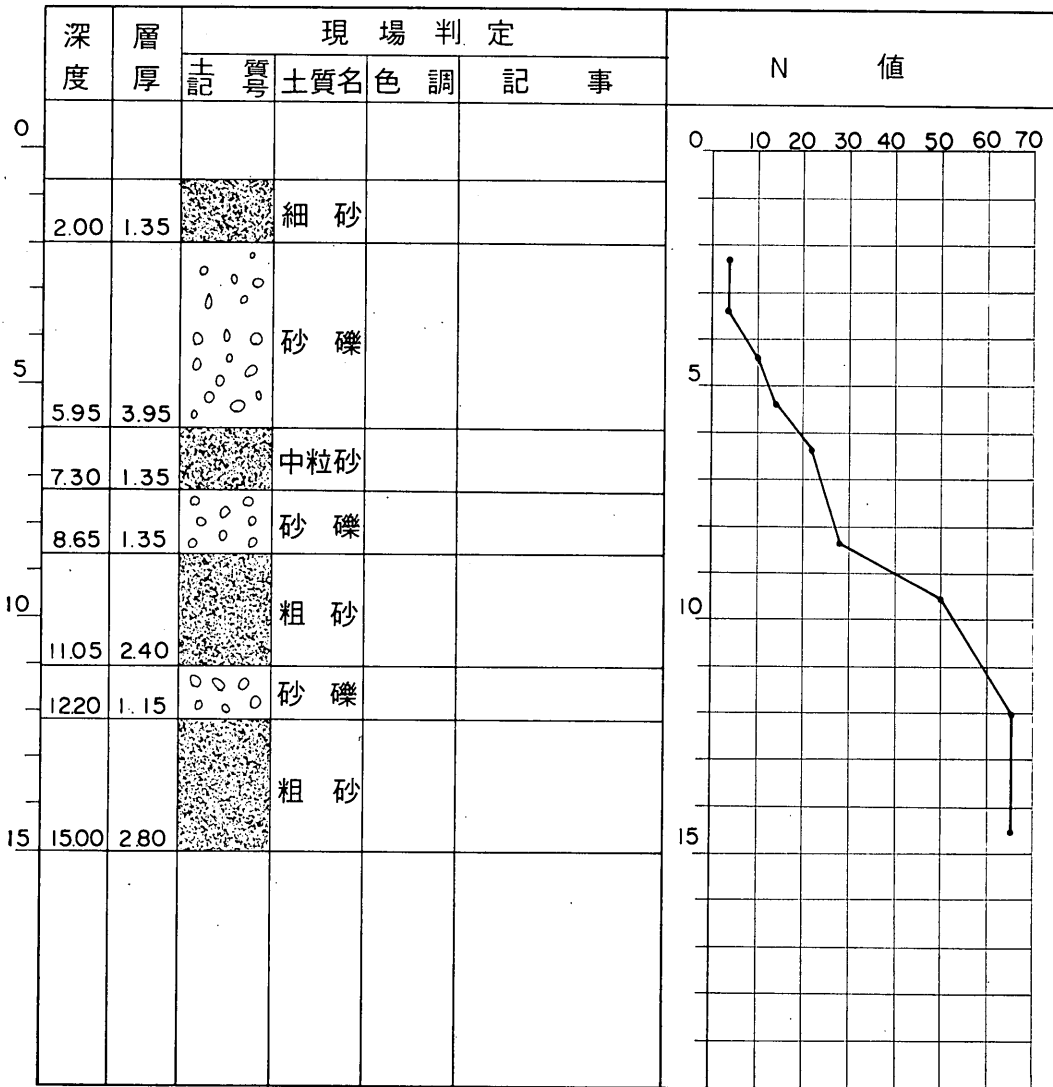


図-2 釧路 土質柱状図

土質柱状図

室蘭 - S

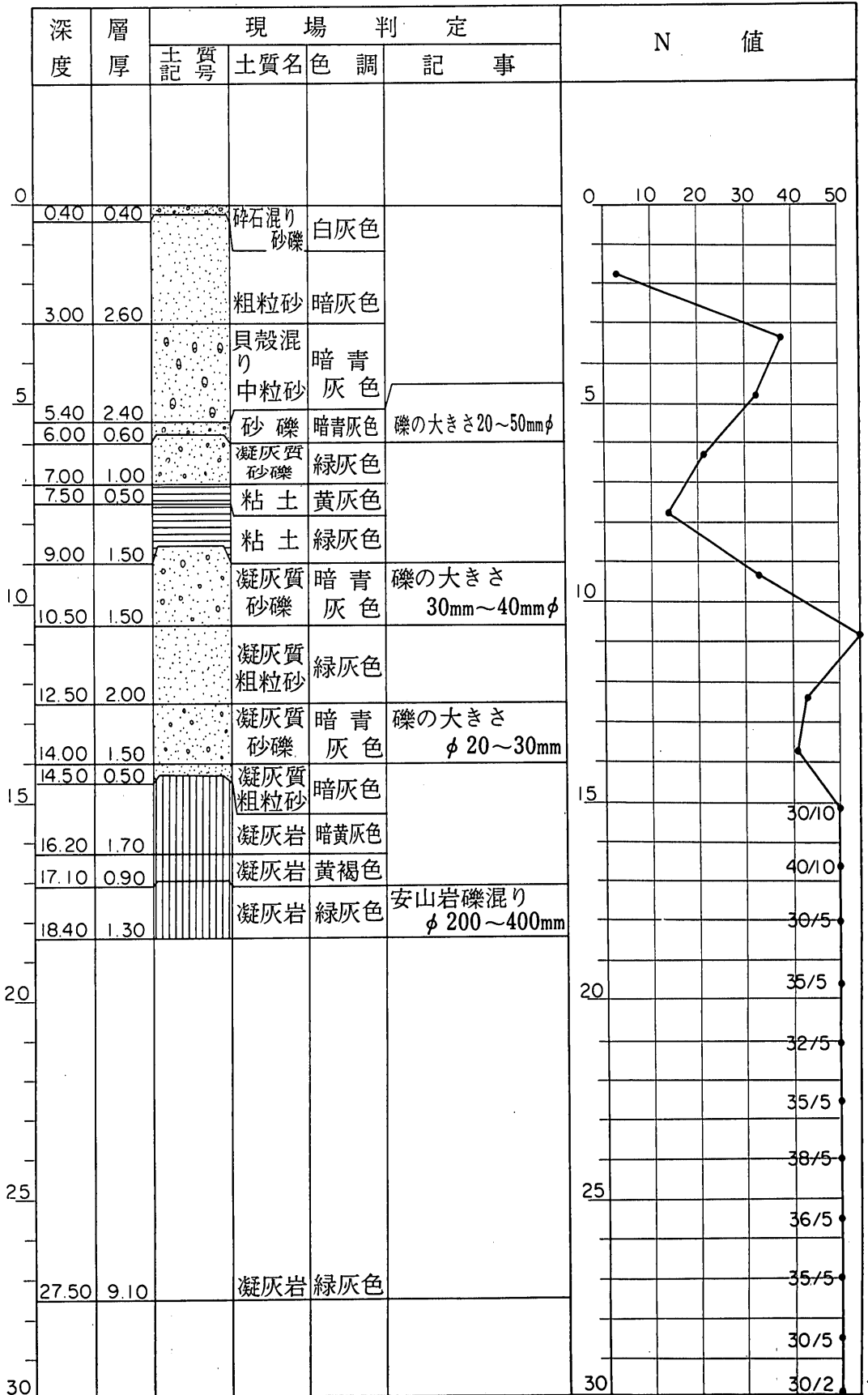


図-3 室蘭 土質柱状図



土質柱状図

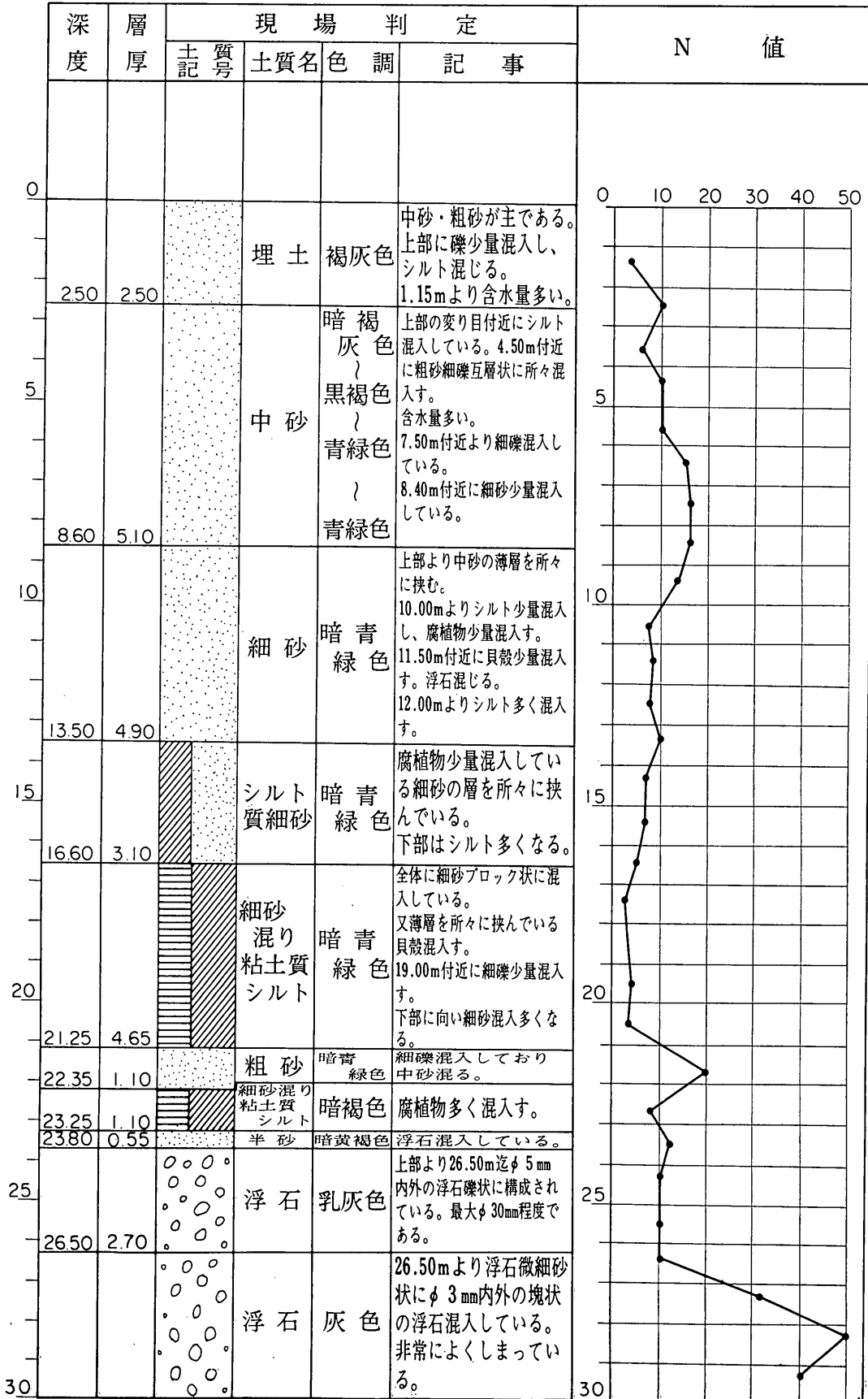


図-4 青森 土質柱状図

土質柱状図

八戸-S

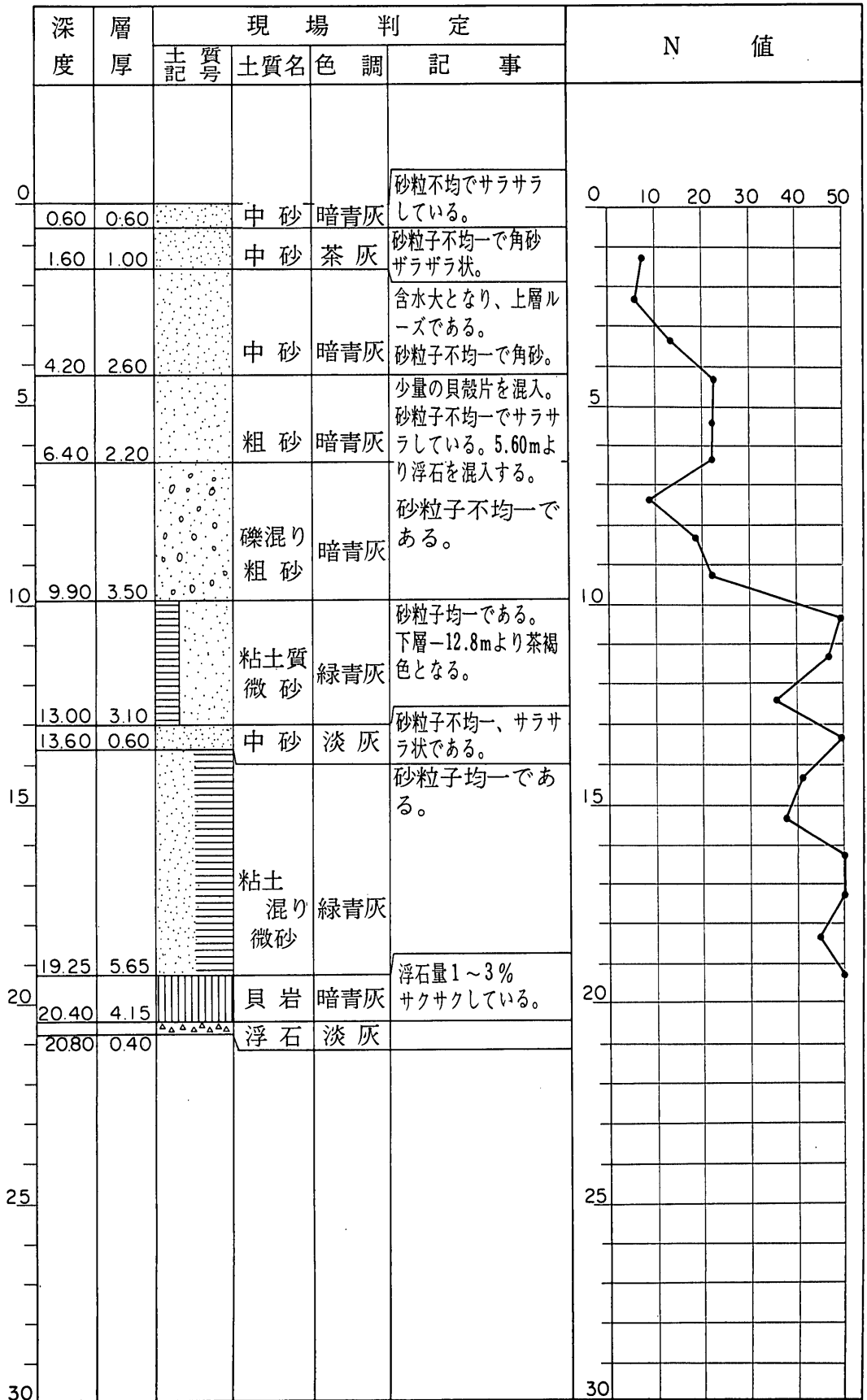


図-5 八戸 土質柱状図

土質柱状図

宮古一S

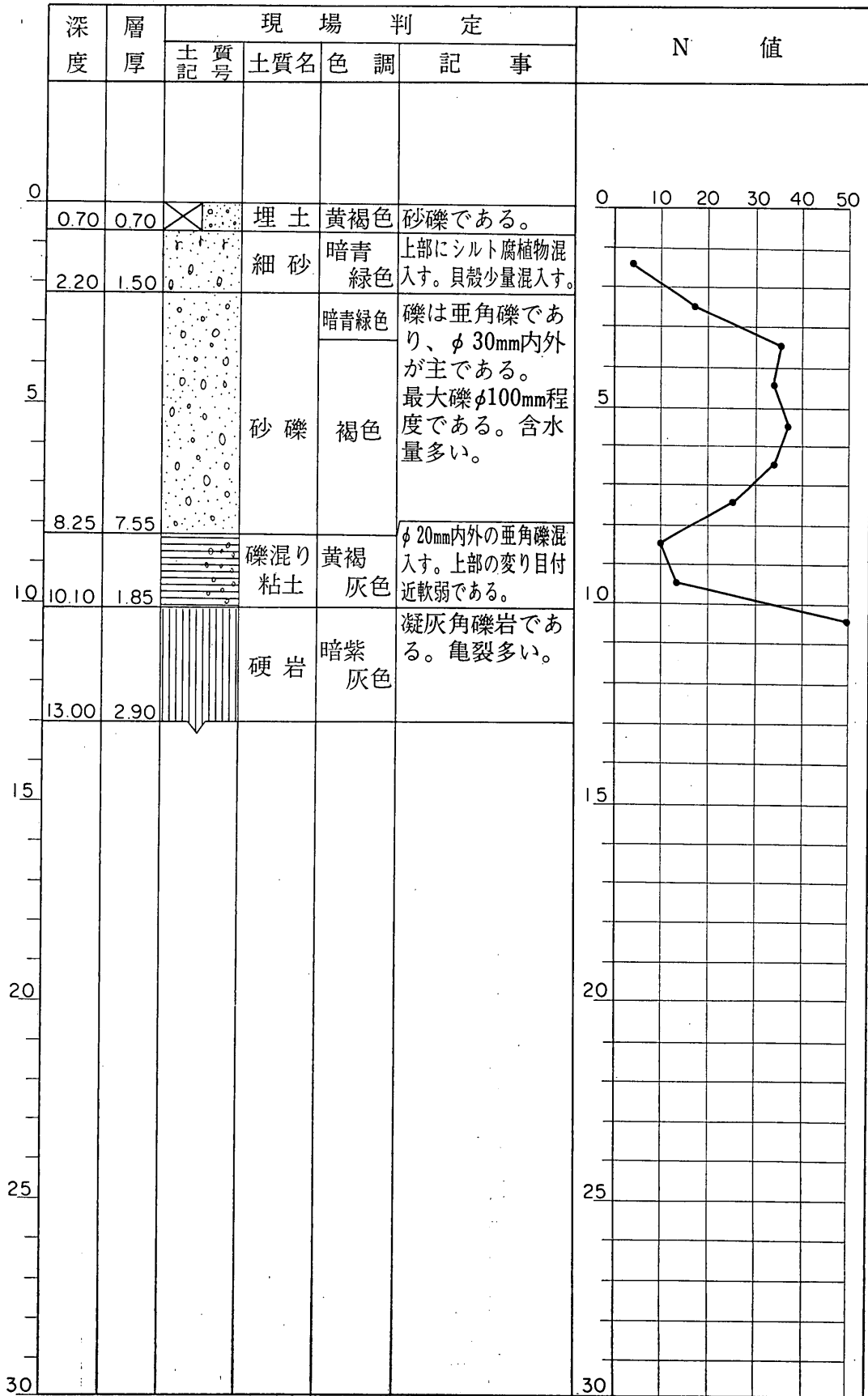


図-6 宮古 土質柱状図

土質柱状図

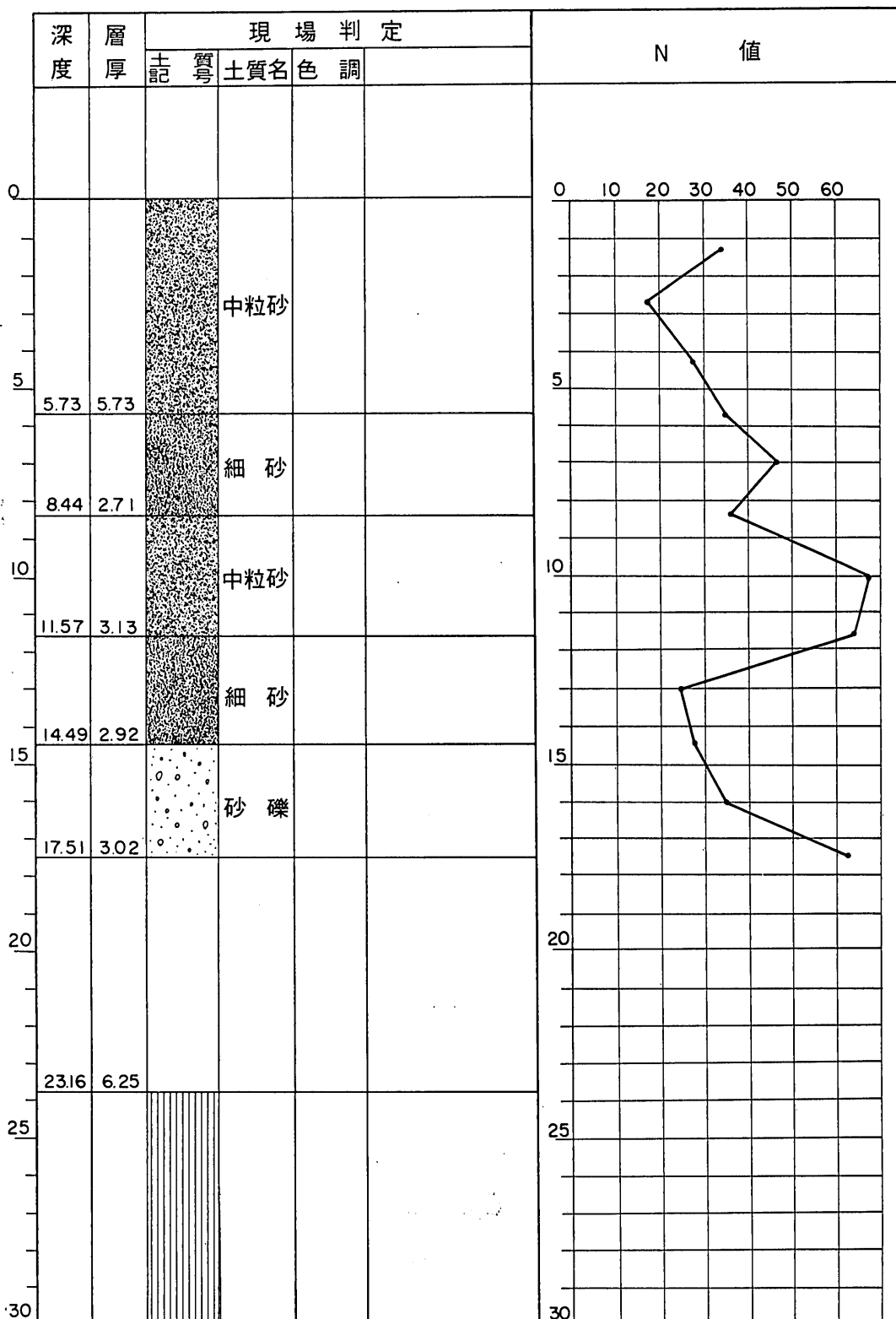


図-7 鹿島 土質柱状図

土質柱状図

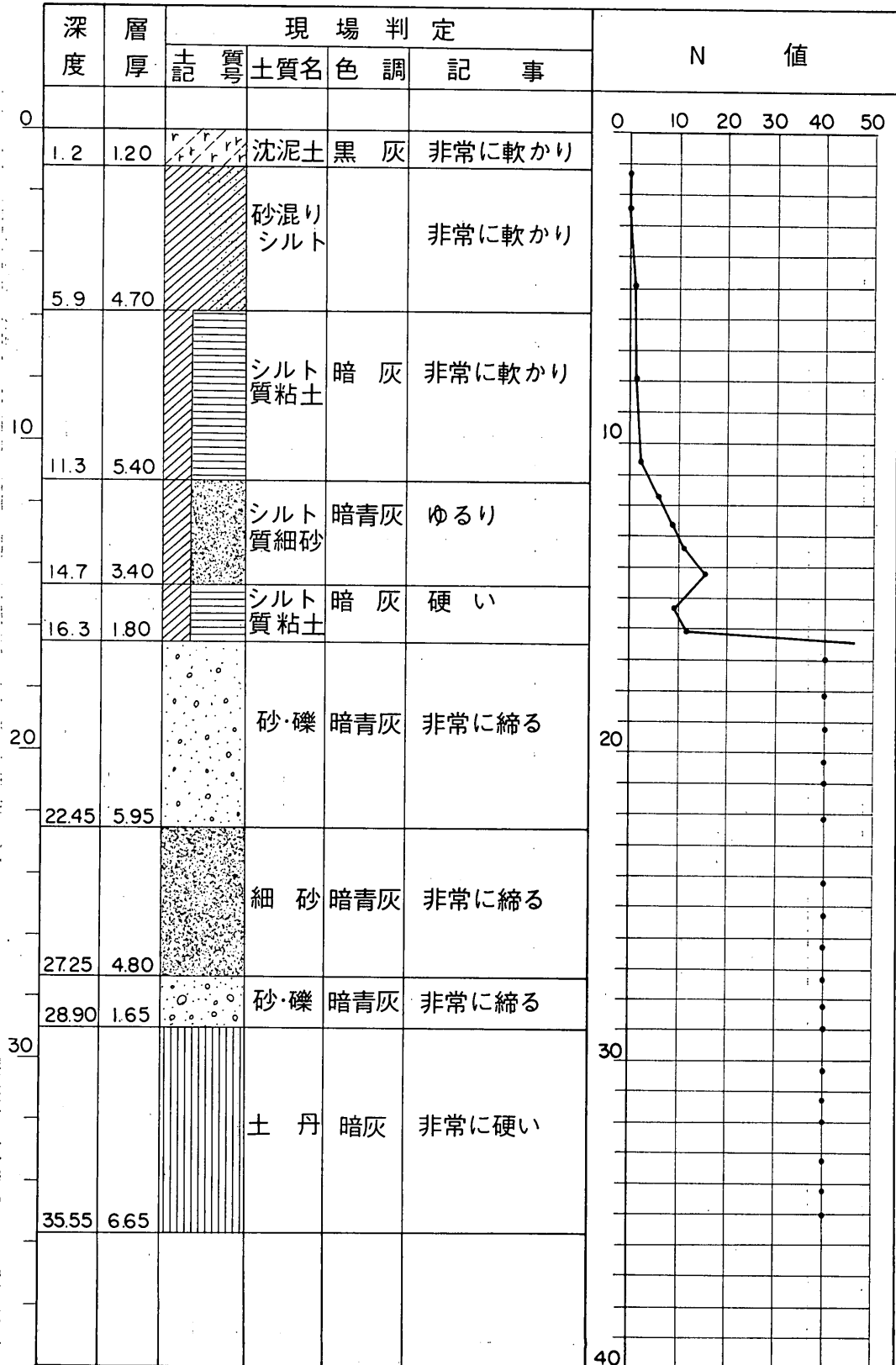


図-8 品川 土質柱状図

# 土質柱状図

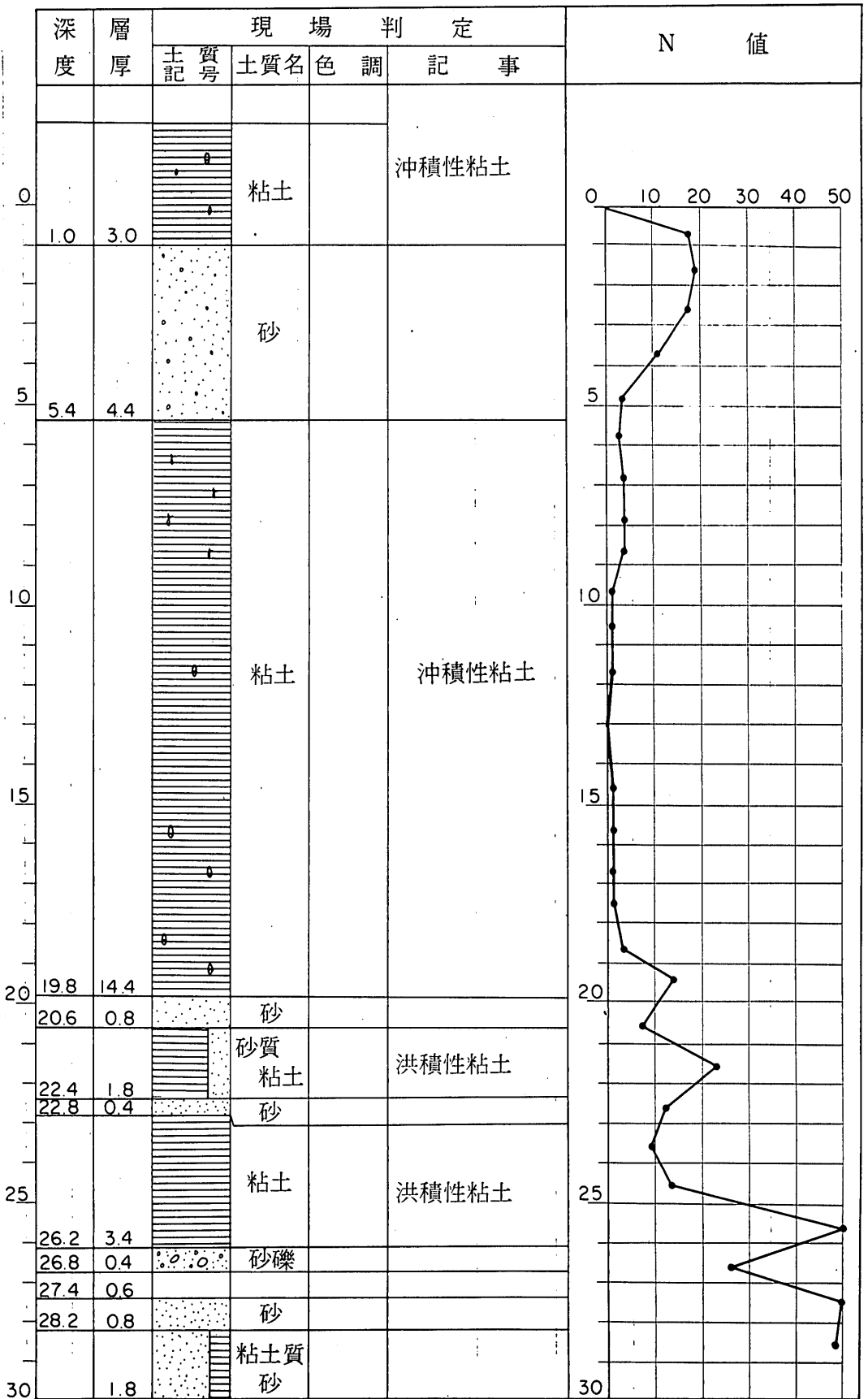


図-9 四日市 土質柱状図

土質柱状図

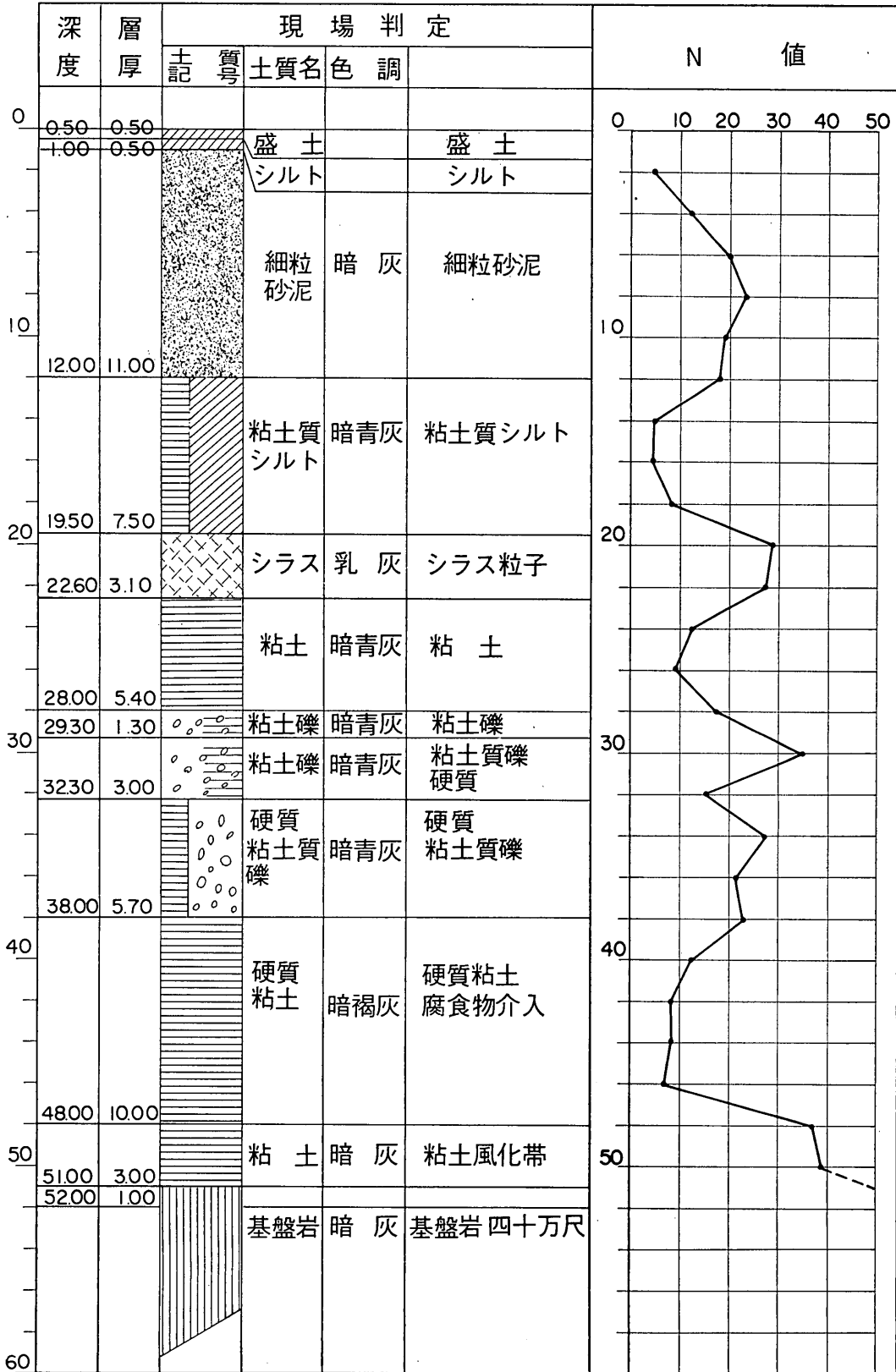


図-10 細島 土質柱状図

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

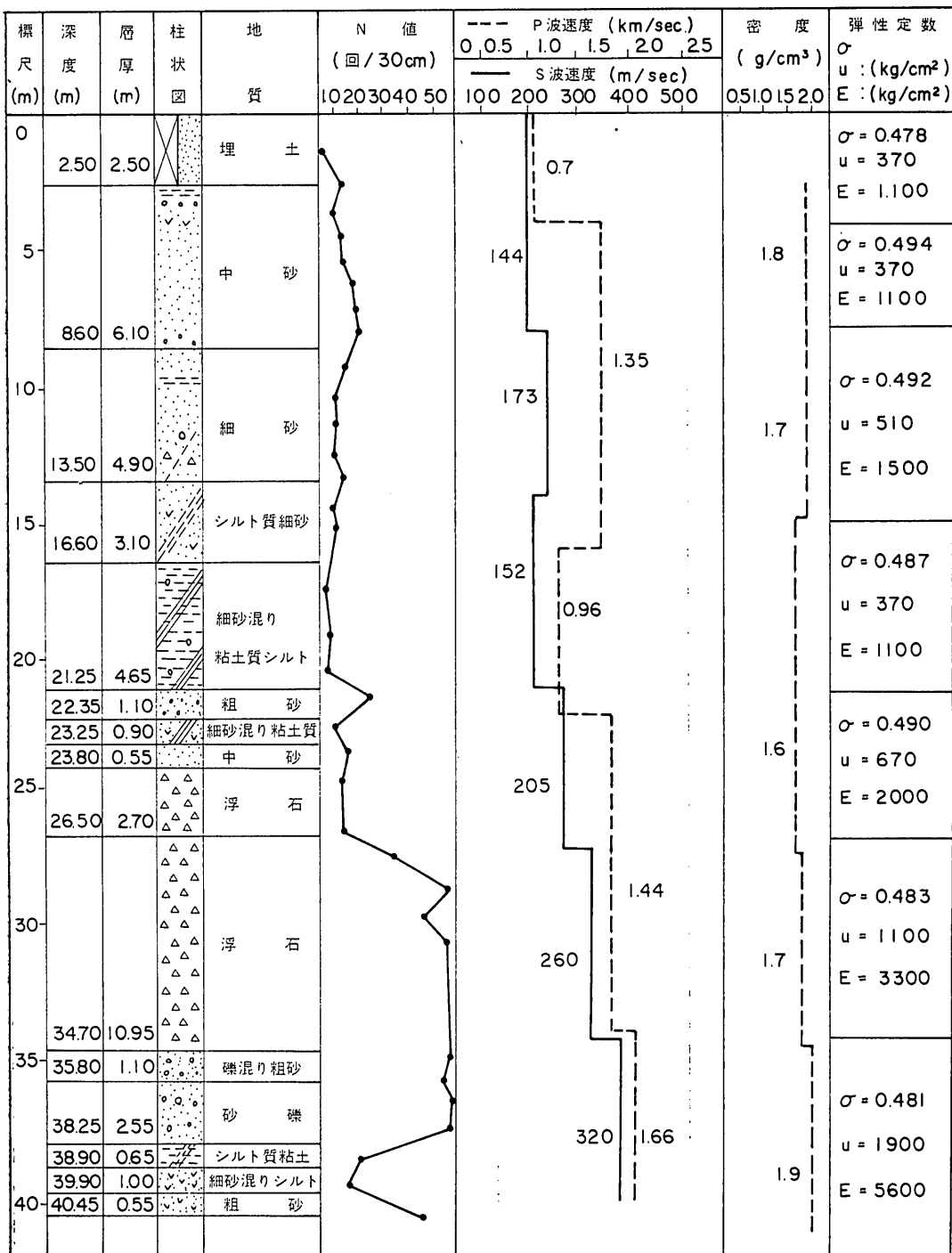


図-11 青森 速度検層結果総合柱状図



土田 肇・上部達生

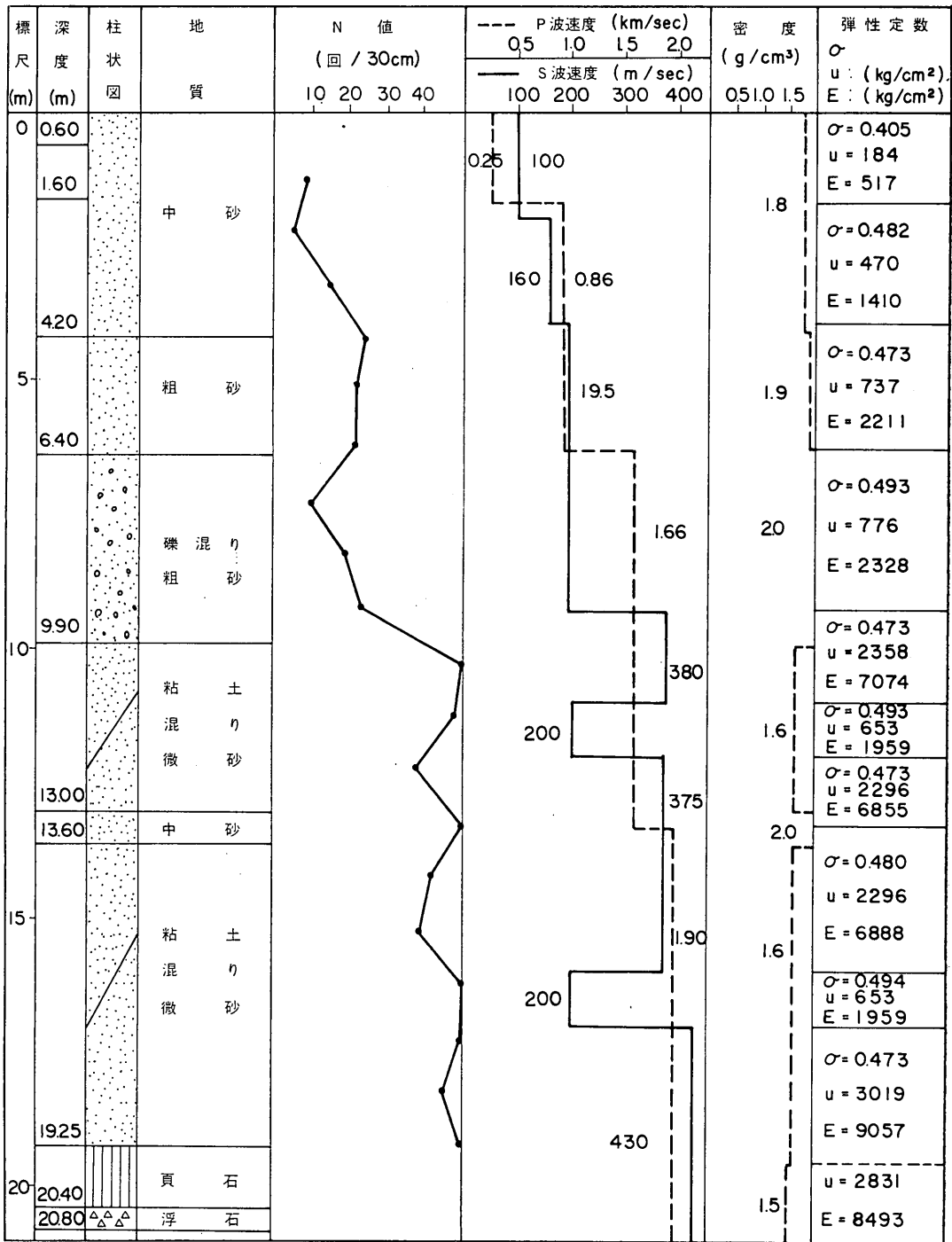


図-12 八戸 速度検層結果総合柱状図

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

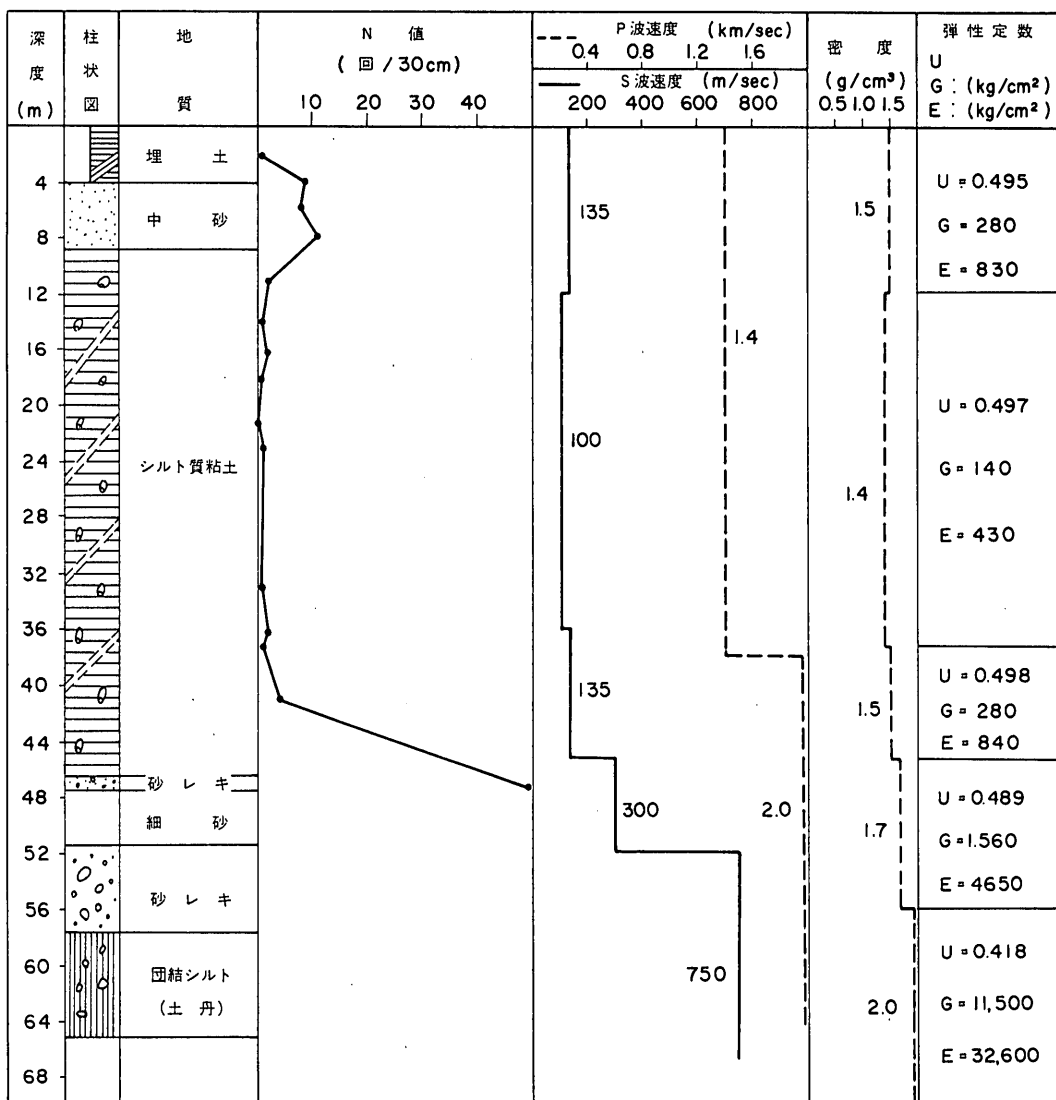


図-13 品川 速度検層結果総合柱状図

お、大船渡は岩盤の上に直接強震計が設置されている。

図-2~13に各地点の土質柱状図を示す。以下、各地点について地質・土質を述べる。地質については今回の計算に直接関係していないが、強震計設置地点の地盤を地質学的な見地から説明したものが過去にないため、今回各関係機関の資料を参考にとりまとめた。資料の詳細は本論文末尾文献欄にまとめて掲載してある<sup>52-69</sup>。なお地表層の周波数伝達関数については次節で説明する。

(1) 釧路

釧路地方は中生代上部白亜紀層を基礎とし、古第三

系、新第三系及び第四系からなっている。すなわち砂岩、泥岩よりなる地層の白亜系根室層群が最下部基底をなし、別保以東に広く分布する。古第三紀層は、含炭浦幌層群および音別層群があり、前者は主として深水堆積層であり、後者は海成層で西部のみに分布している。新第三紀層は、平原西部にのみみられ、幾品層、本別層群を含み、著しく火山噴出物に富み殆んど海成層である。第4紀層は平野を中心に分布し、釧路層、段丘層群及び沖積層を含む。釧路層は未凝固、火山噴出物に富む海成～淡水堆積層であり、段丘面上では段丘層群の砂レキ、

火山灰等未凝固層がみられ、その他、平原内には海成～淡水相の沖積層が分布する。釧路港の強震計設置地点の土質柱状図を図-2に示す。強震計設置地点では、砂層、砂キレ層が交互に層をなし、N値は、直線的に増加しており、深さ10m以下ではN値が50以上になって、かなりしまった砂質層となっている。

## (2) 室 蘭

室蘭港周辺は、新第三紀の火山岩層類を主体とする軽石質凝灰岩、凝灰質砂岩、凝灰岩の室蘭層が基盤をなし、この上を砂、シルト、レキ等の第4紀層が覆っている。室蘭港の強震計設置地点の土質柱状図を図-3に示す。深度7mまで粗粒砂、中粒砂層で、この中粒砂層には貝殻が混っている。それに続いて厚さ2mの粘土層が、さらに砂層、砂レキ層があり、深度14.5m以下は凝灰岩となっている。粘土層でもN値は10以上あり、各層のN値は高くかなりよくしまった地盤をなしている。

## (3) 青 森

青森港の強震計設置地点の土質柱状図を図-4に示す。図-11に藤原と著者らの研究室が協力して実施した弾性波速度検層の結果を示してある<sup>33)</sup>。青森市地域内の地質は地質学的特徴から東部東嶽地域、西部脊梁地域、南部八甲田山地域の三地域に大別される。東部地域は古生層と考えられるチャート、粘板岩の累層及びこれに進入した黒雲母花崗岩を基盤とし、新第三系に属する中新統が発達している。次に西部地区では第三系に属する中新統、鮮新統が発達している。更に南部地域ではこれら新第三系を直接に被い石英安山岩質泥流が発達し、その上部に、八甲山田山を形成する新时期噴出物の灰色安山岩に多孔質黒色安山岩が乗っている。強震計設置地点では上に13mほど砂層がありその下にシルト層、さらにその下は浮石層となっている。N値は、おおむね、10以下で、深さ26.5m付近から急に大きくなって50以上となっている。S波速度と地層との対応はかなり良く、これによれば、この地点は、大きくわけて5層モデルと考えられる。

## (4) 八 戸

八戸港の地層は馬淵川、新井田川の運搬した土砂による沖積層でデルタ推積土層と考えられる。基盤岩は鮮新世の砂岩と泥岩で、尻内層群と総称され、馬淵川下流と浅水川にはさまれる地域から西隣の五戸、奥入瀬両川の中流域をへて小川原湖の西北にわたる地域で、レキ岩や凝灰岩をはさみながら広く分布する。基盤岩の上、沖積層との間には、洪積層の、洪積末期砂レキ層、洪積中期沼崎層、七崎層がこの順に上からならんでいる。沼崎層、七崎層は砂層が主である。強震計設置地点の土質柱

状図を図-5に示す。青森と同様藤原らによる弾性波速度検層結果を図-12に示してある。上層6mは砂層でその下にレキ混り粗砂、粘土質微砂が続く。N値は、全体的に大きく、10～20で深さ10m以下ではN値は50以上となっている。S波速度と地層との対応はあまりはっきりしないが、ほぼ3層モデルと考えられる。

八戸港付近の地質については「構造物災害に対する地震動特性の研究」グループによる詳しい調査がある<sup>45)</sup>。これは海岸線にほぼ平行して設けられた長さ約6kmの測線を用いた弾性波探査による調査である。しかし、この調査では深さ約600mまでの地質構造をモデル化しており、著者らの研究における他地点の地盤のモデル化とは直接は対応していない。したがって、他の地点の地盤のモデル化と手法の均一化をはかるため、すでに説明したように、深さ約20mまでの速度検層結果とN値とにより地盤のモデル化を行なった。

## (5) 宮 古

三陸海岸には大きな湾入が山地に奥深く刻みこんでおり、溺谷の沈降地形を作っている。宮古には湾の南の十二神山(73.1m)があり高い準平原が急に海岸に終り、海岸には急崖が多い。宮古付近には宮古層群として知られる中生層白亜系が点々として、極めて狭少な面積をもって散存している。そしてそれ等は全て40°以下の角度で海の方に向かって傾斜しており、沿岸堆積物と考えられるものである。宮古層群は、明渡砂岩、オルビトリナ砂岩、平井賀砂岩、田野畑質頁岩、茂師砂岩、羅賀レキ岩、のように区分されて各層は互いに整合関係にあり、全体として一つの推積輪廻を成している。宮古層群は各地域において上掲各層が全部完全に揃っておらず岩も厚さも地域によって著しい差異があるがこのことは本層群が浅海性堆積物であることを示している。図-6に宮古港強震計設置地点の土質柱状図を示す。N値30以上のかなりよくしまった砂層がほぼ10mぐらい推積して、その下に岩盤がある。

## (6) 大 船 渡

上述したように北上山地北部では宮古の白亜系があり、中部では大船渡、また気仙沼付近には下部白亜系が発達している。大船渡地域の白亜系は大船渡層群とされるものであるが、大船渡湾西岸に発達し、西岸は馬越のサクマリアン統石灰岩を挟む下部二疊系及び花崗岩に接し、東は綾里附近一帯の輝緑凝灰岩質の砂岩、粘板岩に接する。この輝緑凝灰岩も現在では二疊系とされているものである。大船渡層群は古生層とは多くは断層で接するが、一部は花崗岩の接触変質を受けているので花崗岩

## 地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

よりは古期のものである。強震計は、大船渡湾々口長磯側にとり付けられている。この地域の地層は石灰質粘板岩よりなり中生代白亜紀に属する大船渡層群中長礫層である。この粘板岩は粒状構造をもつものであり、かなり亀裂の多いものである。またこの地域には、海岸線に沿って石英安山岩が広範囲に発達し、山腹から山頂にかけて砂岩が広く分布している。強震計は露岩の表面を削りその上にコンクリート基礎を打設して設置してある。したがって、強震計は岩盤に固定されている。

なを、この強震計はかつて大船渡港の埋立地に設置されていたが、昭和44年度に現地点に移設したものである。この点注意を要する。

### (7) 鹿 島

鹿島港の地質は、第三紀鮮新世から前期洪積世にかけて推積したと考えられる上総層群、洪積世中期の推積物と考えられる成田層群、洪積世後期の推積物と考えられる関東ローム層、洪積砂～砂レキ層ならびに沖積層に大別される。上総群の分布は、地表には露出していないが全域の成田層以上の地層に対する基盤層として分布することが推定されている。成田層は、台地部のローム層の下に直接分布する地層で、地下に広く分布する。鹿島地区では、成田層と、沖積層との間に成田層とは明瞭に区別される、砂～砂レキからなる洪積層が分布する。上統層群の上部はシルト岩を主体とする地層であるのに対し、成田層群は砂、砂レキ等の粗粒土を主体とし、処々に粘性土層を夾有する地層である。図-7は強震計設置地点下の土質柱状図である。深さ10mまではN値が30ぐらゐのかなりよくしまった細砂でその下にN値60程度の中粒砂が続いている。さらにこの下にN値30程度の砂層があり、続いてN値60以上の砂があるものと思われる。

### (8) 品 川

東京品川埠頭の強震計設置地点では埋土の下が沖積層の有楽町層でさらにその下に洪積層が続く。洪積層は下から江戸川砂層、江戸川砂レキ層、東京レキ層の順に層をなしている。図-8にこの地点における土質柱状図を示す。深さ30mに土丹があり、この層は非常に硬い。さらにその上に砂層が5mの厚さに推積し、そして砂レキ層が続く、その上に沖積層のシルト質粘土が続く。沖積層は非常にやわらかくN値もきわめて小さい。ほぼ同じ地域で得られた速度検層結果を 図-13 に示す<sup>46)</sup>。これによれば粘土層のS波速度は100m/sec、その下のシルト質細砂層のそれが135m/sec、シルト質粘土ではS波速度が、300m/sec、さらに砂レキ層が750m/secであろうと推定される。したがってこの結果からこの地点の地盤は3層

モデルと考えられる。

### (9) 四 日 市

四日市港は伊勢湾北西部に位置し、港湾地域には西方の鈴鹿山脈を水源とする米洗川、海蔵川、三滝川、大井の川および鈴鹿川の中小河川が流れこんでおり、その流域には起降の緩やかな丘陵地帯が多い。海蔵川より南の午起、四日市、石原地区においては、一般的に軟弱な沖積粘土層が相当深く続き、その下部には粘土、シルト、砂レキ等の層厚2mの比較的薄い互層が連続しており、これら互層の粘土層はかなりしまっている。海蔵川から北の霞ヶ浦、川越町、桑名市附近の平地地盤は、ほぼ一様の構成となっていて、上部から上部砂層、上部粘土層、下部砂層、下部粘土層と重なっている。上部砂層は2～10mあり、海成の沖積砂層で中位の強さをもっている。上部粘土層は、東北方の揖斐川沖で35mの厚さがあり、それから西南方に進むにつれて薄くなり海蔵川附近では6m位になる。上部粘土層は海成の沖積層で下層程硬さを増すが、全般的に非常に軟い。下部砂層は、厚さ30m内外で、上部粘土層の下に分布しているが、海蔵川附近では1m位となっている。この層はかなりよくしまっている。下部粘土層は、下部砂層の下位一帯に広く分布している。この層は上部粘土層よりはるかに硬い。図-9に強震計設置地点の土質柱状図を示す。深さ20m近くまで非常に軟かい沖積性粘土が続く、その下に洪積性粘土層があり、その下はN値50以上の砂層となっている。

