

断層震源モデルを適用した周期10秒前後の 地震動評価の試み

ESTIMATION OF RELATIVELY LONG-PERIOD GROUND MOTIONS
BY A FAULT DISLOCATION THEORY

井上京介*・藤野陽三**・松原勝己***・伯野元彦****
By Ryosuke INOUE, Yozo FUJINO, Katsumi MATSUBARA
and Motohiko HAKUNO

1. はじめに

本研究は、1946年南海道大地震 ($M_s=8.2$) が再び同じ場所で起こるとしたときの周期10秒前後の地震動を、近年地震学の分野で発展しつつある断層震源モデルを用いて評価することを試みるものである。

長大吊橋、超高層ビル、大型石油タンクなどの長周期構造物が近年数多く建設されるようになり、周期数秒～10数秒のやや長周期地震動に対する関心が高まってきている。従来の構造物はその固有周期が1秒以下のものがほとんどすべてであったため、SMAC強震計のように周期1秒以下の短周期の地震動記録の収集に力が注がれてきた。この周期の地震動記録については十分とはいえないまでも、現在ではかなりの蓄積となっている。一方、やや長周期の地震動は工学的にも、また地震学的にも関心が薄かったため、記録の数はかなり劣っているといわざるを得ない。

構造物の耐震設計を考えるうえで最も重要な要素の1つに、どのような入力地震動を想定したらよいかという問題があるが、長周期構造物の場合、上述の理由で短周期構造物の場合に比してなおいっそう難しく、技術者は頭を悩ましていたというのが現状であろう。

最近、田中・吉沢・大沢¹⁾は、関東地震以後、関東地方および周辺地域に発生した $M6$ 以上の地震を対象として、東京における長周期およびやや長周期地震計の記録を解析し、やや長周期地震動の特性を調べた。また、これらの記録に基づいて、地点は東京に限られているが、巨大地震時の地動のスペクトル特性を推定してお

り、非常に貴重な研究成果となっている。しかしながら、対象地震が中規模の地震がほとんどであり、三陸沖地震 ($M=8.3$, 1933年)、十勝沖地震 ($M=7.9$, 1968年) のような巨大地震に属するものも含まれてはいるが震央距離が500km以上であり、総じて比較的強度レベルの低い地震動記録が解析に用いられている。したがって、工学的に最も関心の高い、比較的震央距離の短い巨大地震による地震動の特性は、ここでは外挿によって推定されており、その精度については不確かな点もあると考えられる。

一般に、浅い地震において震源から数十km以上離れた地点における地震動では、表面波成分が実体波よりも卓越する²⁾。近年、断層モデルと表面波励起理論(正規モード理論)を組み合わせ、過去の(それほど規模の大きくない地震の)地震動変位波形の理論的再現を試みる研究がいくつか行われており、周期数秒以上ならば、理論波形は実波形によく一致することが多いと報告されている。たとえば、工藤³⁾は1974年伊豆半島沖地震 ($M=6.9$) における近県での変位強震計記録のうち、周期8～14秒の成分については適当な地下層構造を用いれば上記の理論によりかなり説明し得ることを示した。また、Boore⁴⁾はアメリカ合衆国・1968年 Borrego Mountain 地震 ($M_s=6.7$) における El Centro での変位強震記録が、同様の方法を用いてうまく再現できることを示した。ただし、両者とも Love 波のみを対象としている。

巨大地震による良質な記録が現在までのところ乏しく、また巨大地震の発生がまれであることを考えると、近い将来に巨大地震時のやや長周期の記録が豊富になることも期待できない。このような事情のもとでは、断層モデルに基づく理論的な方法を十分に活用しながらやや長周期帯域の地震動特性を評価し、その成果を耐震設計の中に組み入れていくのも一つの方向と判断される。

* 正会員 工博 茨城大学助手 工学部建設工学科

** 正会員 Ph.D. 筑波大学講師 構造工学系

*** 正会員 工修 間組(株)

**** 正会員 工博 東京大学教授 地震研究所

1960年以降地震学の発展には目覚ましいものがあるが、その発展の土台となっているのは、“地震は断層面上での食い違いによって生じる”ということが確定的になったことであろう。過去の多くの地震について、地震断層の巨視的パラメーターが、長周期実記録波形の実体波あるいは表面波による synthesis, 地殻変動データ, 地震津波による波高データ等より求められている。また、それらをもとに地震の規模と断層パラメーターの関係が、精度については問題があるものの、評価されるようになってきている^{9), 10)}。最近では、断層における破壊過程の、より細かい機構までが究明⁷⁾の対象となっており、これらはより短周期の地震動の発生機構の解明につながるものと期待される。

一方、工学の分野では、地震動のパラメーター（たとえば最大加速度、波形特性）は金井式⁸⁾をはじめとしてマグニチュード M と震央距離 d の関数として表わしたものが多く、断層パラメーターを直接取り入れたものはきわめて少ない。断層面の代表長が 100 km を超えるような巨大地震ではかなり離れた地点の地震動でも、また中小地震であっても断層に近いところでの地震動は、当然、地震動は点からではなく面から射出される波動によって生ずるものとしてとらえるべきものである。 M と d でとらえるということは、地震を点源として見なしていることであり、巨大地震時の地動特性を既存の M と d の統計回帰式 (empirical formula) によって求めれば、そこには本質的な誤差が含まれると考えられる。

最近、地震断層を点としてではなく、線あるいは面としてとらえた地震動波形予測、地震危険度解析の研究がいくつか発表されているたとえば⁹⁾⁻¹¹⁾。これらの研究にもなお改良すべき点は多いと考えられるが、空間的に広がりをもつ地震断層を念頭において地震動を考えていくという点でより合理的であり、将来の一つの方向を提示しているものといえよう。

本研究は、地震断層・地殻構造に関して現在得られている知見を用い、やや長周期の地震動を波動理論（正規モード理論）を用いて直接的に求めようとするものである。具体的には、南海トラフ沿いに周期 100~150 年で発生している $M8$ クラスの巨大地震による周期 5 秒以上の地動の表面波成分を、1946 年南海道地震の推定断層パラメーターを用いてシミュレートする。対象とするのが低角逆断層で、断層面上での食い違いも 2 次元的に進むことから、Love 波と Rayleigh 波による地動を計算する。理論地震動に対する周期 6~15 秒の応答スペクトルを求め、現行の耐震設計規定との比較を行う。地点としては、長大吊橋の建設が進められている明石（兵庫県）、児島（岡山県）の 2 点を選ぶ。

また、断層面上での破壊伝播の不均一性をランダムシ

ミュレーションにより、また断層モデルならびに震源と観測点の間の地下媒質構造の不確実性に対してはパラメトリックな計算を行うことにより、地震動、応答スペクトル値のオーダーを評価するように努めている。

なお、同様な手法により巨大地震のやや長周期地震動をシミュレーションしたものとして、最近の Butler and Kanamori¹²⁾ の論文がある。これは、アメリカのサン・アンドレアス断層における垂直横ずれ型で破壊も 1 次元的に進む 1857 年 Fort Tejon 地震を模擬したもので、本研究における南海道地震の場合は、低角逆断層で破壊も 2 次元、もしくは 3 次元的に進むという点で Fort Tejon 地震より複雑であり、この点でも本研究は興味深いものになっている。

2. 点震源により励起される表面波の理論スペクトル

地表面以下数十 km の地下構造において、浅くなるに従い軟らかくなるのが一般的である。このような媒質構造のもとでは、浅い地震の場合、震源から数十 km 以上離れた地点でのやや長周期の地震動においては表面波成分が実体波成分より卓越することが経験的に知られている。ここでは比較的浅い断層面を考え、また断層面よりも 100 km 以上離れた地点の地震動を対象とするので、表面波が地震動の主要成分になると考えてよい。

点震源により半無限平行層媒質の中で励起される表面波の解は、Harkrider¹³⁾ によって示された。齊藤¹⁴⁾ は同心球構造の場合の解を求めている。ここでは Harkrider による、いわゆる正規モード理論により表面波を計算する。図-1 に示すような断層面と座標系を考える。左ずれ断層を考えたとき、断層上盤の動く方向を x 軸の正の方向、dip 方向と反対方向を y 軸の正の方向、鉛直上向き

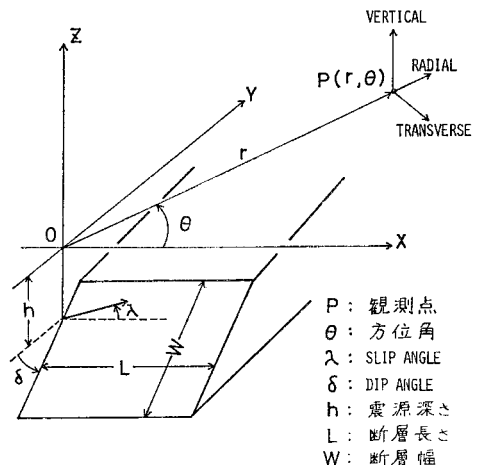


図-1 断層のモデル化と座標系

を z 軸の正の方向とする。

波数を $k(\text{km}^{-1})$ 、震央距離を $r(\text{km})$ とするとき、 $kr \gg 1$ の far-field の条件が成立しているものとする注 1)。また、波動の媒質伝播過程における幾何減衰以外の減衰は無視し得るとする。このとき、断層面上の点震源 S 上に働くダブル・カップルによる点 P における Love 波の変位スペクトル $U_L(\omega)$ は、

$$U_L(\omega) = S(\omega) e^{-3/4\pi i} \chi_L(\omega) k_L^{1/2}(\omega) A_L(\omega) \cdot e^{-ikr} / \sqrt{2\pi r} \dots\dots\dots (1)$$

