

傾斜基盤の存在により生じる Love 波スペクトル特性の 予測に関する考察

PREDICTION OF LOVE WAVE SPECTRA GENERATED DUE TO DIPPING LAYER

中村 晋*・末富岩雄*・吉田 望**

By Susumu NAKAMURA, Iwao SUETOMI and Nozomu YOSHIDA

Surface wave near a dipping layer is predicted by multiplying the proposed magnification factor with spectra of incident wave components. The magnification factor is expressed as the product of the influence coefficient of Love wave and the magnification factor in the surface layer. The influence coefficient of Love wave is formulated as an explicit form. It is found that the incident wave whose period is longer than Airy phase consist mostly of surface wave and predicted spectra of surface wave is close to the one of the surface wave separated from the observed earthquake motion.

Keywords: Love wave spectra, dipping layer, magnification factor, influence coefficient of Love wave

1. はじめに

近年、超高層ビル、長大橋、タンク等に代表される固有周期の長い構造物が多く建設されるようになった。これに伴い従来あまり取り上げられなかった数秒から十数秒に卓越周期を有するやや長周期地震動の重要性が指摘されるとともに、やや長周期地震動に関する研究も多々みられるようになった。やや長周期地震動は、1983年の日本海中部地震における数秒から十数秒に固有周期を有する石油タンクのスロッシングによる石油の漏出事故¹⁾、1985年のメキシコ地震における2秒前後に固有周期を有する中層建築構造物の被害²⁾等のように固有周期の長い構造物に対して影響が大きい。一般に地震動に含まれる周期数秒以上の成分には表面波が支配的であることが指摘^{3),4)}されており、これらの長周期地震動は、主として表面波であると考えられる。工藤⁵⁾、塩野⁶⁾は、地震動の特性に表面波の影響を考慮した場合、大型構造物への入力地震動として用いられている現在の設計用スペクトルが必ずしも安全側にならないことを示した。こ

れらのことより、固有周期の長い大型構造物への入力地震動として、表面波地震動を予測することは重要であると考えられる。

表面波が構造物へ及ぼす影響が問題となるのは、主として厚い堆積層の存在する平野部である。平野部の基盤層（せん断波速度が2000～3000 m/sの層）上面の形状は、一般に大規模な盆地構造をなしている。このような基盤上の堆積層で観測される表面波には、Bard and Bouchon^{7),8)}、堀家⁹⁾、中村ら¹⁰⁾が示したように、傾斜基盤上にて実体波から変換される表面波と、基盤中を伝播してきた表面波が傾斜基盤上の堆積層に透過した表面波の両方が含まれている。工藤¹¹⁾は、基盤傾斜に伴う地盤構造の不整形性を2つの異なる成層地盤が鉛直面で接する地盤構造にモデル化し、一方の地盤より入力する表面波の変位スペクトルを断層モデルと表面波励起理論¹²⁾の組合せにより算出し、それが他方の地盤に透過して得られる表面波をAlsopの方法¹³⁾により算出する手法を示した。また、瀬尾¹⁴⁾は、盆地端部で生じた地震動が堆積層内を全反射SH波として水平方向に伝播するとして表面波地震動を予測する手法を示している。さらに、後藤・杉戸ら¹⁵⁾は、非定常スペクトルの関数モデル¹⁶⁾のパラメーターをマグニチュードと震央距離を説明変数とする距離減衰式により求め、間接的に地盤構造の不整形性に

* 正会員 工修 佐藤工業(株)中央技術研究所
(〒243-02 厚木市三田47-3)

** 正会員 工博 佐藤工業(株)中央技術研究所主席研究員
(同上)

より生じる表面波を含む表面波地震動を予測する手法を示している。しかし、これらの表面波地震動の予測手法には、地盤構造、特に基盤の不整形性により、基盤に入力した地震動が堆積層で表面波に変換される過程を考慮した表面波の増幅特性を明らかにしていないため、平野部の堆積層上で観測される表面波を定量的に予測するまでには至っていない。

表層地盤で観測される地震動は、震源で射出された地震波が、地殻と表層地盤を伝播する際に複雑な増幅・変形を受けたものである。したがって、表面波の定量的な予測を行うためには、従来より研究が行われている、基盤における地震波の性質を定量的に予測する^{17),18)}とともに、基盤に入力した地震動が表層地盤において表面波に変換される性質、つまり表面波に関する表層地盤の応答特性を定量的に評価することが必要となる。著者らは、傾斜基盤に入力する実体波 (SH 波) により堆積層内に生じる表面波 (Love 波) の特性が水平地盤における表面波の増幅特性、地盤の不整形性に伴う表面波の影響係数および基盤に入力する実体波の変位により関連づけられることを指摘した¹⁰⁾。本報告では、この性質に基づいて表面波に関する表層地盤の周波数応答関数をモデル化し、地盤構造の不整形性に起因して生じる表面波地震動のスペクトル特性を予測する手法を提案する。

2. 表面波スペクトルの予測手法

震源において放出された地震波は、地表に達するまでに、表層の地盤構造、地形等、さまざまな要因により複雑に増幅されるため、地震観測点ごとに特有の波として観測される。震源から地表までの間に関与する種々の要因は一種のフィルターとみなすことができ、金井¹⁹⁾が行ったようにフィルターの線形性を仮定すれば、地表で観測される地震動のスペクトル $R(T)$ は、式 (1) で表わされる。

$$R(T) = G(T)F\{S(T), P(T)\} \dots \dots \dots (1)$$

ここで、 $G(T)$ は表層地盤の周波数応答関数、 $F\{S(T),$

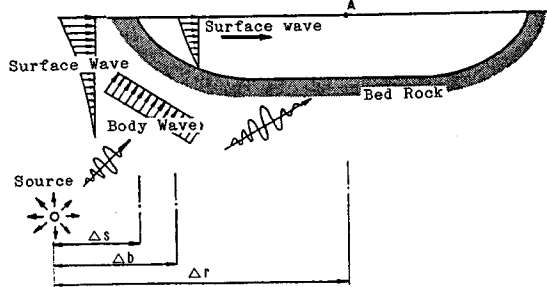


Fig.1 Surface waves generated in the surface layer on bed rock.