なお、四日市港における地表面での強震観測は、かつて大井の川沿いの地点で行なわれていた。しかし、昭和44年3月に現在の位置に移設された。新しい観測地点は四日市千歳-Sと略称され、ここで解析した記録は新観測地点で得られたものである。

### (10) 細 島

細島港一帯は主として古生代及び中生代の岩層からなっているが、大部分は中生代の四万十層群が四国地方から西南西にのびてこの地区を覆っている。四万十層群は主に砂岩、粘板岩および頁岩から成る。これらの岩石は、厚さ数10mや数100mの厚い単独の地層をなすことも多い。地層は東北東ないし北東の走向を示し、いちじるしく褶曲していて、多くは北西へ、一部では南東へ傾斜し、また逆転していることも少なくない。新生代第三紀にはいって、四万十層群の南側を石英斑岩層からなる火成岩が続いている。この火成岩は、尾鈴山地に広く存在し、尾鈴山石英斑岩と呼ばれる。第四紀になるとさらに阿蘇泥溶岩とレキ層が生成し、現世に及んで沖積層

の推積が行なわれたものと思われる。沖積層は主に河成の砂、レキ、粘土から成るが、地下約1mに貝殻層のあるところがあり、細島の半島は、かつて海中の離島であったことが推察される。場所によって地層の変化が激しいが、一般に推層の大半が砂質よりになっており、割合硬質化された粘性土層が挟在された形の地層が多い。図-10に細島港強震計設置地点の土質柱状図を示す。この図より深さ48m付近まで粘性土層が続き、それ以下に基盤岩が続いている。粘性土層では、N値が0と20の層が互層をなしており、かなり複雑な層をなしている。

6.4 地盤モデルと周波数伝達関数

表-4に前節に述べたことを参考にして定めた各強震計

表-4 地盤モデル

観測地点名	層	密度 $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 $V_s$ (m/sec)	層厚 (m)	インピーダンス比 $\alpha$
釧路	1	1.4	100	11.3	0.69
	2	1.5	135	3.4	0.40
	3	1.7	300	1.8	0.34
		2.0	750		
室蘭	1	1.8	164	3.0	0.58
	2	1.8	285	4.0	1.38
	3	1.6	232	2.5	0.56
	4	1.9	349	5.0	0.47
		2.0	700		
青森	1	1.8	144	8.0	0.88
	2	1.7	173	6.0	1.21
	3	1.6	152	7.0	0.74
	4	1.6	205	6.0	0.74
	5	1.7	260	7.0	0.73
	1.9	320			
八戸	1	1.8	100	2.0	0.63
	2	1.8	160	1.9	0.76
	3	1.94	195	5.5	0.59
		1.7	380		
宮古	1	1.7	164	2.2	0.48
	2	1.9	308	7.55	2.10
	3	1.7	164	1.85	0.17
		2.0	800		
鹿島	1	1.7	300	8.4	0.64
	2	1.9	419	3.2	1.70
	3	1.7	275	6.3	0.61
	4	1.9	403	6.3	0.47
		2.0	800		

品川	1	1.4	100	11.3	0.69
	2	1.5	135	3.4	0.40
	3	1.7	300	1.8	0.34
		2.0	750		
四日市	1	1.5	110	3.0	0.45
	2	1.7	214	4.4	2.20
	3	1.5	110	14.4	0.51
	4	1.6	201	6.4	0.46
		1.9	368		
細島	1	1.7	200	12.0	1.91
	2	1.4	127	7.5	0.40
	3	1.6	275	3.1	1.79
	4	1.5	164	5.4	0.53
	5	1.8	260	10.0	1.78
	6	1.6	164	10.0	0.16
	2.0	800			

設置地点の地盤モデルを示す。青森、八戸については、藤原<sup>33)</sup>によってモデル化についてくわしく解析がなされておりそれを参考にした。前述したように青森、八戸以外の地点では、地盤条件が不十分であり各地点のS波速度、密度が与えられていない。S波速度については6.2において述べた式によってN値より推定した。密度については、各層の土質を、砂質土、粘土、レキ混じり土、岩盤とおおきくわけて表-4に示すような値を仮定した。このようにS波速度及び密度が推定値であり、従って層分けに関しては、土質柱状図に示された土質によって分けられた層を基本にして、それにN値を対応させて地盤のモデル化をおこなった。なお、速度検層がおこなわれて、資料がもっとそろえば、この層分けに関する問題は、もっと解析されなければならないであろう。

表-4に示すモデルに対して増巾度スペクトル (Amplification Spectrum)、すなわち、地盤の周波数伝達関数を計算した。これは、その地盤の密度とS波速度、層厚がわかれば計算できるものであり、R.B. Matthiesen<sup>47)</sup>の方法によった。計算結果を図-14~22に示す。これらの結果より、釧路、室蘭、宮古、鹿島のように地盤が比較的よくしまった砂層地盤よりになっている地点の周波数伝達関数はピークの値が2~3と比較的小さく、平らな山の形になっている。一方、品川、細島、四日市の場合、ピークの値は4~7で前者比べて大きな値をとっており、ピークを示す山の数も多い。ただ、このピークの値は、基盤と地表面とのインピーダンス比によってかわるものである。

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

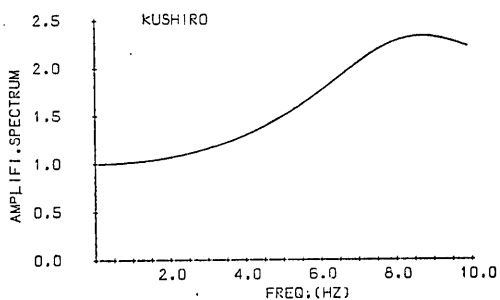


図-14 釧路 地盤の周波数伝達関数

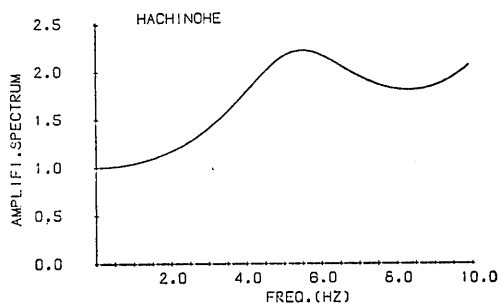


図-17 八戸 地盤の周波数伝達関数

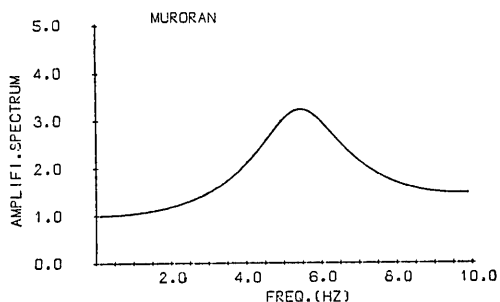


図-15 室蘭 地盤の周波数伝達関数

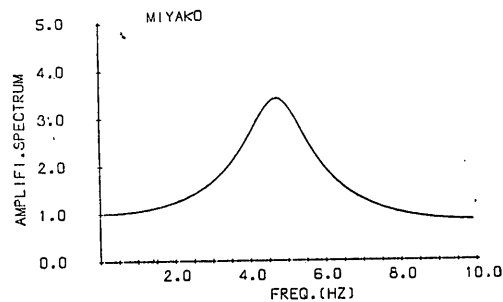


図-18 宮古 地盤の周波数伝達関数

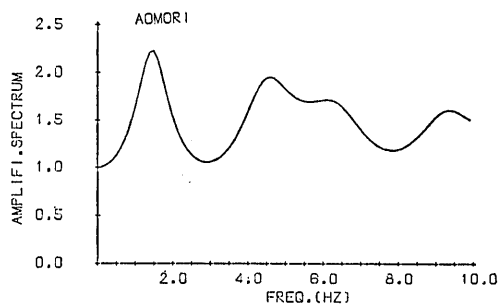


図-16 青森 地盤の周波数伝達関数

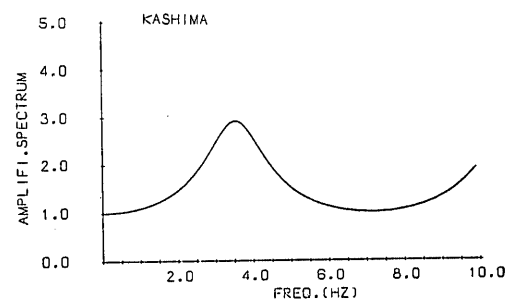


図-19 鹿島 地盤の周波数伝達関数

岡本によれば<sup>48)</sup>、表層がいくつかの層からなっている場合、各層の性質の間にあまりいちじるしい差がなければ、最も長い卓越周期は換算速度 $V$ を用いて次の式から求めることができる。

$$\text{すなわち } T = \frac{4H}{V} \quad (12)$$

$$\text{ここに } V = \frac{H}{\sum \frac{H_i}{V_{si}}}$$

$V$  : 換算速度  $V_{si}$  : 各層の伝播速度

$H$  : 各層の厚さの和  $T$  : 卓越周期

$H_i$  : 各層の厚さ

上式によって地盤モデルから計算した $T$ の値と周波数伝達関数の図より求まる $T$ の値との比較を表-5に示す。

表-5 最も長い卓越周期 $T$ の比較

観測地点名	周波数伝達関数より求まる $T$	地盤モデルより直接計算 $T = 4H / \left( H / \sum \frac{H_i}{V_{si}} \right)$
釧路	0.115	0.171
室蘭	0.182	0.229
青森	0.213	0.197
八戸	0.182	0.241
宮古	0.667	0.770
鹿島	0.286	0.302
品川	0.526	0.577
四日市	1.111	1.051
細島	0.833	0.841

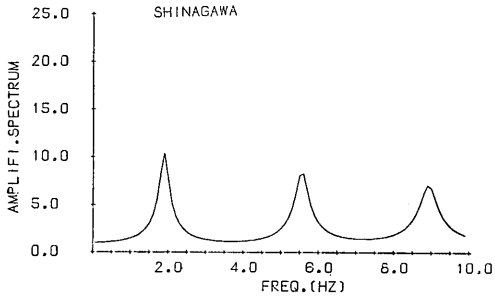


図-20 品川 地盤の周波数伝達関数

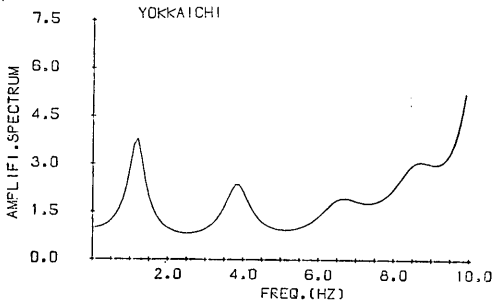


図-21 四日市 地盤の周波数伝達関数

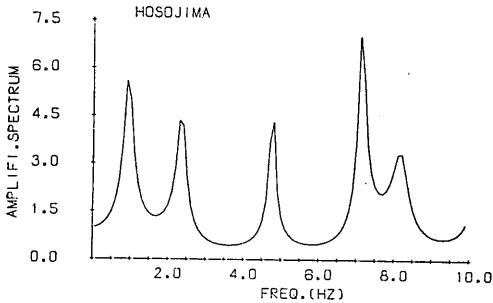


図-22 細島 地盤の周波数伝達関数

表より次のことがわかる。品川、細島、四日市のように、軟弱粘土が地層に比べて厚く推積しているような地点については、その卓越周期は比較的良くあっている。また宮古のように岩盤の上に比較的硬いレキ層がのっているような場合も比較的良くあっている。他の地点については、あまり良い一致が認められない。

## 7. 計算結果

### 7.1 地震波およびスペクトル

各観測地点の強震記録は、4. で述べた方法により数字化され磁気テープに収められている。このデータを用い重複反射理論によって、6.4 で示した地盤モデル各層境界面での地震動と基盤への入射波を計算し、この結果をさらに別の磁気テープに収めた。このようにして求めた

地震波をカーブプロッターで描かせたものが図-23である。これは釧路港で観測されたS-262, N-S成分について計算した結果である。一番上が地表で実際に観測された地震波形で、その下続いて各層境界面ごとの地震波形が示され、一番下にあるのは入射波である。全記録のうち、初めの微動部分は除き、20秒間について計算した。各地震波の最大加速度も同時に数値で示してある。

上記のようにして地点ごといくつかの地震についての計算結果を、まとめて1つの磁気テープに収めた。そしてこの磁気テープによって、各地震について地表と基盤表面の地震波さらに入射波について応答スペクトルを計算した。これは1成分について3つの応答スペクトルを計算したことになるわけだが、これらもみな磁気テープに収めて、図化にそなえた。以下に示す図面はすべて応答スペクトルで、3. で述べたように横軸は周期(sec), 縦軸は加速度比および相対速度である。速度応答スペクトルの場合は、入力地震波として計算された地震をそのまま用い、最大加速度をそろえていない。

図-24, 25 は、地表での応答スペクトルと、入射波の応答スペクトルを比較する意味で1枚の図面で同時に示したものである。図-26, 27は各観測地点で記録されたすべての地震について求めたその地点の入射波について計算した応答スペクトルを示したものである。加速度比応答スペクトルの縦軸がAMX/GMXとなっているが、これは加速度比を略号で示したものである。このようにして得られた各種のスペクトルについて平均化をおこなったものが、図-28, 29 に示してある。加速度比応答スペクトルについては、すでに正規化がほどこされているので、単純に算術平均をとって示してある。相対速度応答スペクトルについては、そのまま平均をとれば、最大加速度の大きい地震ほど重みが大きくなるため、入射波の最大加速度を100galになるように正規化をほどこして、平均をとった。

上に述べたように、各観測地点につき4種類7枚の図面を用意した。すなわち、i)各層境界における地震波形と入射波形を示したもの。ii) 地表面における地震波のスペクトルと入射波のスペクトルを比較して示したもの。以上2種類の図面に関しては、各地点につき代表的な地震波について示した。iii) 各地点で得られた記録から計算した入射波スペクトルをすべて同一図面に示したもの。iv) 平均スペクトル。ii)~iv) は加速度比応答スペクトルと速度応答スペクトルについて示してある。図-23~85に、9つの観測地点について4種類7枚の図面がそれぞれ示してある。