で与えられる。ここで ω は円振動数、 $S(\omega)$ は震源における食い違い時間関数により決まる震源スペクトル(後述)、 $\chi_L(\omega)$ 注 2) は方位角 θ 、食い違いの方向を示す slip angle λ 、断層の傾き (dip angle) δ 、震源深さ h 、媒質の物性、 ω そして Love 波のモードによって決まる方位特性関数、 k_L は Love 波の波数、 $A_L(\omega)$ は媒質の物性、モード、 ω によって決まる振幅特性関数である。Love 波であるから、 $U_L(\omega)$ は点 P における transverse 方向の地動スペクトルである。

Rayleigh 波についても同様に、鉛直方向、radial 方向の変位スペクトル $U_{RV}(\omega)$ 、 $U_{RR}(\omega)$ は、おのおの

$$\left. \begin{aligned} U_{RV}(\omega) &= -iS(\omega) e^{-(3/4)\pi i} \chi_R(\omega) k_R^{1/2} A_R(\omega) \\ &\quad \cdot e^{-ikr} / \sqrt{2\pi r} \\ U_{RR}(\omega) &= i\varepsilon_0(\omega) U_{RV}(\omega) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

で与えられる。ここでは $\chi_R(\omega)$ 注 2)、 $A_R(\omega)$ は Love 波の $\chi_L(\omega)$ 、 $A_L(\omega)$ に対応する、Rayleigh 波の方位特性関数、振幅特性関数である。また $\varepsilon_0(\omega)$ は媒質の物性、 ω 、モードによって決まる関数で、地表面における水平動と鉛直動の振幅比である。

地震断層破壊の大きさを地震モーメント M_0 で表わす。面積 S の断層が D だけ食い違いを生じたときの地震モーメント M_0 は $\mu \cdot S \cdot D$ で与えられる。ただし μ はせん断剛性係数である。実際には食い違い D は時間の関数 $D(t)$ だから、 M_0 も $\mu SD(t)$ という時間の関数となる。式 (1)、(2) の震源スペクトル $S(\omega)$ はこの地震モーメント $\mu SD(t)$ のフーリエ変換として与えられるものである。

食い違いの時間関数 $D(t)$ としては、単純なランプ関数がいられることが多い。この食い違い時間関数のフーリエ変換を用いれば震源スペクトル $S(\omega)$ は、

$$S(\omega) = M_0 [\pi \delta(\omega) + \{2 \sin(\omega\tau/2) / i\tau\omega^2\} e^{-i\omega\tau/2}] \quad (\tau > 0) \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 τ は立ち上がり時間 (rise time)、 $\delta(\omega)$ は Dirac のデルタ関数である。

注 1) $kr > 10$ を満たせば、式 (1)、(2) の $U_L(\omega)$ 、 $U_{RV}(\omega)$ 、 $U_{RR}(\omega)$ の誤差は 10% 以下である³⁾。
2) $\chi_L(\omega)$ 、 $A_L(\omega)$ 、 $\chi_R(\omega)$ 、 $A_R(\omega)$ 、 $\varepsilon_0(\omega)$ の詳しい形は文献 13) を参照されたい。

3. 南海道地震の断層モデル

紀伊半島沖から四国沖にかけての南海トラフ沿いでは過去においてほぼ同一地域に、100~150 年くらいの周期で、 $M8$ クラスの巨大地震が繰り返し起こっている(補遺 I 参照)。この地域に起こる巨大地震は南海道地震とよばれているが、このうち最も最近起こったのは 1946 年 12 月 21 日の南海道地震である。この地震の再来周期を考えれば、次の地震は西暦 2050~2100 年の間に起こることが予想されるが、これは現在建設中、あるいは建設予定の本州四国連絡橋の供用期間と重なるため、同連絡橋のこの地震に対する耐震設計の検討が必要となる。1. でも述べたように、本研究では 1946 年の南海道地震が次回も同じ場所で起こったとしたときの周期 10 秒前後の地震動と、それに対する応答スペクトルの特性を以下で検討する(以下、簡単のため、単に南海道地震といえは 1946 年の地震のことを指すものとする)。

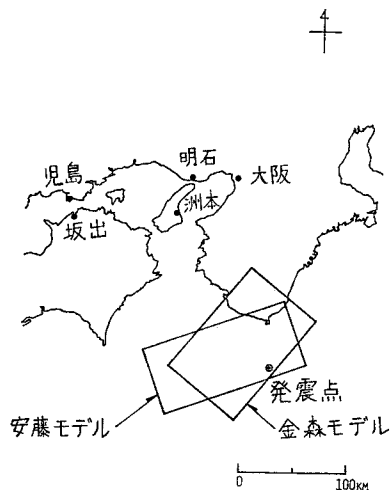
(1) 断層の巨視的パラメーター

この地震の断層の巨視的パラメーターを求めた既往の研究としては、おもなものとして、地震学的データを用いた金森¹⁵⁾によるもの、および、金森の研究に測地学的データ、津波の波源域のデータ等を加味して修正した安藤¹⁶⁾によるもの、の 2 つがある。本研究では一応安藤の与えたモデルを基本にし、金森のモデルについても検討する。表-1 に両モデルの諸元の値を、また 図-2 に両モデルの断層面の水平面への投影図を示す。金森モデルの位置は one day aftershock area (主震後 1 日間の余震域) から決められたものであり、安藤モデルのそれは、津波の波源域、南海トラフの走向、等も勘案して決められたものである。なお、同図中、発震点とは気象庁発表の初動の震央位置で、本解析ではこの点を破壊の開

表-1 断層の巨視的パラメーター

	安藤モデル	金森モデル
断層長さ (km)	140 ²⁾	120
断層幅 (km)	70	80
Dip angle (deg.)	25	10
Dip direction ¹⁾ (deg.)	340	310
$D_d : D_s$ ⁷⁾	2 : 1	1 : 0
断層上端深さ (km)	4 ³⁾	15 ⁴⁾
M_0 (dyne-cm)	1.0×10^{28} ⁵⁾	1.0×10^{28} ⁶⁾

注：1. 図-3 において y 軸の負方向を北から時計回りに測った角度。
2. 安藤¹⁶⁾の原モデルでは 150 km となっているが、本解析では便宜上このように変更した。
3. 安藤氏の私信による。
4. 金森の原論文¹⁵⁾から推定した。
5. 6) を参考にしてこのように仮定した。
6. 金森の原論文¹⁵⁾では 1.5×10^{28} となっているが、本解析では便宜上このように変更した。
7. D_d 、 D_s : dip 成分、strike 成分の食い違い量。



図—2 南海道大地震の断層モデル

始点と見なす。また、表—1 の最下行の断層面全体の地震モーメント M_0 であるが、金森¹⁹⁾ の原論文では 1.5×10^{28} dyne \cdot cm となっている。この値は、当時の世界数か所における長周期表面波の記録の振幅から推定されたものであるが、記録の数も質も不完全なため精度は悪く(同じことは P 波の節面から決めた dip angle についてもいえる)、大まかなオーダーを表わしているのみである。ここでは表のように便宜上両モデルとも 1.0×10^{28} dyne \cdot cm とした。将来ほかの方法でより信頼できる M_0 の値が推定されたときは、本解析の結果に M_0 の比率を掛ければよい。

(2) 断層の各要素のパラメーター

地震学の分野では、浅い大地震のほとんどが Multiple event であるということが、多くの研究者によるさまざまなタイプの地震計による記録の解析を通じ明らかにされつつある(たとえば文献 17)~20)。他方、Multiple event の発生機構を、断層面上に Barrier (破壊応力の高い部分) を置いた力学モデルのシミュレーションにより調べる研究も、最近宮武^{21), 22)}らによって進められている。

南海道地震に関しては、吉山²³⁾ の先駆的な研究がある。吉山は国内の各地気象台の Wiechert 地震計による P 波の初動部が多段になっていることに注目し、これを震源の多元性と関連づけている。

本研究においては、断層面を多くの要素に分割し、各要素の断層パラメーター (M_0 , τ , trigger time 等、ここで trigger time とはその要素に破壊のフロントが到達した時刻のことで、この時刻以降、この要素から波動が射出される) を要素ごとに与えることで震源の多重性をモデル化する。次に、対象地点の地動を計算するにあ

たり、各要素の寄与を各要素の中心に置いた点震源による寄与で近似し(以後、これを要素波とよぶ)、各要素波を 2. で示した正規モード理論を用いて解析的に計算し、これを全要素について重ね合わせることで対象地点の地動を計算する。