$P(T)$ は地震基盤から表層地盤に入射する地震波のスペクトル、 $S(T)$ は震源において放出される地震動スペクトル、 $P(T)$ は地殻を主とした地震波の伝播経路による周波数応答関数、 T は周期を表わす。

式 (1) により表面波地震動を求めるためには、右辺の $G(T), F\{S(T), P(T)\}$ の 2 つの関数を知る必要がある。このうち、後者については神山¹⁷⁾、小林¹⁸⁾をはじめと多くの研究が行われてきたが、前者すなわち基盤に入力する地震波による表層地盤の周波数応答関数 $G(T)$ については、これまでほとんど研究が行われていない。

わが国の平野部の地震基盤およびその上方の堆積層は、Fig. 1 に示すように両端に傾斜基盤を有する大規模な盆地構造をなしていることが多い。このため、堆積層 (A 点) で観測される表面波には、端部の傾斜基盤部において実体波から変換された表面波と、基盤中を伝播してきた表面波が伝播媒質の異なる表層の堆積層に傾斜基盤面を介して透過した表面波の両成分が含まれている。

著者らは、傾斜基盤に入力した実体波により堆積層内に生じる表面波のうち、Love 波を対象として、実体波に対する表面波の周波数応答関数 $G_{sb}(T)$ (堆積層上の地表面変位 $A_{sb}(T)$ と基盤に入力する実体波の入射波変位 $A_{ib}(T)$ の比) が式 (2) のように水平成層地盤における Love 波の増幅特性 $g_i(T)$ と傾斜基盤部にて実体波が表面波に変換される割合を意味する表面波の影響係数 $T_b(T)$ との積で表わされることを示した¹⁰⁾。

$$G_{sb}(T) (= A_{sb}(T)/A_{ib}(T)) = g_i(T)T_b(T) \dots \dots \dots (2)$$

このうち、Love 波の増幅特性は、式 (3) に示すように Love 波の地表面変位 $U_{ss}(T)$ と基盤における変位 $U_{sr}(T)$ の比で表わす。すると、その値は、神山²⁰⁾が Haskell²¹⁾の手法を応用し Love 波の地表面と基盤面の変位・応力を関連づけるために示したマトリックス $[L]$ の (1, 1) 成分の逆数として得られる。

$$g_i(T) = U_{ss}(T)/U_{sr}(T) = 1/L(1, 1) \dots \dots \dots (3)$$

$$[L] = [a_{n-1}] \dots [a_i] \dots [a_1]$$

$$[a_i] = \begin{bmatrix} \cos Q_i & i \sin Q_i / G_i \gamma_{st} \\ i G_i \gamma_{st} \sin Q_i & \cos Q_i \end{bmatrix}$$

$$Q_i = k \gamma_{st} d_i, \gamma_{st} = \begin{cases} ((C/V_{st})^2 - 1)^{0.5} & C \geq V_{st} \\ i(1 - (C/V_{st})^2)^{0.5} & C < V_{st} \end{cases}$$

ここで、 $[a_i]$ は i 層に対する Love 波の層マトリックス、 k は波数、 $C(T)$ は Love 波の位相速度、 V_{st} は i 層のせん断波速度、 d_i は i 層の層厚、 $n-1$ は地表から基盤までの層数を表わす。

次に、基盤中を伝播してきた表面波に対する表面波の周波数応答関数 $G_{sb}(T)$ について検討を行う。工藤¹¹⁾、神山²²⁾は地盤構造の水平方向の不整形性を 2 つの異なる成層地盤が鉛直不連続面で接する地盤構造に単純化し、

Alsop の方法¹³⁾により表面波の水平方向伝播性状を算出した。彼らは、媒質Ⅱにおける鉛直境界面での表面波の変位スペクトル $U_{II}(T)$ を、媒質Ⅰにおける表面波の変位スペクトル $U_I(T)$ から、次式のように求められることを示した。

$$U_{II}(T) = \alpha(T)U_I(T) \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 $\alpha(T)$ は透過係数である。傾斜基盤に入射する表面波に対しても同様な関係が成立する。これを式 (2) と同じ周波数応答関数で表わすと、次式となる。

$$G_{ss}(T) = (A_{ss}(T)/A_{is}(T)) = T_s(T)g_L(T) \dots\dots\dots (5)$$

ここで、表面波に対する表面波の周波数応答関数 $G_{ss}(T)$ は、堆積層上の地表面変位 $A_{ss}(T)$ と表面波の入力地表面変位 $A_{is}(T)$ の比、また、 $T_s(T)$ は傾斜基盤の側方より表面波を入射した際の堆積層に透過する割合である。

基盤に入力する地震動には、実体波と表面波成分が含まれているため、堆積層内に生じる表面波の地表面変位 $A_s(T)$ は、次式に示すように式 (2)、(5) にて得られる表面波の地表面変位 $A_{ss}(T)$ と $A_{is}(T)$ の和として表わされる。

$$A_s(T) = A_{ss}(T) + A_{is}(T) = T_b(T)g_L(T)A_{ib}(T) + T_s(T)g_L(T)A_{is}(T) \dots\dots\dots (6)$$

ところで、前述した神山¹⁷⁾、小林¹⁸⁾らは、基盤面における地震動の入射波成分に関するスペクトル特性 $S_{ir}(T, M, \Delta, \dots)$ (以後基盤入射波スペクトルとよぶ) をマグニチュード (M) と震央 (源) 距離 (Δ) を説明変数とする距離減衰式にて表わしている。式 (6) 中の基盤に入力する実体波、表面波の変位をそれぞれ基盤入射波スペクトルで表わすためには、それに含まれる表面波成分の割合が必要となる。基盤入射波スペクトルに含まれる表面波成分の割合は、マグニチュードによって異なり、表面波と実体波の距離減衰特性が異なることより、基盤入射波スペクトルと同様にマグニチュードと震央距離を説明変数とする距離減衰形式 $X(T, M, \Delta, \dots)$ で表わすことができる。式 (6) における実体波、表面波の入力変位を基盤入射波スペクトルと表面波成分の割合で表わすと表面波の地表面変位 $A_s(T)$ も表面波地震動のスペクトル特性 $S_s(T)$ (以後表面波スペクトル) として表わすことができ、次式のようになる。

$$S_s(T) = T_b(T)g_L(T)(1 - X(T, M, \Delta_b, \dots)) \cdot S_{ir}(T, M, \Delta_b, \dots) + T_s(T)g_L(T)X(T, M, \Delta_s, \dots) \cdot S_{ir}(T, M, \Delta_s, \dots) \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 Δ_b は実体波の入力位置までの震央距離、 Δ_s は表面波の入力位置までの震央距離を示す。

ところで、基盤入射波スペクトルの距離減衰式では、震央 (源) 距離の対数値を説明変数として用いているた

め、表面波スペクトルの予測対象位置までの震央 (源) 距離 Δ_r がある程度以上長ければ、その差異によるスペクトル値の差異は小さくなり、次式の関係が成り立つ。

$$S_{ir}(T, M, \Delta_r, \dots) \doteq S_{ir}(T, M, \Delta_b, \dots) \doteq S_{ir}(T, M, \Delta_s, \dots) \dots\dots\dots (8)$$