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

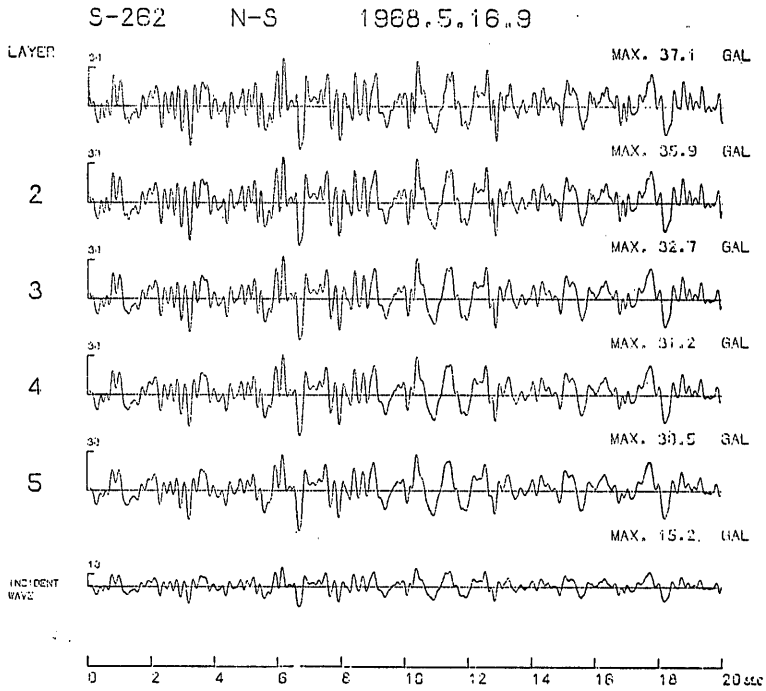


図-23 釧路 各層境界における地震波形と入射波形

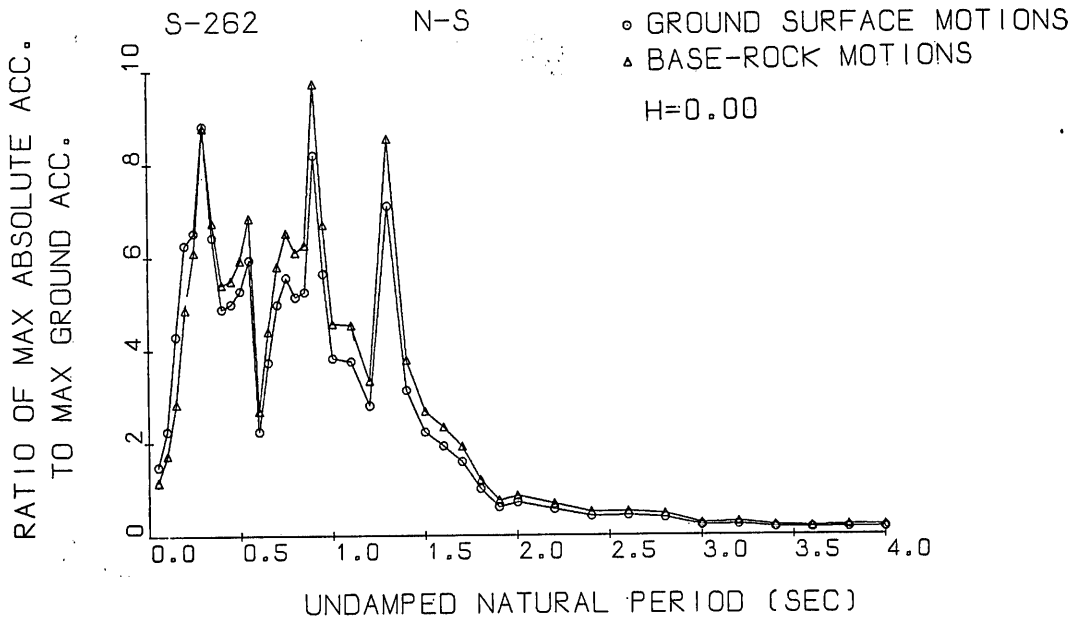


図-24 釧路 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル



土田 肇・上部達生

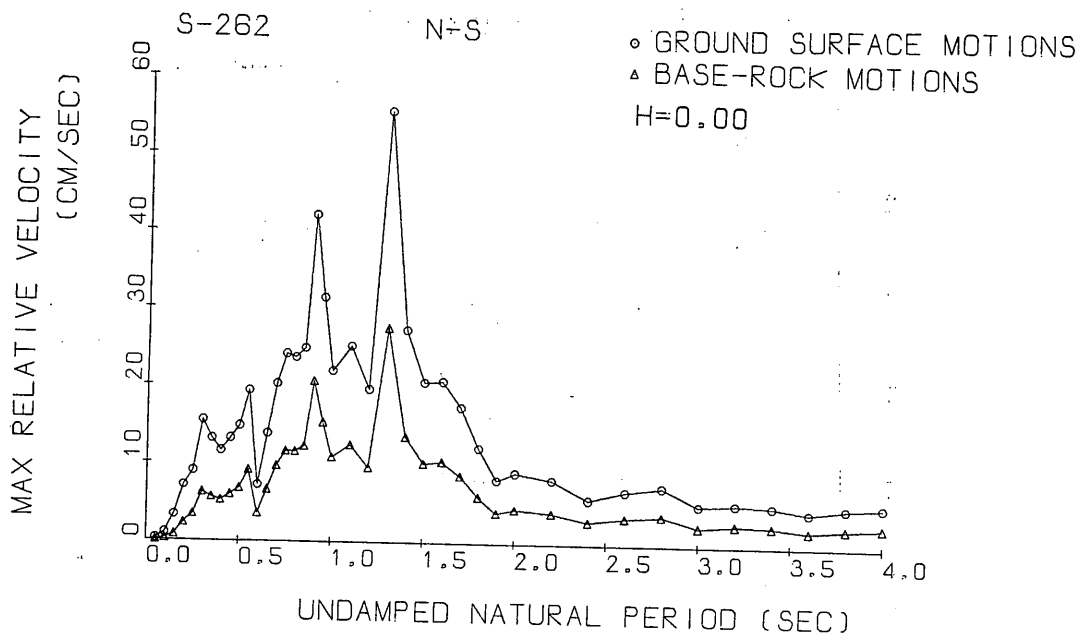


図-25 釧路 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

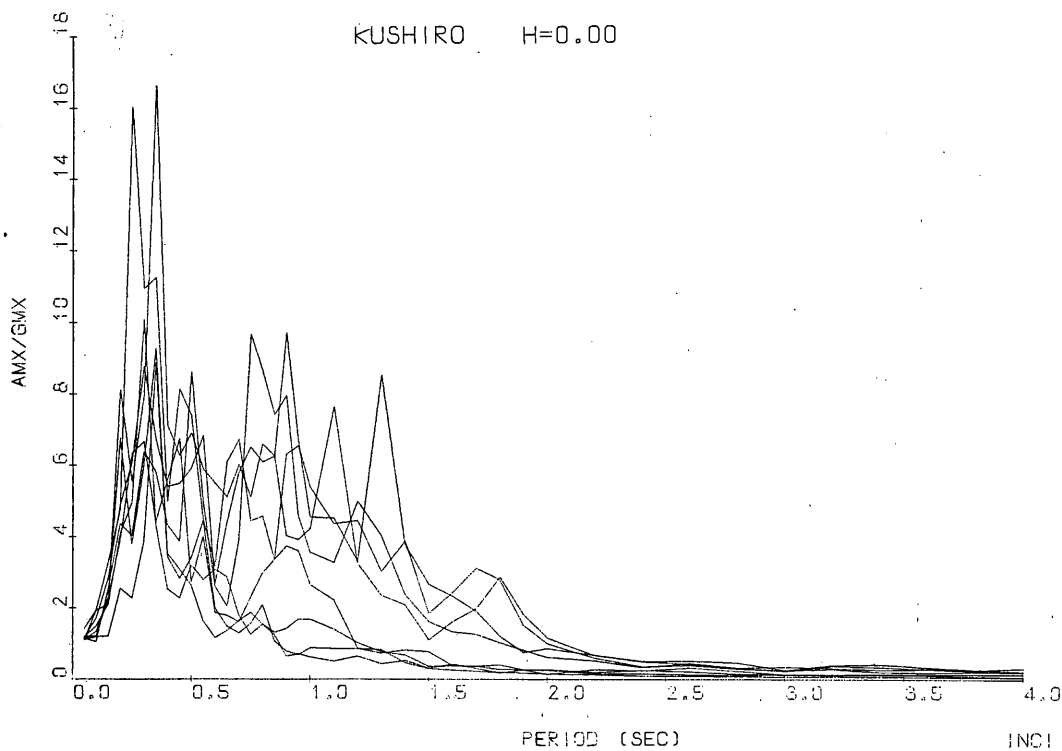


図-26 釧路 入射波の加速度比応答スペクトル

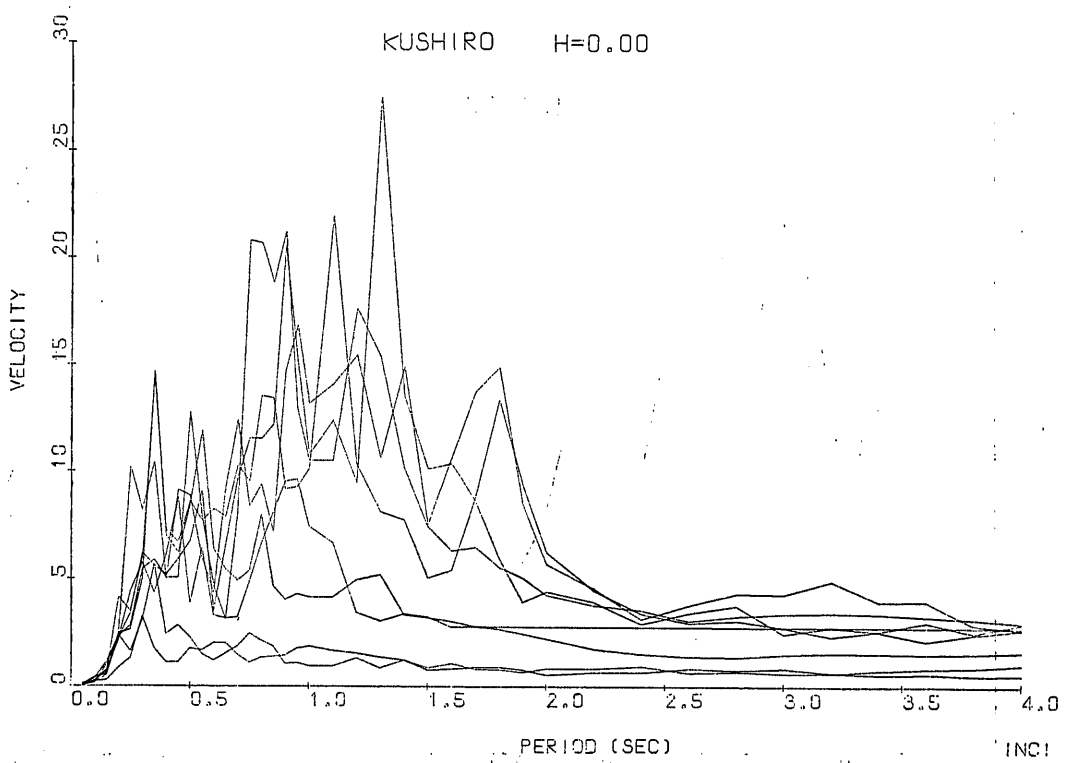


図-27 釧路 入射波の速度応答スペクトル

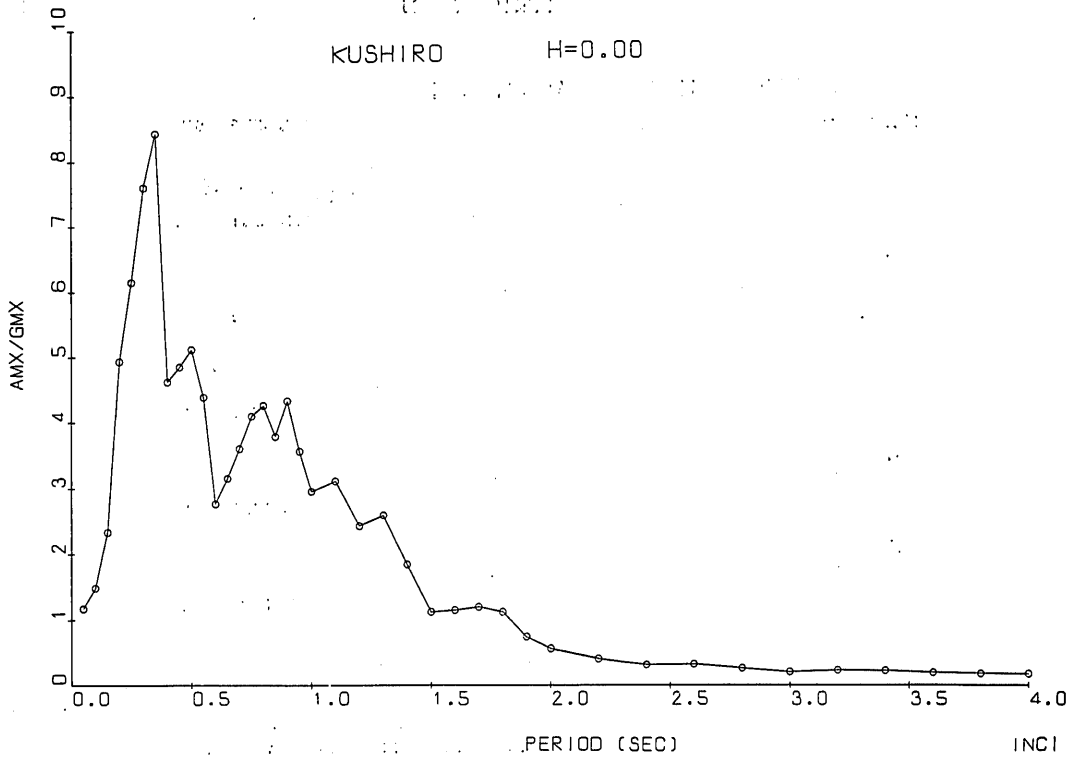


図-28 釧路 入射波の平均加速度比応答スペクトル

土田 肇・上部達生

KUSHIRO H=0.00

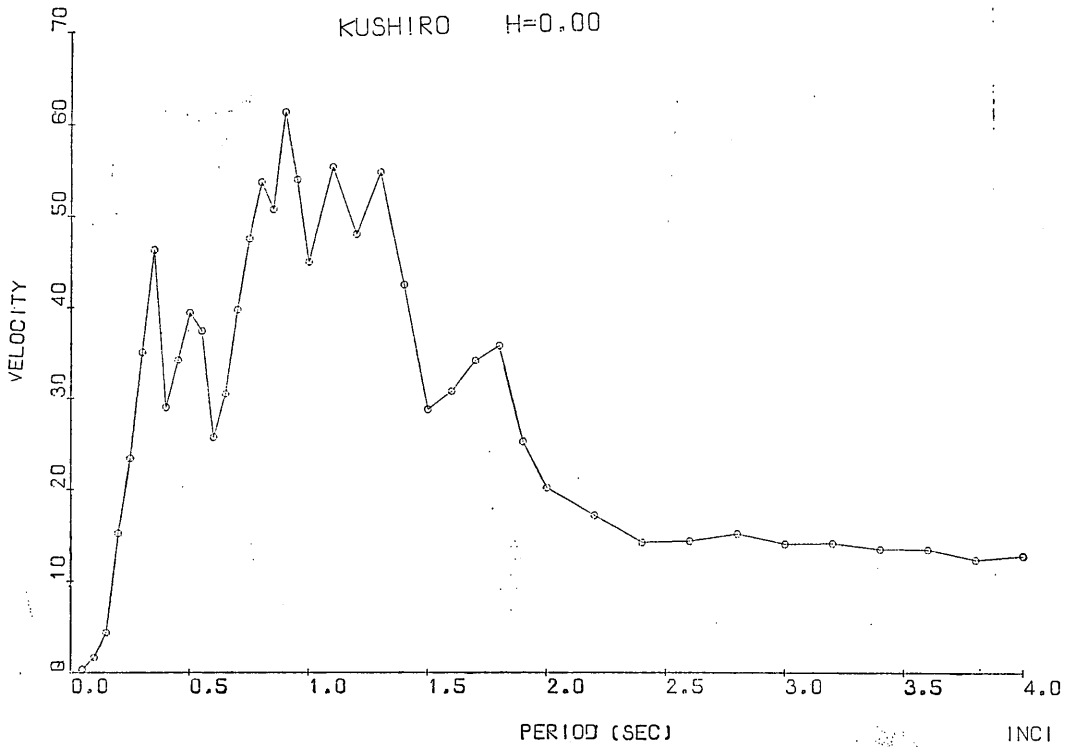


図-29 釧路 入射波の平均速度応答スペクトル

S-3-33 N-S 1968.9.21

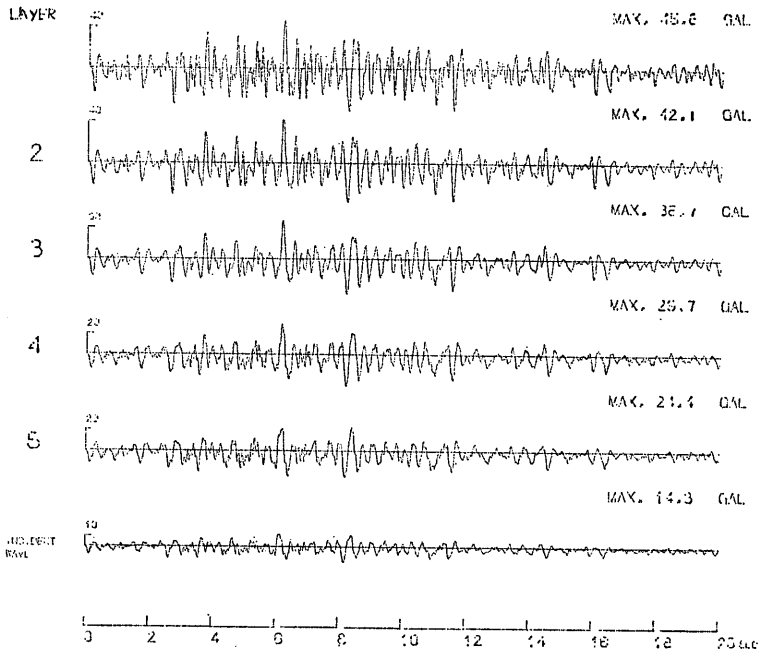


図-30 室蘭 各層境界における地震波形と入射波形

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

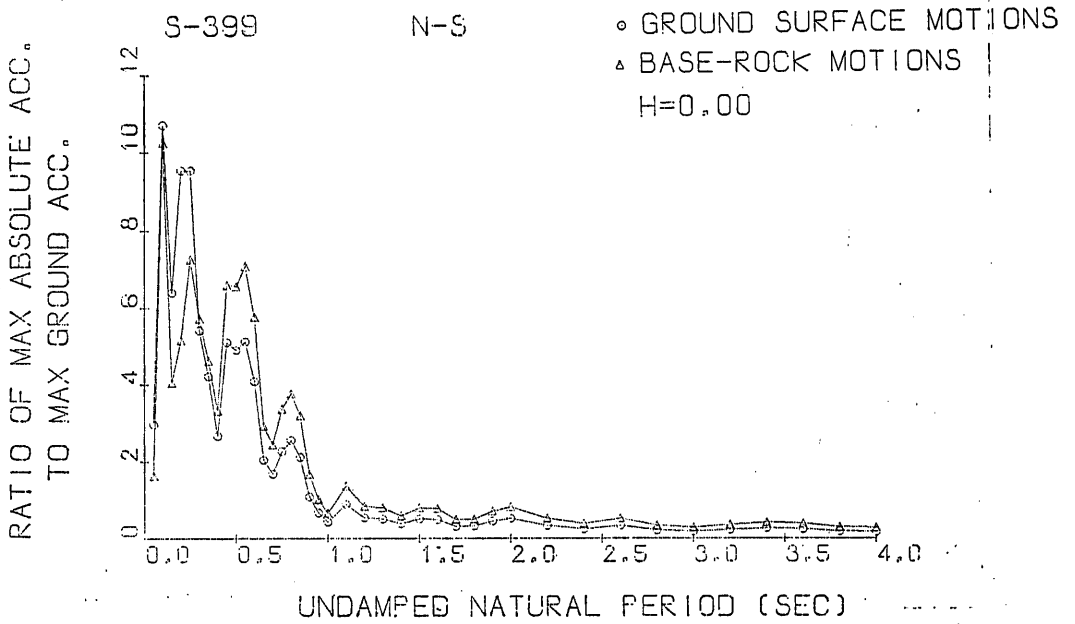


図-31 室蘭 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

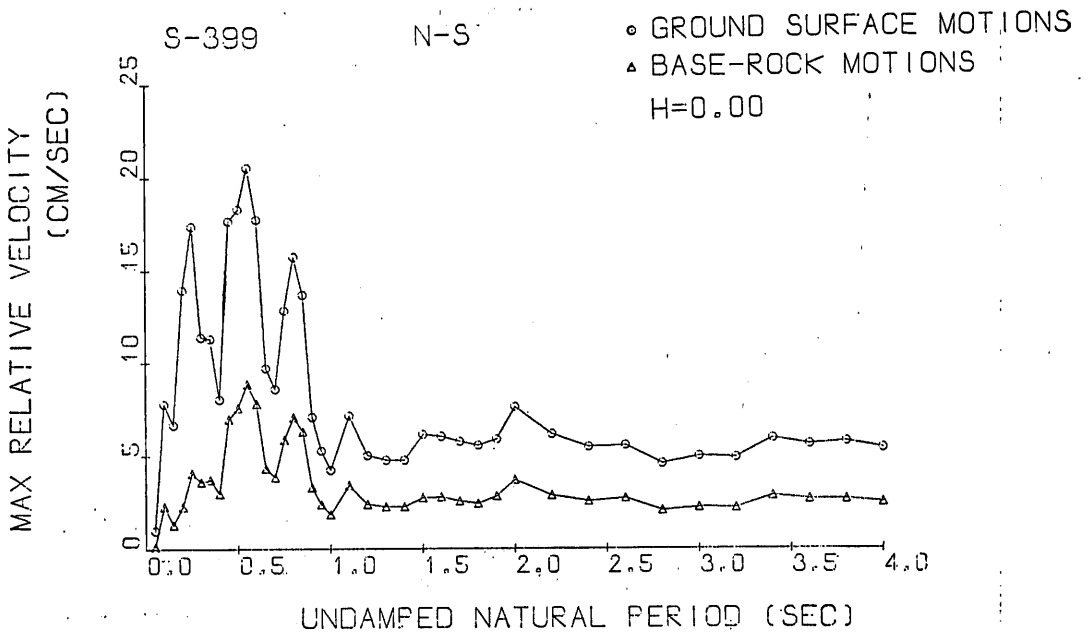


図-32 室蘭 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

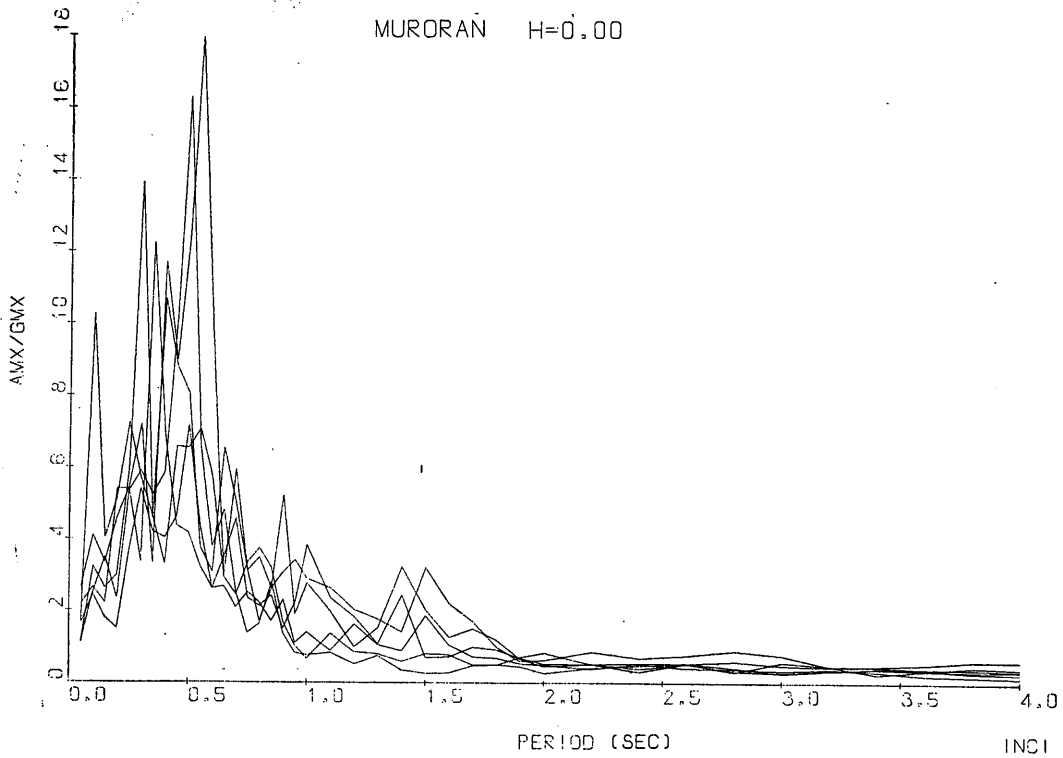


図-33 室蘭 入射波の加速度比応答スペクトル

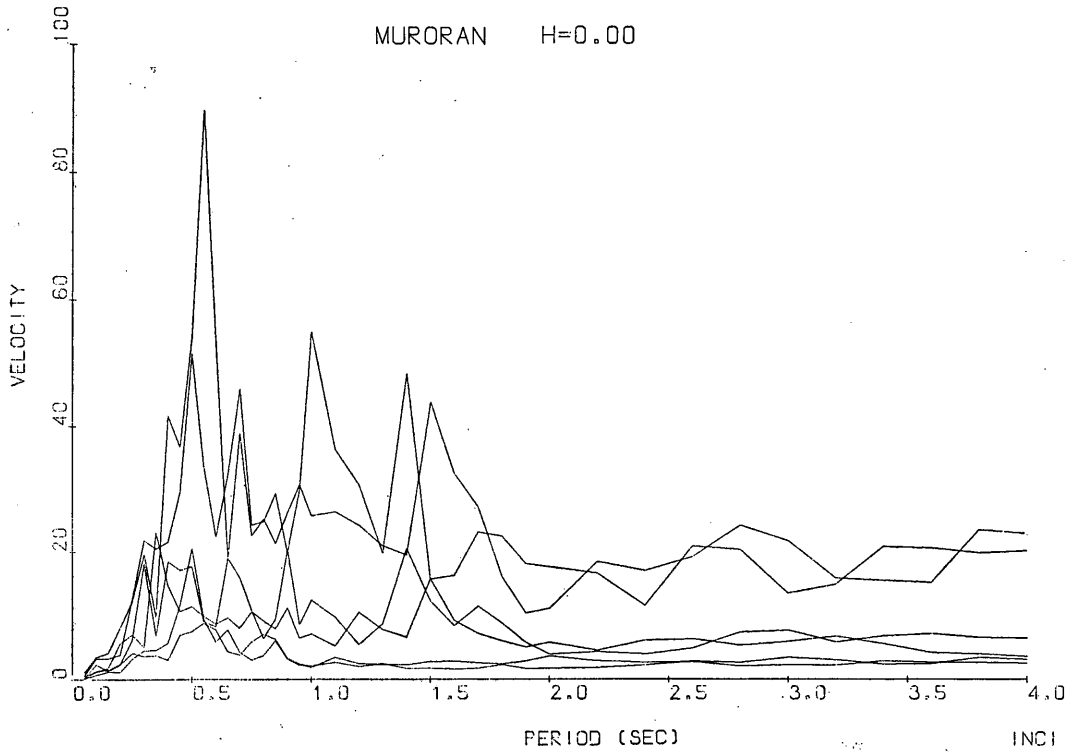


図-34 室蘭 入射波の速度応答スペクトル

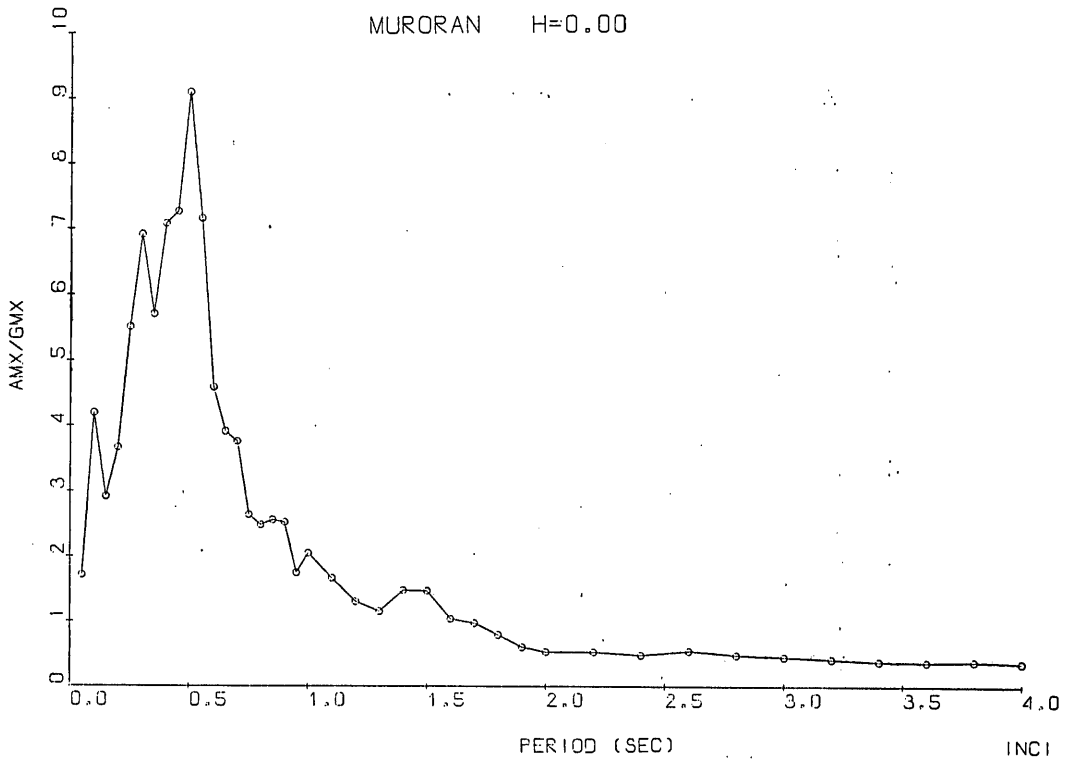


図-35 室蘭 入射波の平均加速度比応答スペクトル

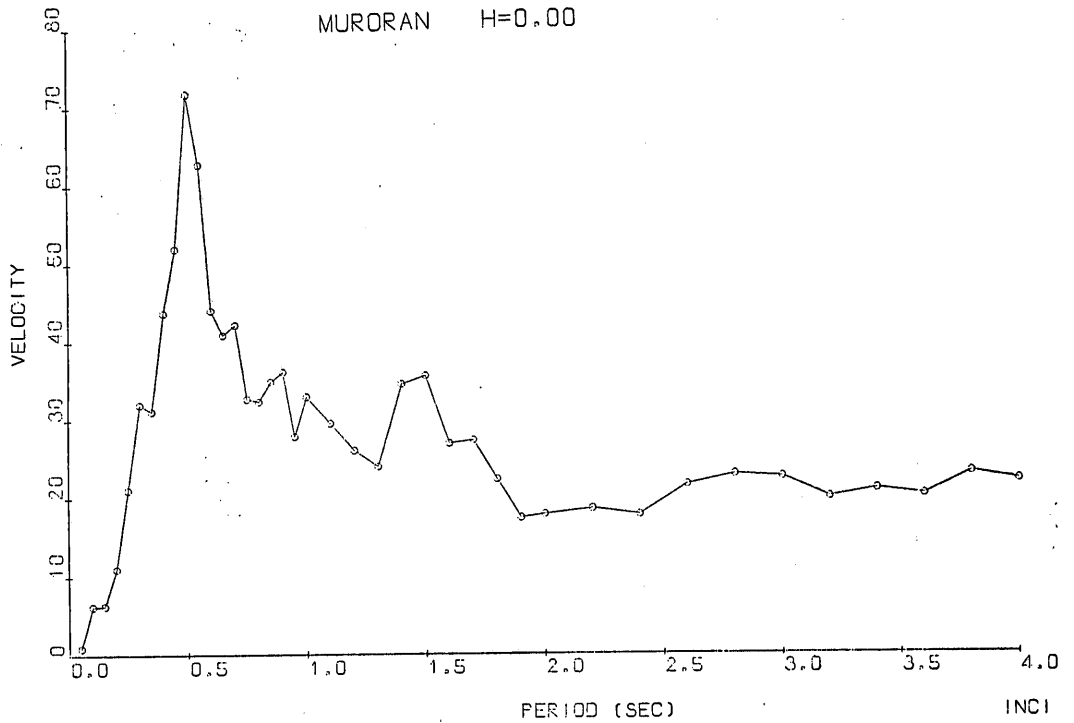


図-36 室蘭 入射波の平均速度応答スペクトル

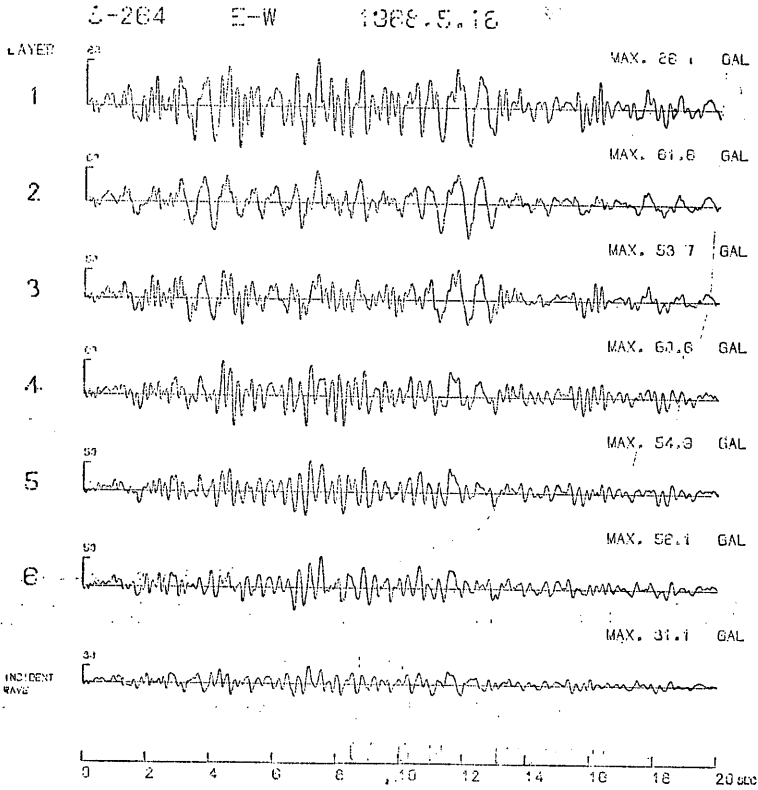


図-37 青森 各層境界における地震波形と入射波形

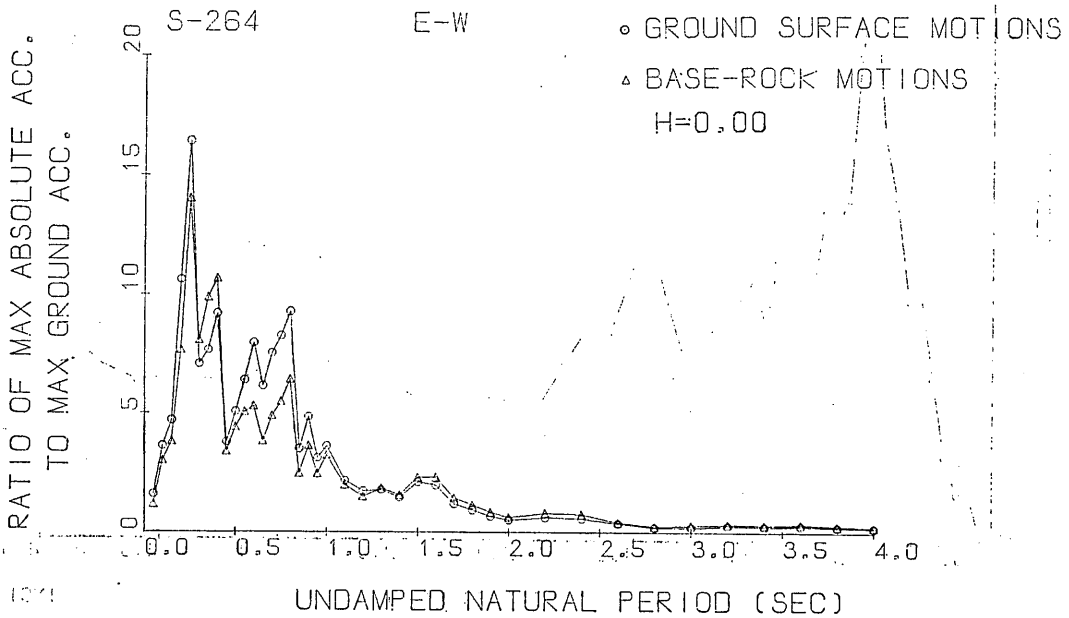


