

紀伊半島沖の巨大地震による長大構造物の 地震応答の予測

PREDICTION OF SEISMIC RESPONSE OF LONG-PERIOD STRUCTURES DURING A HYPOTHETICAL
GREAT EARTHQUAKE ALONG THE NANKAI TROUGH

山田善一* 野田茂**

By Yoshikazu YAMADA and Shigeru NODA

In this paper, a semi-empirical synthesis method is developed for statistically estimating long-period (2 to 20 sec) surface waves during the mainshock from records for small events such as aftershocks. Ground motions for the mainshock are synthesized using aftershock records obtained by low-magnification seismographs of Central Meteorological Observatory for the Nankaido earthquake ($M_s=8.1$) of December 20, 1946. Long-period ground motions and acceleration response spectra with 2% critical damping are calculated at the sites of Kobe and Sumoto. The synthesized seismogram and response spectra are in good agreement with those calculated for the mainshock by Inoue et al. Under certain circumstances, horizontal components of the acceleration response spectra at Sumoto during a great earthquake along the Nankai trough may exceed the design spectra for the Honshu-Shikoku bridges.

1. 序論

最近、大型石油タンク、長大橋梁、超高層ビルなど、固有周期が数秒程度以上にも達する構造物が建設されるようになってきた。SMAC型に代表される通常の加速度計では、この帯域の地震動を精度よく記録できないこともあって、大地震時の応答評価は不十分なのが現状である。このような点からは、短周期地震動よりもむしろやや長周期地震動（主に表面波が対象となる）に対する安全性の検討を加えておくことが必要であろう。

このような問題意識に立脚して、近年、断層震源モデルと表面波動起理論を組み合わせた方法を用いて、過去の大規模地震時における地動の理論的再現を試みる研究がいくつか行われてきた。その結果、断層の破壊が単純である場合には、周期5～10数秒以上では、理論波形は実測波形によく一致するということが明らかになってきた。

一方、大地震と同一の震源域に生じた小地震（前震・余震）の震動記録をグリーン関数として、大地震時における地動の波形を合成する半経験的手法が Hartzell¹⁾によって初めて試みられた。この方法によれば、震源での予測し難いパラメーター、伝播経路、地盤の複雑な影響などを直接見積ることなく、大地震時の波形を推定することができる。この手法は、断層面上の要素波を、理論的な方法によらず実記録で代用することにより処理する巧みな方法と言える。しかしながら、Hartzellの方法は、本震と余震の断層形成時間（ライブタイム）の違いが考慮されていないことや、Scale factorの与え方の物理的意味があいまいなため、強震動予測に用いるには問題点を残していた。Hartzellの提案後、このような方法は多くの研究者により改良されてきた。なかでも、入倉²⁾は、これらの問題点をスケージング則を用いて克服した方法を開発した。しかし、入倉の方法にも改良すべき点は残されており、後述するように、本研究で対象とした南海道地震への適用には種々の困難さを含む。

南海トラフに沿っては、1944年の東南海地震、1946年の南海道地震というような $M=8$ 程度の巨大地震が過去に発生している。このような巨大地震が将来発生するとすると、四国・近畿・中京圏の各地において大被害を被ることが予想される。また、長大あるいは大型構造物は、やや長周期の地震動によって大きな揺れを示す可能性がある。このようなことから、巨大地震時における各地の震動波形を予測することは、耐震設

* 工博 京都大学教授 工学部土木工学科 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

** 工修 京都大学助手 工学部土木工学科 (〒 606 京都市左京区吉田本町)

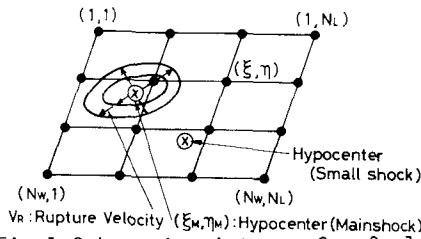
計を行う上で極めて重要であると考えられる。

本研究は、1946年の南海道地震の震源域に設定した断層モデルに基づき、近畿圏までの伝播経路を考慮し、各地において予想されるやや長周期の地震動を推定することを目的としている。これらの結果を加味すれば、現在完成、着工中あるいは建設予定の本州四国連絡橋および紀伊半島から瀬戸内海沿岸にかけて存在する石油タンク群のスロッシングについて、定量的に検討を加えることができる。なお、この研究では、従来の半経験的手法に改良を加え、本震と余震の方位特性関数や、震源深さの相違を明確にし、断層の破壊過程に関する確率モデル（特に、ライズタイムと破壊伝播速度が断層上でランダムに分布するとした）を導入した、新しい手法を採用している。すなわち、水平多層構造に対する走時を理論的に計算し、波形合成のもととなるグリーン関数として選ばれた地震記録に方位補正、距離補正、さらに震源の深さの違いによる補正を加える必要のある場合の方法について提示している。また、加速度波形に周期的な高周波成分が乗らないような工夫を施している。

なお、本論文のモチーフは文献3)と同じである。ただし、地震動の合成法については文献3)と本研究で大きく異なっている。すなわち、文献3)では断層震源モデルと表面波動起理論（正規モード解）を基本としているのに対し、本研究では前述したように半経験的手法に基づき、しかも従来に見られないようないくつかのアイデアを提示している点である。このようなことを勘案すると、本解析法の方が文献3)に比べて、より現実的と言えるであろう。

2. 余震と本震の相似則を考慮したやや長周期地震動の合成法

本研究では、小地震記録をグリーン関数として本震の波形を合成する、いわゆる半経験的手法と断層上での破壊伝播の不均一性を考慮することにより、本震の震動波形を予測する。具体的には、まず、後述する相似則を用いて、本震断層面をメッシュ分割する。すなわち、矩形の断層面を考え、本震の断層面をstrike方向に N_L 個、dip方向に N_w 個のグリッドに分割する。Fig. 1は、断層のメッシュ分割、各要素のグリッド点、本震と余震の震源位置を示したものである。次に、実測の余震記録波に距離補正や、方位特性関数などの補正を施して求めた各要素波が断層面上で射出されるとし、それらを適当な時間遅れを考慮して重ね合わせる。この時間のずれには、1)断層面上の各要素からの波の射出時刻の差、すなわち、本震の震源位置（破壊開始位置）から各要素までの破壊伝播時間と、2)本震の震源から観測点までの経路と各要素から観測点までの経路の相違による走時の差、の2つが含まれる。