すると、表面波の割合についても次の関係が成り立つ。

$$X(T, M, \Delta_r, \dots) \doteq X(T, M, \Delta_b, \dots) \doteq X(T, M, \Delta_s, \dots) \dots\dots\dots (9)$$

したがって、式 (7) は、最終的に式 (10) のように表わせる。

$$S_s(T) = (T_b(T)(1 - X(T, M, \Delta_r, \dots)) + T_s(T)X(T, M, \Delta_r, \dots)) \cdot g_L(T)S_{ir}(T, M, \Delta_r, \dots) = T(T)g_L(T)S_{ir}(T, M, \Delta_r, \dots) T(T) = T_b(T)(1 - X(T, M, \Delta_r, \dots)) + T_s(T)X(T, M, \Delta_r, \dots) G_s(T) = T(T)g_L(T) \dots\dots\dots (10)$$

ここで、 $T(T)$ 、 $G_s(T)$ は表面波・実体波の両成分を含む地震波が傾斜基盤に入力した際の表面波の影響係数と周波数応答関数である。

3. 表面波の影響係数の特性

表面波の影響係数 $T(T)$ は、式 (10) に示したように実体波および表面波に対する表面波の影響係数 $T_b(T)$ 、 $T_s(T)$ 等に依存している。ここでは、まず、基盤に入力する地震波の波動成分である実体波と表面波に対する表面波の影響係数 $T_b(T)$ と $T_s(T)$ の特性を把握する。次に、地震観測記録に基づき表面波・実体波の両成分を含む地震波が傾斜基盤に入力した際の表面波の影響係数 $T(T)$ の特性を把握する。最後に、これらの検討に基づき表面波の影響係数 $T(T)$ の関数表示を行う。

(1) 数値解析に基づいた表面波の影響係数の特性

関東平野、大阪平野、濃尾平野などの日本の代表的な平野では、表面波の影響係数の支配因子である基盤 (せん断波速度が 2 000~3 000 m/s の層) の傾きは、数度程度である。また、基盤面より上の堆積層は、多層地盤構造で、せん断波速度が 100~300 m/s 程度の表層地盤から深度方向に種々のせん断波速度を有する層が存在している。さらに、基盤上の堆積層において、最小せん断波速度の層と最大せん断波速度の層より算出した波動インピーダンス比は 0.1 以下で、かなり小さい。このように層構造を除く表面波の影響係数を支配する因子である基盤傾斜角や波動インピーダンス比は地域によらず同程度の値となっている。ところで、著者らはすでに簡易な 2 層地盤モデルの解析により、基盤傾斜角や波動インピー

ダンス比に応じた表面波の影響係数 $T_b(T)$ の特性を把握している。ここでは、大規模平野に存在する多層地盤構造を前報¹⁰⁾と同様 Fig.2 に示す表層地盤を有限要素(三角形要素, 要素数 271, 節点数 419), 基盤層を境界要素にてモデル化し, 層構造に応じた表面波の影響係数 $T_b(T)$, $T_s(T)$ の特性を把握する。先に示した大規模平野における地盤構造がほぼ基盤層に平行な構造となっていることやモデル化を簡単にするために, 堆積層の地盤構造は平行層とし, 層数は 2~4 層の 3 ケースとする。その他の条件を Fig.2, Table 1 に示す。ここでは, 表面波の影響係数として Airy 相を与える周期およびその長短周期側の性質を層構造に応じて把握することを目的としているため, 基盤層のせん断波速度および各層の密度の値として波動インピーダンス比を算出しやすい 1000 m/s, および 1.0 t/m³を用いた。基盤に入力する SH 波は, 単位変位振幅の調和波とし, その周期も Table 1 に合わせて示す。解析には, 有限要素・境界要素結合解析手法¹⁰⁾を用いる。

まず, 実体波に対する表面波の影響係数 $T_b(T)$ を求める。堆積層に入射する実体波 (SH 波) のうち, 水平

成層地盤に入射する実体波 (SH 波) は表面波 (Love 波) には変換されない。ここでは, 表面波 (Love 波) を対象とした表層地盤の応答性状の把握を目的としていることから, 基盤における SH 波の入力位置は前報¹⁰⁾と同様傾斜基盤のみとした。実体波に対する表面波の影響係数 $T_b(T)$ は前報同様, 水平地盤部における地表面応答の平均値と式 (3) に基づいて算出した Love 波の増幅特性を式 (2) に代入すれば求まり, Fig.3 に示したようになる。Love 波の増幅特性を求める際に考慮した Love 波の位相速度は, 地表面応答より前報¹⁰⁾と同様の手法を用いて算出した位相速度が, Haskell の手法により得られた基本モードに関する理論位相速度とほぼ一致していることより, 基本モードについてのみ算出した。

Fig.3 で $T_b(T)$ は, SH 波の入射角 (鉛直面と SH 波の入射方向のなす角) が 85°~45° の範囲では, 地盤の層構造にかかわらず同程度の値となっている。著者らは, すでに 2 層地盤について, $T_b(T)$ が地盤の傾斜角および波動インピーダンス比により決まること¹⁰⁾を示したが, 多層地盤についても同じことがいえることがわかる。さらに, 表面波の影響係数 $T_b(T)$ の最大値および分布形状についても, 2 層地盤と同様¹⁰⁾, 地盤モデルにかかわらず, Love 波の群速度の極小値を与える周期 (Airy 相) において, 最大 (0.7~1.2 程度) となっている。

次に, 基盤に入力する Love 波による, 表面波の影響係数 $T_s(T)$ の特性を求める。Love 波のような表面波は, 分散性があるため, 位相速度は, 波長 (周期) が長くなるにつれ伝播媒質中の最大せん断波速度, 波長 (周期) が短くなるにつれその最小せん断波速度に近い値となる。また, 基盤上の堆積層 (層厚数 km 程度) を伝播する Love 波の周期帯域は数秒から十数秒であるが, 傾斜

Table 1 Analytical parameters.

| Analytical Model and Incident Wave | Density (t/m ³) | S-Wave Velocity (m/sec) | | | | Thickness (m) | | |
|------------------------------------|---|-------------------------|-------|-------|--------|----------------|----------------|----------------|
| | ρ | Vs1 | Vs2 | Vs3 | Vsr | D ₁ | D ₂ | D ₃ |
| 1-Layered Model | 1.0 | 200.0 | - | - | 1000.0 | 50.0 | - | - |
| 2-Layered Model | | 100.0 | 200.0 | - | | 20.0 | 30.0 | - |
| 3-Layered Model | | 100.0 | 200.0 | 300.0 | | 10.0 | 20.0 | 20.0 |
| Incident Angle (Degree) | 0, 45, 60, 75, 85 | | | | | | | |
| Period of Incident Wave (Second) | 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.2, 1.5, 2.0 | | | | | | | |

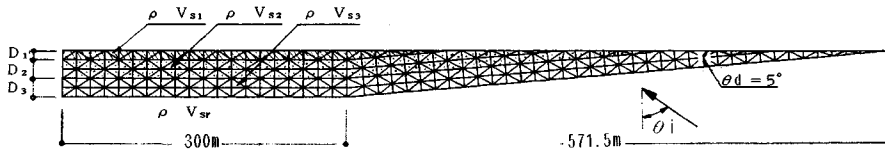


Fig.2 Analytical model.