図-38 青森 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

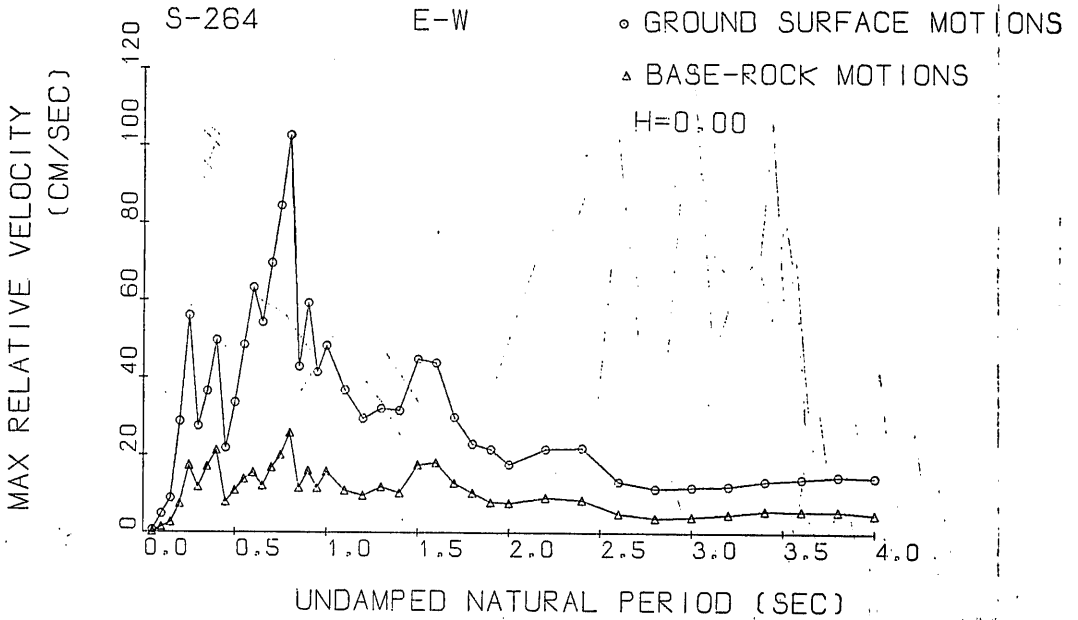


図-39 青森 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

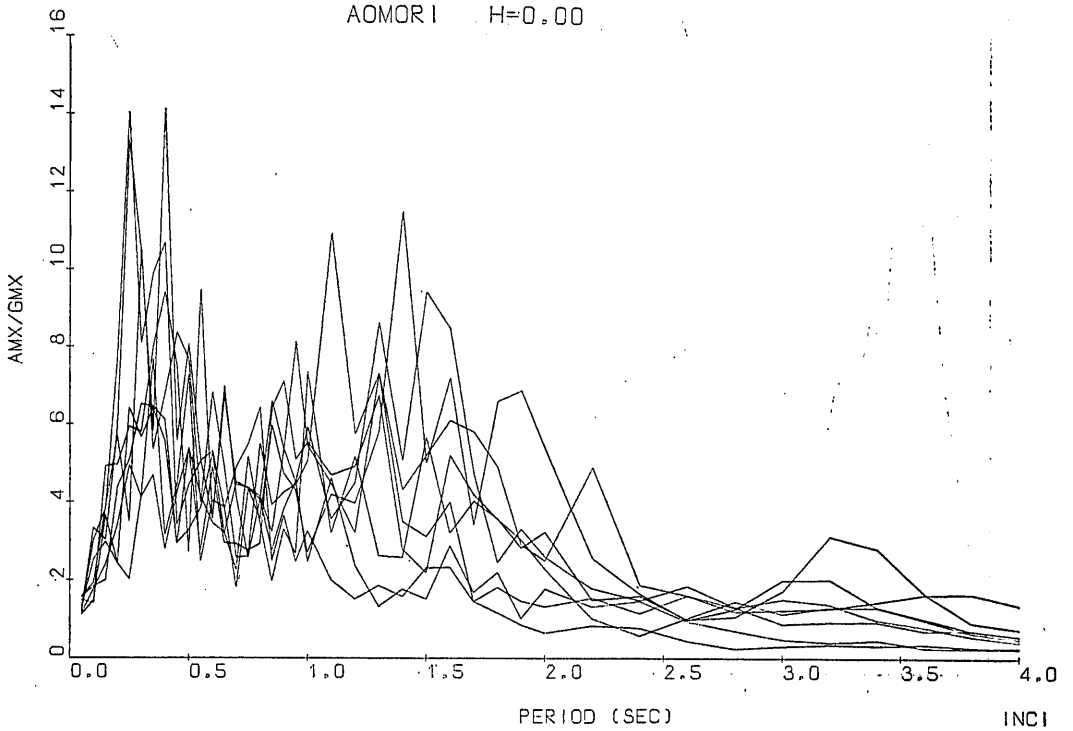


図-40 青森 入射波の加速度比応答スペクトル



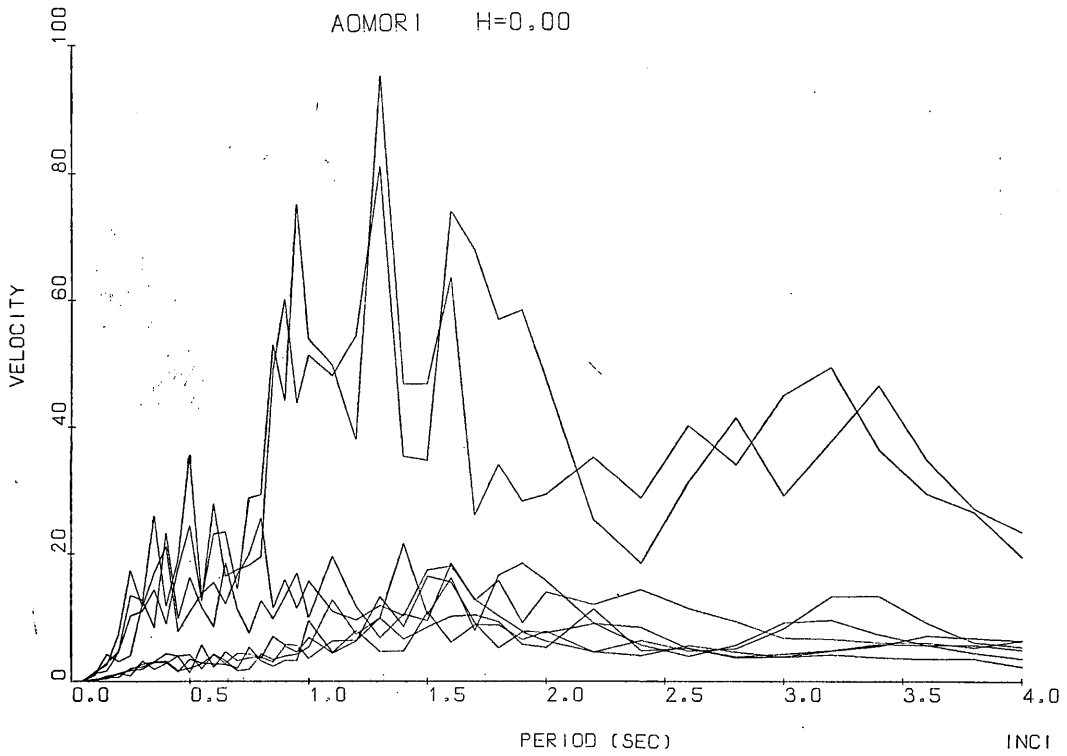


図-41 青森 入射波の速度応答スペクトル

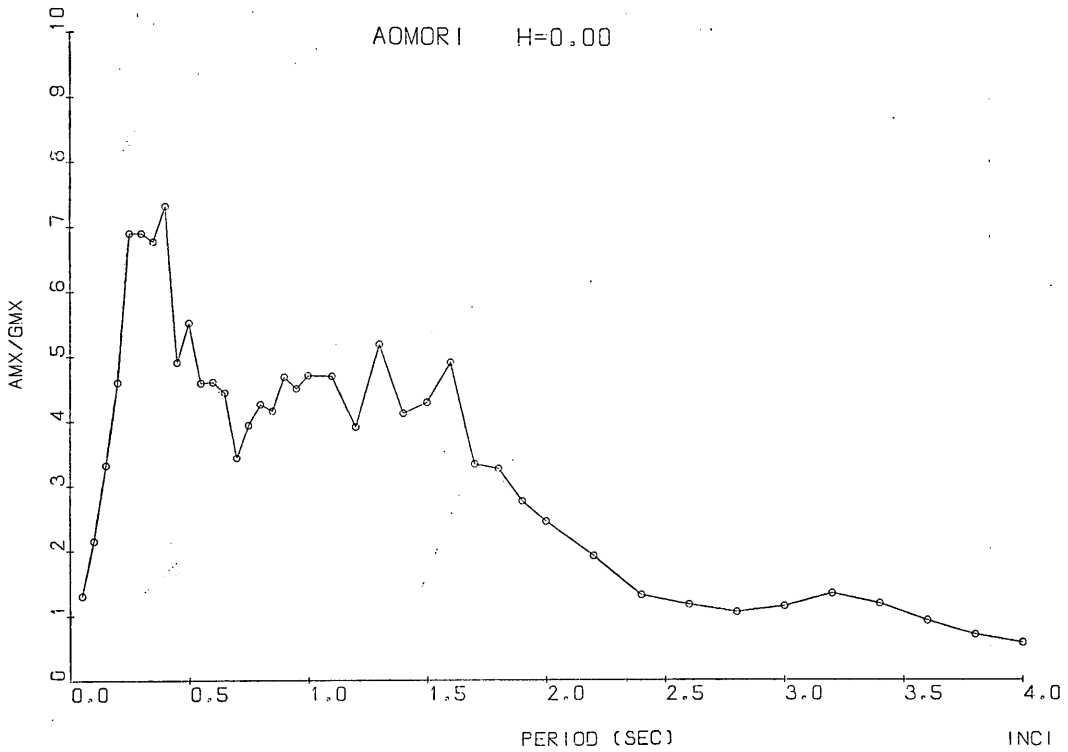


図-42 青森 入射波の平均加速度比応答スペクトル

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

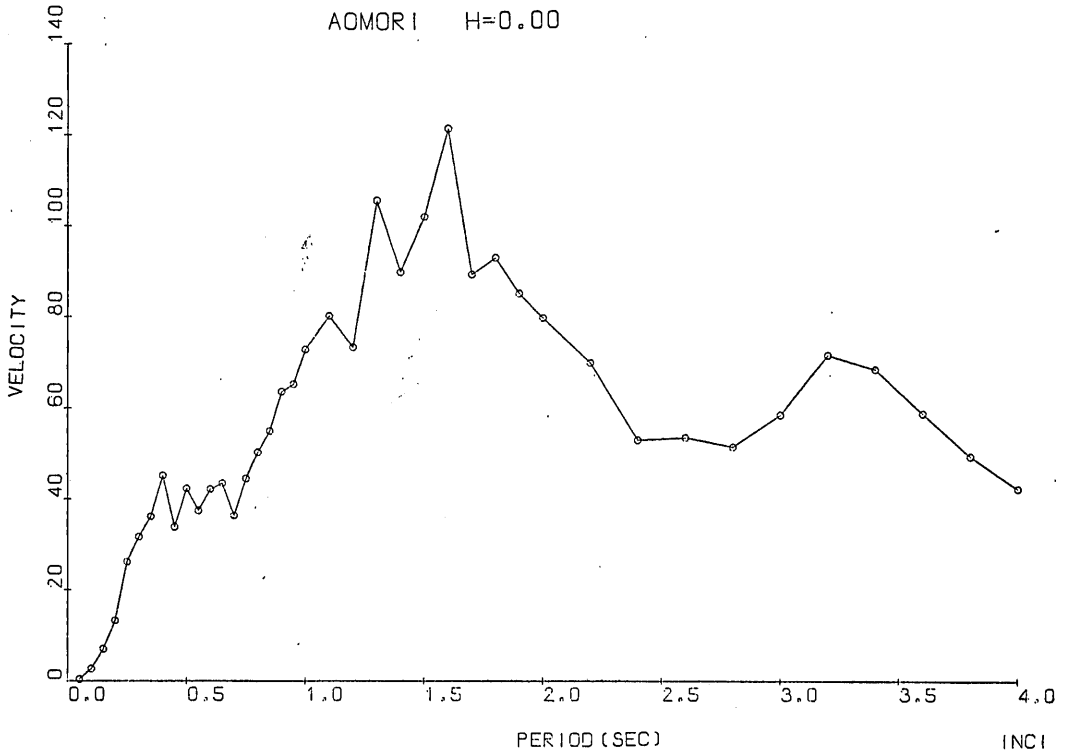


図-43 青森 入射波の平均速度応答スペクトル

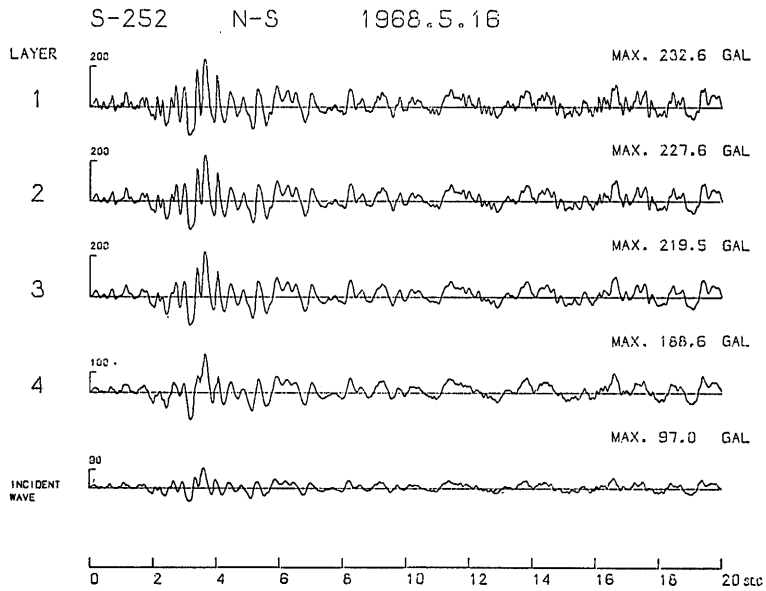


図-44 八戸 各層境界における地震波形と入射波形

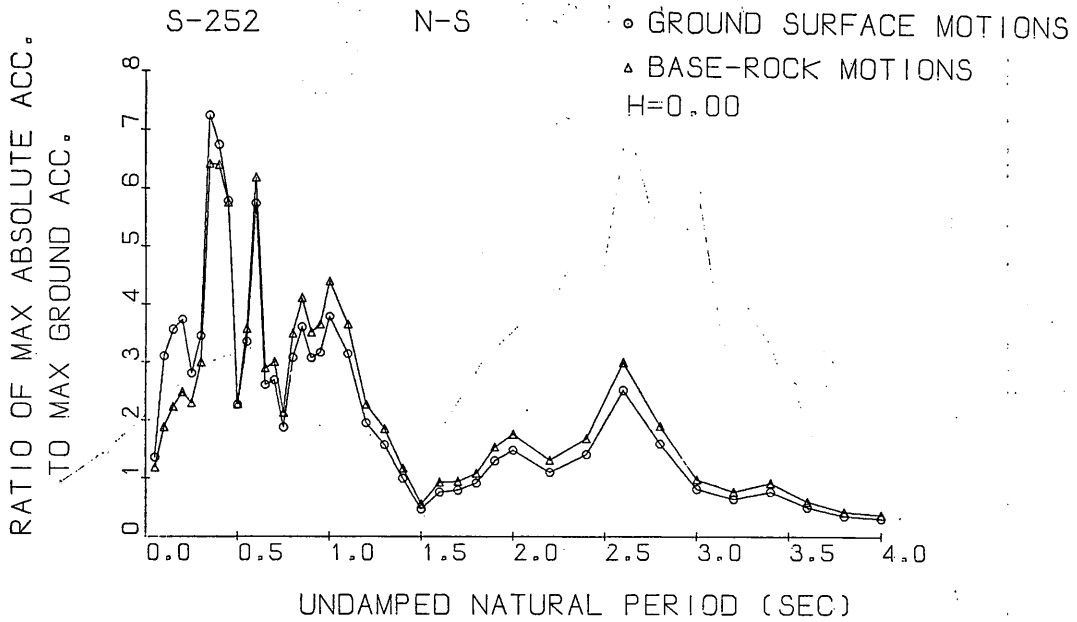


図-45 八戸 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

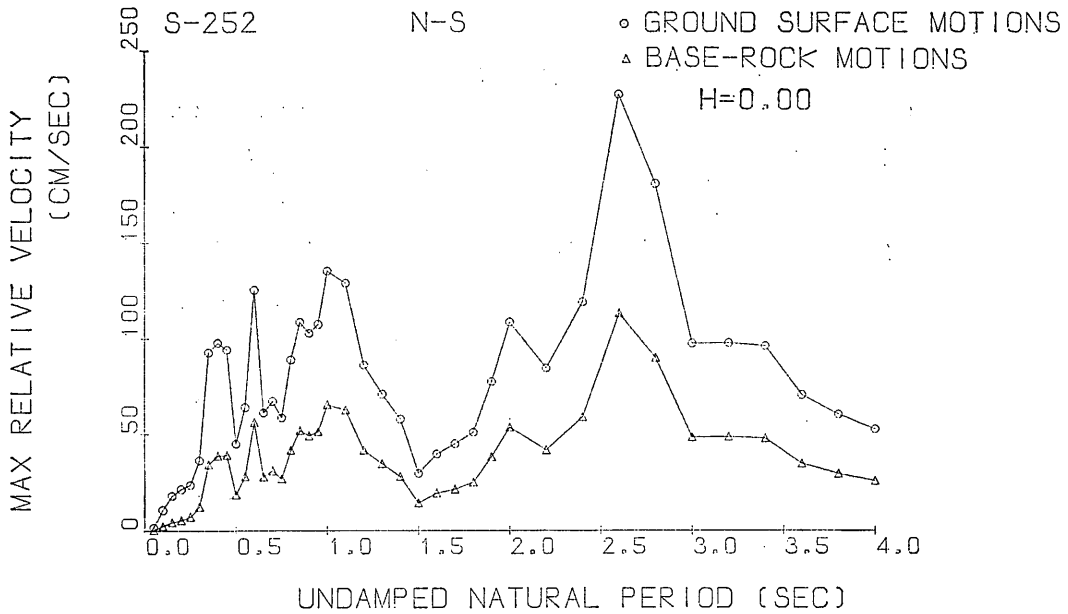


図-46 八戸 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

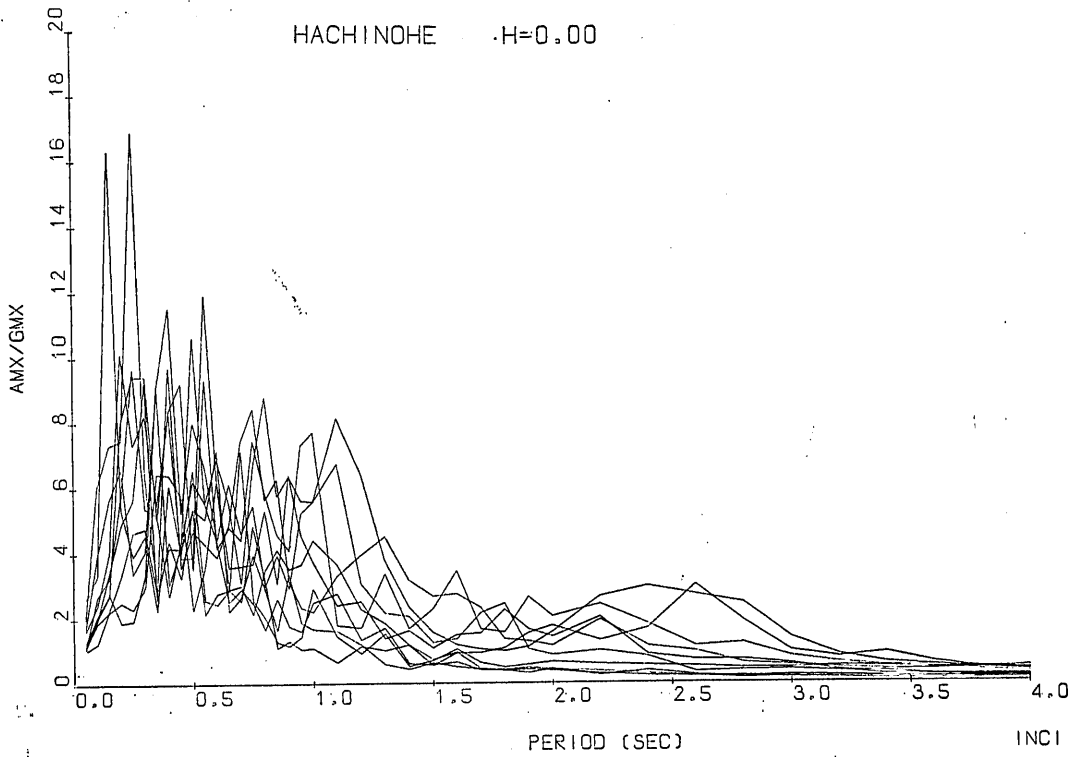


図-47 八戸 入射波の加速度比応答スペクトル

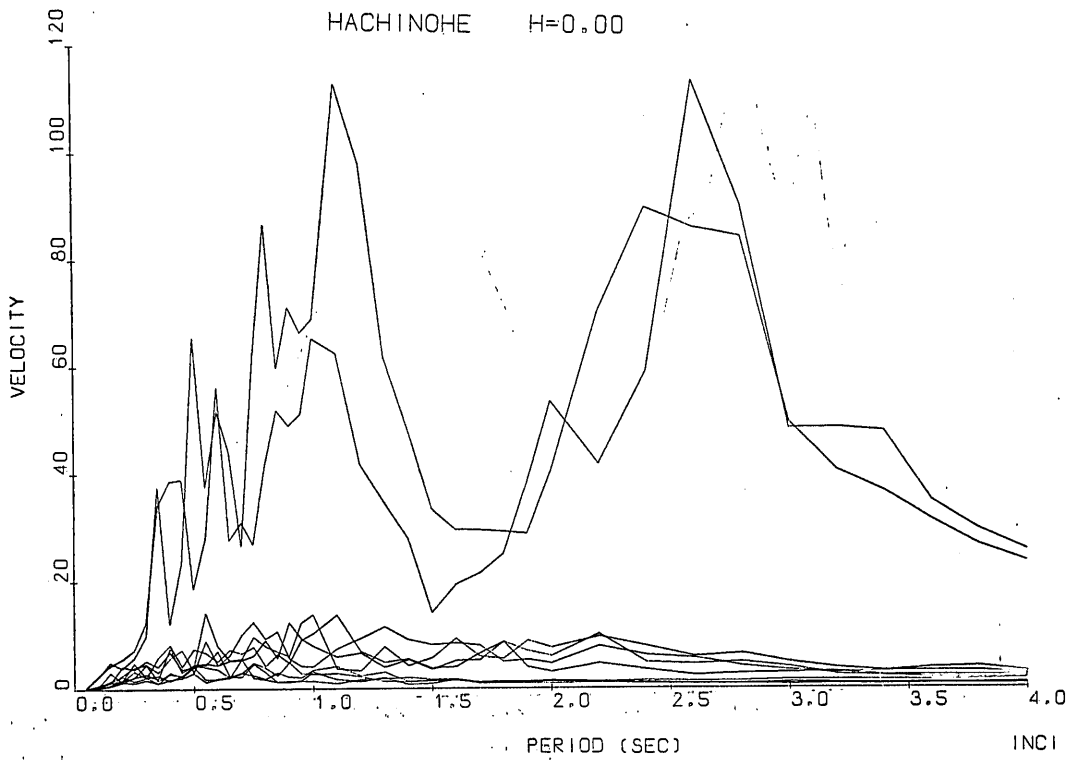


図-48 八戸 入射波の速度応答スペクトル

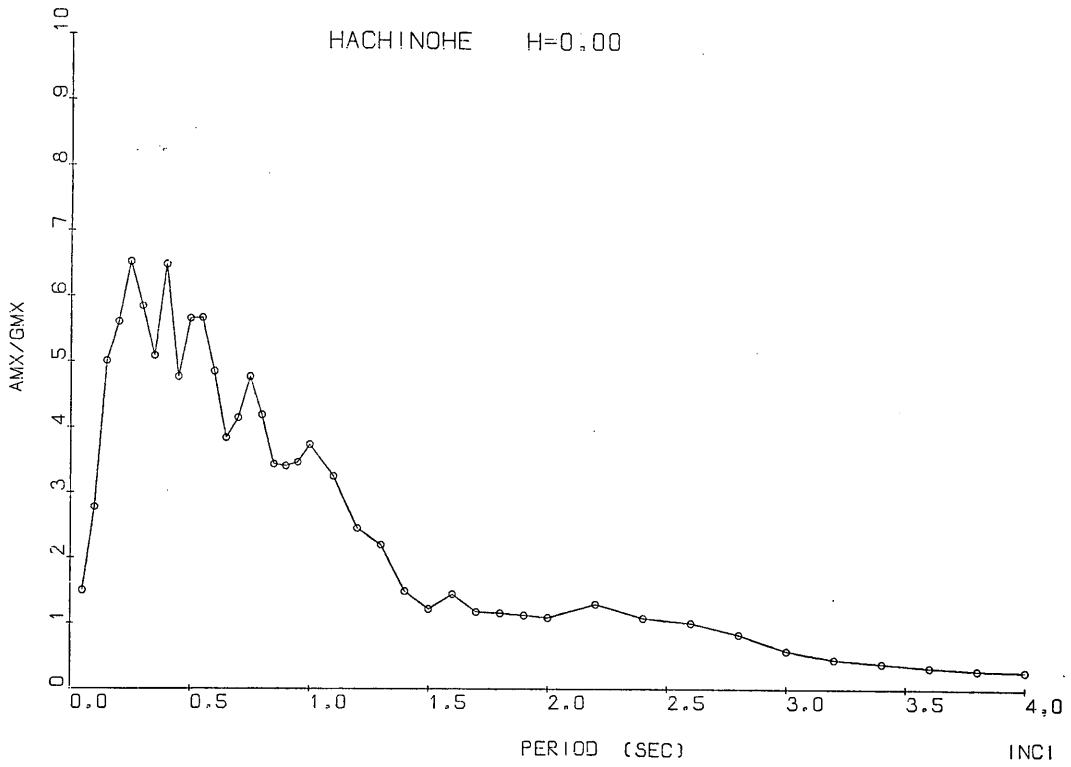


図-49 八戸 入射波の平均加速度比応答スペクトル

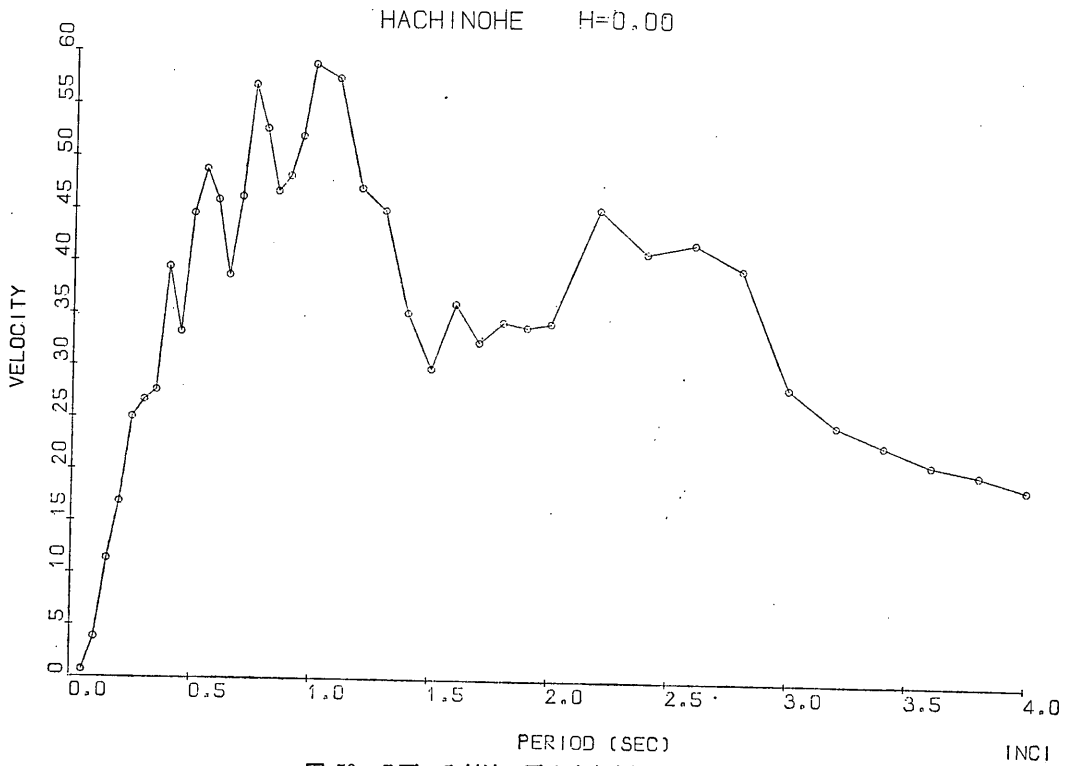


図-50 八戸 入射波の平均速度応答スペクトル

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

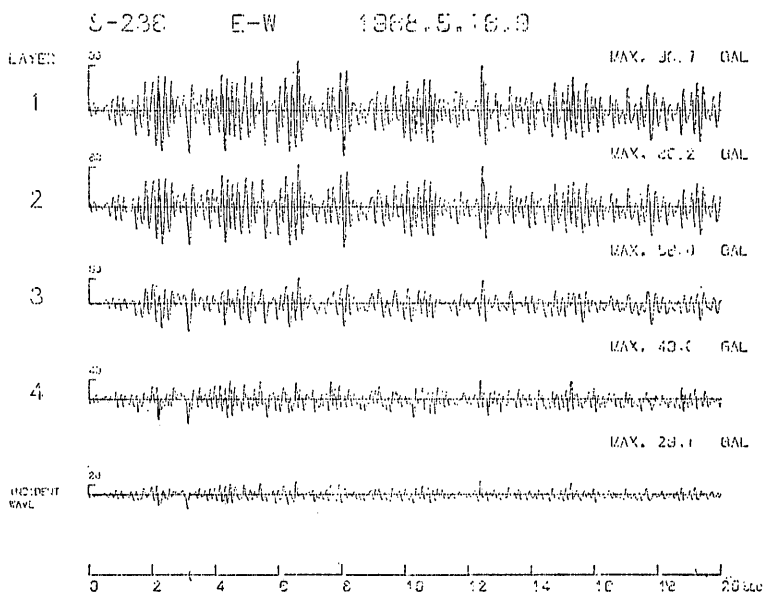


図-51 宮古 各層境界における地震波形と入射波形

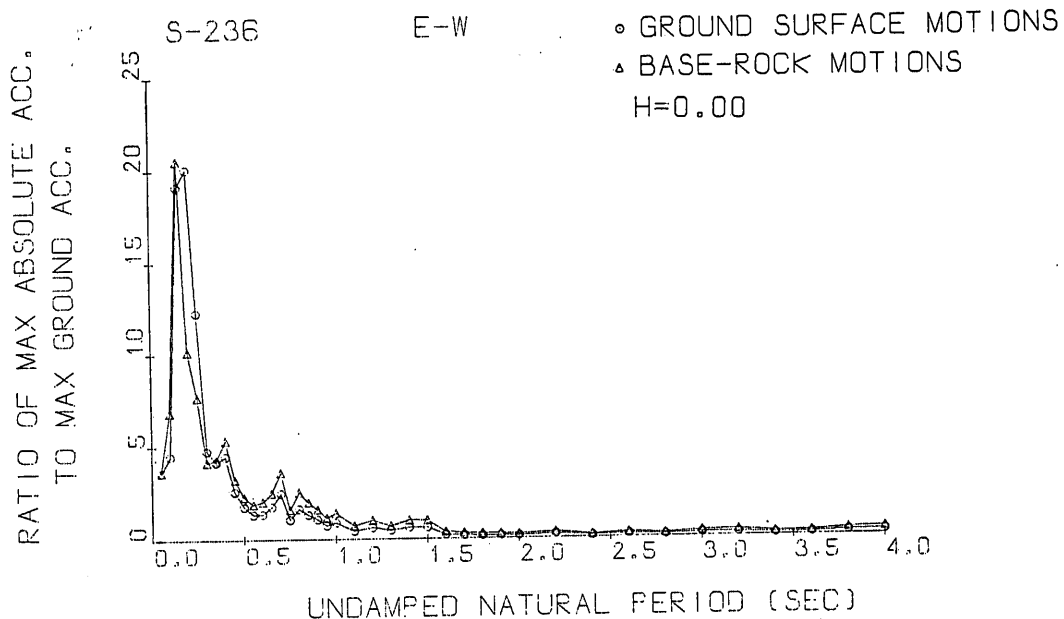


図-52 宮古 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

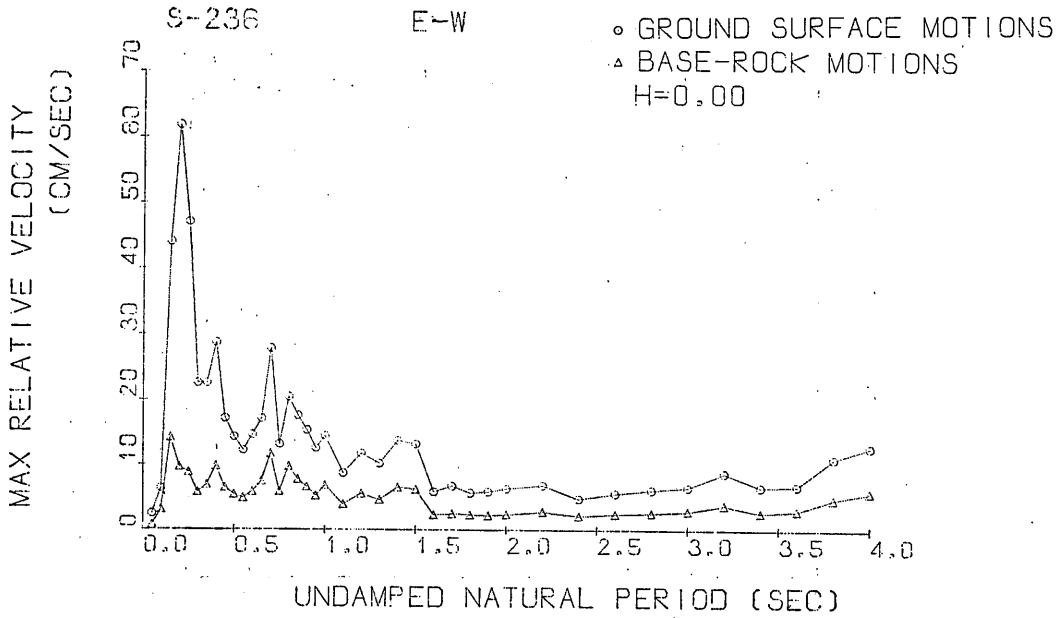


図-53 宮古 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