まず、ある観測点で記録された余震の変位記録を、南北、東西、上下動成分に対し、 NS_a 、 EW_a 、 UD_a とする。ここに、添字の a は余震を意味する。ただし、この余震から観測点までの震央距離は r_a 、方位角は $N\theta_a^\circ E$ 、震源深さは h_a である。断層のメカニズム解から、余震の断層パラメーター、すなわち、走向 ϕ_a 、傾斜角 δ_a 、食い違いの方向 λ_a 、ライズタイム τ_a 、地震モーメント $(M_0)_a$ は既知であると仮定する。

次に、余震記録の水平2成分の波形を、法線方向 (u_r) と接線方向 (u_θ) の成分に座標変換する。このとき、以下の式が成り立つ。

$$\begin{Bmatrix} u_r, a(t) \\ u_\theta, a(t) \\ u_z, a(t) \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta_a & \sin \theta_a & 0 \\ -\sin \theta_a & \cos \theta_a & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} NS_a(t) \\ EW_a(t) \\ UD_a(t) \end{Bmatrix} \quad (1)$$

比較的浅い断層面で、震央距離も100 km以上になると、表面波が地震動の主要成分になる。このような表面波を対象にすると、 u_r 、 u_z はRayleigh波のradial方向、上下方向の変位、 u_θ はLove波のtransverse方向の水平変位となる。 u_r 、 u_θ 、 u_z をFourier変換して求めた変位スペクトルを、 $U_R, a(\omega)$ 、 $U_T, a(\omega)$ 、 $U_V, a(\omega)$ とする。

ところで、水平多層構造内に Double couple 型の微小震源があるとしたとき、表面波に対する正規モード解は、文献 4), 5) に記されている。例えば、Rayleigh 波の radial 方向の変位スペクトルは、非弾性減衰を考慮すれば、地下構造と震源に関係した項に分離して書き改めると、以下ようになる。

$$S_R(\omega, r, \theta) = B(\omega) \cdot M(\omega) \cdot \chi_R(\omega, h, \theta, \phi, \lambda, \delta, k_R, V_R, V_V) \cdot \exp \left[-r \left\{ \frac{i \cdot k_R(\omega)}{2Q(\omega) \cdot U_R(\omega)} + \frac{\omega}{2Q(\omega) \cdot U_R(\omega)} \right\} \right] / \sqrt{2\pi r} \quad (2)$$

ただし、ここでは基本モードのみを考える。ここに、 ω は円振動数、 h は震源深さ、走向 ϕ 、食い違いの方向 λ 、傾斜角 δ 、波数 $k_R(\omega)$ 、観測点の方位角 θ 、震央距離 r 、 $Q(\omega)$ は Q 値、群速度 $U_R(\omega)$ 、深さ h における水平(radial 方向)および上下の変位モード $V_R(\omega, h)$ と $V_V(\omega, h)$ は既知であるとする。 $B(\omega)$ は、地下構造と ω によって決まる振幅特性関数と波数で表示できる。また、 $M(\omega)$ は食い違いの時間関数(本研究ではランプ関数を採用した)により決まる震源スペクトルである。Rayleigh 波の方位特性関数である χ_R の計算に当たっては、深さ h における水平と上下変位のモードおよびこれらのモードの深さ h に関する微分係数が必要である。詳細については、文献 4)~6) を参照されたい。

本震時の断層面を Fig. 1 のように分割したとき、今 (ξ, η) のグリッド(長手方向に ξ 番目、幅方向に η 番目)に注目する。断層上の点 (ξ, η) での震源時間関数として、本研究では、本震時のライズタイム τ と食い違い量 D を有するランプ関数を考えた。まず、後述の相似則を考え、余震のライズタイム τ_a と食い違い量 D_a は既知で、本震と同様に、食い違いはランプ関数に従うと仮定する。本震と余震の食い違い時間関数の関係は、入倉²⁾に従えば、それぞれの食い違い時間関数を Δu と Δu_a で表示すると、

$$\Delta u(\xi, \eta, t) = \sum_{k=1}^{N\tau} \Delta u_a \{ \xi, \eta, t - (k-1)\tau_a \} \quad (3)$$

となる。上式は、断層面上の 1 つの震源要素(副断層)から τ_a の間隔で $N\tau$ 個の大地震の食い違いが発生することを意味する。

さて、本震時の断層パラメーター ϕ, λ, δ は各要素について同一である。 (ξ, η) のグリッドから射出された Rayleigh 波の radial 方向の変位波のスペクトルは、式 (2) を適用すると、余震時のスペクトル $U_{R,a}(\omega)$ から、以下のように誘導できる。

$$S_R(\omega, r_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta}) = \frac{\chi_R(\omega, h_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta}, \phi, \lambda, \delta, k_R, V_R(h_{\xi\eta}), V_V(h_{\xi\eta}))}{\chi_R(\omega, h_a, \theta_a, \phi_a, \lambda_a, \delta_a, k_R, V_R(h_a), V_V(h_a))} \left(\frac{r_a}{r} \right)^{1/2} \cdot \exp \left[- (r_{\xi\eta} - r_a) \left\{ \frac{i \cdot k_R(\omega)}{2Q(\omega) U_R(\omega)} + \frac{\omega}{2Q(\omega) U_R(\omega)} \right\} \right] U_{R,a}(\omega) \quad (4)$$

同様のアイデアにより、グリッド (ξ, η) から射出された本震時の Rayleigh 波の上下変位と Love 波の接線方向の変位スペクトル、 $S_V(\omega, r_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta})$ 、 $S_T(\omega, r_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta})$ は、 $U_{V,a}(\omega)$ と $U_{T,a}(\omega)$ および距離補正と方位特性関数の補正などを用いて計算できる。すなわち、補正に当たっては、断層面上の本震と余震の震源位置、本震時の断層面の方向およびすべり方向などのパラメーターが、既知であることが必要となる。