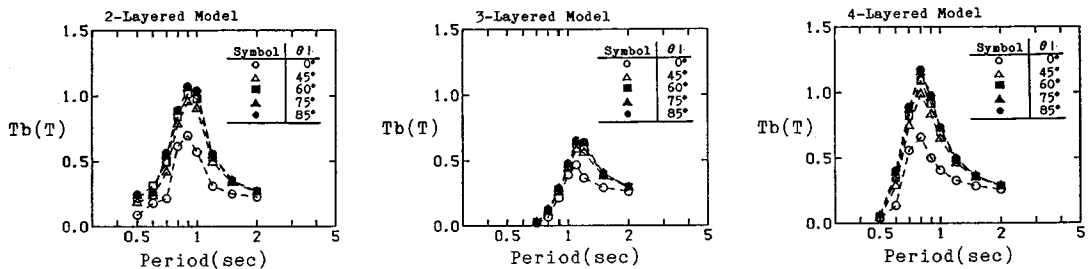


Fig.3 Influence coefficient of Love wave : $T_b(T)$.

基盤の側方に存在する基盤層(層厚数十 km)中を伝播する Love 波の周期帯域は数秒から数十秒である。このことより、傾斜基盤の側方より堆積層に入射する Love 波の特性のうち堆積層中を伝播する Love 波の周期帯域における特性が必要となる。これは、基盤層中を伝播する Love 波の特性のうち短周期側に相当する。以上より、基盤に入射する Love 波の位相速度は、基盤中の最小せん断波速度(つまり基盤のせん断波速度) 1000 m/s とした。一方、表面波の深さ方向の変位分布は、周期が短くなるにつれ表層地盤では変位が大きく、下層の地盤内では急激に減少するという性質がある。すなわち、傾斜基盤の側方より入射する Love 波の深さ方向変位分布は、その位相速度が基盤中の最小せん断波速度に近い値つまり周期が短くなるためその最表層に変位の集中した分布となる。ところで、大規模平野部、たとえば関東平野における基盤(地震基盤以深)中の最表層の層厚は、その上方の堆積層の層厚の 3~5 倍である¹⁴⁾。そこで、傾斜基盤の側方より入射する Love 波の深さ方向変位分布として、基盤中の最表層の層厚を表層地盤の層厚の 4 倍とし、地表面で単位変位振幅、基盤中の最表層の下端で変位が 0 となる三角形分布を用いることとした。

2~4 層地盤モデルの水平地盤部における地表面応答を算出し、これと Love 波の増幅特性を式(5)に代入すれば表面波に対する表面波の影響係数 $T_s(T)$ が求まり、Fig. 4 に示したようになる。ここで、Fig. 4 の横軸は、周期 T を各地盤モデルの水平地盤における Airy 相を与える周期 T_0 にて正規化している。表面波に対する表面波の影響係数 $T_s(T)$ は、 T/T_0 が 1 より大きいところで最大値となり、その値は 2 程度である。この周期より長周期側では、周期が長くなるにつれ多少低下しているもののほぼ一定とみなせる。また、最大値を与える周期より短周期側では、 $T_s(T)$ は周期が短くなるにつれかなり小さくなる。さらに、 $T_s(T)$ の特性は、実体波を入力した際の表面波の影響係数 $T_b(T)$ と同様で、地盤モデルにかかわらず同程度の値となっている。

(2) 地震観測記録に基づいた表面波の影響係数の特性

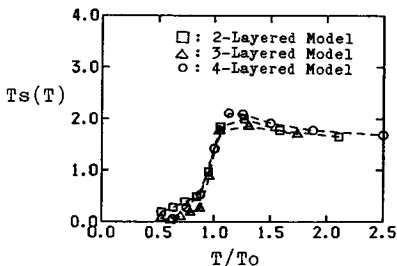


Fig. 4 Influence coefficient of Love wave : $T_s(T)$.

ここでは、地震観測記録に基づき表面波の影響係数 $T(T)$ の特性を検討する。検討に用いる地震観測記録として、地震規模の大きな過去の地震記録が得られており、また深部の地盤構造および定数が比較的明らかとなっている八戸港および青森港の記録を用いる。また、両港における基盤の傾斜角は 4~5 度であり、数値解析で用いた地盤モデルの基盤傾斜角と同程度である。検討で用いた地震の諸元を Table 2 に示す。表で、十勝沖地震における震源位置は、震源の移動²³⁾を考慮し、後に示す地震記録の非定常スペクトルで表面波の影響のみられる時刻における震源の位置を用いる。地震記録に基づいた表面波の影響係数は、式(10)より得られる次式に基づいて算出する。

$$T(t) = \frac{S_s(T)}{g_d(T) \cdot S_{ir}(T, M, \Delta_R, \dots)} \dots\dots\dots (11)$$

ここで、表面波スペクトル $S_s(T)$ として、地震記録の Love 波成分つまり地震動の伝播直交方向成分より分離した表面波のスペクトル、基盤入射波スペクトル $S_{ir}(T, M, \Delta_R, \dots)$ として、神山¹⁷⁾、小林¹⁸⁾等が提案している距離減衰式のうち基盤の定義が明確な神山の式を用いた。また、表面波の増幅特性 $g_d(T)$ は、八戸港における地盤構造、地盤定数²⁾、および Table 3 に示す青森港の地盤構造、地盤定数に基づき式(3)より算出し、Fig. 5 に示す。この際、両港で得られる Love 波の Airy 相を与える周期のうち、本論で予測の対象としている周期帯域(数秒以上)に Airy 相を与える周期を有するモードは基本モードであるため、Love 波の位相速度は基本

Table 2 Seismic parameters.

| Earthquake | Date | Magnitude | Epicentral Distance(km) | | Focal Depth (Km) |
|----------------|-------------|-----------|-------------------------|--------|------------------|
| | | | Hachinohe | Aomori | |
| Tokachi Oki | 1968, 5, 16 | 7.9 | 100.0 | 240.0 | 0.0 |
| Hiyagiken Oki | 1978, 6, 14 | 7.4 | 270.0 | 320.0 | 40.0 |
| Nihoukai Chubu | 1983, 5, 26 | 7.7 | 210.0 | 150.0 | 14.0 |