以下、各要素のパラメーターの決め方に関して述べる。

a) 断層要素の寸法

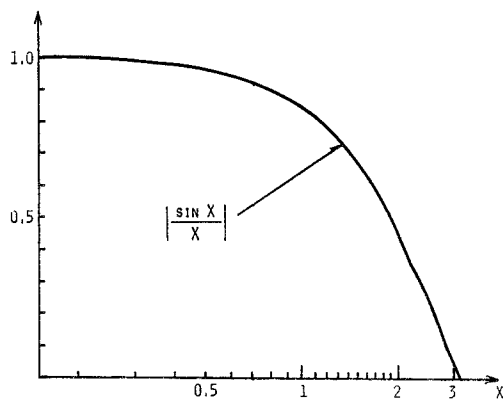
本研究では、計算時間、対象周期、および対象地点の各要素に対する方位、等を勘案して、断層を長さ方向に 20 個、幅方向に 10 個それぞれ等分割した。すなわち金森、安藤各モデルの各要素の寸法がそれぞれ表—2 のようになるよう断層面全体を 200 個に分割した。各要素の寄与を、その要素の中心に置いた点震源の寄与で置き換えることによる誤差は、その要素内を破壊が一定の速度である方向に進行したと仮定した場合、いわゆる Ben-Menahem の Source Finiteness Effects の項として知られる $|\sin X/X|e^{-X}$ の形の関数(図—3)を評価することにより、近似的に見積ることができる(たとえば文献 24), 25)。本解析の場合、周期 8 秒以上の周期に対しては、表—2 のように各寸法を選ぶことによって、各要素内を破壊のフロントがある方向に進行したとしたときに比べ、各要素に点震源を置くことによる誤差が、最悪の場合でもファクター 2 以内に収まるようにしてある(補遺 II 参照)。ただし、後者のような近似は、前者を仮定して計算した値に比べ常に大きい値を与え、両者の差は周期が短くなるほど大きくなることを留意しておく必要がある。より細かい分割をすれば、両者による値の差は小さくなるが、それだけ計算時間がかかる。

b) 地震モーメント M_0 の幅方向分布

M_0 の断層幅方向の分布は、図—4 に示すように、(a) 三

表—2 断層要素の寸法

	安藤モデル	金森モデル
長さ (km)	7.0	6.0
幅 (km)	7.0	8.0



図—3 関数 $\left| \frac{\sin X}{X} \right|$ の値

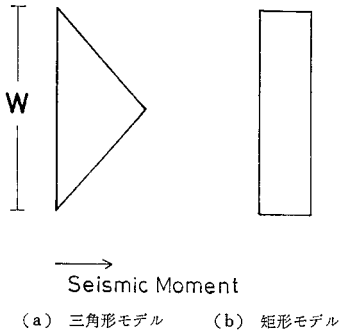


図4 地震モーメントの断層幅方向の分布

角形, (b) 矩形 (一様), の 2 通りで与える. このうち (a) は, 宮下・松浦^{24), 25)} が, 低角逆断層の巨大地震という点で南海道地震と同じタイプである 1964 年アラスカ地震の際の地表の垂直変動のデータから, 断層面上での食い違い変位 D の分布を逆算して求めた結果を参考にしてこのようにモデル化したものである (D の分布形は, 一般に必ずしも M_0 の分布形と同じではないが, 関係式 $M_0 = \mu S D$ において, 断層の存在する部分における地殻の μ は, 表-3 よりほぼ一定と見なせるから, 今回の場合, D の分布は M_0 の分布と同じ形であると思って差し支えない). また, (b) は一般に地震波の synthesis の際, 通常用いられている分布形である. なお, 断層長さ方向には, M_0 の分布形は同一とする.

c) 各要素の立ち上がり時間 τ

立ち上がり時間 τ はスペクトル密度の短周期部分を定める重要なパラメーターの一つであるが, ここでは以下のように決めた. すなわち, まず Kanamori and Anderson⁵⁾ を参考にして, 食い違い速度 $\dot{D} (= D/\tau)$ がどの地震でも, またある地震の断層面のどの部分でもだいたい同一であるという仮定を置き (有効応力 $\sigma_{eff} \propto \dot{D}$ であるから, この仮定は σ_{eff} 一定という仮定と同じである), 次に \dot{D} が求められている (あるいは推定されている) 日本内陸の $M_s = 6 \sim 7$ クラスの地震の \dot{D} の値 (たとえば Geller⁶⁾ 参照, $30 \sim 100$ kine の程度である) を参考にして, 各要素の \dot{D} が 100 kine の程度になるように τ を決める. 具体的には, 表-3 より, 断層の存在する深さにおける μ は 3.4×10^{11} (dyne/cm²) の程度, また断層面積は金森モデルでは 120×80 (km²), 安藤モデルでは 140×70 (km²) でどちらも約 1.0×10^{14} (cm²) の程度であるから, \bar{D} (断層全体の D の平均値) $= M_0 / \mu S \approx 300$ cm (ここに $M_0 = 1.0 \times 10^{28}$ dyne·cm). 一方, $\bar{D} = D/\tau \approx 100$ cm/s になるようにするのであったから結局 $\bar{\tau}$ (τ の断層面全体の平均値) を 3 秒程度にとればよい. M_0 は断層幅方向に (b) で述べたような方向で与えたから, τ もそれに応じて, M_0 が三角形分布のときは τ も三角形分布に (その際 $\bar{\tau}$ はもちろん 3.0 秒

になるようにする), また M_0 が一様分布のときは各要素の τ も一様に 3.0 秒とする.

d) 破壊フロントの広がり方

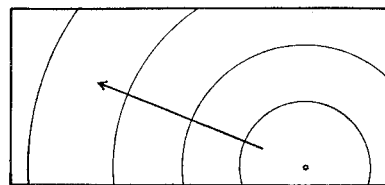
破壊フロントの広がり方を与えれば, 各要素の trigger time が決まる. 本解析では, (a) 一定速度 V_R による破壊の開始点からの同心円的な広がり方, (b) 破壊フロントの広がり方にゆらぎを与えた場合, の 2 通りの与え方をする. (a) は通常よく用いられる仮定であるが, 断層生成のプロセス・タイム ($\sim L/V_R$, ここに L は断層の代表長) に比べかなり長周期の波を対象とする場合はともかく, 本研究のような比較的短い周期の波を対象とする場合, この仮定を適用してよいかどうかは疑わしい. 参考のため, (a) として, $V_R = 2.0, 2.25, 2.5, 2.75, 3.0$ (km/s) の 5 通りの場合を考察する.

次に (b) は, 前述の宮武^{21), 22)} のシミュレーションを参考にして, 断層面上に Barrier がある場合の破壊フロントの広がり方をモデル化してみたものである. 具体的にはあらかじめ各要素に V_R として (V_R)_{min} = 1.5, (V_R)_{max} = 3.0 (km/s) の間の一様乱数を付与しておき, 次に各要素の中心と破壊の開始点を結ぶ直線距離をその V_R で割ることにより, その要素の trigger time を決める. 乱数発生初期値を変えた場合の波形や応答スペクトルの変化をあとで考察する. なお, これらの V_R , (V_R)_{min}, (V_R)_{max} 等の値は Geller⁶⁾ らを参考にして定めた.

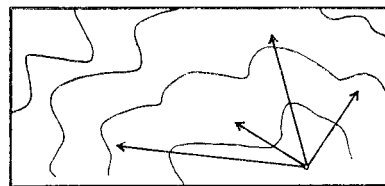
図-5 に (a), (b) の各場合の破壊フロントの広がり方の概念図を示す.

4. 地下構造のモデル

2. で示した正規モード理論による地震動フーリエ・



(a) 一定速度 V_R による広がり ($V_R = 2.0, 2.25, 2.50, 2.75, 3.0$ km/s)



(b) ゆらぎのある広がり ($V_R = 1.5 \sim 3.0$ km/s: 一様ランダム数)

図-5 破壊フロントの広がり方

スペクトルは、媒質を半無限水平平行層構造と仮定して得られたものである。震源から対象地点までを平行層で近似することはやや乱暴のようにみえるが、対象とする地震動周期を7~8秒以上に限れば、各層の物性値に適当な値を用いることにより、理論地震記象を実記象にかなりよく一致させ得ることが知られている(たとえば文献3)、4)。

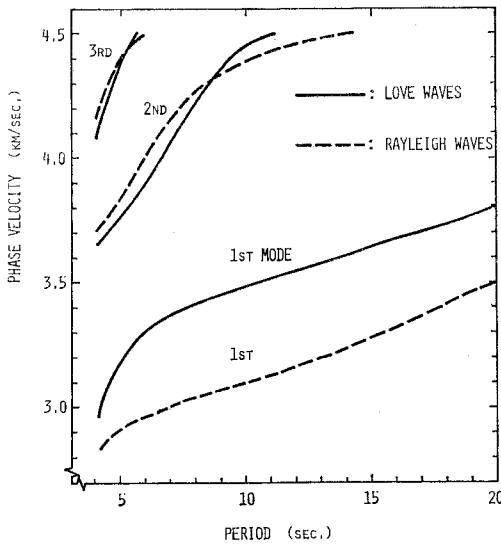
南海道地震の断層は海面下にあり、対象地点と震源域の間の構造は、対象地点に近づくにつれ地殻の厚さが厚くなるため、地殻各層がいくぶん傾斜したものになる。傾斜層構造における表面波の分散特性は、観測点直下における構造を反映したものになるといわれているため、ここでは地下構造のモデルとして、明石、児島、の両対象地点直下の推定構造を用いる。ただし、過去においてこの両地点直下の地殻の上部構造を、いわゆる“小爆破”等によって求めた例はないので、ここでは青木、村松²⁸⁾による淡路島付近の推定構造をモデルとして採用する(以後、これを青木モデルとよぶ)。