以上のようにして求めた各要素波の周波数領域のスペクトル表示を F.F.T. で時間領域に逆変換することにより、グリッド (ξ, η) における変位波 $U_{r, \xi\eta}$ 、 $U_{\theta, \xi\eta}$ 、 $U_{z, \xi\eta}$ が求まる。こうして得られた各要素波を、各グリッドから発した波の観測点に到達した時刻と本震の破壊開始点からの波の到着時刻の差に応じて、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る。最終的に合成された地動の NS, EW, UD 成分は次のようになる。

$$U_{NS}(t) = C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_T} [\cos \theta_{ij} \cdot U_{r,ij} \{ t - \tau_{ijk} \} - \sin \theta_{ij} \cdot U_{\theta,ij} \{ t - \tau_{ijk} \}]$$

$$U_{EW}(t) = C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_T} [\sin \theta_{ij} \cdot U_{r,ij} \{ t - \tau_{ijk} \} + \cos \theta_{ij} \cdot U_{\theta,ij} \{ t - \tau_{ijk} \}]$$

$$U_{UD}(t) = C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_T} U_{z,ij} (t - \tau_{ijk}) \quad (5)$$

$$\text{ここに、} C = \frac{M_0 / (M_0)_a}{N_L N_W N_T} \quad (6)$$

$$\tau_{ijk} = T_{ij} - T_{00} + \frac{\sqrt{\{x_{ij} - x_0 + (k-1)V_R \tau_a \cos \lambda\}^2 + \{y_{ij} - y_0 + (k-1)V_R \tau_a \sin \lambda\}^2}}{V_R} \quad (7)$$

ただし、 T_{ij} 、 T_{00} はおのおの、 (i, j) グリッド点、破壊開始点 (Fig.1の (ξ_M, η_M) の位置) からの走時を意味する。この走時の計算は、文献7)で述べた方法によって行う。式(7)における V_R と λ は本震の破壊伝播速度、食い違いの方向を表わし、 τ_a は余震のライズタイム (本震の τ と $\tau_a = \tau/N_c$ の関係がある) である。また、 (x_{ij}, y_{ij}) と (x_0, y_0) は、断層面上に座標系 (長手方向に x 座標を、幅方向に y 座標をとる) を設定した時の、 (i, j) グリッドと破壊開始点の位置を示す。

ところで、後述するように、本震と余震の地震モーメント比 N (本震の地震モーメント M_0) は、 $M_0/(M_0)_a$ に最も近い整数を選ぶ。かつ、できる限り、 $N_L = N_w = N_c$ になるようにする。しかし、 $N_L = N_w = N_c$ と $N = N_L N_w N_c$ が必ずしも成立しないときのため、式(5)には地震モーメントの比に関するスケーリング・ファクター $(M_0 / (M_0)_a / N_L N_w N_c)$ を掛けるようにしている。

一般に、加速度波形のような高周波成分を議論するとき、仮定した小地震のライズタイム τ_a が真の値からずれていると、地動の加速度波形は、 τ_a の周期が卓越してしまい、不自然なものとなる。そこで、本研究では、入倉²⁾と同じように、本震と余震時の食い違い時間関数の関係を断層上の空間的な領域に変換することにより、この問題点を克服した。

3. 確率モデルによる断層の破壊過程

(1) 本震時の地動を合成するのに必要なスケーリングの係数

まず、断層面をいくつかの要素に分割し、断層パラメータを要素ごとに与える。次に、対象地点の地動を計算するに当たり、各要素波の寄与を各要素のグリッド点においた点震源による寄与で近似し、各要素波としてのグリーン関数 (すなわち小地震) の補正を行う。これを全要素について重ね合わせることにより、対象地点の地動を計算する。すなわち、各要素波を、小地震 (前震・余震) の断層に対応させて、それらを重ね合わせることによって本震時の地動予測を行うのである。

本震時の断層面のメッシュ分割の方法は、以下のようにする。入倉²⁾は、種々の震源パラメータを整理し、小地震記録を用いて大地震時の震動波形を予測する際、必要なパラメータの推定方法を検討している。その結果、本震と小地震の震源パラメータの関係として、次式を示している。

$$\frac{L}{L_a} = \frac{W}{W_a} = \frac{D}{D_a} = \frac{\tau}{\tau_a} = \left\{ \frac{M_0}{(M_0)_a} \right\}^{1/3} \quad (8)$$

ここに、 L 、 W 、 D は断層の長さ、幅、食い違い量である。添字なしのパラメータが本震、添字 a の付いたパラメータが小地震を示す。なお、地震モーメントの比の3乗根 $\{M_0 / (M_0)_a\}^{1/3}$ としては、最も近い整数値 N を採用した。上式に示す本震と小地震の相似則から、断層の分割数が指定できる。2. で示したように、本震時の地動を合成する際に必要な量は、基本的に、断層の長手方向と幅方向の分割数およびライズタイムの分割数である。本研究では、これらが N に必ずしも等しくなく、異なる値すなわち N_L 、 N_w 、 N_c とするものと考えておく。これらの値は、 N に近いほど合理的なことは言うまでもない。すなわち、 $N = N^3$ でないときには、 N_L 、 N_w 、 N_c は、後の数値計算例で見られるように、できる限り N に近い整数値を用いた。

(2) 不規則なサブスリップを伴う断層モデル

本研究では、震源時間関数としてランプ関数を考え、ライズタイムと破壊伝播速度が断層面上で不規則に分布するという断層モデルを想定した。なお、前述の(1)の断層分割の項も含めて、震源での食い違いの時間-空間関数を、本研究で採用したモデルよりもよりモダンにモデル化した方がより現実的かもしれない。例えば、最近、菊地ら¹⁰⁾は $WWSN$ の P 波記象を用いて、1976年の Guatemala地震の多重震源解析を行っているが、この種のアイデアを取り入れたモデル化を考へてみることも可能である。しかし、研究の第1ステップとしては、モデルをいたずらに複雑にするよりも理想化された単純なモデルを用いて、本質を見失わないように、最も基本的な計算を実施することが大切である。もちろん、本手法はより現実的な解析法へと拡張することが可能であるものと考えられる。

以下、各要素のパラメータの決め方について説明する。

a) 各要素のライズタイム τ

Geller⁹⁾によれば、食い違い速度 \dot{D} ($=D/\tau$)は地震の規模(M_0)に関わらず、また1つの地震の断層面のどの部分でも比較的同一であるということである。 \dot{D} はほぼ30kineから100kine前後に分布している。そのばらつきの主な原因は、震源域の地域的特性によるものと考えられている。Gellerによる τ の推定式を用いると、1946年の南海道地震の τ は9.2secとなる。一方、この断層の食い違い量 D (断層面全体の D の平均値)は、3m前後であり¹⁰⁾¹¹⁾、 \dot{D} は30~100kineになるようにするのであったから、 $\tau = D/\dot{D}$ は3~10secと推定できる。これより、本研究では、 τ が3~9secの範囲で断層上を一様に分布(各要素の τ の平均値 $\bar{\tau}$ は8secになるようにする)するように一様乱数を発生させた。また、 τ の値が各要素で一定値5secと9secをとるケースについても数値計算を実施した。