Table 3 Soil Profile of Aomori Harbor^{24), 25)}.

| Depth (m) | Thickness (m) | S-Wave Velocity (m/sec) | Density (tf/m ³) |
|-----------|---------------|-------------------------|------------------------------|
| 8.0 | 8.0 | 144.0 | 1.8 |
| 14.0 | 6.0 | 173.0 | 1.7 |
| 21.0 | 7.0 | 152.0 | 1.6 |
| 27.0 | 6.0 | 205.0 | 1.6 |
| 34.0 | 7.0 | 260.0 | 1.7 |
| 40.0 | 6.0 | 320.0 | 1.9 |
| 100.0 | 60.0 | 500.0 | 2.0 |
| 270.0 | 170.0 | 900.0 | 2.5 |
| 300.0 | 30.0 | 550.0 | 2.0 |
| 360.0 | 60.0 | 900.0 | 2.5 |
| 600.0 | 240.0 | 650.0 | 2.0 |
| | | 1850.0 | 2.7 |

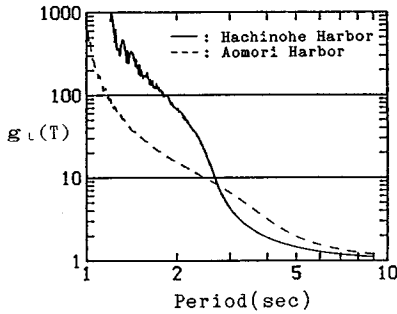


Fig. 5 Ratio of the displacement amplitude at ground surface to that at bed rock due to Love wave.

モードについてのみ考慮した。

観測記録より表面波を分離するため、まず、地震動の伝播方向を次のように決める。田村²⁶⁾が示した地震観測記録の水平2成分の相互相関より求めた地震動の伝播方向と、震源の方向を比較し、その差異が小さい場合、震源の方向を地震動の伝播方向、その差異が大きい場合には前者の方法により得られた方向を地震動の伝播方向とする。次に、地震記録より地震動の伝播直交方向成分を求め、神山³⁾が示した地震記録の非定常スペクトルに現われる表面波の到達時間と周期の関係を用いて Love 波を分離する。その際、表面波は、非定常スペクトルにおける表面波の到達時間前後 10 秒の間に含まれる成分とした。ただし、青森港で観測された十勝沖地震による地震記録の非定常スペクトルには、この間に実体波の影響が明瞭にみられることから、前後 5 秒のみから表面波を分離した。一例として、八戸港で得られた十勝沖地震 (1968) の記録の伝播直交方向成分に関する分離した表面波地震動、原地震記録および基盤入射波の速度応答スペクトルを Fig. 6 に示す。

これまで求められた基盤入射波スペクトル、Love 波の増幅特性、および分離された表面波の速度応答スペクトルを式 (11) に代入することにより、表面波の影響

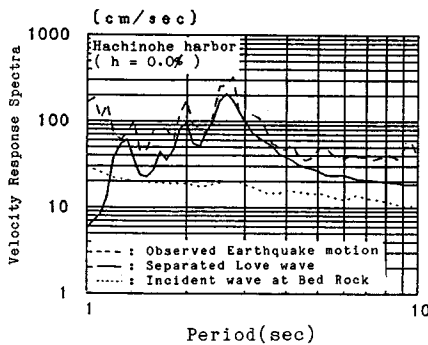


Fig. 6 Spectra of velocity response in Takachi Oki Earthquake ($h=0.0\%$).

係数 $T_{ob}(T)$ が求められ、Fig. 7 に示したようになる。ここで、 T に添字 ob をつけたのは、地震記録より求めた影響係数であることを示している。八戸港についてみると、日本海中部地震 (1983) の震源方向の地盤構造、特に基盤傾斜角は他の 2 地震の震源方向の地盤構造より得られる基盤傾斜角より大きい。また、前報¹⁰⁾では基盤傾斜角が大きくなるにつれて表面波の影響係数の値が小さくなることを示した。以上より、日本海中部地震の地震記録より得られた表面波の影響係数は、他の 2 地震より小さな値となったと考えられる。十勝沖地震 (1968)、宮城県沖地震 (1978) により得られた表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ は、周期 3.5 秒より長周期側での値が 1.5~1.7 前後とほぼ一致し、それより短周期側では、周期が短くなるにつれ値が小さくなっている。青森港においては、3 地震とも震源方向の地盤構造、特に基盤傾斜角は同程度であるが、宮城県沖地震 (1978) における地震記録の加速度レベルがここで用いた 6 地震中最も低いことと強震計 (SMAC-B 2) の感度特性 (周期数秒以上) が低いこととあいまって観測記録に含まれる長周期成分の信頼度が低くなっている。したがって、表面波の影響係数は他の 2 地震よりばらつきが大きくなっていると考えられる。十勝沖地震 (1968)、日本海中部地震 (1983) により得られた表面波の影響係数は周期 7 秒前後より短周期側での形状は、ほぼ一致している。その値は、周期 3.5 秒から 7.0 秒の間で 1.5~2.0、それより短周期側では周期が短くなるにつれ値が小さくなっている。

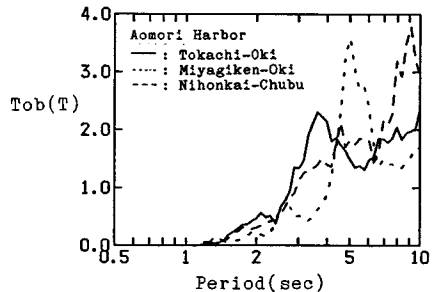
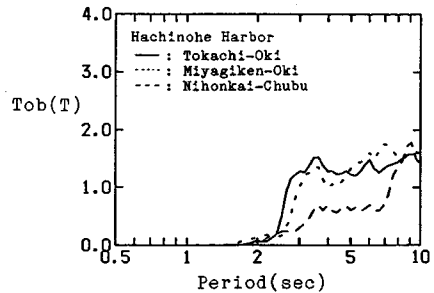


Fig. 7 Influence coefficient of Love wave calculated from observed earthquake motion.