また、青木モデルではやや長周期表面波の励起に大きな影響を及ぼす地表付近の構造が含まれていないため、伊神²⁹⁾、吉井³⁰⁾、Butler et al.¹²⁾らを参考にして、青木モデルの上に厚さ1kmの軟らかい表層を載せたモデルを作り、このモデルも解析に用いることにする(以後、これを修正青木モデルとよぶ)。両モデルの各層の物性値を表-3に、またそれぞれのモデルの位相速度分散曲線を

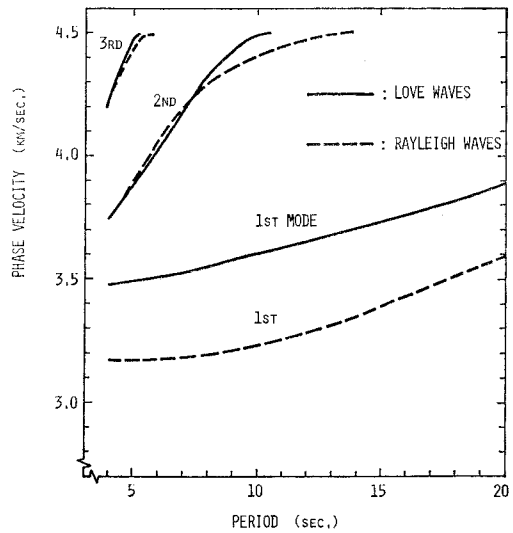
表-3 地下構造のパラメーター

	青木モデル (青木 ²⁸⁾ ほか)					修正青木モデル ⁴⁾
	$\rho^{(1)}$ (g/cm ³)	V_p (km/s)	$V_s^{(2)}$ (km/s)	H (km)	$\mu^{(3)}$ (dyne/cm ²)	青木モデルの上に $\rho=2.2$ (g/cm ³) $V_p=2.5$ (km/s) $V_s=1.4$ (km/s) $H=1.0$ (km) の層を載せたもの
第1層	2.6	5.5	3.2	2.0	2.7×10^{11}	
2	2.8	6.0	3.5	20.0	3.4×10^{11}	
3	2.9	6.6	3.8	9.0	4.2×10^{11}	
4	3.25	7.8	4.5	∞	6.6×10^{11}	

- 注) 1. 川崎²⁹⁾の論文中の表-2を参考にして決めた。
 2. まず $V_s = V_p / \sqrt{3}$ (すなわち地殻のポアソン比 $\nu=0.25$) として求め、ついで川崎²⁹⁾らを参考にしてチェックした。
 3. セン断剛性: ρV_s^2
 4. 伊神²⁹⁾、Butler et al.¹²⁾らを参考にして青木モデルの上に表層として軟らかい層を置いた。

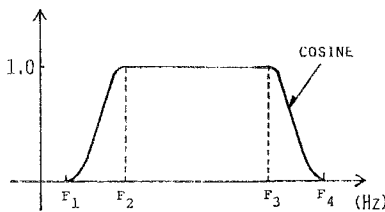


(a) 修正青木モデル



(b) 青木モデル

図-6 地下構造の分散曲線



- $F_1 = 0.002$ Hz ($T = 50$ sec.)
 $F_2 = 0.04$ Hz ($T = 25$ sec.)
 $F_3 = 0.2$ Hz ($T = 5$ sec.)
 $F_4 = 0.24$ Hz ($T = 4.2$ sec.)

図-7 数値フィルター

表-4 各パラメーターの組合せ

ケース	地点	地下構造	断層パラメーター	食い違い量の分布(深さ方向)	破壊フロントの広がり	シミュレーションの数
① (基本ケース)	明石	修正青木モデル	安藤モデル	三角形 \triangle	ランダム	10
②	"	"	"	"	一定速度	5 ¹⁾
③	"	"	"	矩形 \square	ランダム	5
④	"	青木モデル	"	三角形 \triangle	"	5
⑤	"	修正青木モデル	金森モデル	"	"	5
⑥	児島	"	安藤モデル	"	"	5
⑦	"	"	金森モデル	"	"	5

- 注) 1. 破壊フロントの広がり(の速度)を2.0, 2.25, 2.5, 2.75, 3.0 km/sとした計5ケースの意味である。

を 図-6 (a), (b) にそれぞれ示す。モデルの決め方に任意性が残るため、将来、たとえば浅い小～中規模の自然地震のこの両地点の近くの場所でとれた地震計記録のうち分散の明瞭なものを解析する等の方法により、浅い構造をよりよく推定する必要がある(補遺 III 参照)。

5. 地震波動のシミュレーション

明石、児島両地点における理論地震動の計算は、以下に述べる方法で行った。すなわち、断層を 3. に述べたようにモデル化し、地下構造を 4. に述べたように仮定し、各要素による要素波を、まず 2. で述べた方法により周波数領域で求めついで F.F.T. で時間領域に変換することによって求め、こうして得られた各要素波を、3. (2) d) で述べた各要素の trigger time に応じて時間領域で適当にずらしながら全要素にわたって重ね合わせ、対象地点の地動を計算する。その際こうして得られた地動を 図-7 に示す数値フィルターに通し、周期 5~25 秒以外の成分をカットした。また、表面波励起の計算の際、高次モードは Love 波、Rayleigh 波とも 2 次高次モード(工学でいう 3 次モード)まで計算した。図-6 (a), (b) からわかるように、今回解析の対象としている周期 7~8 秒以上の帯域においては、これ以上の高次モードの寄与は無視できる。

地動の計算は、表-4 に示す ①~⑦ の計 7 組の各パラメーターの組に対して、破壊フロントの広がり方以外のパラメーターの組に対し、破壊フロントの広がり方に応じて 5 ケースずつ(断層、構造の各パラメーターの組が最も標準的と考えられるケース 1 については 10 ケース)の計 40 ケースについて行った。

計算された地動の例を示す前に、参考として淡路島の洲本測候所(図-2 参照)における南海道地震の変位強震計記録を 図-8 に掲げる。同図より以下のことが読み取れる。

- i) 上下動成分がかなり大きく、水平 EW 成分よりやや小さい程度である。
- ii) 記録からみる限り、EW 成分の強震部の周期

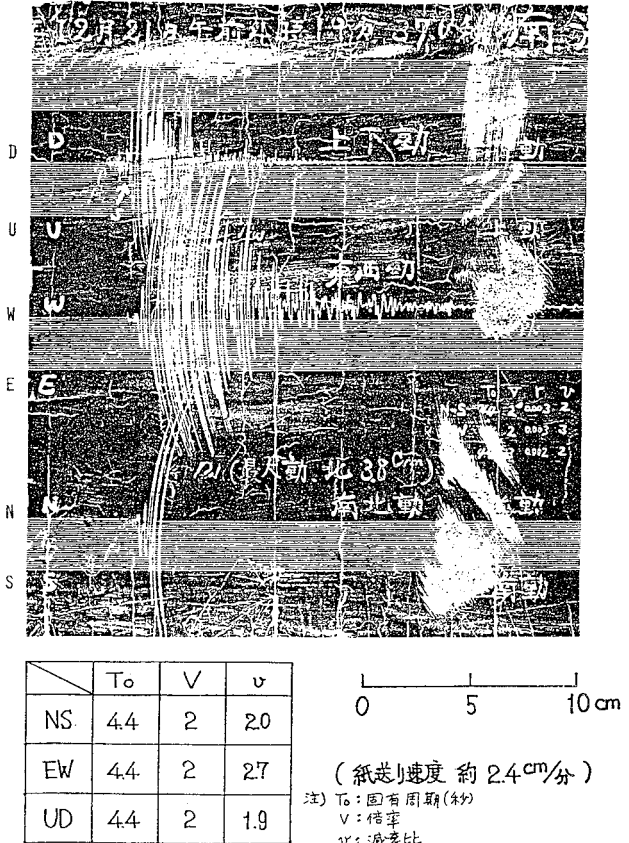


図-8 洲本における記録

表-5 理論地震動の最大加速度・最大変位

ケース	最大加速度 (gal)									最大変位 (cm)								
	EW			NS			UD			EW			NS			UD		
	最大値	最小値	平均値	最大値	最小値	平均値	最大値	最小値	平均値	最大値	最小値	平均値	最大値	最小値	平均値	最大値	最小値	平均値
①	10.6	6.4	8.4	14.9	4.7	9.6	12.8	4.4	8.3	11.1	6.5	9.0	16.0	7.5	11.8	15.6	7.7	10.0
②	$V_R=2.0$ km/s					9.3			8.0			8.6			11.3			12.4
	2.25					5.7			11.9			8.1			16.8			16.5
	2.5					3.2			10.6			9.4			18.8			20.8
	2.75					4.3			14.6			12.5			27.0			28.6
③	3.0					5.9			19.6			14.4			32.4			33.8
	15.0	5.6	10.0	17.1	9.0	12.9	14.8	7.0	10.8	14.2	5.4	10.3	14.1	10.3	12.6	12.8	7.4	10.8
④	15.7	3.5	4.6	5.5	3.5	4.4	7.5	4.0	6.0	8.3	5.2	6.8	9.4	7.0	8.1	11.1	8.8	9.8
⑤	4.0	2.4	3.0	11.0	4.9	7.8	11.2	5.4	8.2	11.4	8.6	9.8	24.1	14.2	17.4	27.2	18.7	21.9
⑥	13.8	6.2	8.9	12.2	4.7	9.0	13.4	6.4	10.1	12.7	8.0	10.8	13.8	7.3	10.6	14.2	9.9	11.8
⑦	7.8	5.2	6.7	5.9	3.6	4.9	9.6	5.2	8.1	15.5	10.2	13.1	11.3	9.2	10.4	21.3	14.9	17.8