b) 破壊フロントの拡がり方

破壊フロントの拡がり方を与えれば、各要素でのTrigger timeが決まる。破壊フロントの拡がり方としては、(i)破壊開始点からの一定速度 V_R による同心円的な拡がり方と、(ii)破壊伝播速度 V_R として最小値 $(V_R)_{\min}$ から最大値 $(V_R)_{\max}$ の間に一様乱数を付与し、ゆらぎを持たせる方法を使用する。⁹⁾(ii)の方法によれば、断層面上にあたかもBarrierが分布するようなモデルとなり、一様な破壊の拡がり方に比べ、ランダム性を持たせた破壊の拡がりの解析が可能となる。しかも、地震動に含まれる短周期成分のパワーが卓越した状態が想定できる。本研究では、バリアー的な構造が考慮できるので、短周期成分が卓越しやすくなっている。しかし、Multiple eventになるためには少なくとも断層面上の一部で破壊が停止する必要がある。従って、このような解析を行うにはさらにモデルの改良をしなければならない。

具体的には、各要素のグリッド点と破壊の開始点を結ぶ直線距離を V_R で割ることによって、その要素のTrigger timeを決めるという手続きをとった。なお、 V_R の最小値、平均値、最大値は、Gellerの文献⁹⁾を参考にして定めた。 V_R は地震モーメントの大きさに依存せず、ほぼ一定であり、S波速度 β に対して、一定の関係が与えられている。すなわち、 V_R の平均値は $\bar{V}_R = 0.72\beta$ 、最小値は $(V_R)_{\min} = 0.63\beta$ という関係が得られている。そこで、本研究では、後述するような地下構造と断層の深さ方向の分布および過去の地震の V_R の値を勘案して決めた。ここでは、(i) $V_R = 2.3$ (あるいは2.5)km/secの確定値と、(ii) $(V_R)_{\min} = 1.6$ km/secと $(V_R)_{\max} = 3$ km/secの間の一様分布の2ケースを考えた。

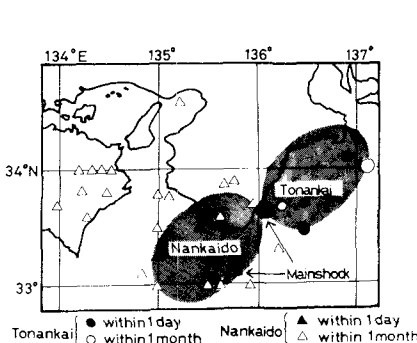


Fig.2 Aftershock distribution in the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes after Kanamori (1972)

4. 断層モデルと地下構造

南海トラフ沿いの紀伊半島から四国にかけての地域では、過去(694~1946年)においてほぼ同一地域に100~250年ぐらいの周期で、M8クラスの巨大地震が繰り返し起こっている¹¹⁾。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。巨大地震ということもあって、震源域から遠く離れた地域(例えば、大社、児島湾、中村、四日市など)でも被害が集中して発生したことは注目すべきことである¹²⁾。しかも、本州四国連絡橋の建設地域でも被害が出ており、かつ本四架橋の供用期間中に巨大地震が発生する可能性もあって、このような巨大地震に対する耐震設計の検討が必要なことを示唆している。

Fig. 2は、1944年の東南海地震と1946年の南海道地震の本震と余震の位置ならびに想定される断層面(ハッチのかかったゾーン)を示している¹⁰⁾。●印と▲印は本震後1日以内の、○印と△印は1箇月以内の余震である。これらの記号の大小は地震のマグニチュードの大きさを表す。

(1) 断層の巨視的パラメーター

1946年の南海道地震の断層震源パラメーターを求めた既往の研究としては、主なものとして、金森¹⁰⁾、安藤¹¹⁾、Fitchら¹³⁾、相田¹⁴⁾他によるものがある。金森は地震学的データを用いて各諸元の値を求め、

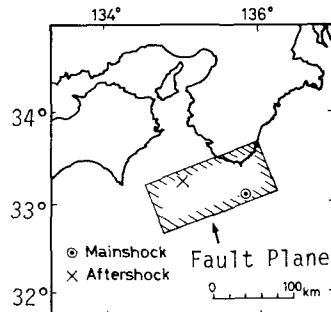


Fig.3 Map showing the fault model for the 1946 Nankaido earthquake, the epicenters for the mainshock and an aftershock used for synthesis

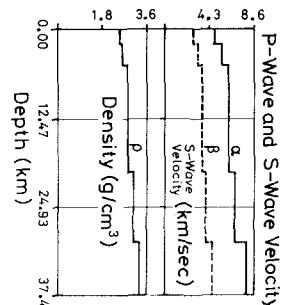


Fig.4 Crustal structure model

Fig. 2 に示すような主震後 1 日間の余震域から断層の位置を決めた。安藤のモデルは、金森の研究成果に測地学データ、津波の波源域のデータ、南海トラフの走向などを加味して修正したものである。Fig. 3 は、安藤が求めた 2 つの断層面 A と B のうち、東側の断層面 B の水平面上への投影図である。図中の◎印と×印は、本研究の計算で用いた本震と余震の位置を示している。なお、安藤は、Fig. 3 の断層面の西側、すなわち高知の南側にも一枚の断層面を考えている。しかし、この断層面は地震学的にあまり意味のないものなので、本研究では図中の断層のみを考慮した。すなわち、余震域を含む東側断層 B は急速なずれを生じたが、西側の断層は地震波を発生させない程にゆるやかに滑った。このことは、西側断層がここで考えているような周期帯域では無視でき、津波のように数～10分程度の周期波において意味のあることを示している。