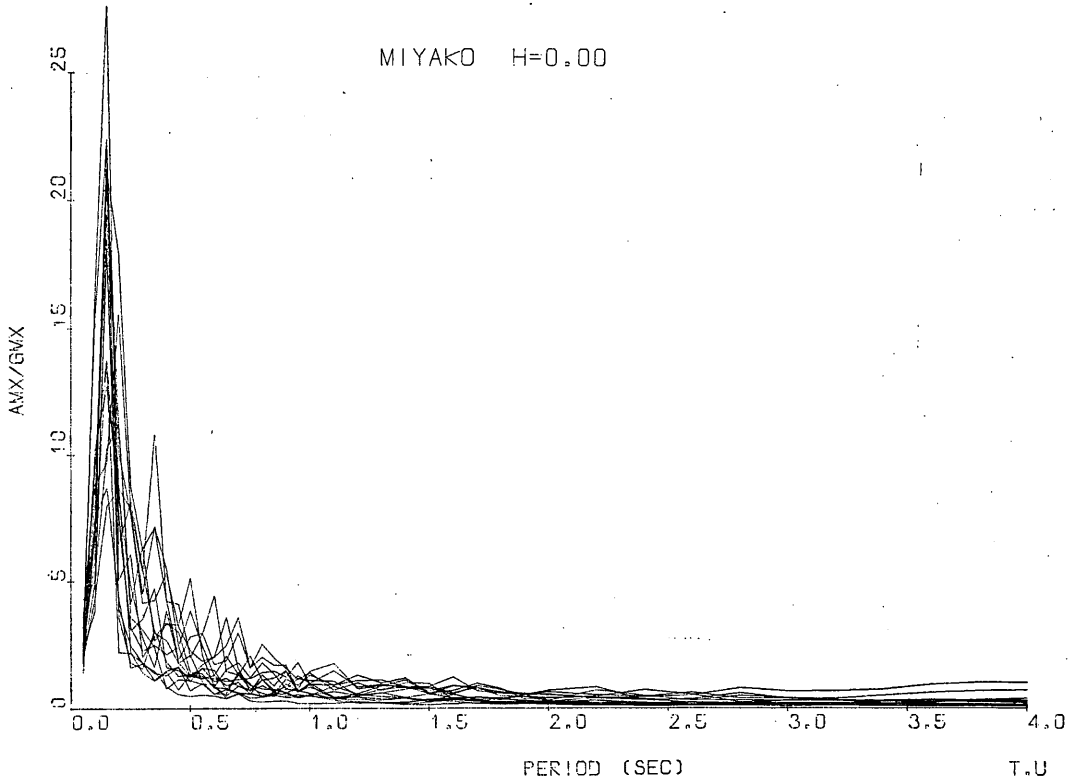


図-54 宮古 入射波の加速度比応答スペクトル

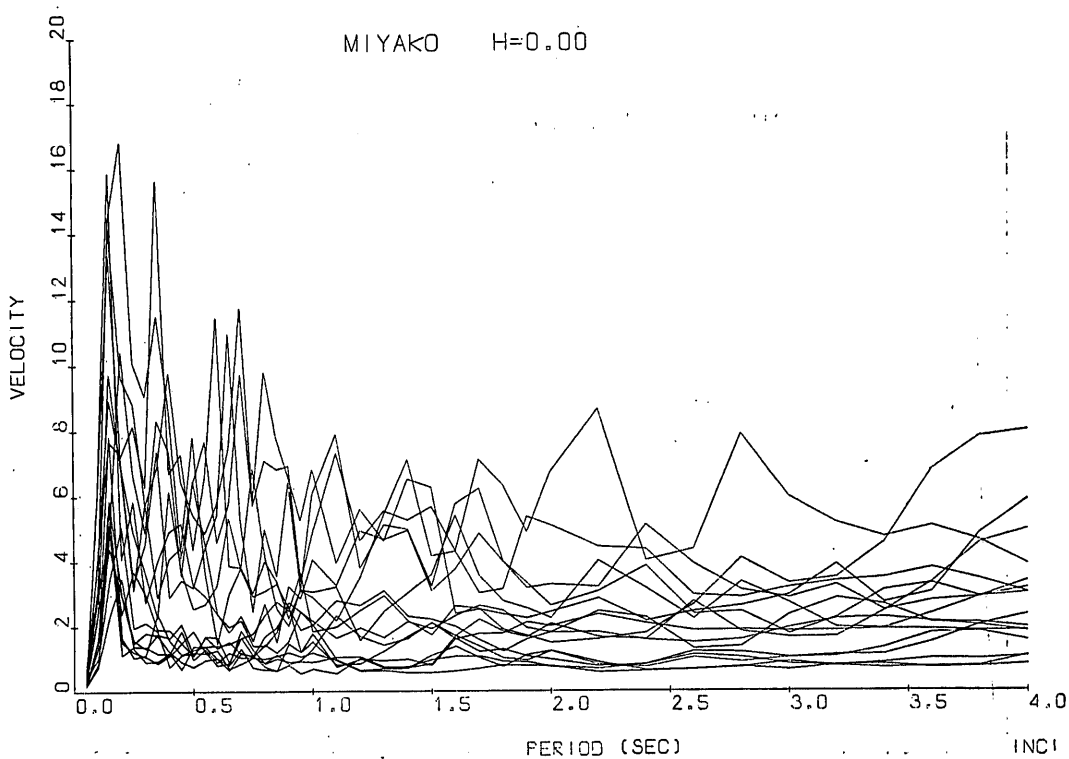


図-55 宮古 入射波の速度応答スペクトル

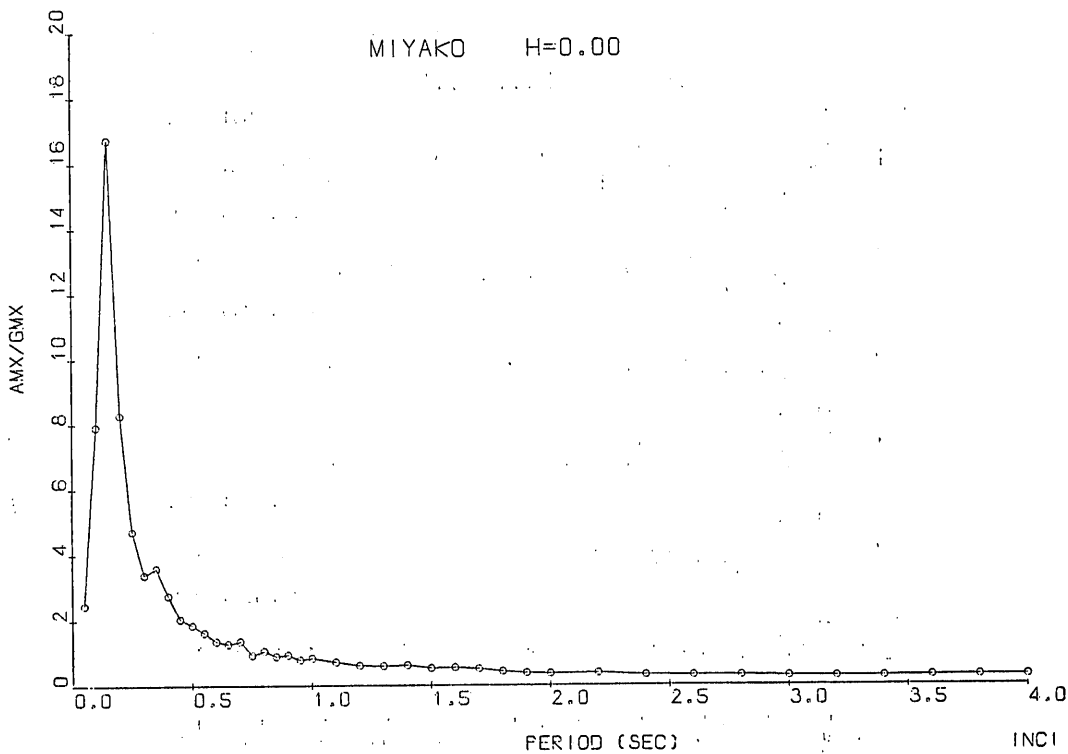


図-56 宮古 入射波の平均加速度比応答スペクトル



土田 肇・上部達生

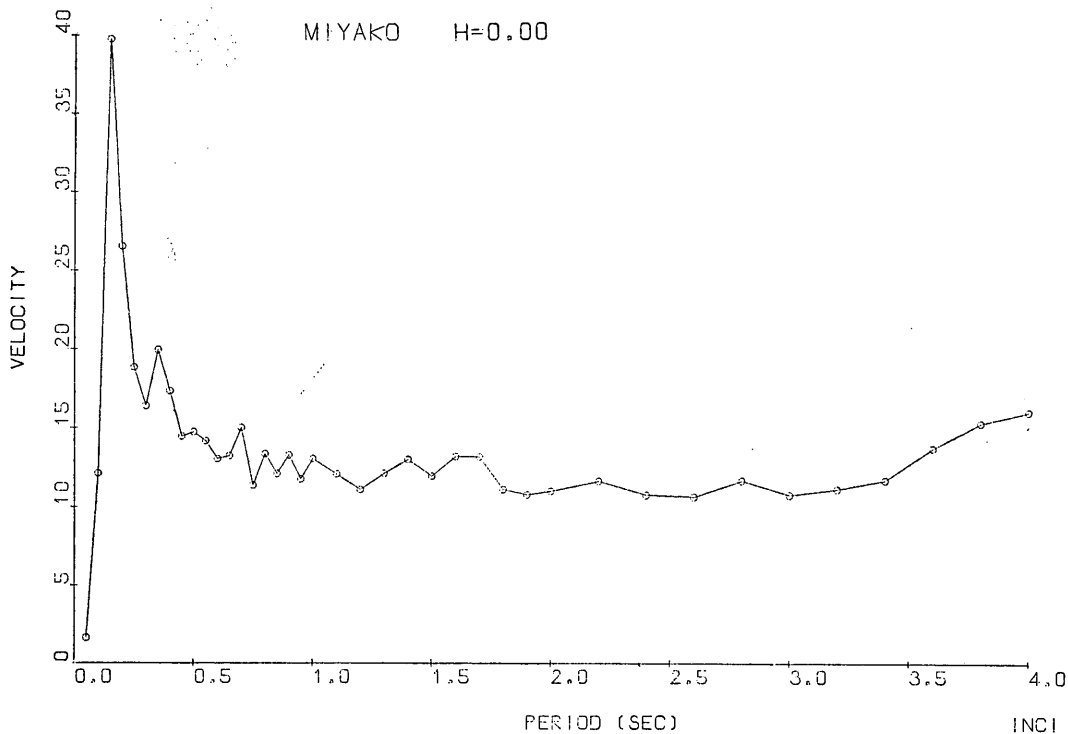


図-57 宮古 入射波の平均速度応答スペクトル

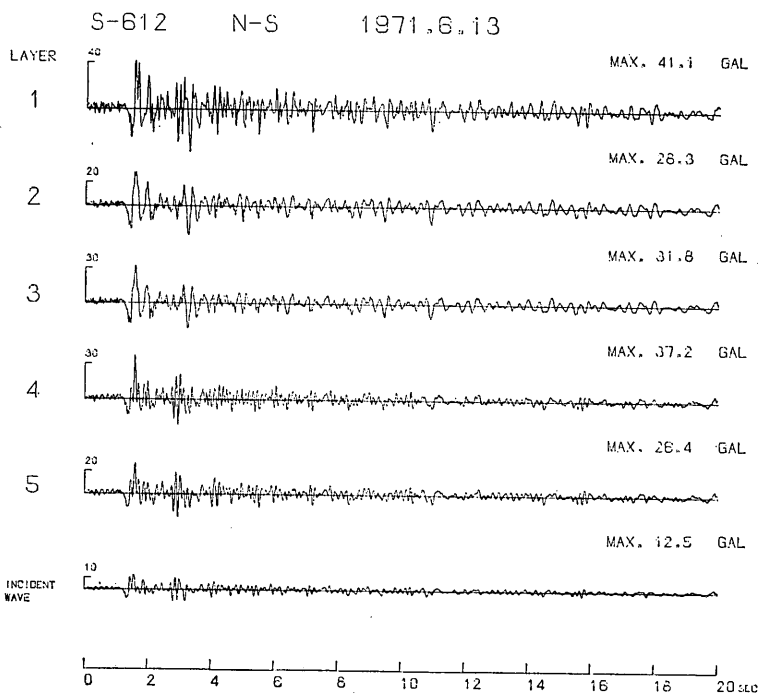


図-58 鹿島 各層境界における地震波形と入射波形

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

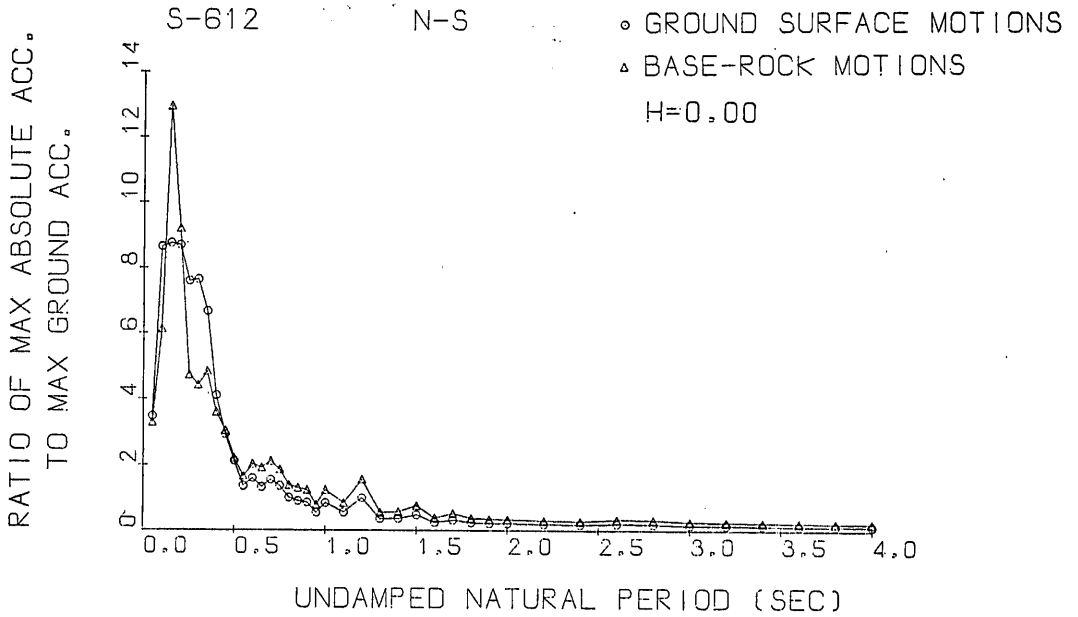


図-59 鹿島 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

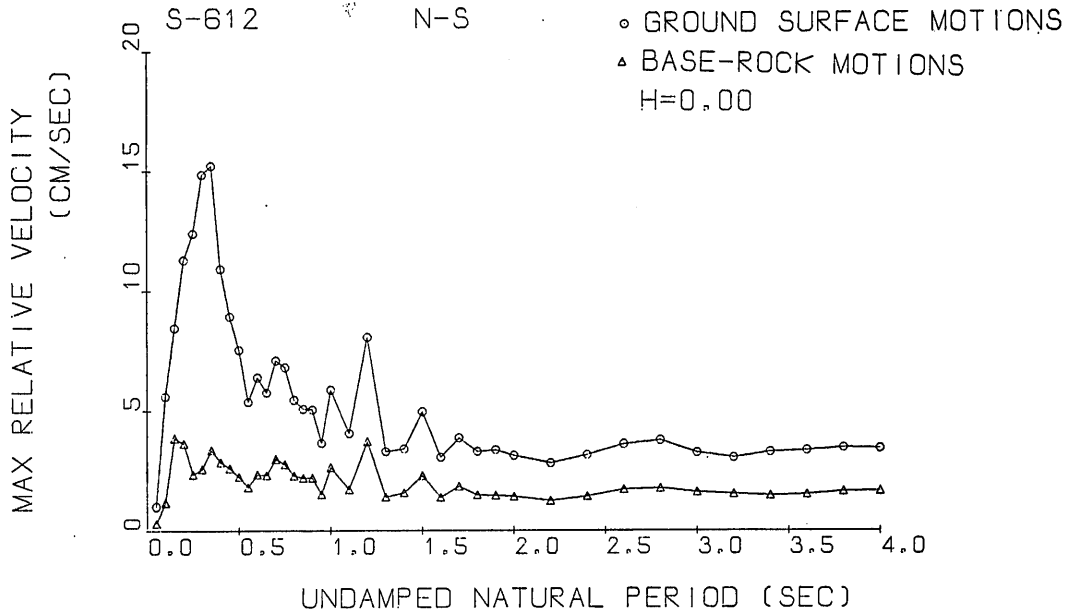


図-60 鹿島 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

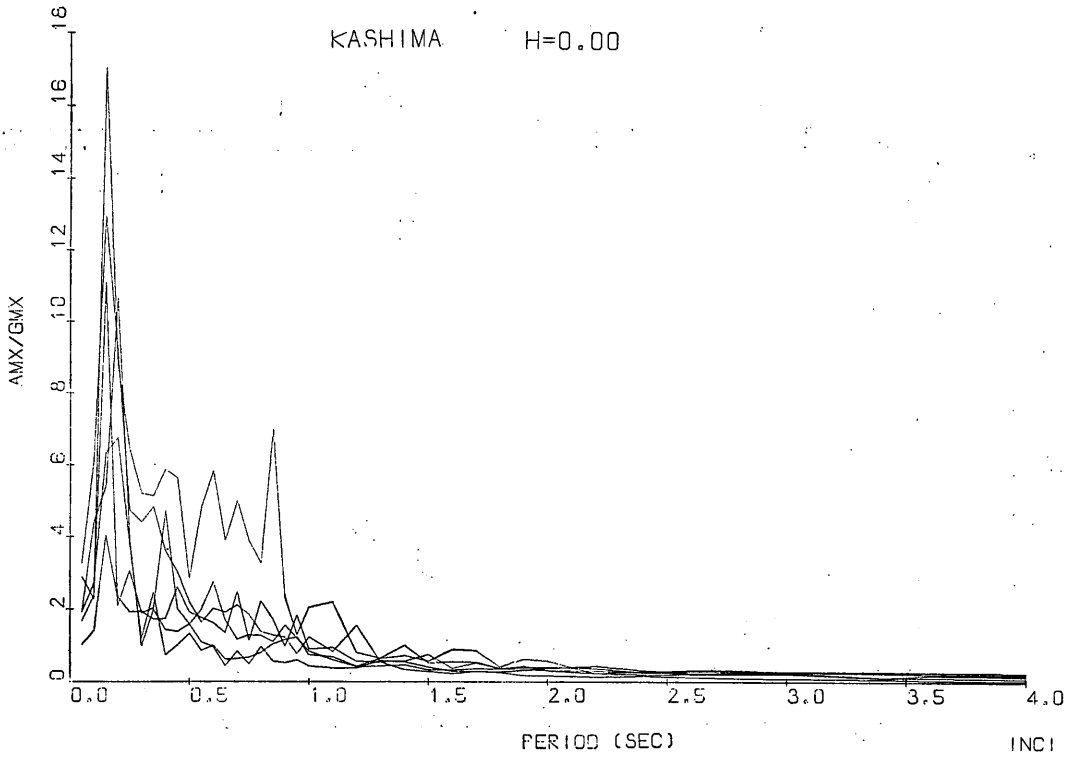


図-61 鹿島 入射波の加速度比応答スペクトル

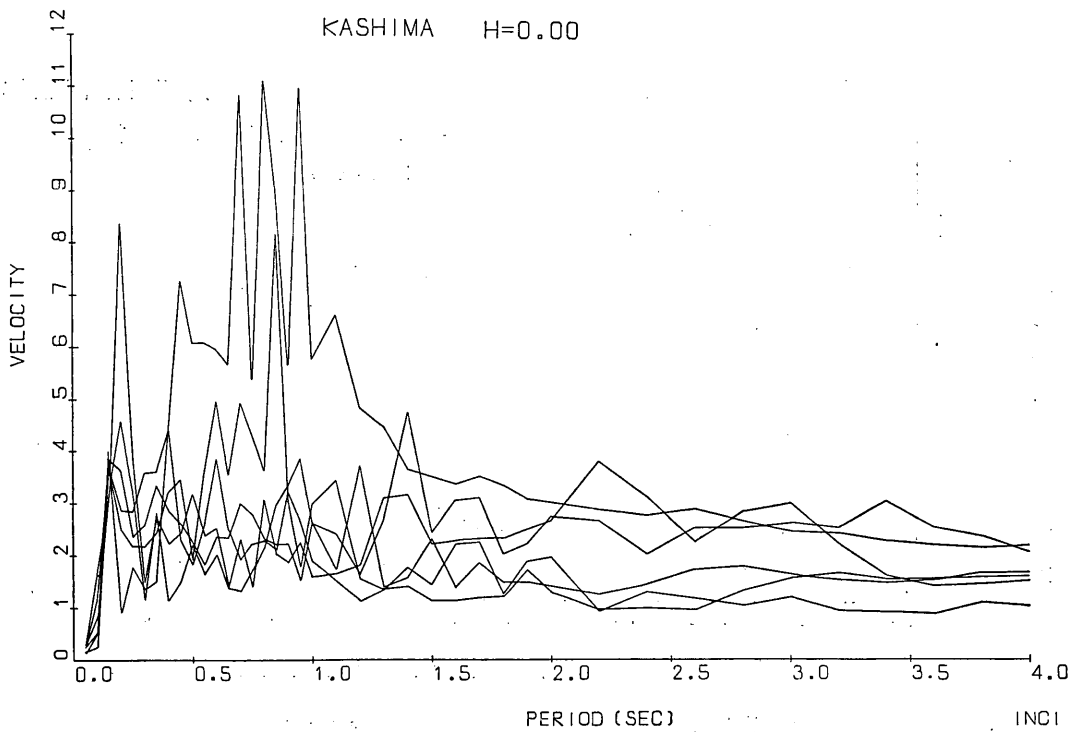


図-62 鹿島 入射波の速度応答スペクトル

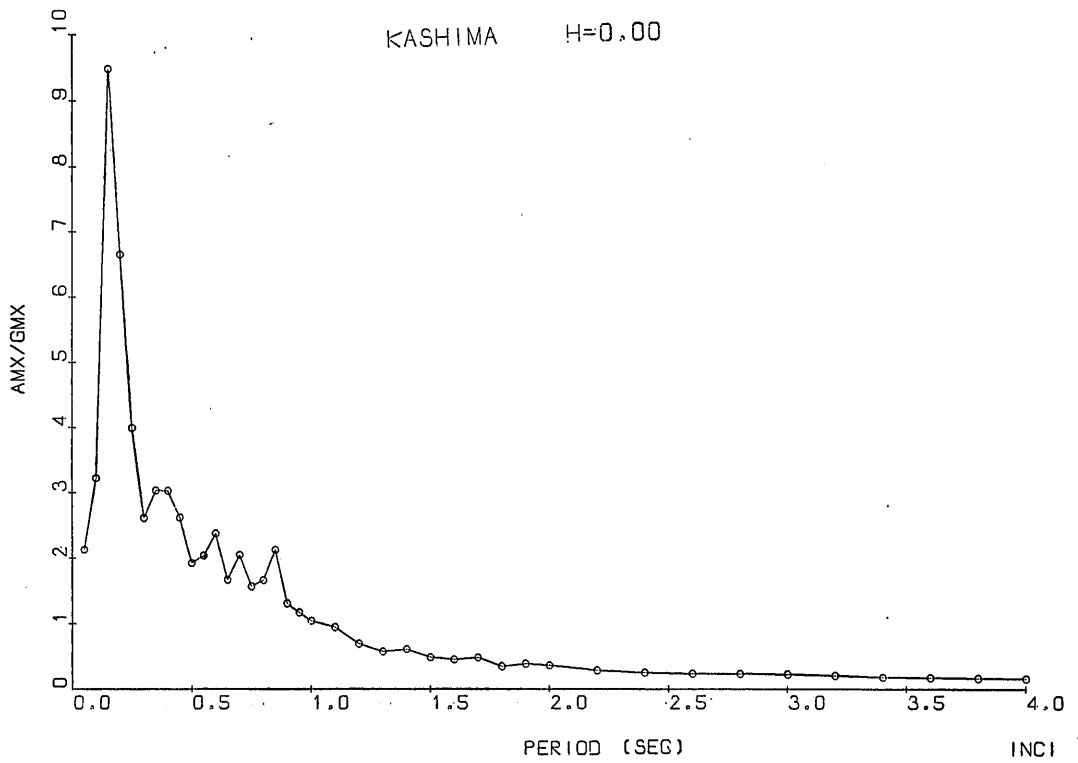


図-63 鹿島 入射波の平均加速度比応答スペクトル

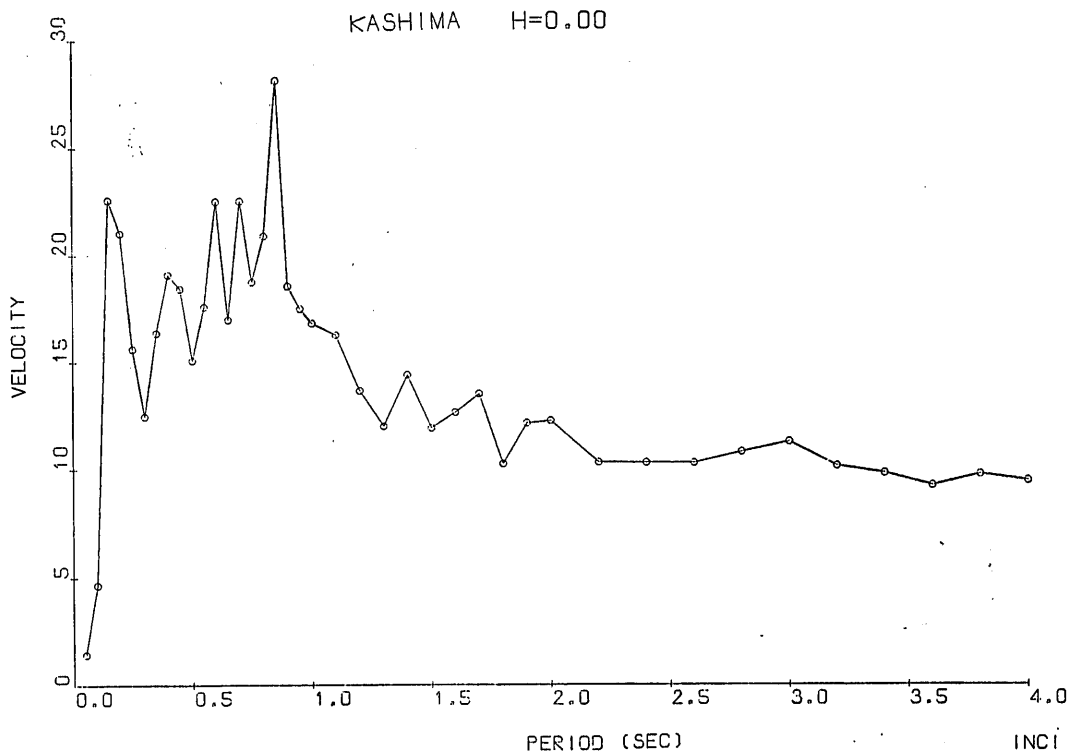


図-64 鹿島 入射波の平均速度応答スペクトル

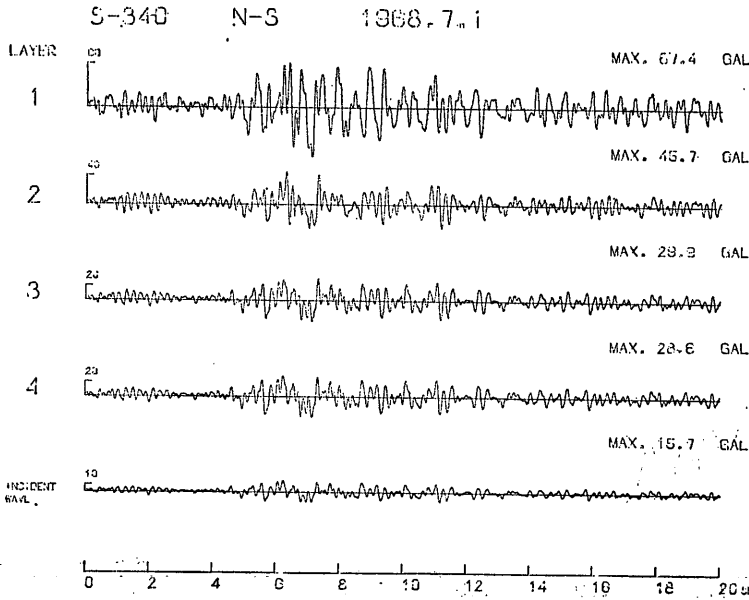


図-65 品川 各層境界における地震波形と入射波形

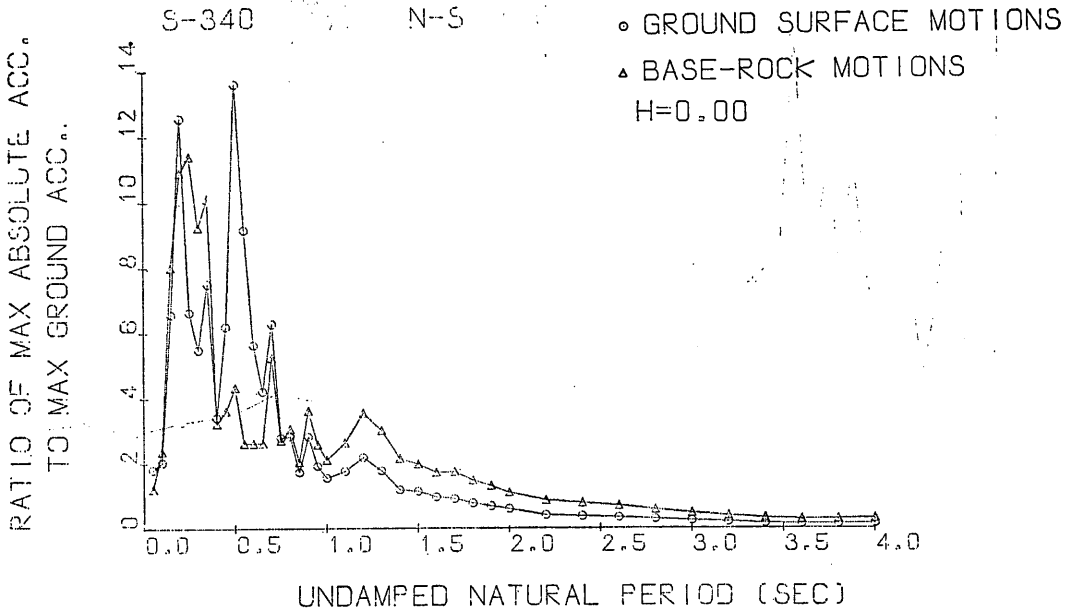


図-66 品川 地面上における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

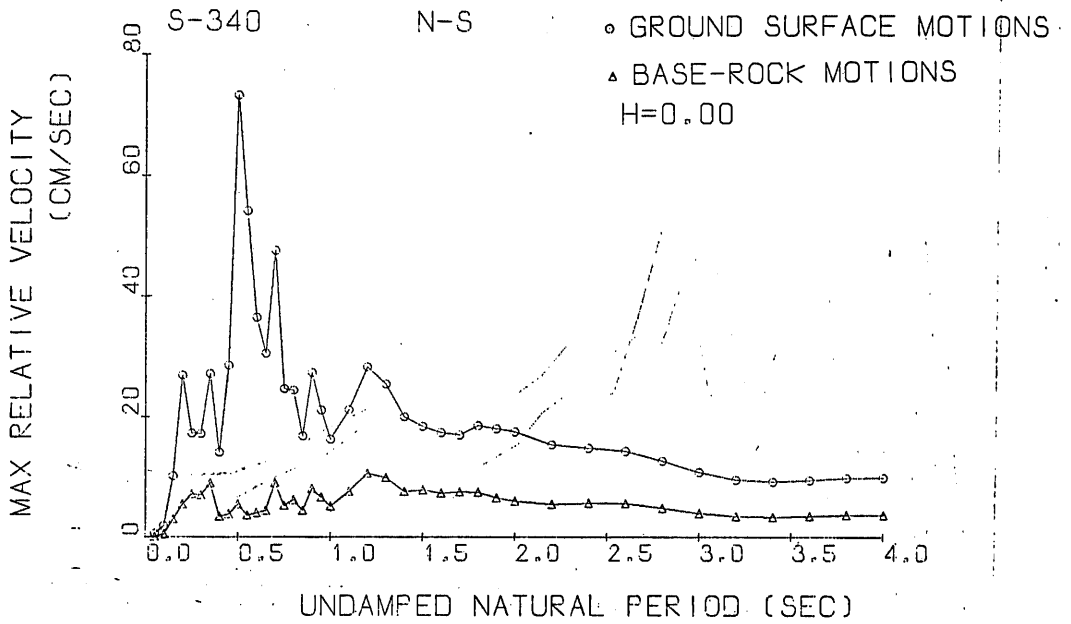


図-67 品川 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

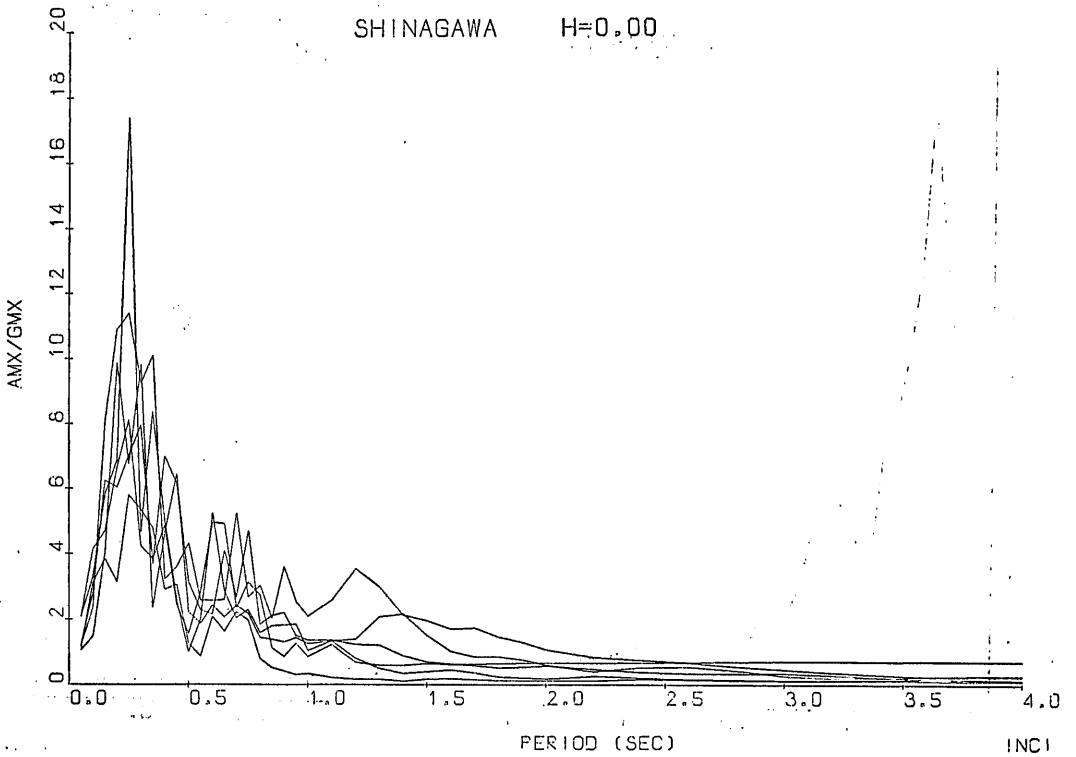


図-68 品川 入射波の加速度比応答スペクトル

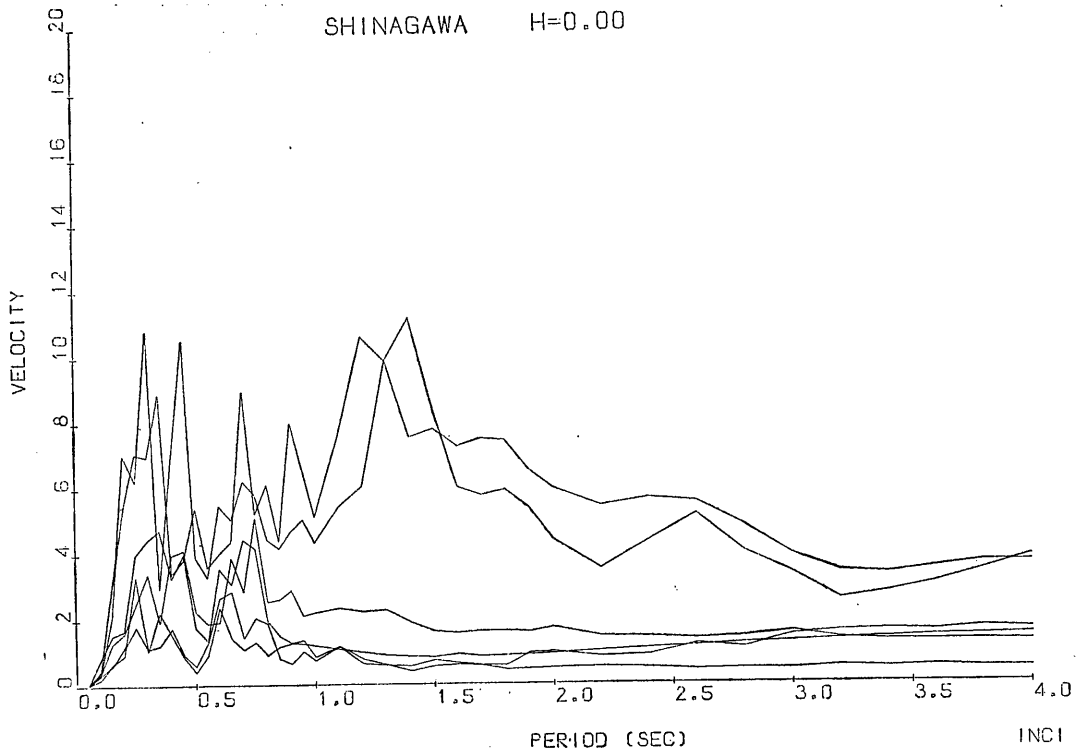


図-69 品川 入射波の速度応答スペクトル

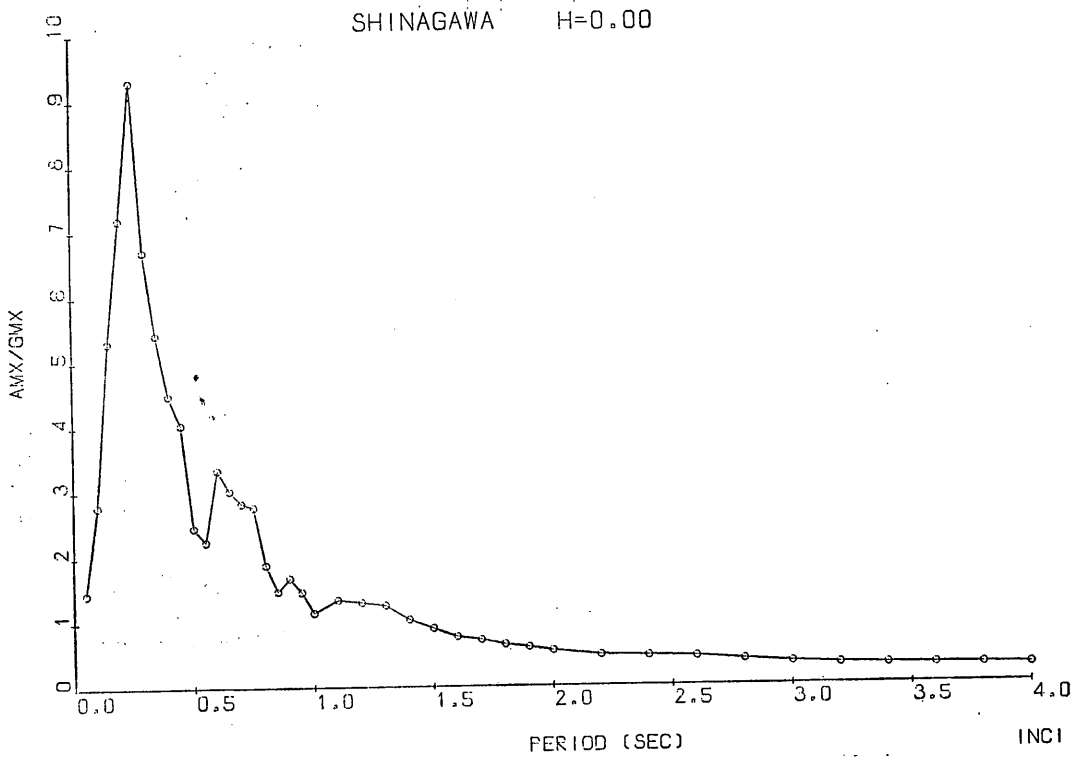


図-70 品川 入射波の平均加速度比応答スペクトル