は約4秒程度で、2分強も継続している（図に示すように、地震計の固有周期が4.4秒であり、この約4秒の周期が卓越するとは限らないが）。

iii) EW 成分の強震部の振幅レベルは、針が振り切れていて正確な推定は難しいが、およそ 10 gal 程度と見積れる。

今回計算した波形は周期5秒以下をカットしており、図-8 の記録も計器特性の補正は難しいので両者の直接の比較は無理であるが、一応 図-8 を念頭において、以

下計算された地動の例をいくつかみていくことにする。

図-9 (a)~(d) に明石における各ケースの理論加速度記録の一例を示す。このうち 図-9 (b) は V_R を一定 (2.5 km/s) としたもので、図-9 (d) は断層の巨視的パラメーターを金森モデルとしたもので、標準的なパラメーターの組合せと考えられる 図-9 (a), (c) の波形に比べ、特徴ある形をとっている。なお、これらの図において時間軸上の原点は、破壊の開始時刻に対応している。

表-5 に、シミュレートされた地震動の最大加速度、

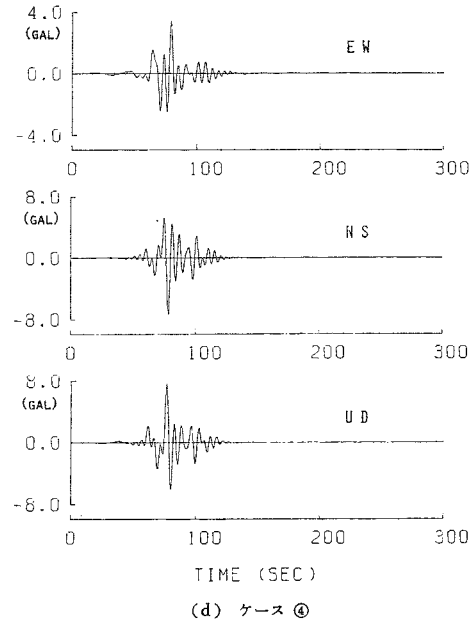
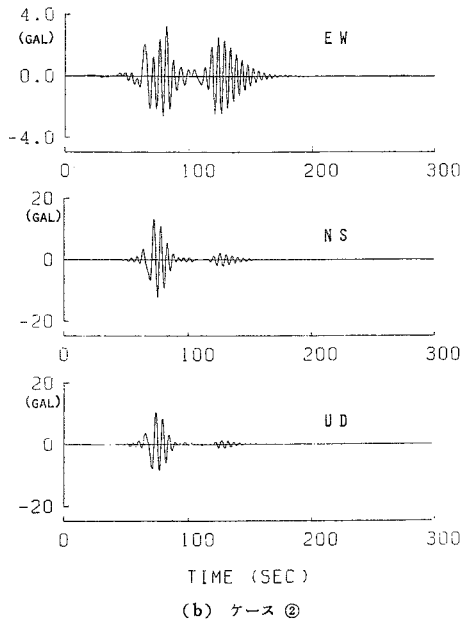
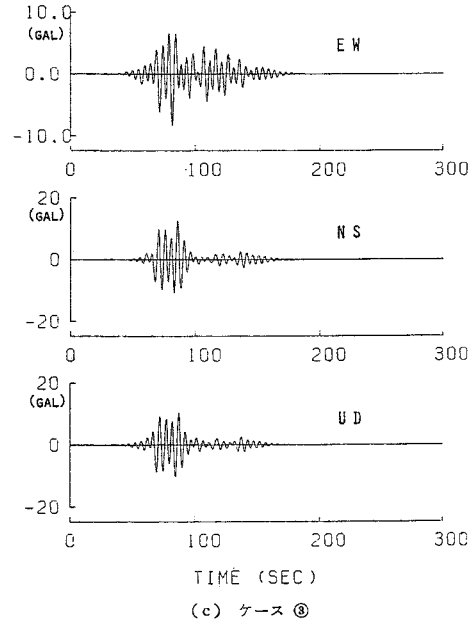
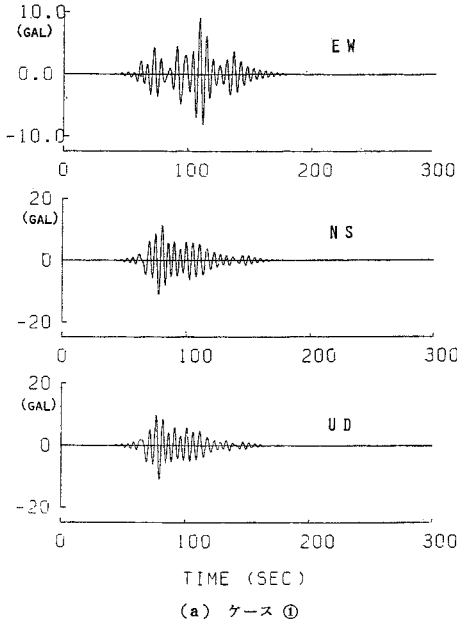


図-9 理論加速度波形の例

最大変位の最大・最小・平均値を示す。加速度は数 gal ~10 数 gal, 変位は数 cm~20 数 cm で、どちらも妥当なオーダーであると考えられる。また、上下動が水平動と同程度と大きい点についても、実記録の結果と調和的である。

値を示すことにする。応答変位スペクトルの値を 図-10 に示す。

6. 理論地震動に対する長周期構造物の応答

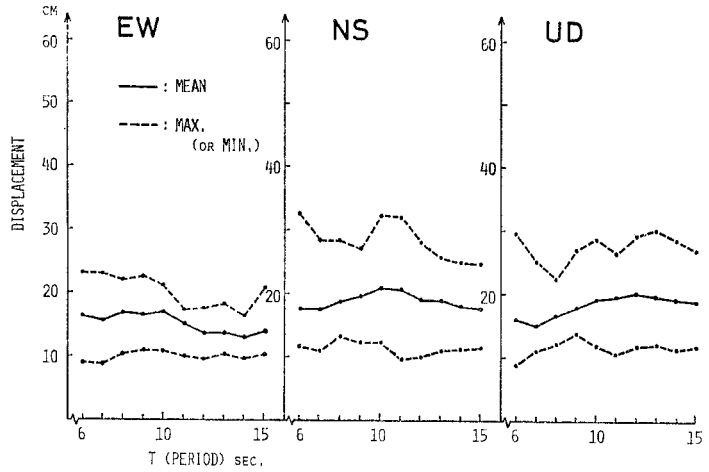
ここでは、すでに求めたやや長周期理論地震動に対する長周期構造物の地震応答レベルをみる目的で、1 自由度質点系の(相対) 応答変位・(絶対) 応答加速度スペクトルを求める。

明石、児島付近で建設が予定されている長大吊橋において固有周期の長いのはケーブル・桁系の吊構造部である。たとえば、中央スパン 1760 m, 側スパン 866 m の明石海峡大橋(建設予定)では中央スパンの横たわみ振動の第一次固有周期は約 23 秒, 側スパンでも 10 秒を超える。鉛直たわみ振動の対称, 非対称モードの第一次固有周期は, おおの 15 秒, 14 秒である。剛性の著しく異なる塔・吊構造部からなる長大吊橋の地震応答解析には多自由度系としての解析が一般には要求される。しかし, 補剛桁の地震時最大変位に注目するならば, 過去の応答解析の例からみて, 長周期である低次モードの寄与が一般に大きい³¹⁾。以下で求める応答変位スペクトルは, 補剛桁の地震時最大変位を直接与えるものではないが, そのおおよその目安となっていると考えても大きな間違いはない。

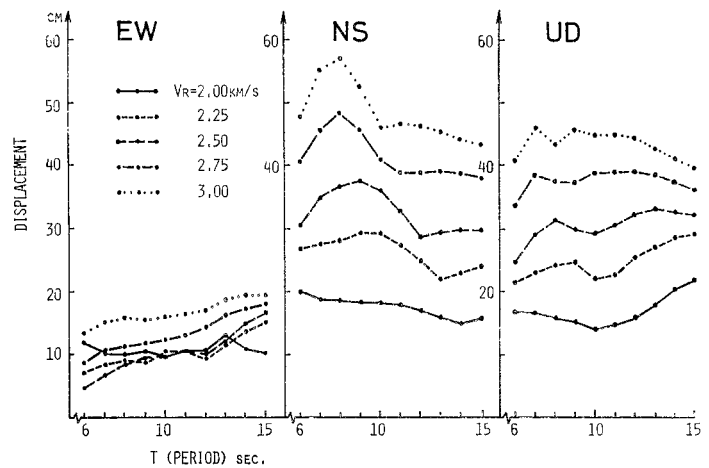
加速度スペクトルを求めたのは, 本四耐震設計基準で規定されている値と比較するためである。