本研究は、主に安藤による研究成果を勘案して、断層モデルを決めた。断層上縁の深さは表面波の Excitation にとって重要なパラメーターである。金森と中央気象台¹⁵⁾が決めた震源深さは 30km である。安藤氏との私信によれば、震源深さや断層上縁の深さの値には、大きな誤差が見込まれているとのことである。そこで、安藤氏の指摘に従い、断層上縁の深さを 4km とし、断層の傾斜角 (25°) と断層面の大きさ (150km×70km) を勘案して、震源深さは 7.7km とした。すなわち、この震源深さを本震の発震点 (破壊の始まった点) の深さと考えることにする。本震の位置は (33.13° N, 135.84° E)、本研究で採用した余震 (1948年12月21日, 7h45m (J.S.T.)) の位置は (33.3° N, 135.0° E) である。また、余震の地震モーメント (M_0)_a は、発表されている M_J の大きさ 6.2¹⁵⁾ と、 $M_J \approx M_0$ ¹⁶⁾ および M_S と M_0 の関係 (Geller による)⁹⁾ を勘案して、(M_0)_a = 1.23×10²⁵ dyne·cm と決めた。余震の深さは中央気象台発表のもの (20km)、本震の M_0 は金森の成果による値 (1.5×10²⁸ dyne·cm) を用いた。なお、金森が決めた M_0 の値は、当時の低倍率長周期地震計の精度の悪さを勘案すると、大まかなオーダーを表しているのが妥当である。本震時の断層長 L 、幅 W 、走向 ϕ 、傾斜角 δ 、食い違いの方向 λ (118.57°) は安藤の結果と同じである。なお、余震のメカニズムは本震のものと同じであると仮定した。Q 値は、既往の研究成果などを勘案して、周波数によらず、一定の値 300 とした。ただし、本計算例では非弾性減衰を具体的に考えなかった。ライズタイム τ と破壊伝播速度 V_R の値の決め方は 3. 章で述べた通りである。

本震と余震の地震モーメントの比 N は約 1220 となる。この値の 3 乗根が一番近い整数は 10 あるいは 11 である。そこで、本研究では、地震動の合成を行う際、1) 方位特性関数の補正を考慮しないときは、 $N_L = 12$ 、 $N_w = N_z = 10$ とし、2) 補正を考えたときには、計算時間も勘案して、 $N_L = N_w = N_z = 10$ とした。なお、2) のケースは相似則と異なり、物理的意味に少し欠ける。しかし、合成した地震動振幅は、式 (5) に示すように、 $\{M_0 / (M_0)_a\} / N_L N_w N_z$ なるファクターを掛けているので、それほど問題にはならないであろう。

(2) 地下構造

南海道地震の断層は海面下にある。対象地点と震源域の間の地下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となる。すなわち、アジアプレートの下側にフィリピン海プレートがもぐり込む down dip 型の地下構造である。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言われている。従って、観測点での表面波の解析を行う際、地下構造のモデルとしては対象地点直下の推定構造を用いる必要がある。一方、式 (4) に示すように、本震と余震の表面波の Excitation を求めるためには、震源域での地下構造を知る必要がある。このようなことを考えると、本来、観測点から震源まで不整形地盤としてモデル化を試みなければならない。しかし、本研究では、このような地下構造の情報がグリーン関数としての余震に含まれており、解析上は、式 (4) の方位特性関数と式 (7) の走時の計算において、地下構造のデータを用いているだけである。従って、地下構造を震源域から対象地点まで平行成層構造と考えても、結果があまり変わらないと考えてもよいと言える。

本研究で用いた地下構造は、爆破探査による、東海・近畿・四国地方および南海トラフ付近の地殻構造の推定結果^{17)~22)}を参考にして決めた。Fig. 4 は採用した地下構造であり、P 波速度、S 波速度、密度の深度分布を示している。P 波速度 α は、人工地震の観測記録 (初動部) を走時解析して推定したものをを用いた。S 波速度 β は、 $\beta = \alpha / \sqrt{3}$ (ポアソン比は 0.25 とする) の関係式より決めた。密度 ρ は、 ρ が 2.0, 2.5, 2.8, 3.25 gr/cm³ のとき、 β が 1.1, 2.5~3.0, 3.4~3.55, 4.5~5.0 km/sec であること²³⁾を参考にして決めた。

Fig. 5 は、Fig. 4 の地盤モデルより求めた、Love 波と Rayleigh 波に関する、位相速度と群速度の基本モードの分散曲線である。一方、Fig. 6 は Love 波の水平変位とせん断応力の周期ごとのモード図を示したものである。周期としては、2, 5, 10, 15, 20, 25 sec を考えている。同様に、Rayleigh 波についても、水平と上下の変位、直応力とせん断応力のモード図が描ける。これらのモード図は方位特性関数の補正や震源深さの違いを考慮して地震動を合成する際、非常に重要な要因となる。なお、モデルの決め方に任意性が残るため、将来、小～中規模の浅い自然地震に対する地震記録がとれ、そのうち対象地点の近くの場所で、分散

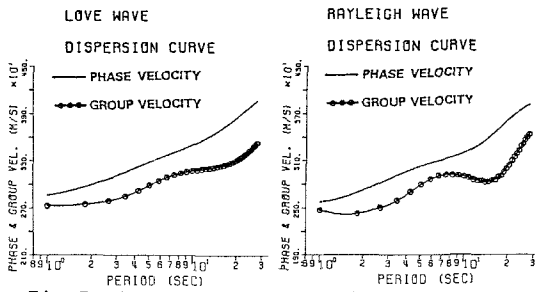


Fig.5 Dispersion curves of fundamental mode in Love and Rayleigh waves

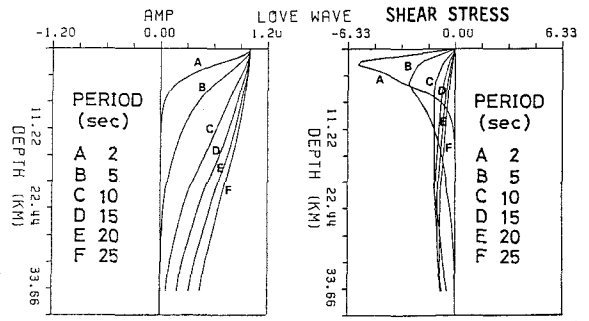


Fig.6 Eigenfunctions of the fundamental mode of displacement and shear stress for various periods in Love wave

の明瞭なものを解析するなどして、推定した地下構造を改良していく必要がある。

5. 地震計の特性と実測地震記録

本研究では、まず、1944年の東南海地震（12月7日13h35m）、1946年の南海道地震と余震（特にM>5 or 8）および1949年4月18日の紀伊半島沖の地震（南海道地震の余震と言われている²⁴⁾の記録紙を写真撮影し、かつそのコピーを収集した。さらに、東京管区、大阪管区、福岡管区内の気象庁観測所の地震記録はマイクロフィルムの形で入手した。これは、実測の波形の確認とともに、地震動のシミュレーションに先立って、断層の諸パラメーターのより確かな値を検討する目的で実施したものである。なお、地震計の時定数については観測原簿から調査した。Fig. 7は、資料を収集しかつ記録の数値化を実施した地点を示している。