(3) 表面波の影響係数の関数表示

これまで、実体波、表面波に対する表面波の影響係数および地震観測記録により求めた表面波の影響係数の特性について検討を行った。このうち、実体波に対する表面波の影響係数 $T_s(T)$ は、表面波の Airy 相を与える周期近傍にてその値が最大で 1 となる。表面波に対する表面波の影響係数 $T_o(T)$ は、表面波の Airy 相を与える周期より長周期側ではその値が 2 程度で一定、これより短周期側では単調に減少する。表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ は、表面波の Airy 相を与える周期 (八戸港 2.4 秒, 青森港 3.5 秒) より 1 秒程度以上長周期側での値は 1.5~2.0 程度、それより短周期側では周期が短くなるにつれその値は小さくなる。地震観測記録により得られた表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ は、Love 波を傾斜基盤に入射した際の表面波の影響係数 $T_s(T)$ と Airy 相を与える周期より長周期側にて形状および値が似ているため、式 (10) の第 2 式より基盤入射波スペクトルに含まれる表面波成分の割合が多いと考えられる。このことは、地表で観測された表面波の特性、つまり堆積層における表面波の伝播という観点から、神山が指摘した基盤入射波の周期 1~2 秒以上の成分は表面波が卓越しているということ³⁾を証明したことにもなる。

わが国における大規模平野の基盤(せん断波速度が 2000~3000 m/s 程度)の傾斜角は、八戸港や青森港における基盤傾斜角と同程度であると考えられる。また、同程度の基盤傾斜角を有する八戸港や、青森港における表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ の特性は周期を Airy 相を与える周期で基準化した場合、同程度の値となると考えられる。

ここでは、地震観測記録より得られる表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ の特性を踏まえ、実体波・表面波が傾斜基盤に入射した際の表面波の影響係数 $T(T)$ の特性を Airy 相を与える周期 T_0 を含む形式で次式のように表わす。

$$T(T) = \frac{\alpha \left(\frac{T-\gamma}{T_0} \right)^\beta}{1 + \left(\frac{T-\gamma}{T_0} \right)^\beta} \dots \dots \dots (12)$$

ここで、パラメーター α は、周期が無限大の場合の表面波の影響係数の値であるので Fig. 4 より 2 とする。一方、 β , γ は Airy 相を与える周期 (T_0) 近傍の周期帯における地震観測記録により得られた表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ より最小二乗法により求めることにする。

八戸港で得られたパラメーターのうち、 β は地震にかかわらず 9.4, γ は十勝沖地震では 0.3, 宮城県沖地震では 0.5 である。青森港で得られたパラメーターのうち、 β は十勝沖地震では 9.2, 日本海中部地震では 8.0, 一方、 γ は地震にかかわらず 0.0 である。なお、この検討には、

地震観測記録の値の小さな日本海中部地震 (八戸港), 宮城県沖地震 (青森港) の記録は除いている。すなわち、 β は前報で示したように波動インピーダンス比が小さい場合に表面波の影響係数を支配する因子が基盤傾斜角であること¹⁰⁾, 式 (12) より, Airy 相を与える周期近傍における表面波の影響係数を支配する因子であることおよび地震記録より求めた値が両港にて同程度の値となっていることから, 両港に共通な性質である基盤傾斜角つまり傾斜基盤部の形状, 定数に応じたパラメーターであると考えられる。 γ は, 式 (12) に示したように, Airy 相を与える周期における表面波の影響係数が 1 の場合に 0 となり, 1 より大きい場合負, 1 より小さい場合に正となることより, Airy 相を与える周期近傍における表面波の発生率を表わすパラメーターであると考えられる。つまり, γ は表面波の発生に及ぼす影響因子のうち両港にて異なる条件である深度方向の地盤構造に応じたパラメーターであると考えられる。関数表示された表面波の影響係数 $T(T)$ と観測記録より得られる表面波の影響係数 $T_{ob}(T)$ とを十勝沖地震について比較した例を Fig. 8 に示す。両者は, 表面波の Airy 相を与える周期近傍ではほぼ一致しており, T/T_0 が約 1.2 以上の長周期側では, 八戸港において $T(T)$ が $T_{ob}(T)$ に対して 2~3 割程度大きく, 青森市では両者がほぼ一致している。

以上に示したように, 表面波の影響係数 $T(T)$ は, 式 (12) に示した関数によりその特性を表わすことができ, そのパラメーターは, 表面波スペクトルの予測対象位置周辺の地震観測記録より本節で示した手法により求めることができる。

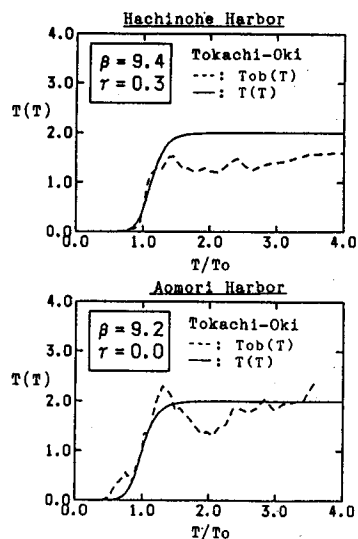


Fig. 8 Comparison between influence coefficient analyzed and that simulated by Eq. (12).

4. 表面波スペクトル予測式の特性

ここでは、式 (12) で示した表面波の影響係数 $T(T)$ を用い、式 (10) で示した表面波スペクトルの予測式の特性を把握する。

(1) 表面波スペクトル予測式の特性

まず、八戸港、青森港における Love 波の周波数応答関数 $G_s(T)$ を式 (10) に基づき算出し、S 波重複反射理論により得られた周波数応答関数とともに Fig. 9 に示す。八戸港では、Love 波の周波数応答関数 $G_s(T)$ の最大値は、S 波重複反射理論により得られる周波数応答関数の最大値の 3 割程度となっており、その最大値を与える周期は両者とも Airy 相を与える周期 2.5 秒と一致している。青森港では、周期 2 秒以上の Love 波の周波数応答関数 $G_s(T)$ の最大値は、S 波重複反射理論により得られる周波数応答関数の最大値より 2 割程度大きくなっている。その最大値を与える周期は、Love 波の周波数応答関数 $G_s(T)$ にて 3.0 秒と Airy 相を与える周期 2.8 秒とほぼ一致しているが、S 波重複反射理論により得られる周波数応答関数で 3.5 秒と両者は異なる値となっている。このように、Love 波の周波数応答関数は、地盤条件によって異なり S 波重複反射理論により得られる周波数応答関数より大きな値となる場合もある。

表面波スペクトルの予測値と地震記録より分離した表面波地震動の速度応答スペクトル値 ($h=0.0\%$) との比較を Fig. 10 に示す。ここで、式 (12) に示す表面波

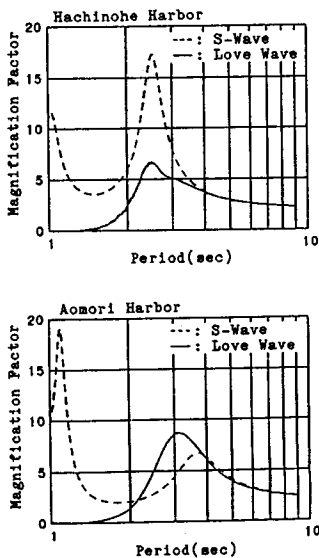


Fig. 9 Comparison between magnification factor of Love wave and that of S-wave obtained from the multi-reflecting theory.