なお, 応答スペクトルは, 減衰定数を 2% とし, 周期帯域は 6~15 秒とする。応答計算は線形加速度法による。

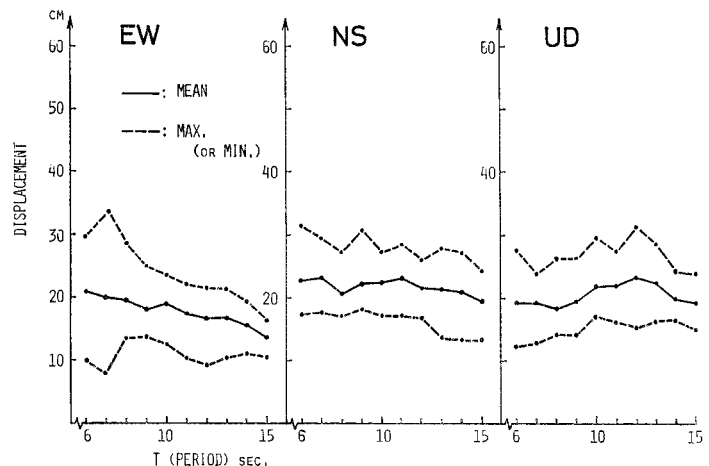
すでに述べたように, 断層要素の大きさの関係から周期の短い場合のスペクトル値は若干過大評価となっている。ケース ①, ③~⑦(表-4) はランダムシミュレーションであり, 本研究の目的がオーダーの把握にあることを考慮し, 各模擬波に対する応答の平均値, 最大値, 最小



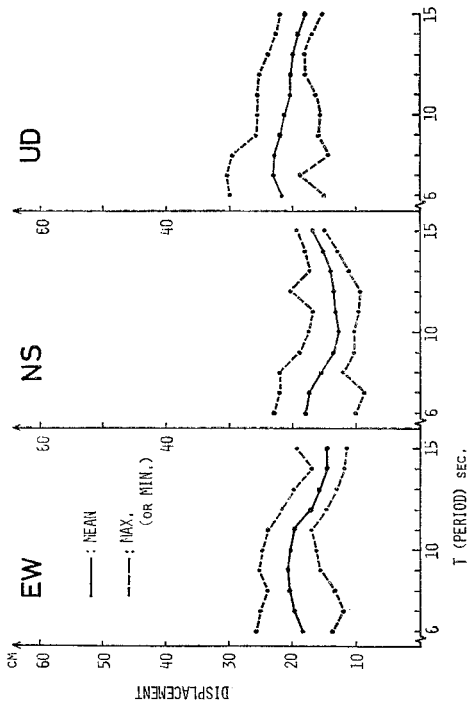
(a) ケース ①



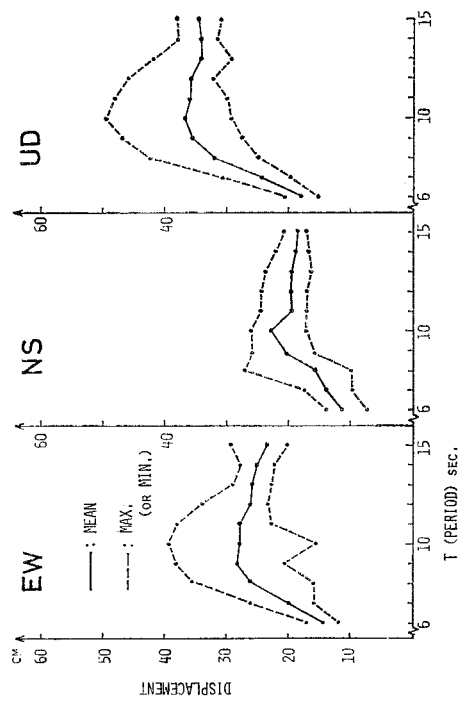
(b) ケース ②



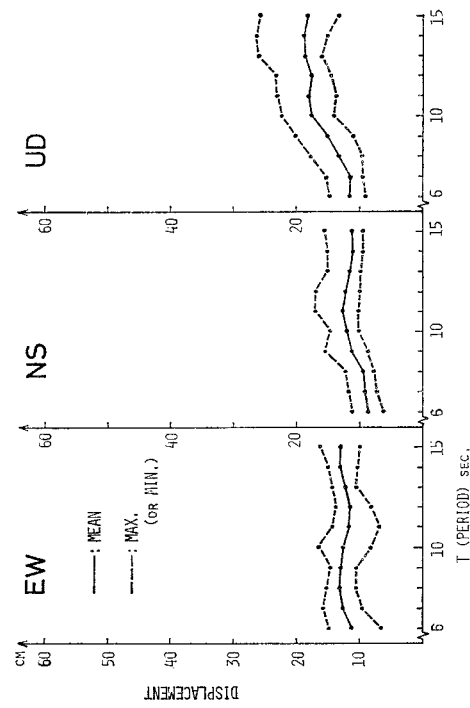
(c) ケース ③



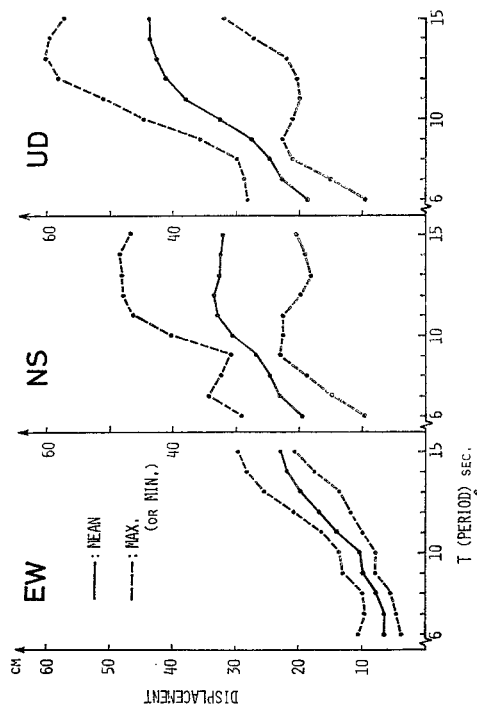
(f) ケース⑥



(g) ケース⑦



(d) ケース④



(e) ケース⑤

図-10 応答変位スベクトル

(1) 応答変位スペクトル

応答変位スペクトル値を図-10 に示す。

基本ケース(図-10(a))の場合、応答値は周期によらずほぼ一定で3方向とも10~30 cmである。図-10(b)は一定速度 V_R で破壊フロントが広がる場合である。明石と断層面との位置関係からLove波の寄与はEW方向、Rayleigh波のはNS, UD方向におもに出る。 V_R が大きくなるとNS, UD方向の応答量は著しく増加するのに対し、EW方向ではそれほど増えない。

図-10(c)は地震モーメントを一様分布にした場合である。一般的に、表面波は震源が浅くなるに従い大きく励起されることを反映して、基本ケース(図-10(a))に比して応答量が增大しているが、その量は1~2割で、この地下構造に関してはあまり地震モーメントの深さ方向の分布形に敏感ではない。

図-10(d)は地下構造として青木モデルを用いた場合で、修正青木モデルより硬いために、応答量は基本ケースに比べ小さい。特に、NS方向では5割程度小さい。周期6~15秒でも地表近くの構造、特に軟らかい表層の有無が微妙に表面波励起を左右し、応答に影響を及ぼすことがわかる。

図-10(e)は断層モデルを安藤モデルから金森モデルに変えた場合で、基本ケースのとはかなり傾向が異なり長い周期での応答が大きい。これは図-9(d)の波形からも推定できる。断層モデルが完全なdip成分の食い違いを仮定しているために、Love波は小さく、Rayleigh波が大きくなり、その結果、NS, UD方向の応答がEW方向のよりも卓越する。応答量はNS, UD方向で大きく20~30 cm、場合によっては長周期(10秒以上)で50~60 cmに達している。

図-10(f), (g)は地点を児島とした場合で、傾向としてはおのおの図-10(a), (e)に似ている。(f)のケースでは応答は平均として20 cm、たかだか30 cmで、(g)では方向により違うが約30 cm、場合によってはUDで50 cm近くに達している。

断層が低角逆断層でdip成分の食い違いが卓越するためRayleigh波が多く励起され、そのためUD方向の応答量が水平方向の応答量と同程度、場合によっては上回ることが明石、児島両地点における応答変位スペクトルの特徴といえよう。応答変位量は、基本ケースを基準とすると3方向とも20~30 cm、金森モデル(ケース(e), (g))を用いれば50 cm近くに達する場合がある。しかし、金森モデルによる理論波形(図-9(d))は実記録波形とはやや異なっており、変位量が50 cm程度になる可能性は低いと考えられるが、現時点で断定できるほどの情報を著者らはまだ持ち合わせていない。