対象とした地震計は当時の変位強震計、ウィヘルト式地震計、簡単微動計などである。自記紙には、当時の計器に内在するいくつかの問題点がある。すなわち、ドラム回転のむらなどによる刻時精度の悪さ、ダンパーの不良、また記録紙の保存状態の悪さ、ニカワや用紙の質の悪さ、戦災による計器の損傷や紛失などの原因により、実際に数値解析に耐えうるものはかなり少なかった。

収集した地震記録のうち、1946年の南海道地震の震源域における余震記録（Fig. 2のうち、1946年の12月21日と12月24日、1947年の1月25日の記録でM>6のものとして1948年の4月18日の最大余震の記録を選んだ）をディジタイザーによって数値化し、計器補正などの各種補正を実施した。本研究で特に解析の対象とした地点は、Fig. 7における洲本と神戸である。両地点の位置および1946年の南海道地震の本震・余震（12月21日、7:45、M=6.2）の位置との関係はTable 1に示す。Table 2は、同地震発生時の両地点における強震計の時定数（固有周期T₀、制振度ν、摩擦係数r、倍率V、紙送り速度）を、3成分について示したものであ



Fig.7 Locations of C.M.O. stations from where strong motion records have been gathered.

Table 1 Relative position between observation sites and epicenters for the mainshock and an aftershock used for synthesis

	Sumoto	Kobe
Site Location		
1) Latitude	34.33° N	34.69° N
2) Longitude	134.91° E	135.18° E
Epicentral Distance (km)		
1) Mainshock	158.79	183.13
2) Aftershock	115.11	154.00
Azimuthal Angle θ (deg)		
1) Mainshock	327.32	340.72
2) Aftershock	355.80	6.11

Table 2 Characteristic on low-magnification
seismograph of Central Meteorological
Observatory (C.M.O.) at two stations

Seismographic Characteristic	Sumoto			Kobe		
	NS	EW	UD	NS	EW	UD
Pendulum Period To (sec)	4.4	4.4	4.4	3.5	3.5	3.0
Damping Ratio ν	2	3	2	2	2	2
Friction r (cm)	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001
Static Magnification V	2	2	3	2	2	2
Paper Speed (cm/min.)	2.46	2.46	2.46	2.5	2.5	2.5

る。なお、この定数の値は、記録紙から直接読み取ったり、験測値を採用して求めたものである。

Fig. 8 は洲本測候所における南海道地震の本震、Fig. 9 は神戸海洋気象台における同本震および1948年4月18日の同余震の記録紙である。ともに、変位強震計記録である。同地震の余震は数が少なかったが、その中で1948年の地震は規模が最大 ($M_J = 7.2$) であった。また、この余震のP波初動によるメカニズム解は本震のそれと非常に似ており、初動の発震点の位置も本震のそれとほとんど同一である²⁴⁾。なお、最大余震の記録は本論文ではグリーン関数として直接使用してはいるが、比較のため掲載したものである。

Figs. 8 と 9 に見られるように、両地点の本震時の記録は振り切れている。洲本の地震動記録の特性としては、自記録紙上で、1)EW成分の最大振幅が約 3.5 cm である、2)卓越周期は、EW成分で約 4sec、UD成分で約 2.5 sec である、3)水平NS成分の記録は立ち上がりの強震部で振り切れ、ペンの機能がストップしている、4)UD成分の振幅レベルは水平動成分の1/2 強であることがわかる。もちろん、これらは地震計の計器特性を考慮しないときの結果である。本震および余震時の神戸における震央距離は洲本に比べ、25kmと40kmほど遠い。方位特性や伝播構造の違いもあって、神戸の記録は短周期成分が減衰してしまい、やや長周期の成分が卓越している。ただし、本震時の記録は洲本の記録ほどペンアームの円弧の影響が強く現われていないが、完全に振り切れてストップしている。

Fig. 10(a) は洲本の、Fig. 10(b) は神戸の余震記録 (本震後約 3.5時間後に発生した余震) から、計器補正を施して求めた地動の変位波形を3成分について示したものである。ただし、地動の波形は後述する数値フィルターを通して、周期 2~20sec 以外の成分をカットした。これらの波形は、地震動の合成を行う際の

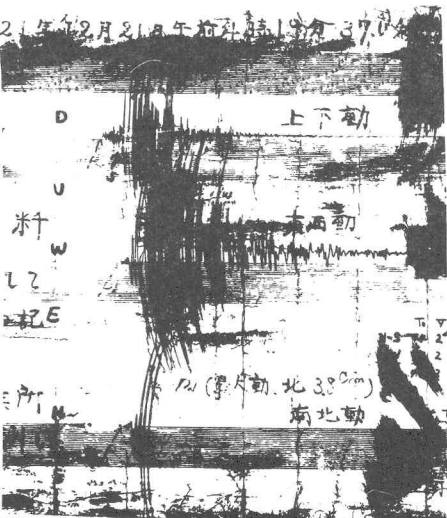
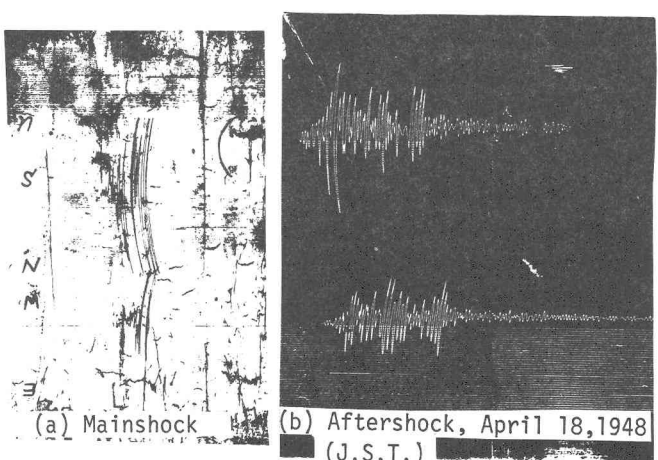


Fig.8 Seismograms for mainshock
of the 1946 Nankaido
earthquake recorded at Sumoto



(a) Mainshock (b) Aftershock, April 18, 1948
(J.S.T.)