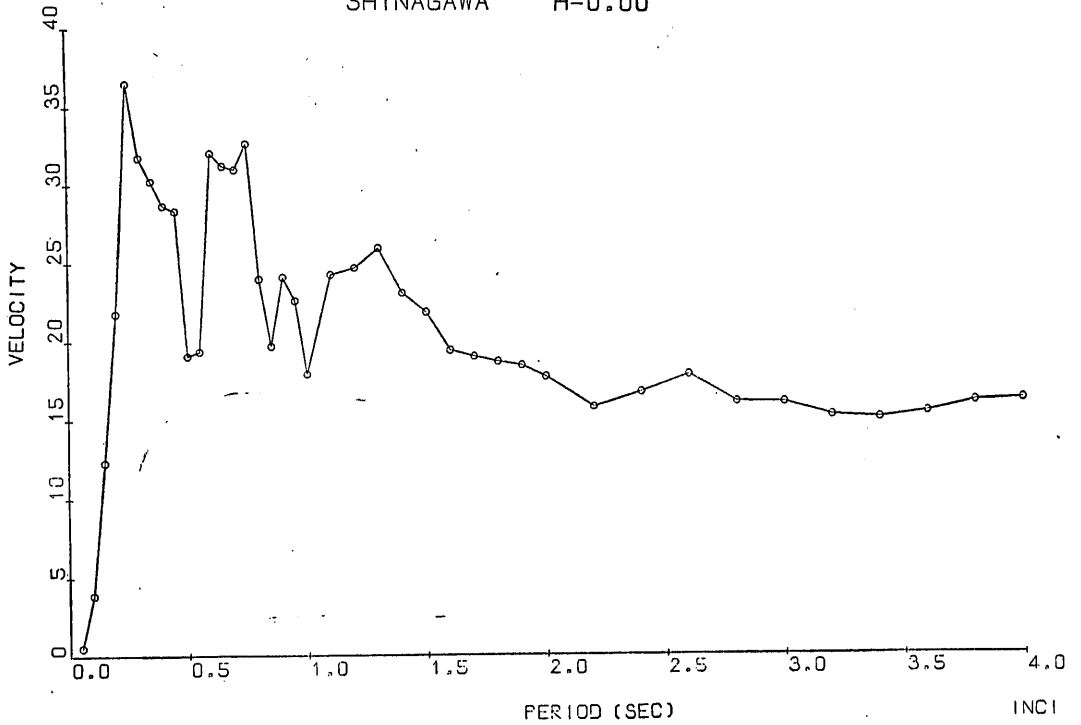


図-71 品川 入射波の平均速度応答スペクトル

S-597 N-S 1971.3.22

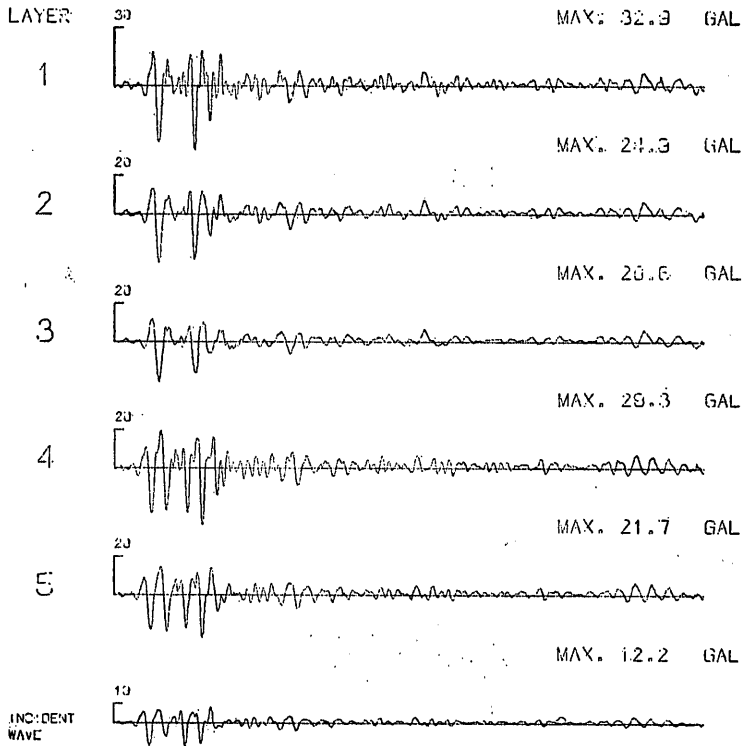


図-72 四日市 各層境界における地震波形と入射波形

0 2 4 6 8 10 12 14 SEC



土田 肇・上部達生

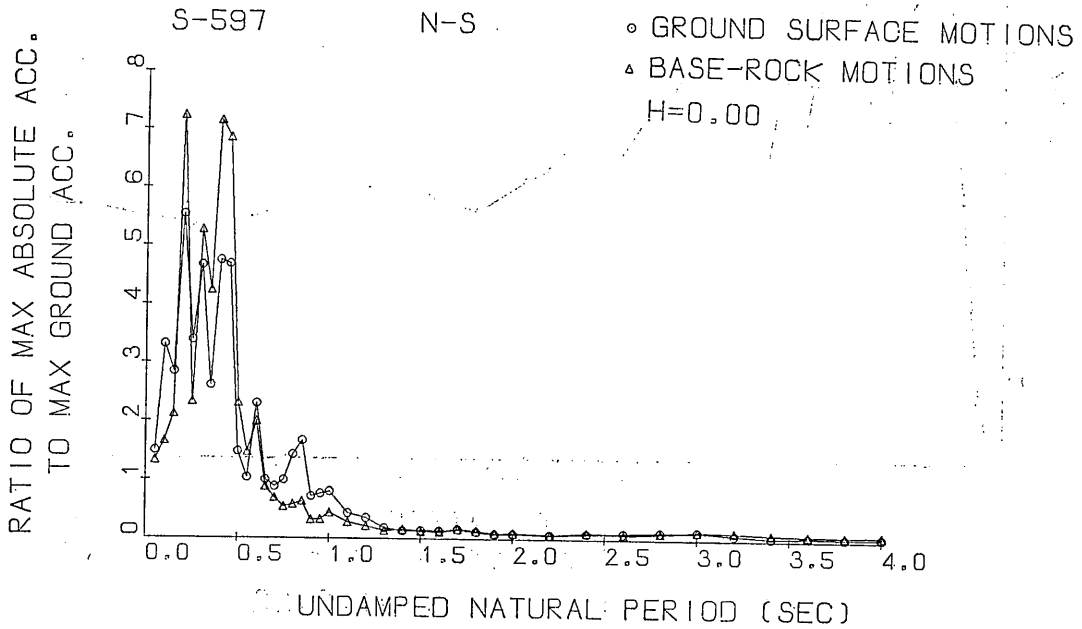


図-73 四日市 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

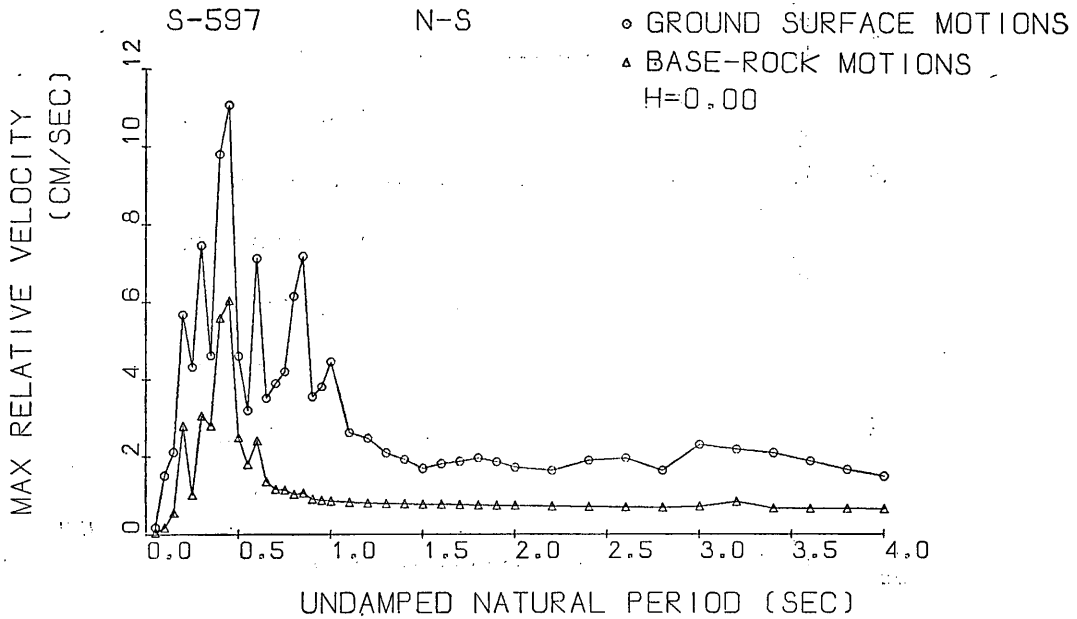


図-74 四日市 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

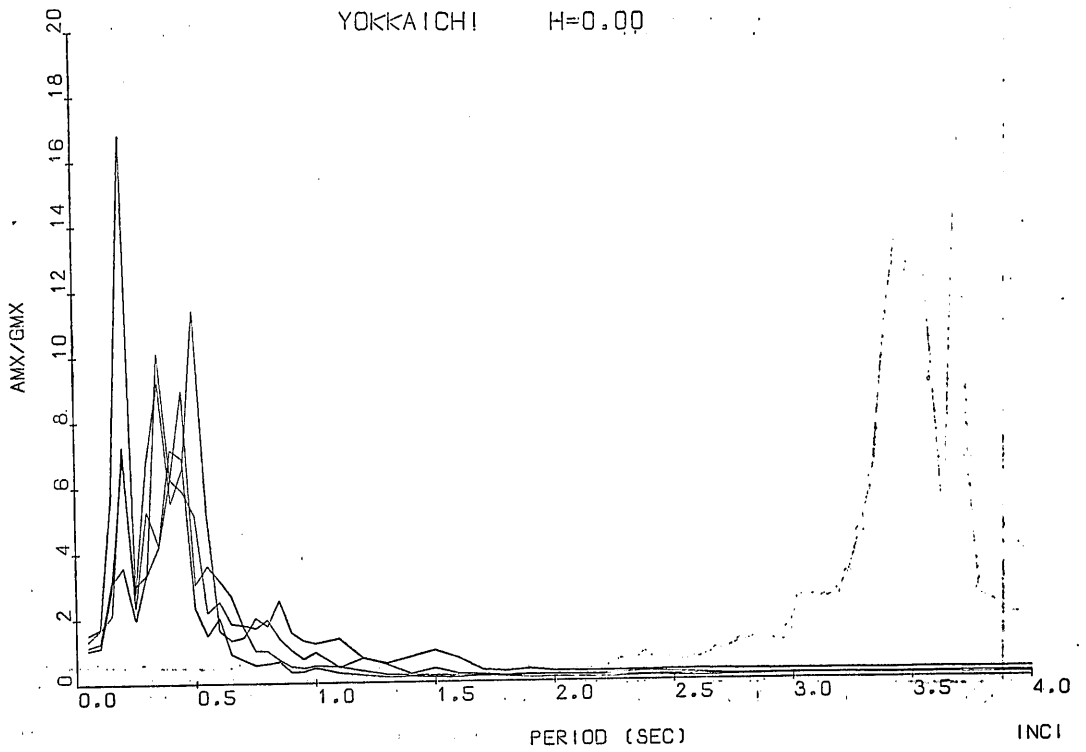


図-75 四日市 入射波の加速度比応答スペクトル

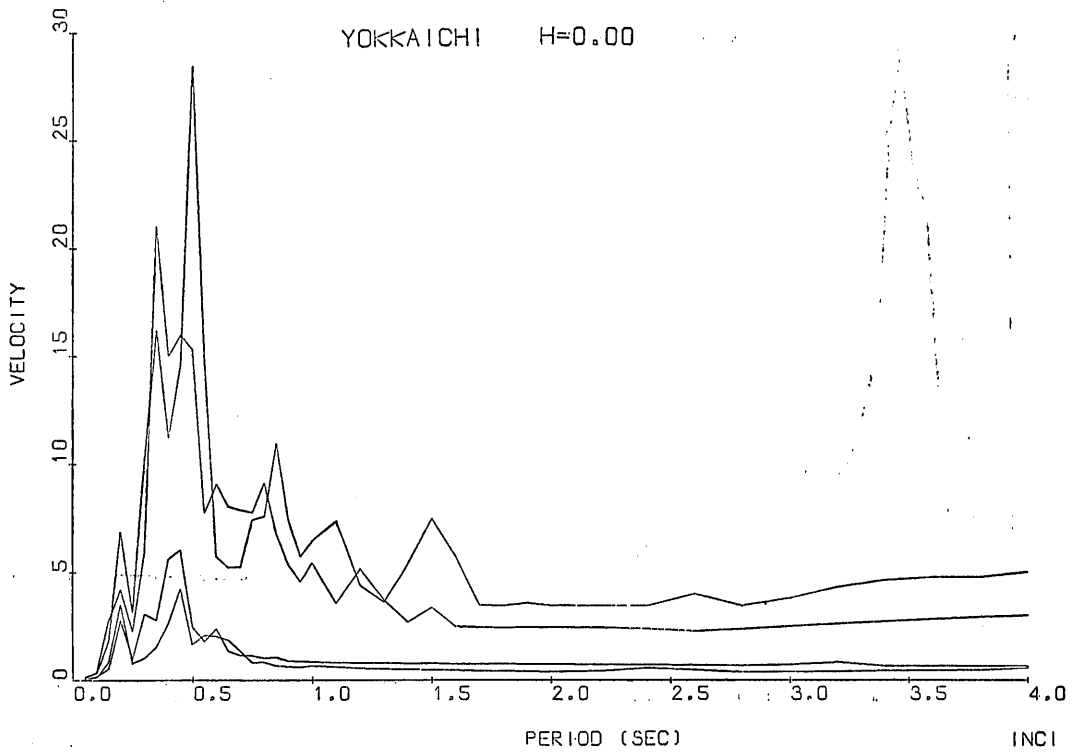


図-76 四日市 入射波の速度応答スペクトル

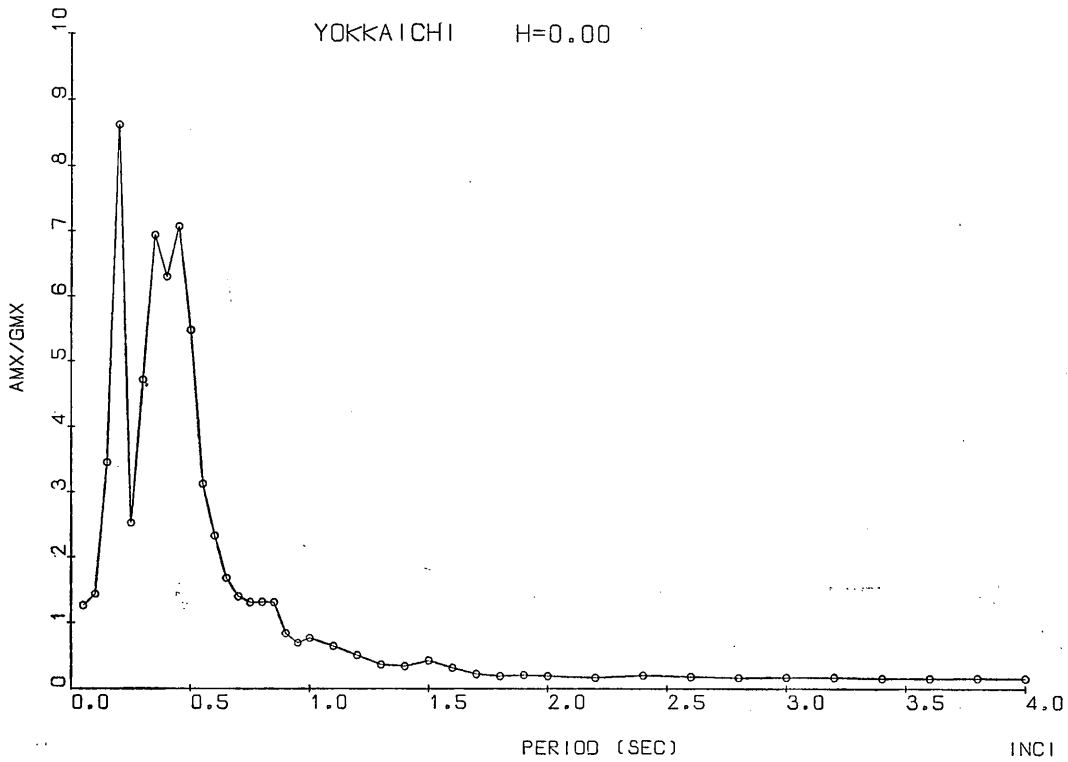


図-77 四日市 入射波の平均加速度比応答スペクトル

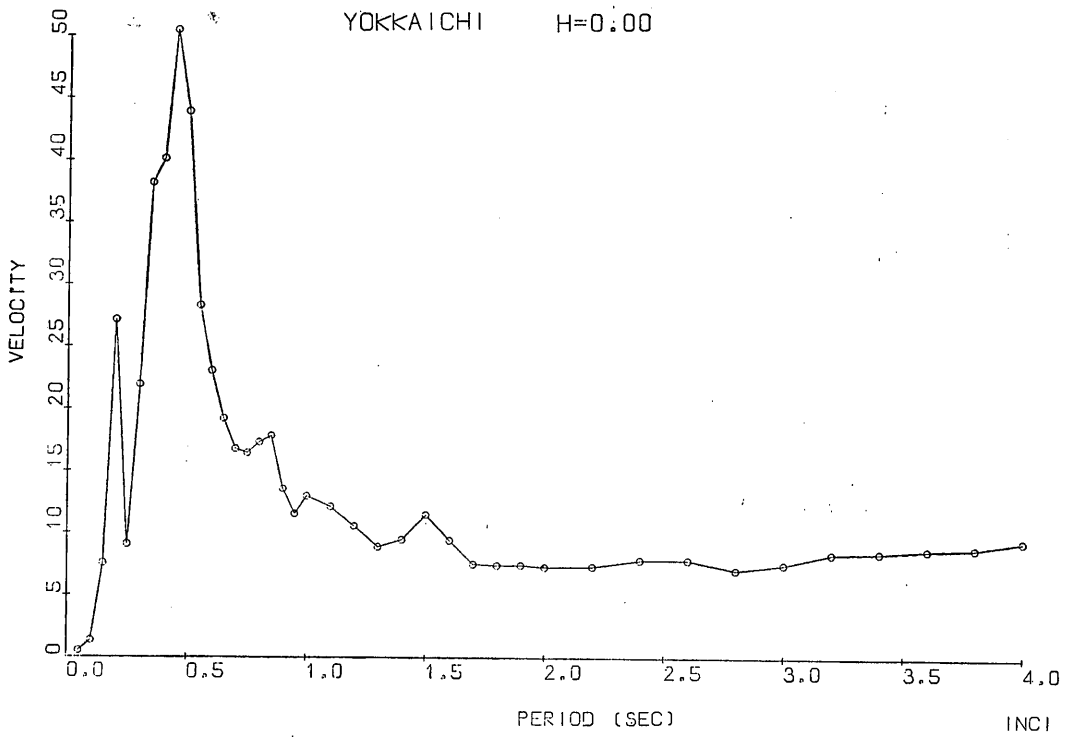


図-78 四日市 入射波の平均速度応答スペクトル

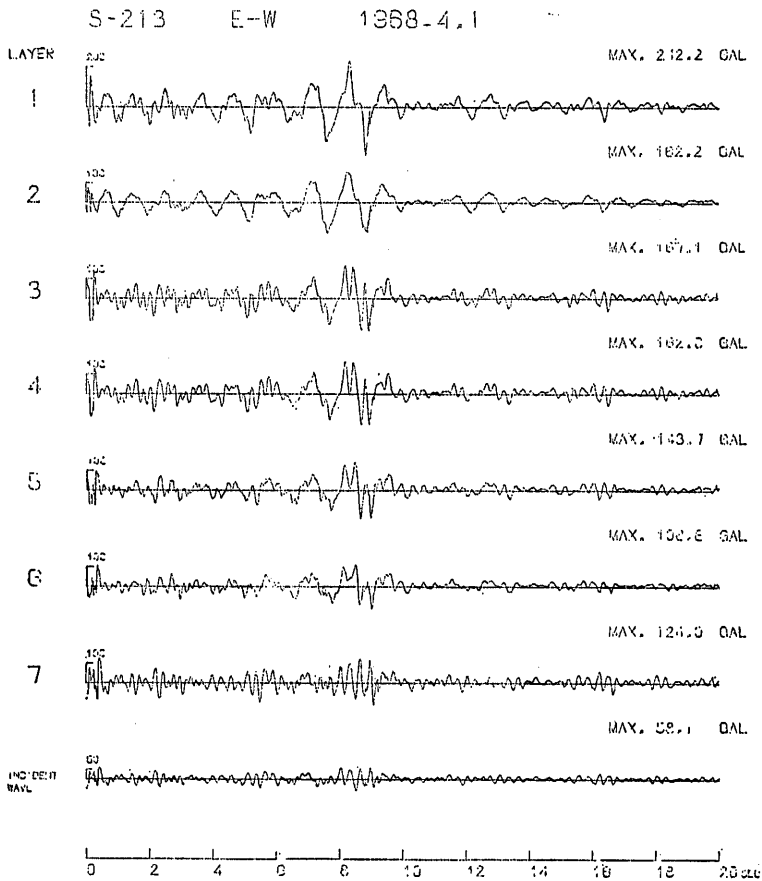


図-79 細島 各層境界における地震波形と入射波形

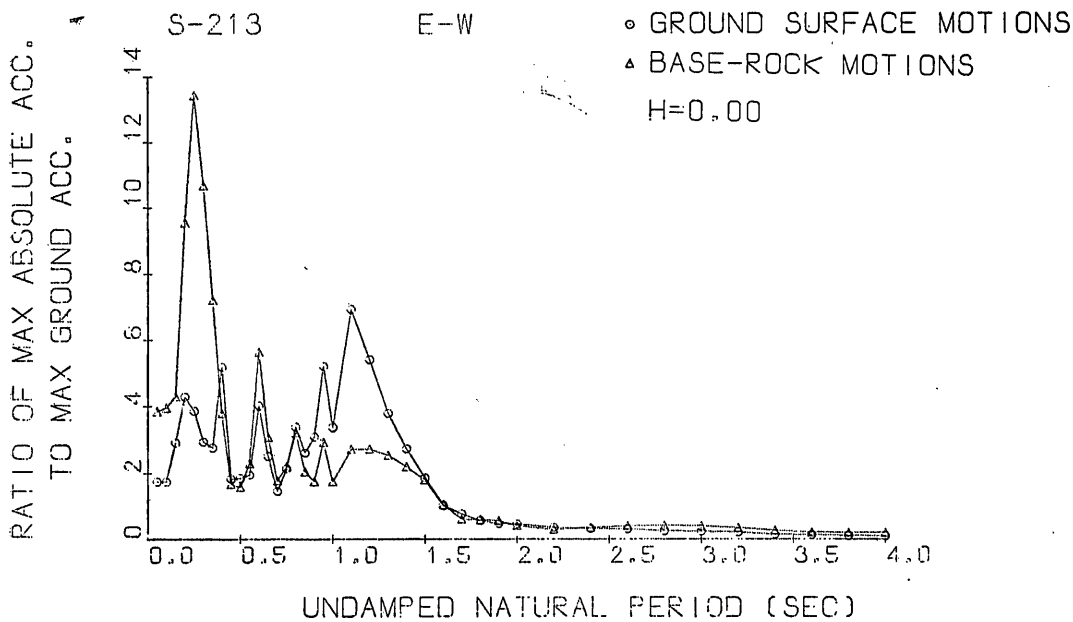


図-80 細島 地表面における地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

土田 肇・上部達生

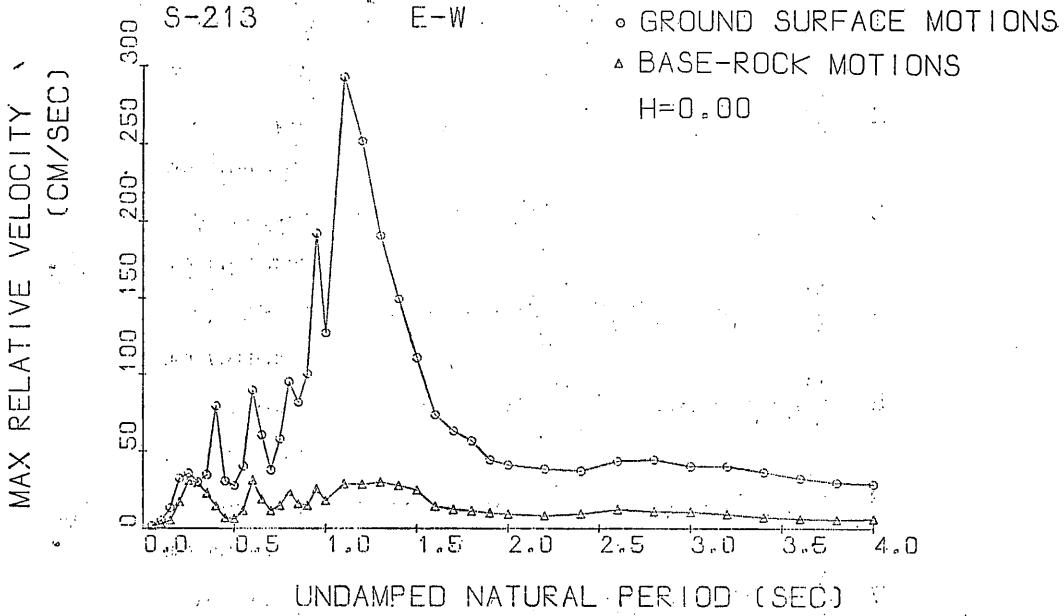


図-81 細島 地表面における地震波と入射波の速度スペクトル

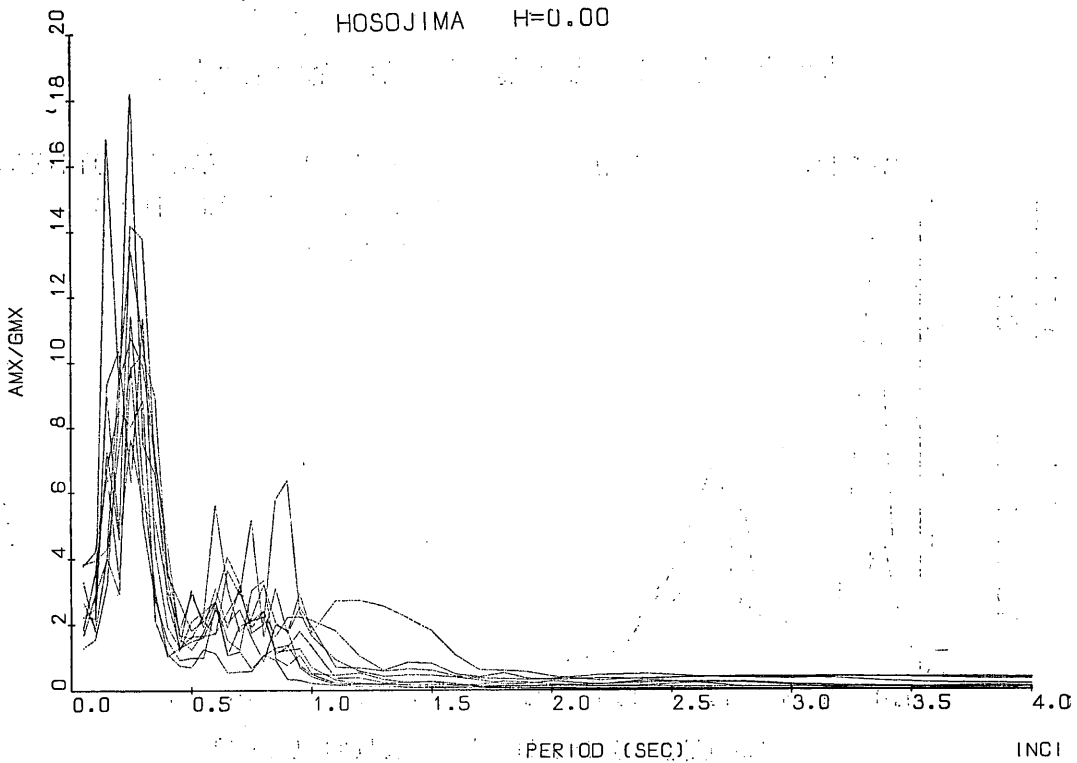


図-82 細島 入射波の加速度比応答スペクトル

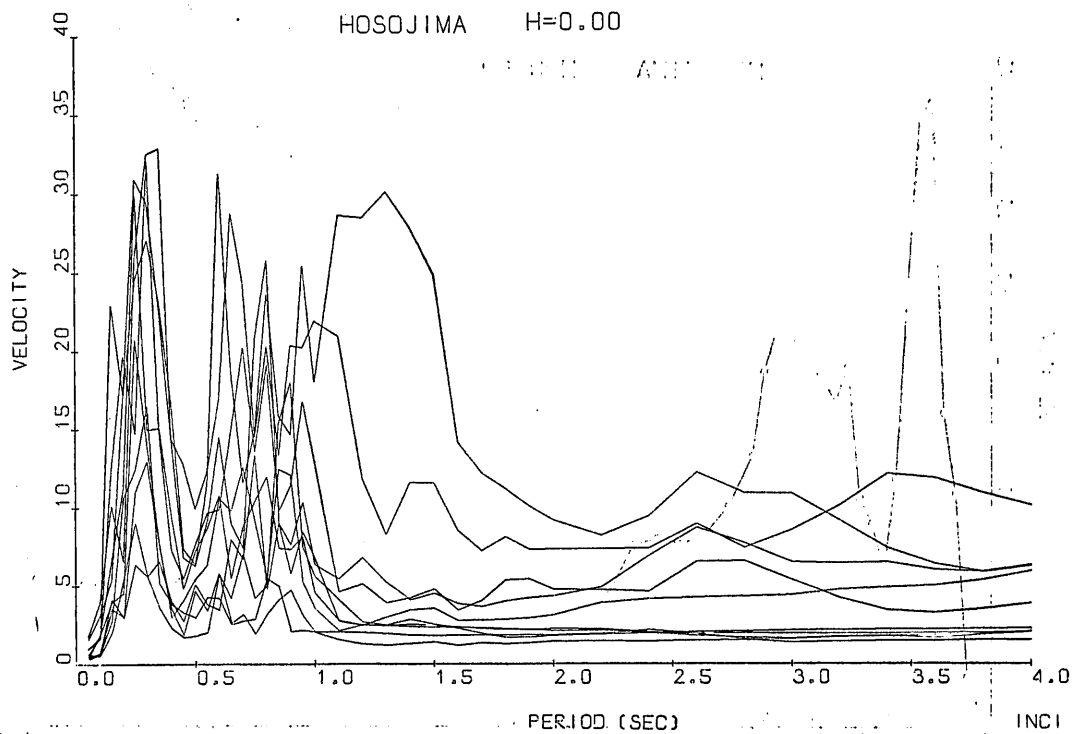


図-83 細島 入射波の速度応答スペクトル

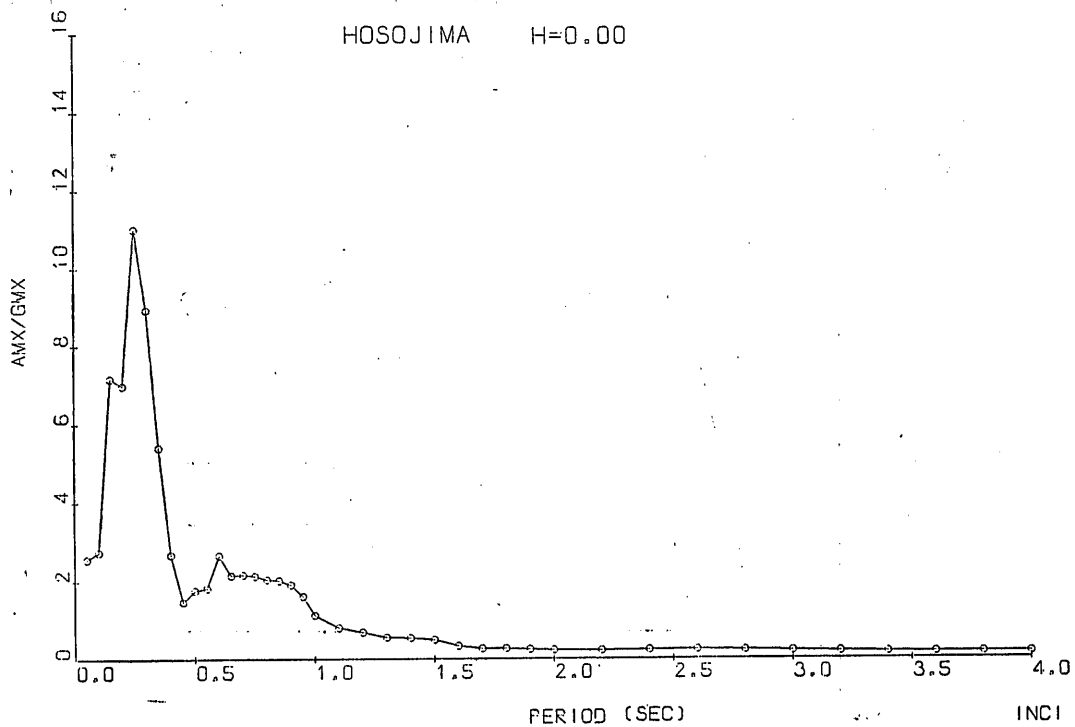


図-84 細島 入射波の平均加速度比応答スペクトル

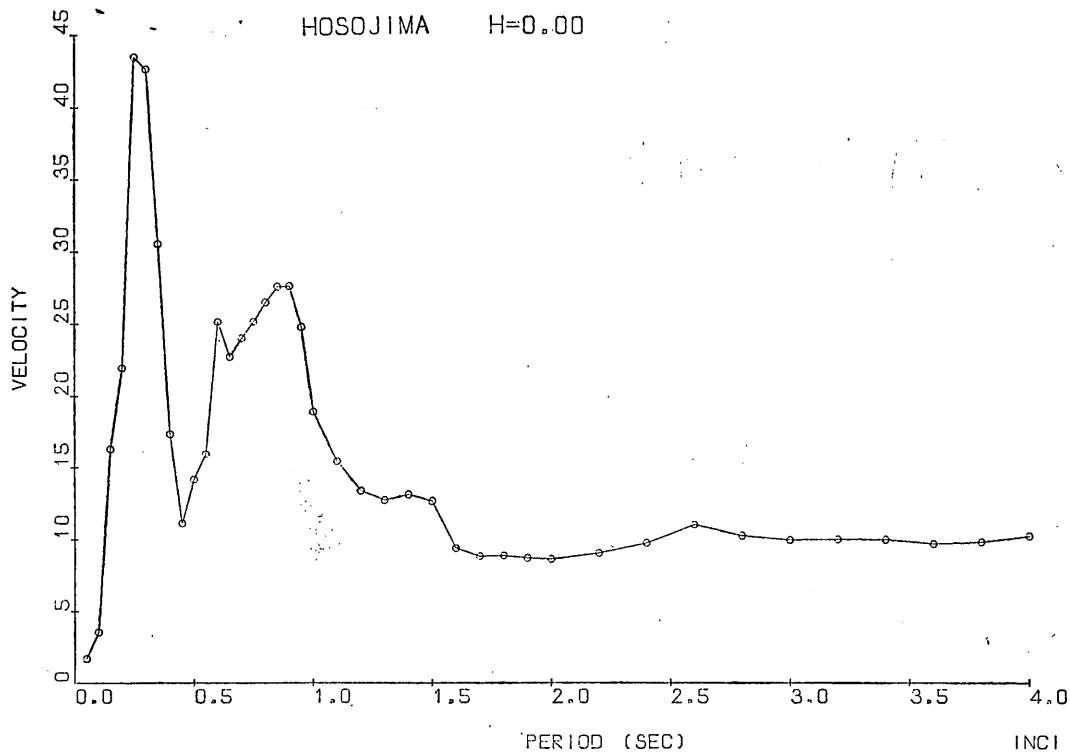


図-85 細島入射波の速度応答スペクトル

7.2 最大加速度の分布

地表の記録より基盤への入射波を計算するところで各境界層での地震波形が求まるわけであるが、これら各境界層での最大加速度の地中分布を示したのが図-86~94

である。図中横軸は加速度 (gal), 縦軸が深さ (m) で各層の境界が細線で示してある。各地震につき各境界層での最大加速度がプロットされている。図中、縦折線が1つの地震の成分を示している。