の影響係数 $T(T)$ のパラメーターのうち α は 2.0, β は両港の前章で得られた値の平均である 9.0, γ は八戸港で 0.4, 青森港で 0.0 を用いた。両港とも、Love 波の Airy 相を与える周期近傍およびそれより長周期側にて、予測および観測された表面波の速度応答スペクトルは、地震記録の最大加速度の小さい地震（八戸港における日本海中部地震、青森港における宮城県沖地震）を除き、ほぼ一致している。Love 波の Airy 相を与える周期より短周期側についてみると、八戸港では周期 2.0 秒、青森市では周期 2.5 秒より短周期側で予測スペクトルが観測されたスペクトルよりかなり小さな値となっている。これは、分離された表面波地震動には、高次モードの影響が含まれているが、表面波スペクトルの予測に用いた表面波の影響係数 $T(T)$ および表面波の増幅特性を基本モードより求めているため、高次モードの影響が考慮されていないことによると考えられる。さらに、式 (12) に示した表面波の影響係数の提案式は、Airy 相を与える周期より短周期側の値を実測値に比べて小さく評価することに起因していると考えられる。

(2) 他の予測手法との比較

本提案手法と基盤の不整形性により生じる表面波を間接的に予測できる後藤・杉戸が示した手法¹⁵⁾により得られる表面波スペクトルの比較を行う。彼らが示した表面波スペクトル $\alpha(f)$ は、マグニチュード (M) と震央距離 (Δ) の距離減衰式により得られるスペクトル強度の最大値 (α_{ms}) より式 (13) のように得られる。これらのパラメーターは亀田の示した非定常スペクトル²⁷⁾により得られたものであり減衰 5% の速度応答スペクトルと対応している。

$$\left. \begin{aligned} \log(\alpha_{ms}) &= -1.86 + 0.68M - 1.09 \log(\Delta) \\ \alpha(f) &= (1 - 2|f_0 - f|/f_w) \alpha_{ms} \\ f_w &= 0.0868 + 0.447 f_0 \end{aligned} \right\} \dots (13)$$

ここで、 f_0 は卓越振動数であり、式 (12) の T_0 の逆数に相当する。このように、後藤・杉戸らが示した手法では、表面波スペクトルがマグニチュード、震央距離および f_0 のみにより決まる。一方、本提案予測手法では、予測地点固有の地盤条件による表面波の周波数応答関数が入るため、地盤による f_0 のみならずスペクトル強度の最大値の差異を考慮できる。これが両手法の大きな差異である。

震央距離 100 km, 震源深さ 30 km とした際の本提案予測手法と後藤・杉戸らの予測手法により得られた表面波スペクトルを比較して Fig. 11 に示す。本提案予測手法による表面波スペクトルは、 $T(T)$ のパラメーターとして前節で用いた値および神山が示した基盤入射波スペクトル ($h=5\%$) の距離減衰式を用い算出した。

本提案予測手法により得られた表面波スペクトルの最

大値は、マグニチュード、地盤条件にかかわらず後藤・杉戸による予測手法により得られた値の 1.2~2.0 倍と大きい。また、本提案予測手法により得られる表面波スペクトルの最大値についてみると、八戸港は青森港の 1.2~1.3 倍となっている。

スペクトル形状についてみると、本提案予測手法と後藤・杉戸による予測手法では、Airy 相を与える周期より短周期側では形状がよく似ているが、その周期より長周期側では周期が長くなるにつれ後藤・杉戸による予測手法による値の方が小さくなっている。また、後藤・杉戸による予測手法では、表面波の有効周波数帯の端部にスペクトル値が 0 となり、Fig. 10 に示した表面波の実測スペクトルや本提案予測手法により得られる表面波スペクトルと大きく形状が異なっている。

5. 結 論

本研究では、堆積層上にて観測される表面波を、その発生機構より、基盤に入力する実体波により生じる表面波と基盤を透過した表面波の 2 つに分け、それぞれについて周波数応答関数を求め、それらを重ね合わせることでより得られる基盤に入力する地震動に対する表面波の周波数応答関数より表面波スペクトルを予測する手法を示した。また、表面波に対する周波数応答関数は、傾斜基盤に入力する地震動の表面波・実体波成分により表層地盤に生じる表面波の影響係数 $T(T)$ と表面波の増幅特性 $g_d(T)$ の積で表わせることを示した。表面波の影響係数の関数形は、Love 波成分を対象とし、数値解析や地震観測記録に基づいた検討を行い決定した。その結果、以下のことがわかった。

- (1) 数値解析により得られた実体波・表面波が傾斜

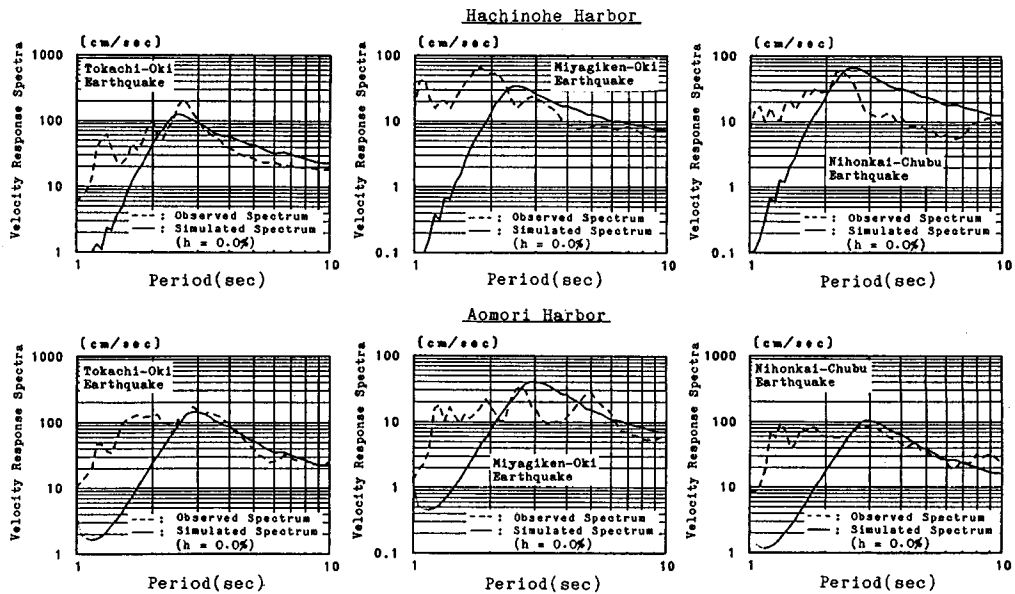


Fig. 10 Comparison between velocity response spectra simulated by present method and those of separated Love wave from observed earthquake motion.