応答量は全体としてあまり大きくないが、これは明石、児島付近の地下構造が東京や大阪のそれと比べて硬いためである。岡田・鏡味³¹⁾による、この地域はやや長周期帯域での揺れ度は低い方に属しているという研究結果とも調和的である。

本解析では、大阪は、特殊な地下構造のため対象地点とはしなかったが、全国的にもやや長周期帯域で揺れ度の高い場所として有名である。ちなみに、揺れ度指数は0.68(洲本)、0.49(姫路)、0.50(岡山)に対し大阪は3.02³²⁾である。大阪は、震央距離も短く、特殊な地下構造のため地震動の強度だけでなく地震動継続時間も大きいと考えられ、長周期構造物は大きな応答となることが予想される。

(2) 本四応答加速度スペクトルとの比較

本州四国連絡橋のための耐震設計基準³²⁾では、設計に考慮すべき地震として、“比較的遠方の大規模な地震：紀伊半島沖および土佐沖において100年当たり1~2回の発生が予想されるマグニチュード8程度の規模の地震”を挙げている。これは南海トラフ沿いでの地震を指すもので、本研究で対象としている1946年南海道地震は、最も典型的な考慮すべき地震といえよう。

本四耐震設計基準では動的加速度応答スペクトル(以下、本四スペクトルとよぶ)が規定され、吊橋の耐震設計にはもっぱらこのスペクトルが用いられている。

本四スペクトルはわが国で最近観測された強震記録の解析に基づいて決められたものである。ただし、地震動の最大加速度が180 galとなるようにスケールされており、周期の長い場合の応答スペクトルは、強震計の感度を考慮して実際の値をかなり上回る値を採用している。

水平動に対する本四スペクトル $S_a(\text{gal})(h=2\%)$ は、

$$\left. \begin{aligned} S_a &= 330 \quad (\text{gal}) \quad (T < 0.78 \text{ s} : T : \text{固有周期}) \\ &= 257/T \quad (0.78 \leq T < 10) \\ &= 25.7 \text{注}3) \quad (10 < T) \end{aligned} \right\}$$

.....(4)

であり、鉛直動に対してはこの1/2を規定値としている。

この本四スペクトルと、理論地震動(ただしケース(a), (e)のみ)に対する加速度応答スペクトルを比較した結果を図-11(a), (b)に示す。EW, NS方向については計算値は本四スペクトルをかなり下回っている。特に10秒以上では本四スペクトルは一定値を採用しており、その差は大きい。しかしながら、UD方向については両者の差は少ない。特に金森モデルを用いた図

注3) 基準³²⁾では周期10秒までの値しか与えられていないが、本四公団樋口康三氏によると周期10秒以上の場合、周期10秒での値を用いるのを基本としているとのことである。

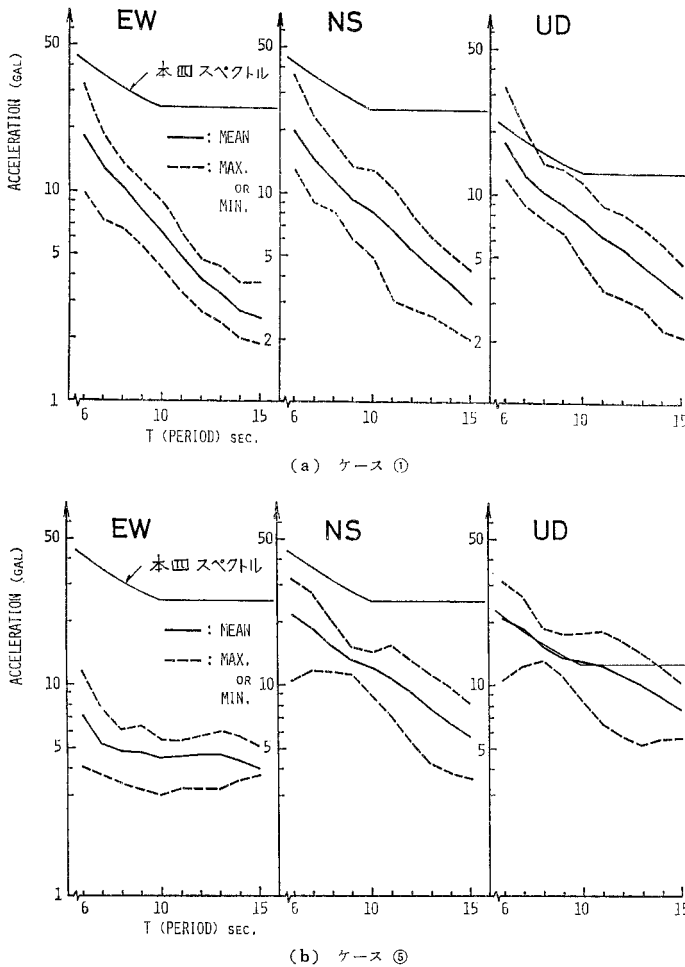


図-11 応答加速度スペクトル

—11 (b) では計算値が本四スペクトル値を 10 秒以下で上回る場合が多い。実際に本四スペクトル値を上回るほどの値になるかどうかについては、なおいっそうの慎重な検討が必要である。

図-11 (a), (b), 特に (a) で計算値の傾きは本四スペクトルに比べ大きく、水平動についてもより短周期で両者が交差することを想像させるが、これも断層要素のサイズの関係から短周期において計算値が若干過大評価になっているため、断層要素の大きさをより細かくすれば周期 8 秒以下の計算値の傾きは小さくなり、頭打ちの傾向をみせ、両者が交差することはないと考えられる。

7. 結論および議論

本研究により得られたおもな結論は以下のとおりである。

(1) 断層面として安藤モデルを考え、破壊フロントの広がりによらぎを与えた場合、理論波形は実記録波形

に似た様相を呈す。破壊フロントが一定速度で広がる場合 (ケース (b)), また金森モデルで破壊フロントの広がりによらぎを与えた場合 (ケース (e)), 波形は実記録波形とはやや異なった形状となる。

(2) 理論地震動に対する応答変位スペクトル (周期 6~15 秒) は、断層運動の dip 成分が大きいことを反映して鉛直方向の値が大きく、水平方向の値と同程度、場合によっては上回る。応答変位値 (減衰定数 2%) は、安藤モデルを用いると、明石、児島とも周期によらずフラットで、水平 2 方向、鉛直方向とも 20~30 cm である。金森モデルでは、固有周期が長い (> 10 秒) と 50 cm に達することがある。

応答量は総じて大きくないが、これは実記録の振幅レベル、またこの地域 (明石・児島) は統計的にやや長周期帯域で揺れが小さいという事実からみて妥当と思われる。

(3) 理論地震動の応答加速度スペクトルと、本州四国連絡橋の耐震設計基準で規定されている応答加速度スペクトルを周期 6~15 秒の範囲で比較した。水平動に関しては規定値をかなり下回るが、鉛直動では規定値を上回る場合がある。

従来、長周期構造物の地震応答の評価法として用いられてきた 3 波共振法等に比べ、地震断層と波動伝播構造の特性を取り入れた本方法の方がより物理的基盤も明確で、地震学、地震工学等の成果が取り入れやすいものとなっていると考える。

地震動およびそれに対する応答スペクトルは種々の仮定のうえに求められたものである。現時点では種々のパラメーター、モデルに考えられる幅をもたせ、それらを評価するのが適切と判断し、パラメトリックに数値計算を行った。したがって、求められた応答量の細かい議論はかえって本質を失うもので、応答量のオーダーを知ることが重要と考える。すべての不確定性を考慮した広範な数値計算を行ったわけではないが、本研究はオーダーを知るといふ意味ではある程度の成果を得たものと考えられる。

しかし、これで問題を解決し得たと考えているわけではない。地震動は断層の破壊過程と波動伝播特性により決まるが、これら 2 つの要素のより詳細な解明は残された課題である。より詳細な実記録波形の解析による断層

の巨視的パラメーターの推定,あるいは地震波形記録からの明石,児島付近のよりよい地下構造(等価平行層近似³⁾)の推定などは実行可能と考えている。種々の不確定性を1つ1つ取り除くことにより,本解析で用いた直接的な方法による理論地震動の精度が向上し,応答の推定値の幅を狭くすることができる。

ここでは,周期 10 秒前後の表面波地動を対象とした。短周期の波動シミュレーションを理論的方法で行うためには,断層のより細かい破壊過程,より詳しい地下構造に関する情報が必要となるが,現時点ではそれを行うに十分なものは得られていない。また,ここでは水平層構造を仮定しており,周期が短くなれば地下構造の不均質性も次第に無視できなくなる。また,波動の減衰性についての把握も重要となる。これらのことを勘案して,かなり長周期である 10 秒前後を対象としたのである。

金森³⁴⁾は垂直横ずれ型である San Andreas 断層で 1857 年 Fort Tejon 大地震 ($M=8$) が再び起こるとして,周期 2~10 秒のやや長周期の地震動を,1968 年 Borrego Mountain 地震 ($M_0=6.7$) の実記録波形の断層震源理論に基づく重ね合わせにより作成した。本論における要素波を理論的な方法によらず,実記録波で代用したことになる。短周期波に大きく影響を及ぼす断層破壊の細かな過程,波動伝播媒質の不均質性等を実記録波を用いることにより考慮するという方法は,それらを詳細に知ることの困難さを考えると,巧みな方法といえよう。金森の方法にも改良すべき点もあり,また低角逆断層で深さ方向の広がりが無視できない南海道地震へのこの方法の適用は種々の困難さを含むが,短周期,特に 1 秒以下の地震動を断層を考慮して作成するためには,金森が行ったような実記録波,あるいは経験式を導入した semi-empirical な方法にならざるを得ないであろう。