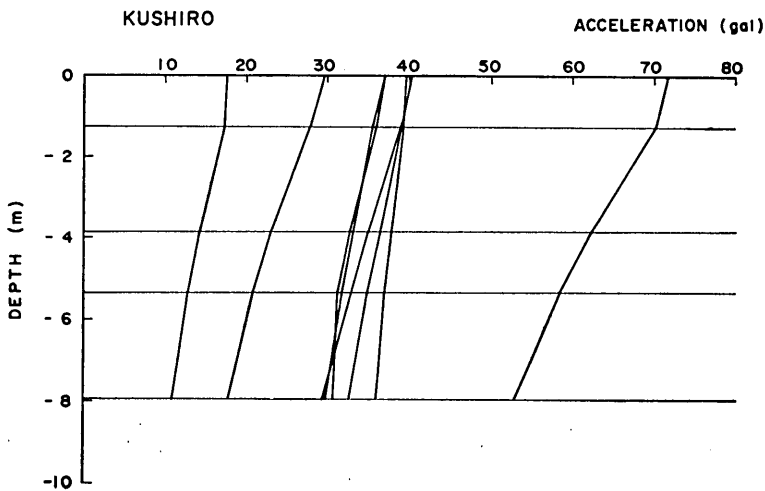


図-86 釧路 最大加速度の地中分布

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

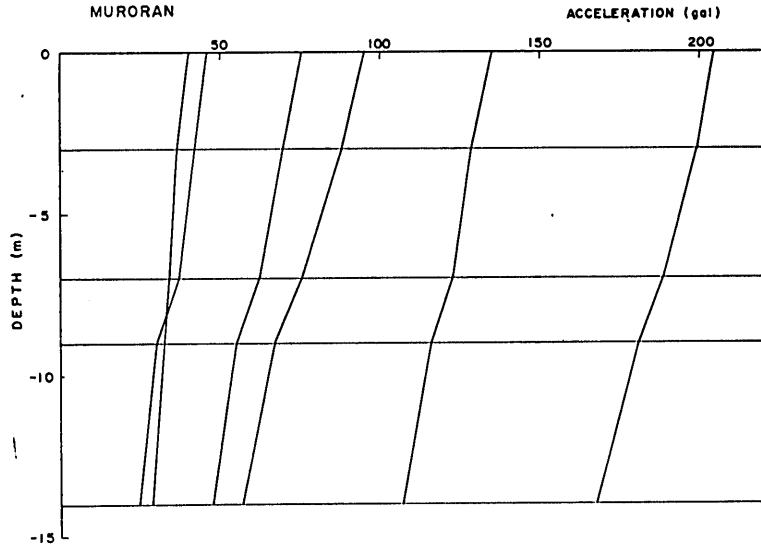


図-87 室蘭 最大加速度の地中分布

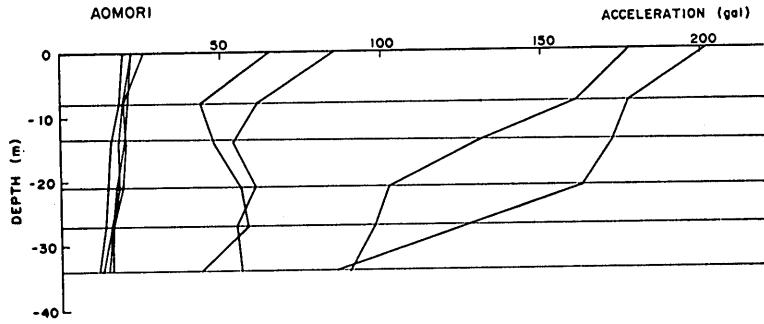


図-88 青森 最大加速度の地中分布

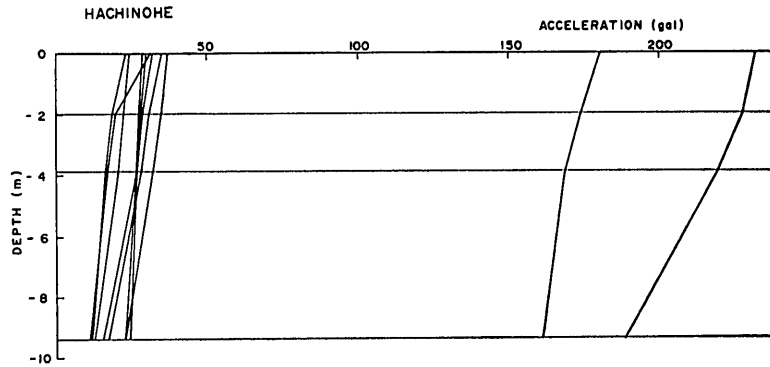


図-89 八戸 最大加速度の地中分布



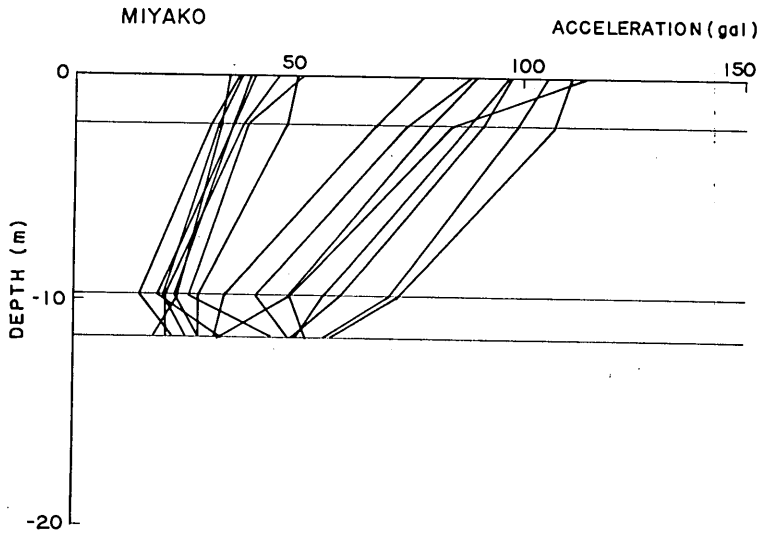


図-90 宮古 最大加速度の地中分布

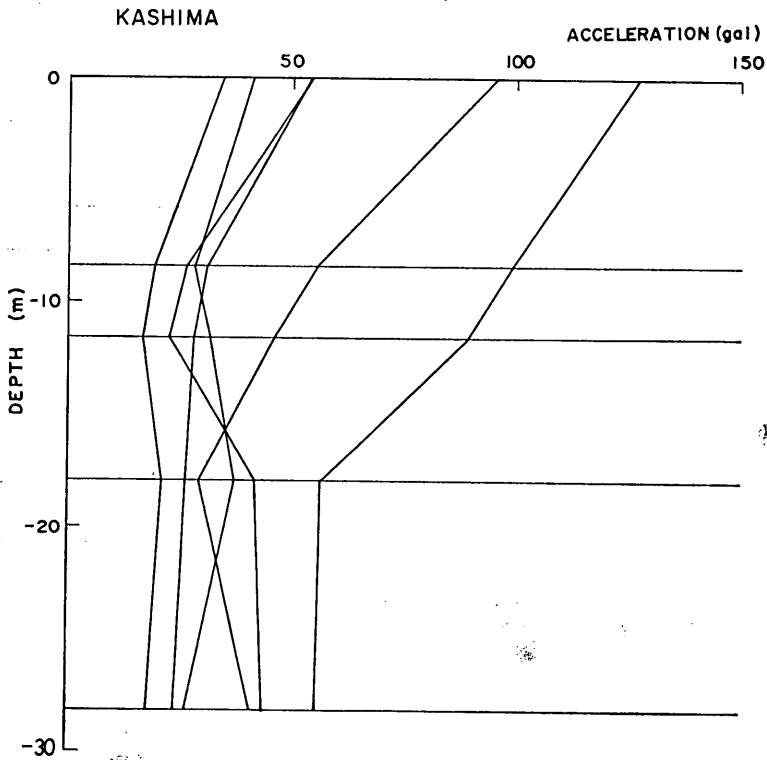


図-91 鹿島 最大加速度の地中分布

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

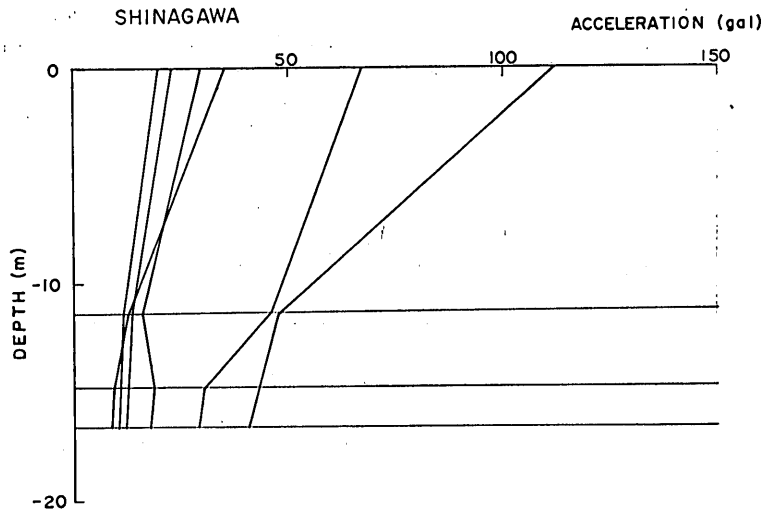


図-92 品川 最大加速度の地中分布

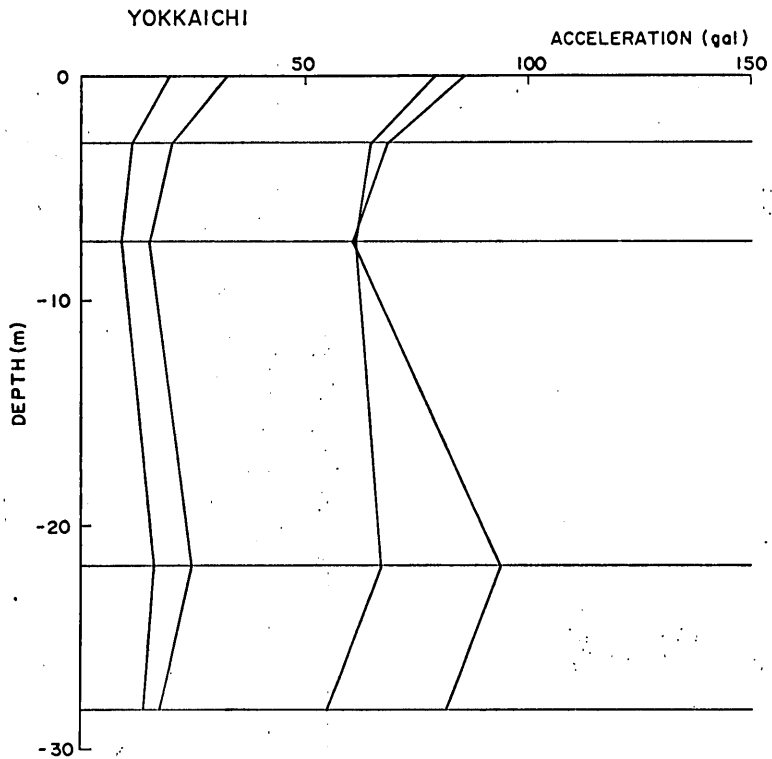


図-93 四日市 最大加速度の地中分布

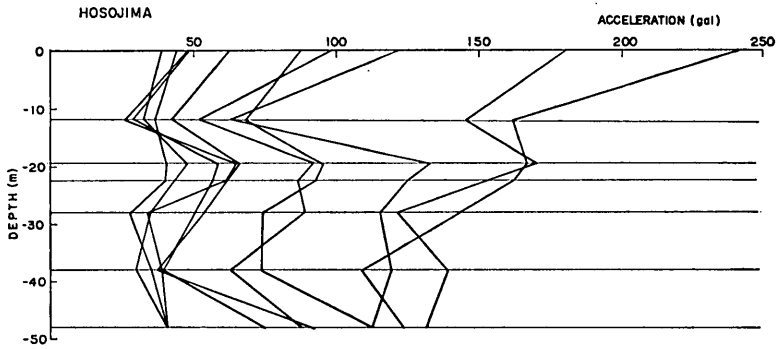


図-94 細島 最大加速度の地中分布

### 8. 結果の考察

主要な計算結果は、すでに前章で示した通りである。ここでは、先ず、基盤における地震動の特性を考察する前に検討しておくべき事項について、関係した計算結果と所見を示し、その後、入射波の特性について考察する。

#### 8.1 N値と $V_s$ の関係の結果への影響

すでに説明したように、各観測地点の地盤をモデル化するためにS波速度が必要である。しかし、実際にS波速度を測定してある観測地点は青森および八戸であり、他に品川については比較的近くで行なったS波速度の測定の結果から各土層の  $V_s$  が推定されている。それ以外の地点ではN値から  $V_s$  を推定している。土という相当に不均質なものを対象とするのであるから、N値と  $V_s$  の関係は実際には相当にばらつきの大きいものとならざるを得ない。このため、色々な関係式が提案されている。この研究ではそれらのうちから一つの関係式を選んで利用したのであるが、それをを用いるべき明確な根拠があったわけではない。したがって、他の関係式を用いたら結果がどのように変化するかを調べておく必要がある。このため3種の関係式を選び、それぞれを用いて地盤をモデル化し、入射波のスペクトルを計算してみた。

選定した関係式は今井、杉村、柴田により提案されたもので、各関係式を図化したものを図-95 に示す。これら関係式のうち、この研究で用いたものは今井により提案されたものである。各関係式にもとづいて、細島の地盤条件をモデル化し、1968年日向灘地震を同地点で記録した結果 (S-213) の入射波を求めそのスペクトルを計算した。その結果を図-96 および 97 として示す。図中○印が今井により、△印が杉村により、□印が柴田により提案された関係式によっている。結果は非減衰の加速度

比および相対速度応答スペクトルの両者について示してある。

主に加速度比応答スペクトルについて検討すると、当

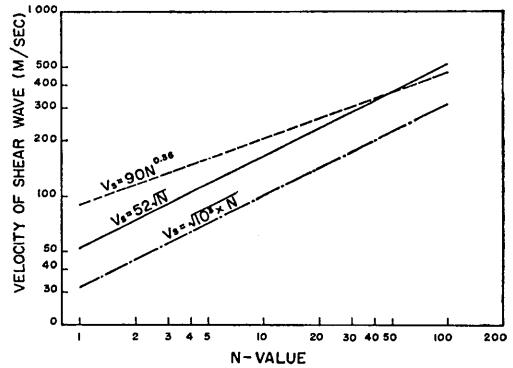


図-95 N値の  $V_s$  各種関係式の比較

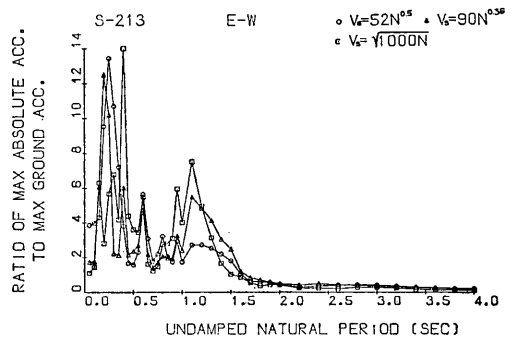


図-96 N値  $V_s$  の各種関係式による加速度比応答スペクトルの変化

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

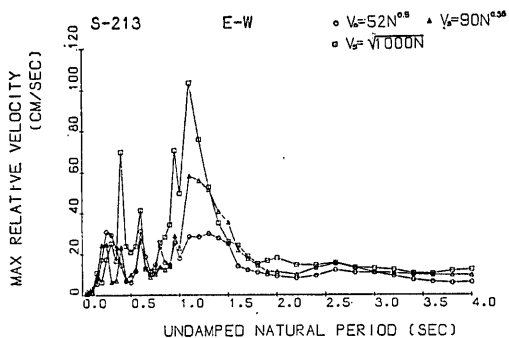


図-97 N値  $V_s$  の各種関係式による速度応答スペクトルの変化

然ることながら、それぞれ異なった結果を示している。しかし、全体的な傾向は3本の計算結果で一致している。さらに、着目すべきは地表の地震波のスペクトルとの対比である。ここで検討したものと同記録の地表での地震波、すなわち原記録の応答スペクトルは図-80に示されているが、これでは加速度比が最大となる周期は1.2 secである。これに対し、入射波のスペクトルでは、いずれの関係式を用いて地盤をモデル化した場合でも、最大の加速度比が周期0.2~0.4 secで現われている。周期1.2 secにおけるピークの加速度比はどれも、最大の加速度比の半分以下となっている。明らかに入射波のスペクトルは、地表の地震波のスペクトルとは異なっており、両者の差に比較すればN値と  $V_s$  の関係式の選択にもとづく差は非常に小さい。

鹿島についても同様な検討を行なったが、やはりN値と  $V_s$  の関係式による影響は小さかった。ただし、鹿島の場合、地表の地震波のスペクトルがすでに細島の入射波のスペクトルに近い形をしているので、N値と  $V_s$  の関係式にもとづく差が現われづらい地点とも考えられる。

以上の結果から、異なったN値と  $V_s$  の関係式を用いて地盤をモデル化することは入射波のスペクトルに影響を及ぼすが、それが入射波の特性についての結論に影響することは無いと判断した。

8.2 基盤表面の波形のスペクトルと入射波のスペクトルの比較

基盤表面での地震波は地表層で反射された波の影響を受けている。これに対し、入射波は途中で変化せずに震源から伝播してきた波で、地表層の影響は受けていない。このことを考えると、この研究では入射波に着目するのが適当と思われる。実際にも入射波のスペクトル

を示してきた。しかし、地中地震観測を行なって基盤の記録を得た場合、それは上に述べた基盤表面での地震波で地表層での反射波の影響を含んでいる。そこで、地中地震観測の結果とこの研究を比較する場合、入射波のスペクトルと基盤表面の地震波のスペクトルと比較しておくと思われ。

今回の研究では、対象としたすべての記録について両スペクトルを比較した。結果の例として、細島、八戸、青森についての結果を図-98~103に示す。これらの図のうち、青森、八戸についての結果では両者に相当差がある。これに対し、細島では両者がほとんど完全に一致している。前記3地点以外の地点についての結果は図示していないが、いずれも細島と同じようにほぼ完全に一致している。

青森と八戸の両地点のみについて、基盤表面の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルが一致していないことの原因は明らかでない。しかし、両地点については基

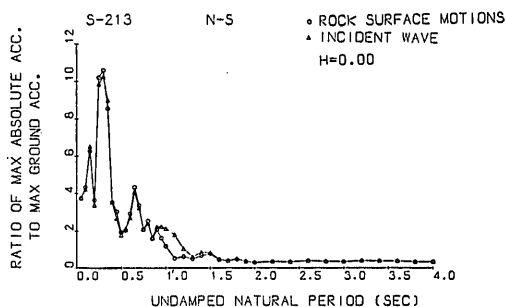


図-98 細島 基盤表面の地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

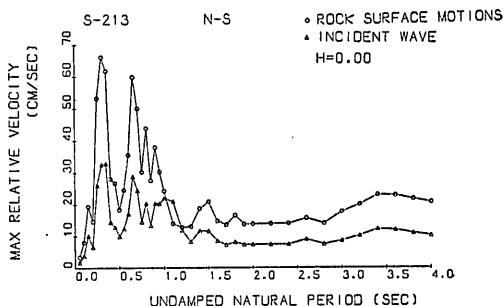


図-99 細島 基盤表面の地震波と入射波の速度応答スペクトル

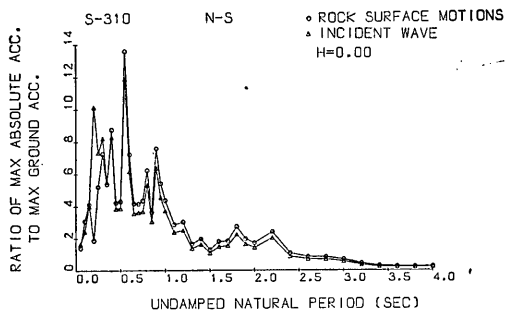


図-100 八戸 基盤表面の地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

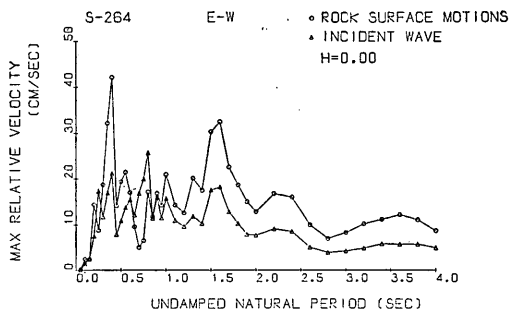


図-103 青森 基盤表面の地震波と入射波の速度応答スペクトル

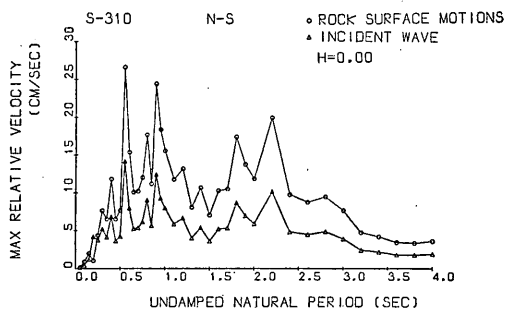


図-101 八戸 基盤表面の地震波と入射波の速度応答スペクトル

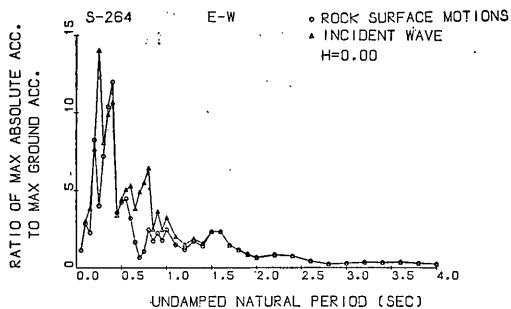


図-102 青森 基盤表面の地震波と入射波の加速度比応答スペクトル

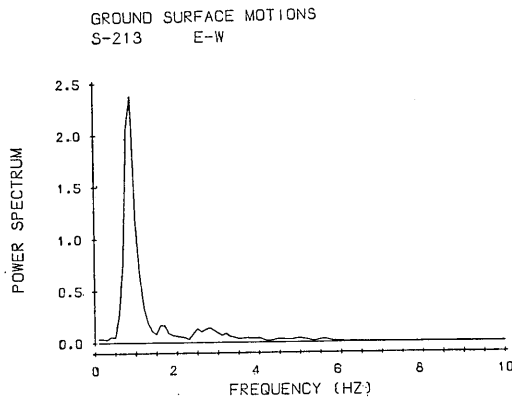


図-104 地表面で記録された地震波のパワースペクトル

### 8.3 各種スペクトルの比較

強震記録の解析には、研究者により、あるいは研究目的により、各種スペクトルが利用されている。すでに説明したように、この研究では主に非減衰の加速度比応答スペクトルを利用している。しかし、他の研究成果との比較を考えると、同一記録について各種スペクトルを計算した結果が示されていれば便利であろう。

この目的のため、1968年日向灘地震の細島における記録とそれから計算した入射波について、パワースペクトルとフーリエスペクトルを図-104~107に示した。これに対応する加速度応答スペクトルおよび相対速度応答スペクトルは計算結果として図-80および81に示されている。図-106に示すフーリエスペクトルは記録の最初の部分5秒間をフーリエ級数に展開し、その係数をプロットしたものである。これは、「港湾地域強震観測年報」で主要な記録について示しているものと同一処理をしたも

盤の設定で他地点よりも判断に苦しむところが多かった。このことが上の事実と関係しているように思われる。このことは追って議論する。

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

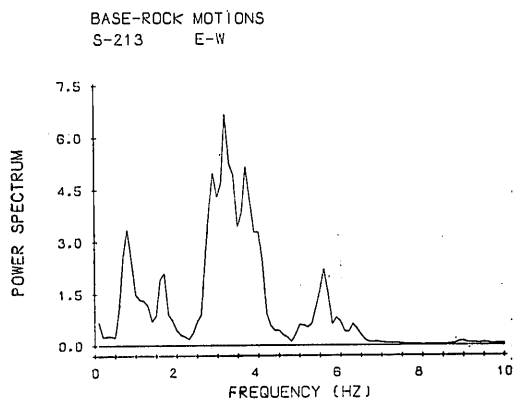


図-105 入射波のパワースペクトル

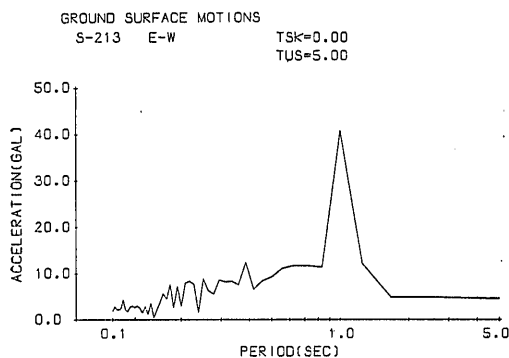


図-106 地表面で記録された地震波のフーリエスペクトル

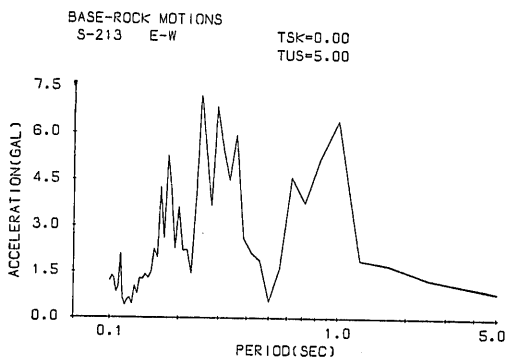


図-107 入射波のフーリエスペクトル

のである。なお、パワースペクトルは横軸が振動数となっているので注意されたい。

8.4 パワースペクトルから求めた周波数伝達関数

すでに、各観測地点の地表層の周波数伝達関数を示してある。それらは、周波数伝達関数を示す数式にそれぞれの地点に対する数値を代入して求めたものであった。周波数伝達関数は、対象とする系への入力と出力のパワースペクトルの比の平方根として求めることもできる。このようにして求めた周波数伝達関数と直接数式に数値を代入して求めたものとがどの程度に一致を示すかを調べておくことは、将来、この種の作業を行なうときに有効と思われる。

図-108および図-109に、パワースペクトルの比の平方根として求めた周波数伝達関数を示す。対象とした地点は青森で、計算に用いた記録は1968年十勝沖地震の本震である。図-108は記録10秒間を用いて計算したものであり、図-109は記録30秒間を用いて計算したものである。両者とも大差ないが、記録30秒間を用いて計算したもの

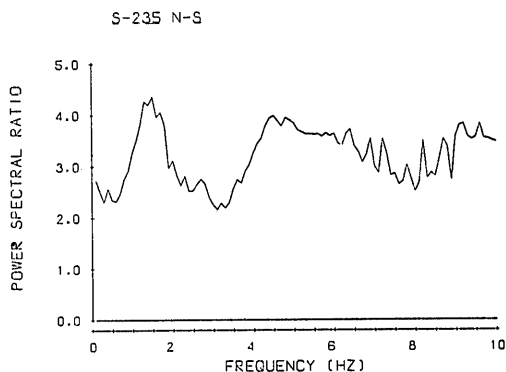


図-108 パワースペクトル比

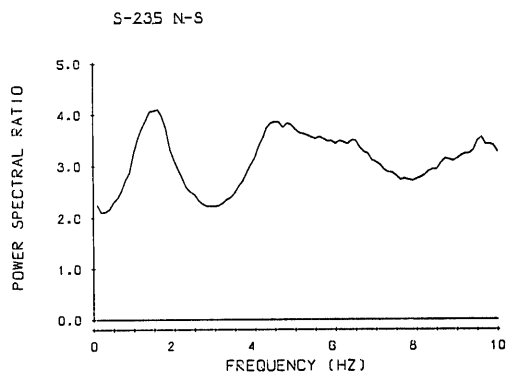


図-109 パワースペクトル比

のほうが滑らかになっている。

これに対し直接求めた青森の周波数伝達関数は図-11に示してある。直接求めた周波数伝達関数は地表面の振巾と入射波の振巾の2倍との比となっている。これに対し、パワースペクトルを介して求めた周波数伝達関数では、地表面の振巾と入射波の振巾との比となっている。この関係で、直接求めた周波数伝達関数の縦軸がパワースペクトルを介して求めた周波数伝達関数の1/2となっている。

両方法で求めた周波数伝達関数を比較すると、非常によく一致している。パワースペクトルを介して求めた周波数伝達関数は若干滑らかさに欠けるが、適当な平滑化を行なうことにより、両方法により求めた周波数伝達関数はより一致するであろう。

両者が一致するのは原理的には全く当然のことであり疑問をはさむ余地はない。しかし、このことから、通常われわれが行なう数値計算の過程を経ても十分それが一致することがわかった。同時にこのことは、この研究で使用した関連プログラムの正しさを示す一つ的事例といえる。

8.5 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル

同一の地震をいくつかの観測地点で記録したものがあれば、それぞれの記録から入射波のスペクトルを求め、相互に比較することができる。これは耐震工学的に大変興味深いことである。

今回解析を行なった記録の中で、同一地震に対して2地点以上の観測地点で記録が得られている地震は5個ある。それらはいずれも1968年十勝沖地震およびその余震である。それらのうちから、次の2地震について各観測地点の入射波のスペクトルを同一グラフ上にプロットし

たものを、図-110~113に示す。各地震の諸元および記録の概要はすでに表-6に示してあるが、関係ぶんにつ

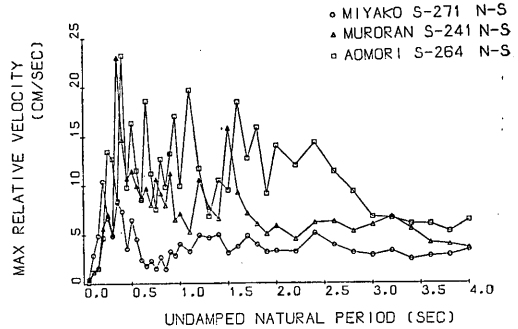


図-111 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル

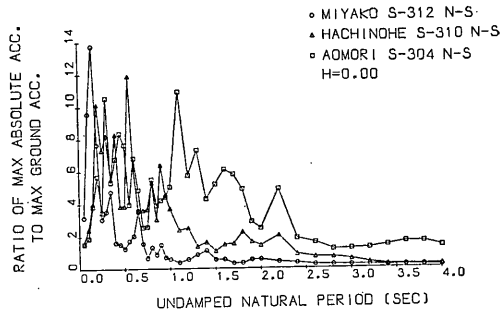


図-112 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル

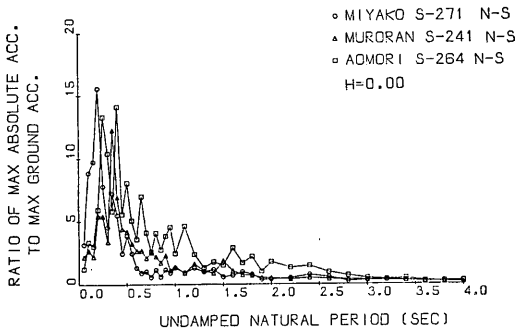


図-110 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル

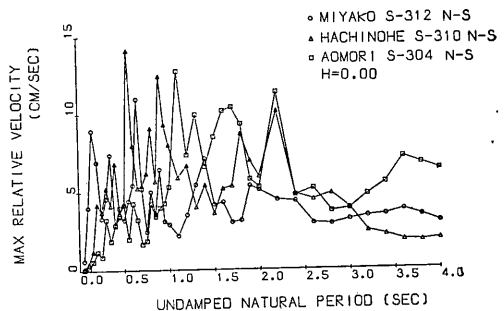


図-113 同一地震に対する各地点の入射波のスペクトル

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

表-6 同一地震に対する各地の入射波のスペクトルの検討に用いた地震記録

発震年月日時分	マグニチュード	観測地点	記録番号	震央距離(km)	最大加速度(gal)	
					NS	EW
1968年 5月16日 19時39分	7.4	室蘭-S	S-241	218	95	75
		青森-S	S-264	218	66	86
		宮古-S	S-271	226	90	77
1968年 6月12日 22時42分	7.3	青森-S	S-304	335	20	22
		八戸-S	S-310	272	37	32
		宮古-S	S-312	201	106	98

いてまとめたものを表-6に示す。結果は加速度比応答スペクトルおよび相対速度応答スペクトルについて示す。相対速度応答スペクトルは、計算された入射波をそのまま用いて計算した結果を一枚にプロットしたものであり地表の記録の最大加速度や入射波の最大加速度を或る値に揃えるという操作はしていない。また、用いた記録はいつでもNS成分である。港湾地域強震観測では強震計のNS成分と称しているものが実際には真北に対し偏角をもっているものがある。これは強震計の成分が付近の主要な港湾構造物に平行になるよう強震計を設置したためである。しかし、ここで取上げた4観測地点のNS成分はいつでも真北を指している。このことは、震源に向う方向とその直交成分という見方をすれば、各観測地点ごとに異なった方向を指しているともいえる。

図から明らかなように、5月16日19時39分の地震では各観測地点の入射波のスペクトルが相当に似た形を示している。しかし、6月12日22時42分の地震についての結果を見ると相当にばらついている。特に青森のスペクトルが周期1.0~2.0 secで著るしくもり上っており、全体のばらつきを大きくしている。

この他にも1968年十勝沖地震本震の記録については、釧路、室蘭、青森、八戸、宮古の5地点で、また、1968年9月21日の地震の記録については、室蘭、青森、八戸の3地点で、同様の比較を行なったが、あまり良い一致は見られなかった。各スペクトルのばらつきの程度を定量的に評価していないが、観察によれば、ここに示した2地震に対する結果の中間的な様子といえよう。

5月16日の地震については、たまたま各観測地点の震央距離がほとんど同じ値となり、同時にスペクトルも良く一致している。他方、6月12日の地震では各観測地点の震央距離に差があり、スペクトルのばらつきも大きい。しかし、ここに図示していないデータも含めて調べ

て見ると、震央距離とスペクトルの形状の間に定性的な傾向を見出し難い。

いづれ詳しく検討するが、青森、八戸については入射波のスペクトルのばらつきが大きい。これは地盤モデルの設定に更に検討の余地が残されていることとも考えられる。他方、ここで検討した地点には青森、八戸の両地点またはその1つが含まれている。このことを併せ考えると、ここで取上げた問題に結論を求めるのは早すぎると思う。ここでは結果を報告するにとどめ、より多くの地点で多数の記録が得られ、また青森、八戸の地盤モデルが更に検討されたときに、改めて調べて見ることとする。

### 8.6 各地点の入射波のスペクトルの特徴

すでに前章において、各観測地点の入射波の計算結果を示した。ここでは、各観測地点のスペクトルの特徴を調べ、全地点を通じて共通的に見られる特徴などを検討する。ただし、各観測地点ごとの入射波のスペクトルは各地点ごとに対象とした全記録を一枚のグラフにまとめたものを示してあるので、極く簡単に記述するにとどめる。

#### i) 釧路

おおむね周期0.3 sec付近に鋭いピークを持つスペクトルとなっている。しかし、約半数の記録では0.7~2.0 secにスペクトルの盛り上がりがあり、この部分ではスペクトルのばらつきが大きい。この傾向は地表の記録のスペクトルについても見られる。

#### ii) 室蘭

室蘭全体としてスペクトルがかなりまとまっている。その傾向は鋭い1個のピークをもつものといえる。しかし、ピークの生ずる周期は約0.5 secとなっている。鋭い1個のピークを持ち、各スペクトルが同一傾向を示すという点では、これから説明する宮古、鹿島のスペクトルに似ているが、ピークを生ずる周期はそれらより若干長い。

#### iii) 青森

各スペクトル間で相当にばらついている。全体的傾向は相当平坦な感じとなっている。周期0.25 secから0.5 secの間と、1.0 secと2.0 secの間に多数のピークが集まっているようである。

#### iv) 八戸

各スペクトル間のばらつきはやや大きい。全体的傾向は比較的短い周期の部分にピークを持つが、その鋭さは釧路、室蘭ほどではない。ピークを生じている範囲は周期0.25~0.55 secである。



## v) 宮古

非常に特徴的である。各スペクトルが非常によく似た形をしており、しかも周期 0.15 sec 付近に非常に鋭いピークを持つ。このピークの鋭さを考えれば他にピーク無しといえる。地表での地震波のスペクトルもほとんど同じ形となっている。