Fig.9 Seismograms for the 1946 Nankaido
earthquake recorded at Kobe

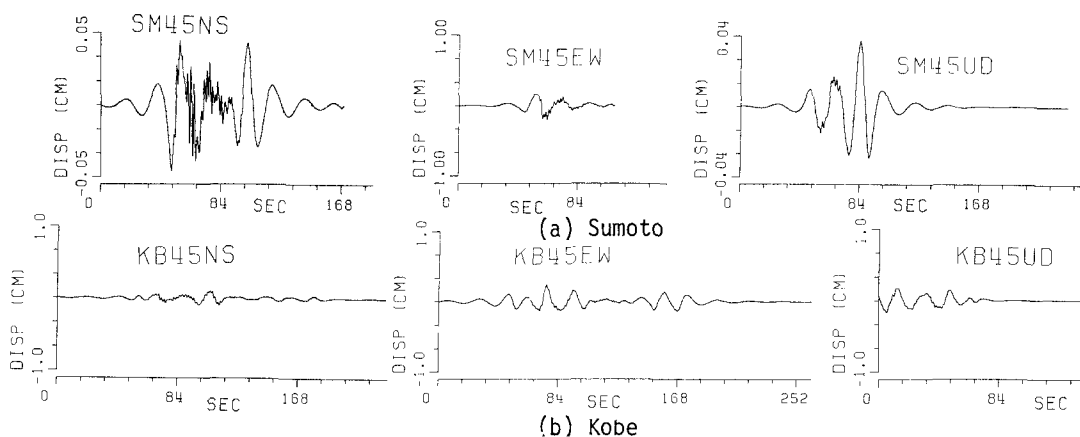


Fig.10 Ground displacements at two stations for an aftershock (December 21,1946, 7:45)

グリーン関数となる。

なお、加速度記録から変位波形を計算するには、1)米国で標準的に使用されている Trifunac の方法、2)周波数領域でのFFTフィルターを用いる方法や、3)時間領域の漸化式数値フィルターを用いる方法がある。本研究では、1)や2)の方法に比べて、波の初動部のきれがよく実測変位波と計算値との対応が極めて優れており、合理性が既に確認されている3)の手法を用いた。ここでは、斎藤²⁵⁾の論文を参照し、チェビシェフ型等リップル漸化フィルターのうち特にバンドパスフィルターを適用した。

6. 紀伊半島沖の巨大地震による周期 5~15秒程度の地震動予測

(1) 合成法による地震動のシミュレーション

2. で述べた方法により、地震波動のシミュレーションを以下の3ケースについて実施した。

Case 1: 非弾性減衰と方位特性関数の補正を考えず、距離補正のみ考慮する。

Case 2: 方位補正と距離補正を行う。ただし、方位特性の計算に必要な震源深さは断層上の各グリッドで同一とし、余震の震源深さに等しくする。

Case 3: 前述と同じ補正を行うが、震源深さは異なるものを用いる。

上記のCase 1は既往の研究でよく採用されているアイデアと同じであり、またCase 2はそれよりも若干の工夫を施したものである。本研究で提案した新しい方法が、Case 3であり、これまでの研究とは異なるユニークな点と言える。Case 1と2は、断層面の幅(深さ)に比べて長さが非常に長い、米国のSan Andreas断層上の大地震などを模擬する場合に用いるべき方法である。従って、本研究で対象としているような地震のように、断層面の深さ方向の拡がりを見逃すような場合に、この2つのケースは積極的に用いるべきではないと考えられる。このようなとき、Case 3の方法で地震動をシミュレートするのは威力を発揮すると言える。なお、このCase 3の結果は、主に、次節の応答スペクトルにおいて議論するものとする。ただし、後述するように、Case 3の影響は震央距離が大きくなるとあまり明瞭ではない。一方、洲本のように神戸に比べて震源域に近いと、その効果が明らかに出現している。ただし、本地震では本震と余震の震源深さが正確にわかっていないこともあり、本研究で提案した手法(Case 3)の有効性を検討するためには最近の地震記録を用いて詳細に分析しなければならない。この点については数値計算をさらに進める予定である。

破壊フロントの拡がり方は、1)一定速度 V_R による拡がり(Uniform)と2)ゆらぎのある拡がり(Random)の2ケースを考えた。以下、Case 1~Case 3に関して、破壊過程を確定的にした結果はCaseU1~CaseU3とし、不規則な破壊過程の結果はCaseR1~CaseR3と明示する。ここで、CaseU1とU2については、(a) $\tau = 9\text{sec}$, $V_R = 2.5\text{km/sec}$ と(b) $\tau = 5\text{sec}$, $V_R = 2.3\text{ km/sec}$ の2つを考え、 $N_L = 12$, $N_w = N_\tau = 10$ とした。CaseU3は、 $\tau = 5\text{sec}$, $V_R = 2.3\text{km/sec}$ とし、 $N_L = N_w = N_\tau = 10$ について計算した。CaseR1~CaseR3については、 $V_R = 1.8 \sim 3\text{km/sec}$, $\tau = 3 \sim 9\text{ sec}$ の一様分布を想定した。CaseR1とR2は $N_L = 12$, $N_w = N_\tau = 10$ とするが、計算の都合上CaseR3については $N_L = N_w = N_\tau = 10$ とした。

Fig.11は洲本における、Fig.12は神戸における代表的なケースの地動を示したものである。両図にはCaseU1(a)とU1(b)およびCaseR1の結果を示している。これらの図において、時間軸の原点は断層面の破壊の開始時刻に対応している。両地点の波形が大きく異なっているのは1つの特徴と言える。これは、