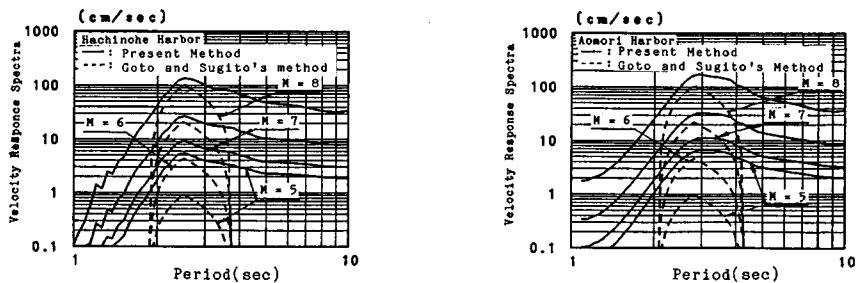


Fig. 11 Comparison between velocity response spectra by present method and those by Goto and Sugito's method.

基盤に入力した際の表面波への影響係数と、地震観測記録により得られた表面波の影響係数の比較により、マグニチュードの大きな地震では、表面波の Airy 相を与える周期より長周期成分で、表面波成分が卓越している。

(2) 本提案予測手法により得られる表面波スペクトルは、地震観測記録に含まれる表面波成分の Airy 相を与える周期近傍およびそれより長周期側のスペクトルとよく一致している。

ここで提案した表面波スペクトルの予測モデルは、表面波に関する表層地盤の周波数応答特性として傾斜基盤に入力する地震動が表面波に変換・透過する特性を考慮した簡単な手法である。この手法の基本となる表面波の影響係数 $T(T)$ は、実地震記録から得られた特性を関数化するために与えたものである。この特性を、予測の対象となる位置周辺で得られた地震記録より求めることにより、表面波スペクトルは精度よく予測できると考えられる。

参考文献

- 1) たとえば、1983年日本海中部地震震害調査報告、土木学会、p.72, 1986.
- 2) Scawthorn, C., Celebi, M. and Prince, J. : Performance Characteristics of Structure, 1985 Mexico City Earthquake, The Mexico City Earthquake 1985, pp. 212~233, 1986.
- 3) 神山 真：地盤の強震動特性とその予測に関する研究、東北大学博士論文、1985.
- 4) Swanger, T.H. and Boore, D.M. : Simulation of Strong motion Displacements using Surface-wave Model Superposition, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 68, pp. 907~922, 1978.
- 5) 工藤一嘉：長周期構造物への地震入力に関連した表面波の評価、第5回日本地震工学シンポジウム、pp. 273~279, 1978.
- 6) 塩野計司：大型構造物への地震入力の評価における表面波成分の取り扱い、第6回日本地震工学シンポジウム、pp. 161~167, 1982.
- 7) Bard, -Y., P., Bouchon, M. : The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys Part I The case of incident SH Wave, Bull., Seis. Soc. Am., Vol. 70, No. 4, pp. 1263~1286, 1980.
- 8) Bard, -Y., P., Bouchon, M. : The Seismic Response of Sediment-Filled Valleys Part II The case of incident P and SV Wave, Bull., Seis. Soc. Am., Vol. 70, No. 4, pp. 1921~1941, 1980.
- 9) 堀家正則：複数の曲がった境界を有する減衰のある媒質の地震応答計算法へのAL法の拡張とそれを用いた堆積盆地の地震動特性、地震、第40巻、pp. 247~259, 1987.
- 10) 中村 晋・末富岩雄・秋山伸一・吉田 望：傾斜基盤の存在により生じるLove波の特性、土木学会論文集、第398号/I-10, pp. 339~348, 1988.
- 11) 工藤一嘉：正規モード解による強震地動の研究と応用、東北大学博士論文、1979.
- 12) Harkrider, D. G. : Surface Waves in Multilayered Elastic Media Part II Higher Mode Spectra and Spectral Radiation from Point Source in Plane Layered Earth Models, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 60, No. 6, pp. 1937~1987, 1970.
- 13) Alsope, L. E. : Transmission and Reflection of Love Waves at Vertical Boundary, J. Geophys. Res., Vol. 71, pp. 3969~3984, 1966.
- 14) 瀬尾和大：深い地盤の振動性状を探る、第13回地盤振動シンポジウム、日本建築学会、pp. 27~34, 1985.
- 15) 後藤尚男・杉戸真太・亀田弘行・得津明弘：強震記録に含まれるやや長周期波動の工学的性質とその予測に関する基礎的考察、京大防災研究所年報、第28号B-2, pp. 1~20, 1985.
- 16) Kameda, H., Sugito, M. and Asamura, T. : Simulated Earthquake Motion Scaled for Magnitude, Distance and Local Soil Condition, Proc. of 7 WCEE, pp. 295~302, 1980.
- 17) Kamiyama, M. : Earthquake Characteristics inferred From the Statistically Analyzed Spectra of Strong Motions with aid of Dynamic Model of Faulting, Proc. of J. S. C. E., No. 386, pp. 391~400, 1987.
- 18) 小林啓美・長橋純男：地表で観測された地震動の周期特性から求めた地盤の増幅特性と地震基盤における地震動の性質、日本建築学会論文報告集、第240号、pp. 79~91, 1976.
- 19) Kanai, K. : Semi-Empirical Formula for the Seismic Characteristics of the Ground, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 35, pp. 309~325, 1957.
- 20) 神山 真：地震時における地盤内の応力、ひずみの評価、土木学会論文報告集、第250号、pp. 9~23, 1976年.
- 21) Haskell, N. A. : The Dispersion of surface waves on multilayered media, Bull. Seis. Soc. Am., Vol. 43, No. 2, pp. 17~34, 1953.
- 22) 神山 真：強震動の非定常スペクトル特性とその波動論的考察、土木学会論文報告集、第284号、pp. 35~48, 1979.
- 23) 宇津徳治、ほか：地震の事典、朝倉書房、pp. 241, 1987.
- 24) 土田 馨・山田通一郎・倉田栄一：港湾地域強震観測地点資料(その1)、港湾技術研究所資料、No. 34, 1967.
- 25) 岩本利行・山路克雄・長尾正三：1968十勝沖地震の青森市内の埋設管路の被害分析(地盤ひずみの観測より)、第17回地震工学研究発表会、pp. 327~330, 1983.
- 26) 田村敬一・相沢 興・登米幸治：同時地震観測記録に基づく地震動の伝播方向の検討、第18回地震工学研究発表会、pp. 85~88, 1985.
- 27) 亀田弘行：強震地震動の非定常パワースペクトルの算出法に関する一考察、土木学会論文報告集、第235号、pp. 55~62, 1978.

(1988.6.4・受付)