## vi) 鹿島

各スペクトル間の一致の程度は宮古ほどではないが良く、かつ周期 0.15 sec に鋭いピークを持つ。鹿島の場合も地表での地震波のスペクトルが同じく鋭いピークを持つものとなっている。スペクトルに関する限り、宮古と非常に良く似た特徴を示す。

## vii) 品川

スペクトル相互の一致度は良く、全体としては周期 0.35 sec 付近に鋭いピークがある。品川の地表の記録のスペクトルには周期 0.5 sec 付近にもピークのあるものが多いが、入射波のスペクトルではこのピークは大部分目立たなくなっている。

## viii) 四日市

全体的傾向は周期 0.5 sec 以下に鋭いピークを有するという見方をすれば、スペクトルは比較的良い一致をしている。しかし、ピークの生ずる周期が多少ばらついている。地表の地震波のスペクトルにはいくつかのピークがあるが、入射波のスペクトルでは最も短い周期のピークのみが優勢となる。2つの地震の記録を検討しているが、そのうち1つの地震の記録については地表の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルの差が小さかった。

## ix) 細島

全スペクトルが良く一致し、宮古と同じ傾向を示す。地表の地震波のスペクトルでは、いずれも周期 0.9~1.1 sec に最大級のピークがあるが、入射波のスペクトルではこれが消失するか、ピークとして残ってはいるが周期 0.15 sec のピークと比較すると非常に小さなものとなっている。

以上、各観測地点のスペクトルを簡単に説明した。大船渡は岩盤上の記録なので次節で説明する。ここで検討した各観測地点の特徴が相互に共通するものを選び出し共通する特徴を説明すると次のようになる。

## i) 宮古、鹿島

地表の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルが良く似ており、地震によるスペクトルのばらつきも小さい。入射波のスペクトルは周期 0.15 sec に非常に鋭いピークを持つ。

## ii) 品川、四日市、細島

地表の地震波のスペクトルは宮古のスペクトルとは相対的に異なった形をしている。しかし、入射波のスペクトルはほぼ宮古に近い形であり、地震によるスペクトルのばらつきは比較的小さい。

## iii) 室蘭

地表の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルの傾向は比較的似ている。入射波のスペクトルでは地震によるばらつきもさほど大きくなく、傾向は1個のピークを持つものといえる。ただし、ピークの発生する周期が宮古のスペクトルの場合よりも長い。

## iv) 釧路

地表の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルは似た傾向を示す。平均的には周期 0.35 sec にピークをもつスペクトルとなっているが、解析した記録の半数のスペクトルが周期 0.7~2.0 sec にスペクトルの盛り上りを示している。

## v) 青森、八戸

入射波のスペクトルはばらつきが大きい。全体的傾向も宮古のスペクトルとは異なる。ここで青森と八戸を一しょに説明したのは、両者のスペクトルが似ているからではない。スペクトルがばらつくということ、宮古とのスペクトルとの共通点が見出せないグループということである。

ここで特に指摘しておきたいことは、品川、四日市、細島については、地表面の地震波のスペクトルと入射波のスペクトルに顕著な差があり、しかも、入射波のスペクトルが宮古、鹿島のスペクトルに一致する方向へ変化したことである。また、宮古は岩盤の上に薄い良く締った砂レキ層のある地点であり、鹿島は砂層で岩盤は深い、砂層は良く締っている。

これら入射波のスペクトルと岩盤上の記録のスペクトルの比較は次節以降で行なう。

## 8.7 岩盤上での記録のスペクトル

港湾地域強震観測で強震計を直接岩盤上に設置してあるのは大船渡のみである。ここでは1971年12月までに1本の記録しか得られていない。その記録は1970年9月14日に宮城県沖に発生したマグニチュード6.2の地震に対する記録で、震央と観測地点との距離は61kmであった。この記録の応答スペクトルを図-114~117に示す。

スペクトルの形状は、宮古のスペクトルのように1個の鋭いピークをもつものではないが、全体的傾向はそれに近い。NS成分のスペクトルでは周期 0.15~0.35 sec にピークがあるが、単一のピークではなく、若干の凹凸がある。EW成分のスペクトルでは周期 0.1 sec に鋭い

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

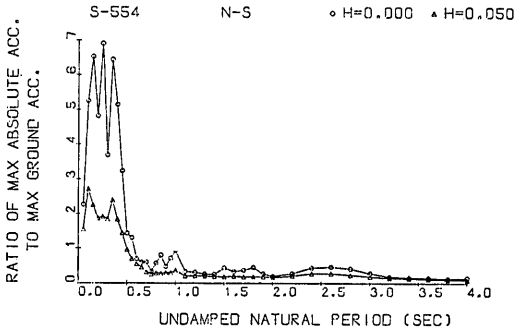


図-114 大船渡（岩盤上）加速度比応答スペクトル

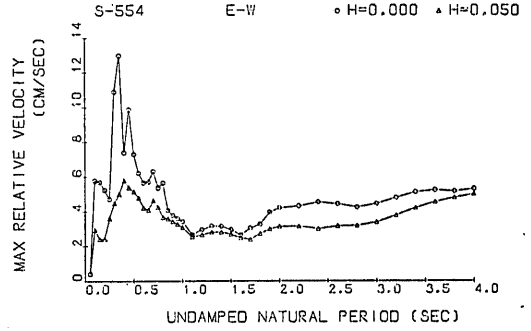


図-117 大船渡（岩盤上）速度応答スペクトル

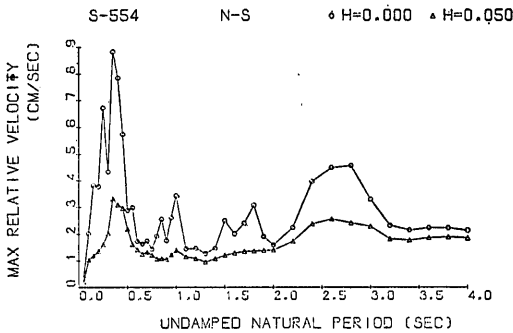


図-115 大船渡（岩盤上）速度応答スペクトル

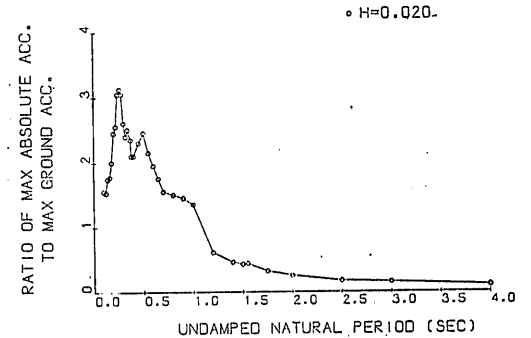


図-118 岩盤上で記録された地震波の平均応答スペクトル

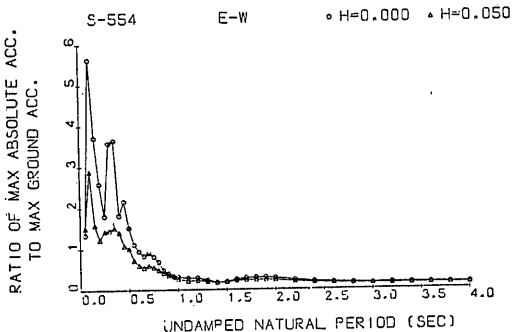


図-116 大船渡（岩盤上）加速度比応答スペクトル

ピークがあり、周期 0.25~0.3 sec にもやや小さなピークがある。

栗林、岩崎、辻は建設省土木研究所が行なっている強震観測の成果から応答スペクトル計算し、地盤種別により分類し平均したものを報告している<sup>49)</sup>。このうちから岩盤上の記録の応答スペクトルを平均したものを引用すると図-118に示すとうりである。この場合、岩盤または岩盤までの表層の厚さが3 m程度以下の地点の記録をまとめて平均している。また、減衰定数は0.02である。こ

の結果を見ると、やはり相当に鋭いピークを持ったスペクトルとなっている。ピークの生じている周期は約0.25 sec である。スペクトルが全体として大船渡のスペクトルよりもなだらかになっているのは、非減衰応答スペクトルではなく、2%の減衰をもったものであること、および3 m程度以下の表層がある地点の記録も含んでいること、などが関係していると思われる。

以上の事実から、少なくとも現在までの強震観測の経験にもとづくなら、岩盤上の強震記録の加速度応答スペクトルは周期 0.15~0.25 sec に鋭いピークをもち、0.5 sec 以上ではなだらかにゼロに漸近するものと判断される。

### 8.8 入射波のスペクトル特性

今回解析した記録は、東北地方の各観測地点は大部分が1968年十勝沖地震とその余震の記録である。また、たとえば、細島についていえば、大部分は日向灘に発生した地震の記録である。したがって、解析された記録については震央距離や伝播経路が比較的限定されている。このことは、将来より多くの記録が得られたときに解析を追加することにより解決しなければならない。しかし、

ある地域を考えると、そこに影響を及ぼす地震の発生する範囲は相当に限定されている。このことを考えれば実用的には、今回解析された記録にもとずいて入射波のスペクトルの特性を論ずることも意義あることと考える。

すでに説明したように、相当多くの観測地点で、入射波のスペクトルは地震による変動が小さく、非常に良く似た傾向を示すことが明らかになった。その典型が宮古における入射波のスペクトルである。

これらの観測地点で、地震に関係なくスペクトルが似た形となるということは、地震のマグニチュードや震央距離が入射波のスペクトルの形に及ぼす影響はあまり大きくないといえる。少なくとも、入射波のスペクトルの地震による変動は、地表における地震動のスペクトルの地震および観測地点における変動に比し、非常に小さいといえる。このことは宮古の記録に最もよく示されている。同地点の記録で今回解析の対象としたものは、マグニチュードで7.8から3.0以下のものまで、また震央距離で226kmから22kmまでのものが含まれている。しかし、同地点の入射波のスペクトルはすべて非常に似た形を示している。

地震のマグニチュードや震央距離が入射波のスペクトルに顕著な影響を及ぼさないということを一応の結論とすると、次に各観測地点を比較した場合どうになっているかが関心事となる。この点に関しては、先の結論から、それぞれの地点について解析した記録すべてをまとめて検討してよいことになる。すでに前々節で説明したように、鹿島、品川、四日市、細島の入射波のスペクトルは宮古の入射波のスペクトルに良く似ている。室蘭はやはり1個の顕著なピークを持つスペクトルではあるが、ピークの発生する周期が宮古のスペクトルのピークに比しやや長い。釧路は室蘭に近いが、周期0.7~2.0 secにスペクトルの盛り上がりがある。青森、八戸についてはスペクトルのばらつきが大きく、宮古のスペクトルとの相似度は論じ難い。このように調べてみると、入射波のスペクトルは多数の地点で宮古のスペクトルと同じようなものとなっていることがわかる。

前節で説明したように、岩盤上で得られた地震記録のスペクトルもまた、宮古と非常に良く似ている。むしろ宮古その他の地点の入射波のスペクトルが岩盤上の地震波のスペクトルに似ていると書くべきであろう。これらを総合すると、次のような説明が可能となる。入射波のスペクトルは宮古のスペクトルと良く似た形を示す。宮古、鹿島の場合は地表層が良く締っていて、この部分で

波形の変化が少なかったために地表の記録のスペクトルも入射波のスペクトルと似たものとなった。品川、四日市、細島では地表における地震波のスペクトルは宮古のスペクトルとは異なっていたが、重複反射理論により入射波のスペクトルを求めることによって宮古のスペクトルと似た特性が見出された。このように考えると、入射波のスペクトルとして宮古のスペクトルのようなものを想定するのは、可成り一般性があるように思われる。

では、残りの地点についてはどのように解釈したらよいであろうか。このことは表現を変えれば、次の二つの解釈のいずれが正しいかということになる。第1は、入射波のスペクトルはどれも宮古のスペクトルと似たものであり、解析結果がそのようにならないのは、基盤の設定あるいは地盤のモデル化が適切でないなど、解析過程に何らかの問題があるとする見方である。第2は、実際に入射波のスペクトルとして宮古のスペクトルと異なったものが存在するという見方である。現在のところ著者らはそのいずれとも判定し難い。

しかしながら、次のような事実を指摘しておきたい。室蘭のスペクトルは傾向的には宮古のスペクトルに似ており、ピークの生ずる周期が0.35 secで宮古のスペクトルのピークに対する周期0.15 secに比し、若干長い点が異なっているのである。釧路のスペクトルについても、宮古のスペクトルと似た傾向は十分読取れるのであるが、約半数の記録のスペクトルが周期0.7~2.0 secにスペクトルの盛り上がりがあるため、宮古に一致するグループに含まれていない。

青森と八戸については速度検層を行なっているが、完全に岩盤に達するまで検層を行なっているわけではない。一応、N値が50程度の部分は認められているが、最深部は砂レキ層ではなく浮石層である。このことを考えると両地点の基盤および地盤モデルの設定については検討の余地が少なくない。また、1968年十勝沖地震の際に青森では地盤に流動化が発生したのではないかという見方がある。青森の地盤条件から見てその可能性は考えられる。もし流動化したとすれば、その時の地盤状態はこの研究で想定した地盤モデルとは相当異なったものであったろう。

以上を総合すると、入射波のスペクトルの特性について次のように結論されよう。相当数の場所で入射波のスペクトル(非減衰加速度比スペクトル)は周期0.15~0.25 secに鋭い単一のピークをもつ形となる。これは岩盤上での地震記録のスペクトルの形と共通する。入射波のスペクトルがこのようにならない地点もあるが、それが実

際にそうなのか、解析上の問題によるのかは現在のところ判定困難である。

工学的見地、特に実務的な立場から見ると、多くの地点で宮古のスペクトルに似たスペクトルの入射波が予想されるとしても、それと異なったスペクトルの入射波の存在が予想されるということは、便利なことではない。したがって、この点に関しては将来にわたり検討をつけ、予想されるスペクトルとそれが出現する条件を明らかにする努力が必要であろう。

### 8.9 震央距離、マグニチュードと入射波の最大加速度

多数の地震について入射波を計算したので、その最大加速度と震央距離、マグニチュードの関係を整理した。結果を図-119に示す。図中の各点に付した数字は地震のマグニチュードである。これは気象庁の発表しているデータによった。また、図中の曲線は Seed がまとめた岩盤上における最大加速度と震央距離の関係式でマグニチュードをパラメータとしてある。プロットしてある各点は入射波の最大加速度そのものであるから、Seed の関係式と比較するときには注意を要する。

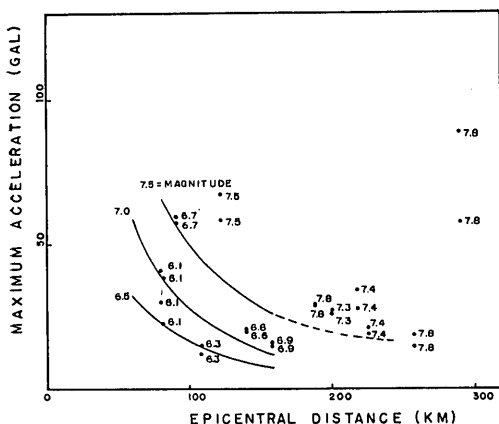


図-119 震央距離、マグニチュードと入射波の最大加速度

プロットされた点は相当ばらついているので、マグニチュード、震央距離と最大加速度の関係を検討するにはデータ不足の感がある。ここでは結果を示すにとどめる。

### 8.10 将来の検討事項

現在利用できるデータの範囲内で最大限の努力をして解析を進めてきた。更に検討したい点もあるが、ある程度まとまった時点で報告し、関係者から御批判と御指導

を受けると共に、利用できる点があれば活用していただくべきと考え、報告することにした。すでに指摘したものもあるが、将来検討すべき事項を述べる。それらのあるものは、時間的制約から今回の報告に含まれなかったものであり、あるものは資料が集積されるのを待って検討されるべきものである。

- i) 今回の解析においては表面波のことを考慮していない。1968年十勝沖地震の八戸における強震記録の主要動がラブ波であろうという意見もある<sup>51)</sup>。
- ii) 地表層における内部減衰は考えられていない。ただし、内部減衰の存在が地震波の周期特性よりも振幅特性に大きく影響することは予想される。
- iii) 今回の解析では大部分の観測地点について、S波速度はN値から推定した。これはS波速度の実測を行なうことにより精度を向上させることが望まれる。
- iv) 地中地震観測を強化し、直接基盤の地震動を把握する努力が必要である。
- v) 今回は非減衰加速度比応答スペクトルを中心に検討したが、速度スペクトルについても詳しい考察が行なわれるべきであろう。

## 9. まとめ

これまで検討してきた点の主要なものを以下にまとめておく。

- i) 重複反射理論にもとずき、地表で得られた強震記録から入射波を計算し、その非減衰加速度比応答スペクトルを検討した。
- ii) 地震のマグニチュード、震央距離がスペクトルに及ぼす影響は明確にとらえることは出来なかった。むしろ、宮古などではその影響は見られないといえる。
- iii) 検討した9地点のうち5地点では、入射波のスペクトルが周期0.15~0.25に鋭いピークをもつ形状を示した。
- iv) これらのスペクトルは、岩盤上で得られた強震記録のスペクトルとほぼ一致している。
- v) 残る4地点のうち、2地点については岩盤上の記録のスペクトルとある程度似た傾向が読取れる。
- vi) 最後に残る2地点については地震によるスペクトルのばらつきも大きく、岩盤上の記録のスペクトルとの共通性は薄い。その原因ははっきりしていない。

## 10. おわりに

最近、重複反射理論は実務の分野でも積極的に活用されつつある。著者らも実務における必要と研究のため関

連プログラムを整備し解析を進めてきた。実務的な分野では、地中構造物の地震応答解析あるいは模型実験の入力地震波を求めることなどに利用されている。

その過程で、強震記録を入射波に還元したならば多数の記録に共通する特徴が見出せるのではないかと考えたこの研究を行なった。更に検討したい点も残ってはいるが、とりあえず現段階で報告することにあつた。

将来の検討事項で指摘した点については、機会あるごとに検討を続けたい。皆様の御指導をお願いする次第である。

### 謝 辞

この研究のため、藤原俊郎氏（鉄道技術研究所）から多くの貴重な資料をいただきました。深く感謝の意を表します。また、この報告について熱心に討論下さった当所林構造部長、荒井室長他関係各位にも感謝致します。

この研究は全面的に港湾地域強震観測の成果に負うものです。著者らも直接あるいは間接にこれに関係するものですが、同観測の担当者である倉田、石坂両技官の観測および記録の処理に対する努力に謝意を表します。

(1972年9月30日受付)

### 参 考 文 献

- 1) S. Hayashi, H. Tsuchida, and E. Kurata: Acceleration response spectra on various site conditions, 第3回日本地震工学シンポジウム講演集, 1970年11月, pp. 207~214
- 2) 田治見宏: 建築振動学, コロナ社, 1970年10月
- 3) D.E. Hudson: Some problems in the application of spectrum techniques to strong-motion earthquake analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 52, No. 2, 1962, pp. 417~430
- 4) 土田肇, 山田通一郎, 倉田栄一: 港湾地域強震観測地点資料(その1), 港湾技研資料, No. 34, 1967年11月
- 5) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: 港湾地域強震観測地点資料(その2), 港湾技研資料, No. 107, 1970年12月
- 6) 土田肇, 山田通一郎, 倉田栄一, 須藤克子: 港湾地域強震観測年報(1963, 1964), 港湾技研資料, No. 55, 1968年11月
- 7) 土田肇, 山田通一郎, 倉田栄一, 須藤克子: 港湾地域強震観測年報(1965, 1966), 港湾技研資料, No. 62, 1968年, 12月
- 8) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: 港湾地域強震観測年報(1967), 港湾技研資料, No. 64, 1969年3月
- 9) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: Annual report on strong-motion earthquake records in Japanese ports (1968), 港湾技研資料, No. 98, 1970年3月
- 10) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: Annual report on strong-motion earthquake records in Japanese ports(1969), 港湾技研資料, No. 100, 1970年6月
- 11) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: Annual report on strong-motion earthquake records in Japanese ports (1970), 港湾技研資料, No. 116, 1971年3月
- 12) 土田肇, 倉田栄一, 石坂徳三: Annual report on strong-motion earthquake records in Japanese ports (1971), 港湾技研資料 No. 136, 1972年3月
- 13) 土田肇, 倉田栄一, 須藤克子: Strong motion earthquake records on the 1968 Tokachi-oki earthquake and its aftershocks, 港湾技研資料, No. 80, 1969年6月
- 14) 妹沢克惟, 金井清: 地表層に伝わる波動の性質について, 震研彙報, Vol. 12, 1934年, pp. 263~268
- 15) 妹沢克惟, 金井清: 地表に一つの層があるときの地震波の反射及屈折(続報), 震研彙報, Vol. 12, 1934年, pp. 269~276
- 16) 妹沢克惟, 金井清: 地表層の震動減衰恒数, 震研彙報, Vol. 13, 1935年, pp. 251~262
- 17) 高橋竜太郎, 平能金太郎: 軟弱地盤における地震動, 震研彙報, Vol. 19, 1941年, pp. 534~543
- 18) 金井清: 地表層の固体粘性が地震動の振幅に及ぼす影響, 震研彙報, Vol. 28, 1950年, pp. 31~35
- 19) 金井清: 地表層の性質と地震動振幅との関係, 震研彙報, Vol. 30, 1952年, pp. 31~37
- 20) 金井清: 地震動振幅と地表層の性質との関係, 震研彙報, Vol. 31, 1953年, pp. 219~226
- 21) 金井清: 卓越震動が現われるための地盤の条件, 震研彙報, Vol. 35, 1957年, pp. 457~471
- 22) 金井清, 田中貞二, 吉沢静代: 地下における地震動の研究(重複反射の問題), 震研彙報, Vol. 37, 1959年, pp. 53~87
- 23) 金井清, 田中貞二, 吉沢静代: 地下における地震動の研究 第二報, 震研彙報, Vol. 44, 1966年, pp. 609~643
- 24) 金井清: 強震動の周期特性, 震研彙報 Vol. 40, 1962年, pp. 71~90
- 25) 嶋悦三: 地表層に依る地震波形の変化, 震研彙報,

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

- Vol. 40, 1962年, pp. 187~260
- 26) N.A. Haskell: The dispersion of surface waves in multilayered media, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 43, pp. 17~34
- 27) 小林啓美, 鏡味洋史: 波動理論を用いた成層構造の地震応答数値解法について, 第3回地震工学シンポジウム, 1966年, pp. 15~19
- 28) 小林啓美, 鏡味洋史: 地震基盤に関する一つの考察, 災害科学論文集 3, 1966年, pp. 160~163
- 29) 小林啓美, 鏡味洋史: 地震基盤における地震動の性質についての一考察, 災害科学論文集 4, 1967年, pp. 136~139
- 30) N.C. Nigam and P. C. Jennings: Calculation of response spectra from strong-motion earthquake records, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 59, No. 2, 1969, pp. 901~922
- 31) 河角広, 嶋悦三: 標準強震地動について, 地震工学国内シンポジウム, 1962年, pp. 13~19
- 32) 太田裕, 嶋悦三: 地震基盤について(I)—その予備的考察一, 災害科学論文集4, 1967年, pp. 133~135
- 33) 藤原俊郎: 大地震の際の被害地盤の地震動の推定, 鉄道技術研究報告, No. 764, 1971年8月
- 34) 土田肇, 倉田栄一: 地震の上下動成分がケーソンの安定におよぼす影響について, 第11回地震工学研究発表会, 1971年7月
- 35) 河角広, 嶋悦三, 太田裕他: 東京都内各所におけるS波の測定結果, 震研彙報, Vol. 44, 1966年, pp. 731~747
- 36) 河角広, 嶋悦三, 太田裕他: 東京都内各所におけるS波の測定結果(第2報), 震研彙報, Vol. 46, 1968年, pp. 759~772
- 37) 河角広, 嶋悦三, 太田裕他: 東京都内各所におけるS波の測定結果(第3報), 震研彙報, Vol. 46, 1968年, pp. 1301~1312
- 38) 河角広, 嶋悦三, 太田裕他: 東京都内各所におけるS波の測定結果(第4報), 震研彙報, Vol. 47, 1969年, pp. 819~829
- 39) 鈴木武夫: 軟弱地盤の地質調査, 土質工学 4, 1966年, pp. 128~130
- 40) 金井清, 田中貞二, 森下利三, 長田甲斐男: 常時微動について 第11報(北信地域), 震研彙報, Vol. 44, 1966年, pp. 1207~1333
- 41) 吉川宗治: S波の利用, 物探, Vol. 19, 1966年, pp. 54~56
- 42) 今井常雄, 吉村正義: 軟弱地盤における弾性波速度測定の意義, 第4回土質工学研究発表会, 1969年6月, pp. 101~106
- 43) 柴田徹: 地盤内・横波速度と標準貫入試験のN値の関係, 第5回土質工学研究発表会講演集, 1970年, pp. 121~124
- 44) 杉村義広: 地盤及び基礎の動的挙動, 建築研究所年報, 1970年, pp. 320~321
- 45) 岡田広: 弾性波による八戸市の基盤探査, 北大地球物理学研究報告, No. 26, 1971年9月
- 46) 首都高速道路協会, 東京湾海底トンネル研究委員会: 東京湾海底トンネル耐震分科会報告書, 1972年3月, 34p.
- 47) R.B. Matthiesen et al.: Site characteristics of southern California strong-motion earthquake stations II, University of California, No. 64-15, 1964
- 48) 岡本舜三: 耐震工学, オーム社, 97p.
- 49) 栗林栄一, 岩崎敏男, 辻勝成: 地震応答スペクトルに及ぼす諸因子, 第11回地震工学研究発表会, 1971年
- 50) J. Lysmer, H.B. Seed: Influence of base-rock characteristics on ground response, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 61, No. 5, 1971, pp. 1213~1231
- 51) 嶋悦三: 強震地動に見られる表面波成分, 地震工学国内シンポジウム, 1970年, pp. 277~284
- 52) 松本達郎, 野田光雄, 宮久三千年: 日本地方地質誌九州地方, 朝倉書店, 1962年
- 53) 藤本治義: 日本地方地質誌関東地方, 朝倉書店, 1967年
- 54) 松下進: 日本地方地質誌近畿地方, 朝倉書店, 1965年
- 55) 半沢正四郎: 日本地方地質誌関東地方, 朝倉書店, 1966年
- 56) 建設省計画局, 青森県: 青森県八戸・三沢地区の地盤, 大蔵省印刷局, 1970年
- 57) 東京都港湾局, 東京港地盤図(I), 1972年
- 58) 北海道開発局, 釧路市: 釧路新港調査報告書, 1963年
- 59) 飯田英一郎: 釧路港—6.0m岸壁工事設計, 第12回北海道開発局技術研究発表会論文集
- 60) 運輸省第二港湾建設局: 八戸港土質調査台帳, 1968年3月
- 61) 同上: 東京湾地質調査(商港)報告書, 1967年3月

- 62) 同上：鹿島港とその周辺の土質，1969年
- 63) 同上：青森港の概要，1958年
- 64) 同上：青森港土質調査台帳，1967年
- 65) 運輸省第5港湾建設局：四日市港土質調査報告書，1967年2月
- 66) 四日市港港湾管理者：四日市港港湾計画資料 19 C 年5月
- 67) 細島港港湾管理者：細島港港湾計画資料
- 68) 宮崎県：宮崎県の地質と地下資源，1963年
- 69) 岩手県：岩手県地質説明書Ⅱ，1956年

付録-A 非減衰応答スペクトルとフーリエスペクトルの比較

1 自由度 1 質点系の応答で相対速度は次式で与えられる。

$$V = -\int_0^t \ddot{y}(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \cos \omega \sqrt{1-\zeta^2} (t-\tau) d\tau + \frac{\zeta}{\sqrt{1-\zeta^2}} \int_0^t \ddot{y}(\tau) e^{-\zeta \omega (t-\tau)} \sin \omega \sqrt{1-\zeta^2} (t-\tau) d\tau \quad (A-1)$$

- $\ddot{y}$ : 地動
- $\zeta$ : 減衰定数
- $\omega$ : 円固有振動数
- $V$ : 相対速度
- $t$ : 時間

減衰が 0 の場合は上式で  $\zeta=0$  とおいて、

$$V = \int_0^t \ddot{y}(\tau) \cos \omega (t-\tau) d\tau = \cos \omega t \int_0^t \ddot{y}(\tau) \cos \omega \tau d\tau + \sin \omega t \int_0^t \ddot{y}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \quad (A-2)$$

時間  $t$  における  $V_{\zeta=0}$  の振幅は、

$$S_0 = \sqrt{\left[ \int_0^t \ddot{y}(\tau) \cos \omega \tau d\tau \right]^2 + \left[ \int_0^t \ddot{y}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \right]^2} \quad (A-3)$$

地震の継続時間が  $T$  で地震終了時  $t=T$  において、最大応答値が得られると考えれば、次式が得られる。

$$S_0 = \sqrt{\left[ \int_0^T \ddot{y}(\tau) \cos \omega \tau d\tau \right]^2 + \left[ \int_0^T \ddot{y}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \right]^2} \quad (A-4)$$

これはもちろん特別の場合で、最大応答値が地震終了時以前にも得られる場合がしばしばある。

一方、フーリエ変換は次式で与えられる。

$$F(\omega) = \int_0^T \ddot{y}(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (A-5)$$

上式を sin, cos で表わせば、

$$F(\omega) = \int_0^T \ddot{y}(\tau) \cos \omega \tau d\tau - i \int_0^T \ddot{y}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \quad (A-6)$$

フーリエスペクトルは上式の実数部と虚数部から次のように与えられる。

$$|F(\omega)| = \sqrt{\left[ \int_0^T \ddot{y}(\tau) \cos \omega \tau d\tau \right]^2 + \left[ \int_0^T \ddot{y}(\tau) \sin \omega \tau d\tau \right]^2} \quad (A-7)$$

式 (A-4) と (A-7) は等しい。したがって、もし最大応答値が地震終了時に得られると考えれば減衰ゼロの応答スペクトルとフーリエスペクトルは数値的に等しい。

以上のことが実際にも成立していることを確かめるため、次の記録についてフーリエスペクトルと減衰ゼロの応答スペクトルを比較した。

記録番号	S-213	S-412
成分	E-W	E-W
観測地点略称	細島-S	山下変-S
所在地	横浜市中区 山下町	日向市大字日知屋字 新開17371の2
発震年月日	1968. 4. 1	1968. 10. 8

結果を図-A-1, A-2 に示す。両図から減衰ゼロの応答スペクトルとフーリエスペクトルは実用上支障のない程度の相違で一致することがわかる。

地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性

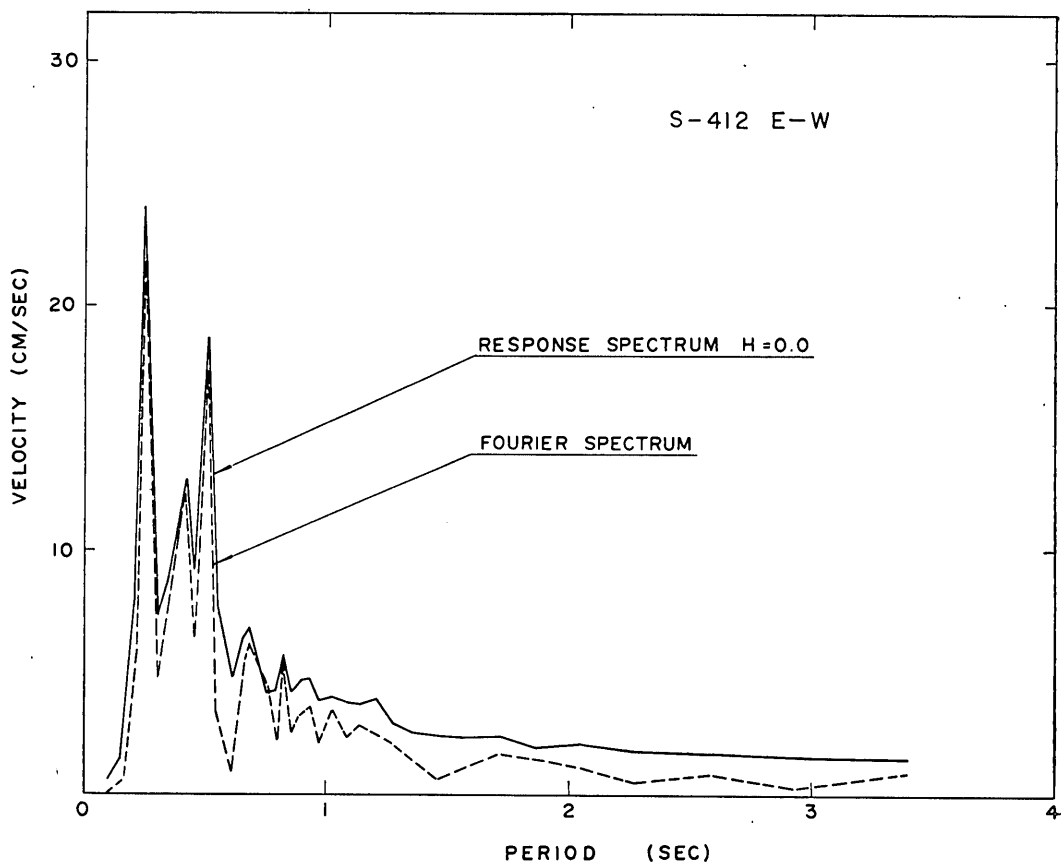


図-A-1 非減衰応答スペクトルとフーリエスペクトルの比較



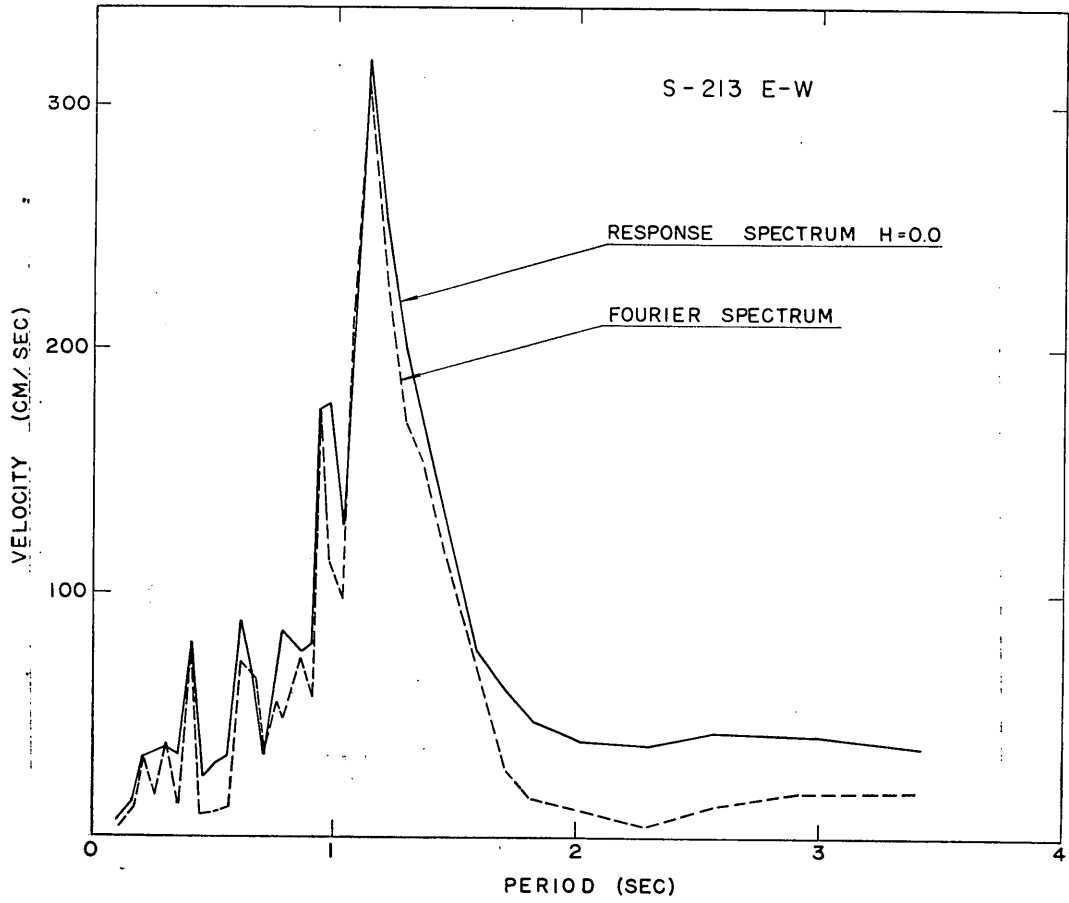


図-A-2 非減衰応答スペクトルとフーリエスペクトルの比較