最後に,1946 年南海道地震の断層の巨視的パラメーターについていろいろとご教示をいただいた京都大学防災研究所 安藤雅孝博士,北海道大学 阿部勝征助教授,そして,本研究全般についてご討議をいただいたカリフォルニア工科大学 金森博雄教授に心より感謝申し上げます。

補遺 I

表一 I において,各地震間の間隔の平均値は,西暦 684 年以降の全地震については約 180 年であるが,最近の西暦 1605 年以降のものについては約 110 年である。

補遺 II

いま,破壊のフロントが十分成長した状態を想像する

表一 I 歴史上の南海道地震と各地震間の間隔(安藤¹⁴⁾)

西暦	間隔(年)
684	203
887	
1099	212
1361	262
1605	
1605	244
1707	102
1854	147
1946	
	92

表一 II θ と λ_c の関係

θ (度)	0	90	180
λ_c (km/s)	3.62	1.21	0.72

と,各要素内におけるフロントは,ほぼ直線で近似できよう。つまり,破壊はその要素内でフロントの法線方向に 1 次元的に進むと近似的に見なせるが,その際の各要素の要素波を,要素

中心の点震源による寄与で近似したときの誤差は,

$$\left| \frac{\sin X}{X} \right| e^{-iX}$$

ここに,

$$X = \pi \cdot \frac{l}{T}$$

$$t = \frac{l}{V_R} - \frac{l}{c} \cdot \cos \theta$$

T : 対象周期 (s)

l : 各要素の代表長 (km)

c : 対象としている波動の位相速度 (km/s)

V_R : その要素内の破壊フロントの進行速度 (km/s)

θ : その要素と対象地点の相対的位置,要素内の破壊フロントの進行方向,等から決まる角度。具体的表示については,たとえば文献 25) の Appendix 参照

の形の関数を評価することにより近似的に見積れる。いま, $\lambda(\text{km/s}) = l/T$ なる変数を導入し, V_R, c として安全側の値をとってそれぞれ 2.0(km/s), 3.0(km/s) とすると, $|\sin X/X|$ が 50% になるような λ の値(これを λ_c と名付ける)と θ の関係は,上式より表一 II のようになる。

表一 II より, $T=6$ 秒, $\theta=90^\circ$ では, $l = \lambda_c \cdot T \approx 7.2$ km となる。本解析においては,各要素の寸法をこのような考察と計算時間を勘案して決めた。なお,応答スペクトルは,一応周期 6 秒以上について求めているが, $T=6$ 秒, $\theta=180^\circ$ とすると $l = \lambda_c T \approx 4.3$ km となり,このくらいの周期成分をよりよく推定するには,本解析より細かい分割が必要となる。

補遺 III

本論文の原稿提出の直前に名古屋大学の井上 公氏から,氏を含む“爆破地動研究グループ”が最近,四国東北部の坂出——宇爆破(1980 年 2~3 月)をもとに推定した両地点間の地殻の浅い部分の構造のデータがもたらされた。それによると,測線上の各観測点間の平均距離は約 2 km と,本文 4. で述べた青木・村松²⁸⁾が構造を

求める際用いた四国外山爆破(1965年11月)の際の平均距離約20kmに比べかなり高密度で、地殻のやや浅い部分のデータは本研究で採用したモデルに比べ信頼性が高い。

表一IIIに井上らによる坂出(図一2)直下の推定構造を掲げる。表一IIIを本文表一3と比較してみると、井上らの構造は青木モデルと改訂青木モデルの中間的なものになっており、構造を井上らのものに替えても、本解析の結果はそれほど変わらぬであろうことが予想される。

参考文献

- 1) 田中・吉沢・大沢：やや長周期帯域における強震動の特性，東大地震研究所彙報，**54**，pp. 629~655，1979。
- 2) 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論文集，1978。
- 3) 工藤一嘉：正規モード解による強震地動の研究，東北大学博士論文，1979。
- 4) Swanger, H.J. and D.M. Boore : Simulation of Strong-Motion Displacements Using Surface-Wave Modal Superposition, BSSA, **66**, pp. 907~922, 1978.
- 5) Kanamori, H. and D.L. Anderson : Theoretical Basis of Some Empirical Relations in Seismology, BSSA, **65**, pp. 1073~1095, 1975.
- 6) Geller, R. : Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, BSSA, **66**, pp. 1501~1523, 1976.
- 7) Das, S. and K. Aki : Fault Plane with Barriers—A Versatile Earthquake Model, JGR, **82**, pp. 5658~5670, 1977.
- 8) 金井 清：強震動に関する一考察，東大地震研究所彙報，**36**，p. 295，1958。
- 9) Der Kiureghian, A. and A.H-S. Ang : A Fault-Rupture Model for Seismic Risk Analysis, BSSA, **67**, pp. 1173~1194, 1977.
- 10) 翠川三郎・小林啓美：地震断層を考慮した地震動スペクトルの推定，日本建築学会論文報告集，282，pp. 71~79，昭和54年。
- 11) 大沢・亀田・杉戸：震源分割モデルによる大規模近距離型地震動の予測について，土木学会第35回年次学術講演概要集，I-190，pp. 376~377，1980。
- 12) Butler, R. and H. Kanamori : Long-Period Ground Motion from a Great Earthquake, BSSA, **70**, pp. 943~961, 1980.
- 13) Harkrider, D.G. : Surface Waves in Multilayered Elastic Media, BSSA, **54**, 1964, pp. 627~679, Part II, **60**, pp. 1973~1987, 1970.
- 14) Saito, M. : Excitation of Free Oscillations and Surface

表一III 坂出直下の推定構造

	V_p (km/s)	H (km)
第1層	4.6	1.0
2	5.9	15.0
3	6.1	4.0
4	6.8	

Waves by a Point Source in a Vertically Heterogeneous Earth, JGR, **72**, pp. 3689~3699, 1967.

- 15) Kanamori, H. : Tectonic Implications of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido Earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter., **5**, pp. 129~139, 1972.
- 16) Ando, M. : Source Mechanism and Tectonic Significance of Historical Earthquakes along the Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, **27**, pp. 119~140, 1975.
- 17) Wyss, M. and J.N. Brune : The Alaska Earthquake of 28 Mar. 1964; A Complex Multiple Structure, BSSA, **57**, pp. 1017~1023, 1967.
- 18) Trifunac, M.D. and J.N. Brune : Complexity of Energy Release during the Imperial Valley, Calif. Earthquake of 1940, BSSA, **60**, pp. 137~160, 1970.
- 19) Fukao, Y. and M. Furumoto : Foreshocks and Multiple Shocks of Large Earthquake, Phys. Earth Planet Inter., **10**, pp. 355~368, 1975.
- 20) Kanamori, H. and G.S. Stewart : Seismological Aspects of the Guatemala Earthquake of Feb. 4, 1976, JGR, **83**, pp. 3427~3434, 1978.
- 21) 宮武 隆：断層の破壊過程(3)，(4)，地震学会秋季大会講演予稿集，p. 56~57，1979。
- 22) 宮武 隆：断層の破壊過程(5)，マルチプルショックについて，地震学会春季大会講演予稿集，p. 6，1980。
- 23) 吉山良一：南海道地震とその一余震について，地震，**2**，3，pp. 22~26，1950。
- 24) Ben-Menahem, A. : Radiation of Seismic Surface-Waves from Finite Moving Sources, BSSA, **51**, pp. 401~435.
- 25) Kawasaki, I. : The Near-Field Love Waves by the Exact Ray Theory, J. Phys. Earth, **26**, pp. 211~237, 1978.
- 26) 宮下 芳・松浦充宏：断層面上のディスロケーションの分布の推定する試み—1964年アラスカ地震，地震学会秋季大会予稿集，p. 98，1975。
- 27) 宮下 芳・松浦充宏：文献26)の続報，地震学会春季大会予稿集，p. 163，1976。
- 28) 青木治三・村松郁栄：御母衣-外山測線に沿う近畿・四国地方の地殻構造，地震，**2**，27，pp. 104~109，1974。
- 29) Ikami, I. : Crustal Structure in the Shizuoka District, Central Japan as Derived from Explosion Seismic Observations, J. Phys. Earth, **26**, pp. 299~331, 1978.
- 30) 吉井敏尅：日本の地殻構造，東京大学出版会，1979。
- 31) たとえば，地震応答解析と実例，土木学会編，pp. 211~229，1973。
- 32) 岡田成幸・鏡味洋史：日本各地におけるやや長周期の地震特性の定量評価の試み，日本建築学会論文集，267，pp. 29~38，昭和53年。
- 33) 本州四国連絡橋公団：耐震設計基準・同解説，昭和52年。
- 34) Kanamori, H. : A Semi-Empirical Approach to Prediction of Long-Period Ground Motions from Great Earthquakes, BSSA, **69**, pp. 1645~1670, 1979.

(1980.11.25・受付)