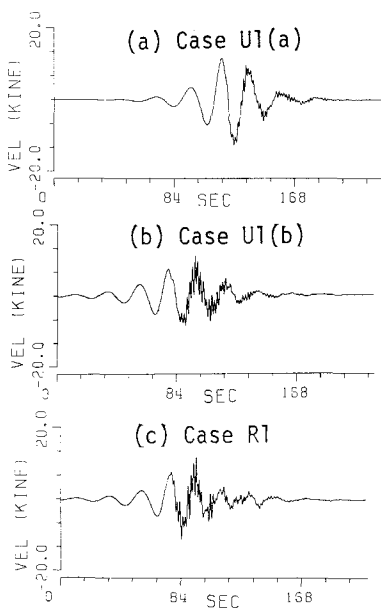


Fig.11 Synthesized velocity wave EW component at Sumoto

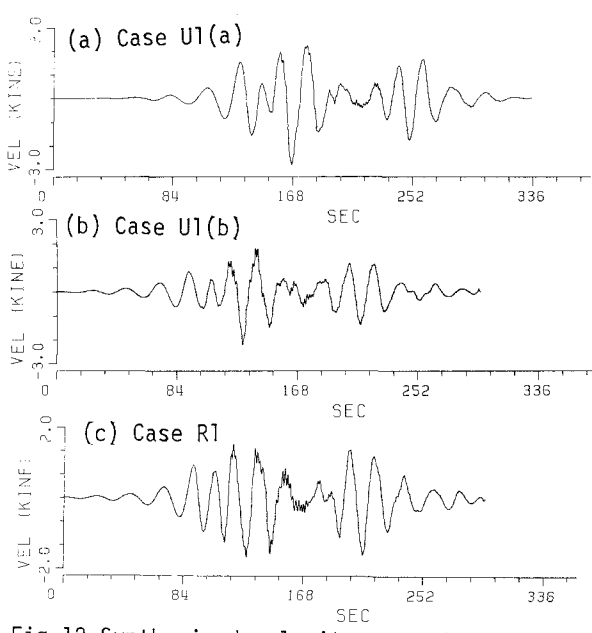


Fig.12 Synthesized velocity-wave EW component at Kobe

Table 3 Peak values of simulated ground motions at two stations

	Case	Maximum Acceleration (gal)			Maximum Displacement (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD
SUMOTO	U1(a)	7.4	20.8	0.87	7.1	40.1	4.9
	U1(b)	6.1	20.3	0.89	5.0	23.7	3.2
	R1	15.2	33.7	2.4	19.2	46.0	2.9
KOBÉ	U1(a)	1.4	1.8	1.4	2.7	7.8	6.1
	U1(b)	2.1	1.7	1.6	2.2	5.0	4.8
	R1	4.9	3.3	2.2	4.9	6.0	5.3

グリーン関数としての余震 (Fig.10) の影響によるものと考えられる。なお、ランダム・シミュレーションは、本来は何回か実施すべきであるが、計算時間を勘案して2回だけ行った。もっと多数回行わねば、ランダム・シミュレーションを行う意味が薄れるし、十分ではないことは確かである。後述するように、与えられた乱数によっては結果が多少異なることもある。しかし、いたずらに、莫大な計算費用とCPU Timeを要するのではなく、何らかの傾向と特性を確認することの方が工学的には重要であると考えた。

Table 3には、各ケースについてシミュレートした地震動の最大加速度と最大変位の値を示す。なお、ランダム・シミュレーションであるが、Figs.11と12の結果に対し、異なる乱数を採用したときの結果がTable 3である。つまり、図中のR1と表中のR1は、断層の破壊過程が同一の結果に対応していないことに注意してもらいたい。これらより、以下のことが理解できる。

CaseU1(a)とU1(b)は、破壊速度が0.2km/secほど違い、ライズタイムが4secも相違する計算結果である。一般に、 V_R が一定だと、 τ が小さいほど、また τ が同一だと、 V_R が大きいほど、地動の最大値は大きくなると考えられる。ただし、この傾向は、断層のメカニズムによって異なることは言うまでもない。Table 3より、洲本の場合、最大加速度は両ケースでそれほど大差はない。しかし、EW成分の最大変位は、他の成分に比べて両ケースで若干の相違が見られる。また、EW成分の最大地動は他の成分に比べて大きい。水平2成分の最大地動を比較すると、加速度で3倍程度、変位で約5~6倍、EW成分の方が大きくなっている。洲本の水平成分の最大加速度はUD成分に比べて15~20倍程度大きく、最大変位はEW成分で大きく、乱数の発生仕方によっては40数cmにも達した。ただし、余震の記録自体に信頼性があり、実際の方位特性が理論通りに従うと仮定したときの結果であることは言うまでもない。これは、断層が低角逆断層であり、食い

違いの方向がほぼ南東方向 ($\lambda = 116.57^\circ$) で、破壊は断層面上をほぼ東から西側に進むからであると考えられる。井上ら²⁶⁾は、1948年の南海道地震(本震)の洲本におけるEW成分の記録を数値化し、最大地動振幅を求めている。それによれば、最大変位、最大速度、最大加速度は18.9cm, 8.9kine, 19.7galである。本研究の想定断層に対するCaseU1(b)の結果と井上らの結果はよく対応している。

神戸の場合、CaseU1(a)とU1(b)では、地動の3成分の値がほぼ同程度でそれほど差が見られない。神戸と断層面の位置関係を考えると、Love波の寄与は主にEW方向、Rayleigh波はNS, UD方向に主に出ると考えられる。前述したように、dip成分の食い違いが主に卓越するため、Rayleigh波が多く励起され、そのためUD方向の最大地動は水平方向の地動と同程度、場合によっては大きくなっていると推察される。なお、Figs.11と12からわかるように、洲本、神戸とも、各ケースによって波形の相の状態に大きな差は見られなかった。神戸と洲本の最大地動を比べると、洲本の方が1.5~6倍ほど大きい。震源からの方位角や距離減衰による影響だけではなく、洲本は、周期5.6秒以上の長周期帯域において、かなり揺れやすい地盤であると考えるのが自然であろう。このことは、後述するように、やや長周期の揺れやすさの指数から言えば矛盾するが、この指数が周期の関数と考えれば、問題はない。

一方、ランダム・シミュレーションR1の結果は、CaseU1の結果よりも大きい地動の値を示している。これは、ライズタイムや破壊速度が断層上でランダムに変化し、短周期地震波が卓越し、応答が大きく励起されたものと考えられる。すなわち、断層面上の各小領域で、時間的にも空間的にも不規則なすべりが起こり、しかも破壊伝播速度にも不規則性があるため、その断層モデルから発生する短周期成分のパワーが強調されるのである。Figs.11と12からわかるように、CaseU1(b)とCaseR1の波形を比較すればこの様子が理解できる。なお、乱数の発生の仕方によっては、最悪な地震動を求めることができると考えられる。すなわち、Table 3のCaseR1とFigs.11と12のCaseR1では乱数の値が異なり、波形は似ているが振幅は2倍程度違う例もあるということである。ただし、現実的な波形のシミュレーションを考える際、破壊速度をどのようにとるか、断層面上のBarrier(あるいはAsperity)による不均質な分布をどのように考慮するか、などは残された課題であろう。地震動、特に短周期成分を含む入力波を精度よくシミュレートするためには、震源過程の詳細なモデル化をすることが必要である。

(2) やや長周期帯域の応答スペクトルの推定

ここでは、本州四国連絡橋のための耐震設計基準に示された加速度応答スペクトルと比較するため、減衰定数が2%の解析結果を示す。耐震設計基準²⁷⁾では、紀伊半島および土佐沖に100年当たり1~2回発生が予想される、マグニチュード8程度の地震を想定するとしている。本研究で対象とした周期帯域($T = 2 \sim 20$ sec)における本四スペクトル S_a ($h = 2\%$)は、水平動に対し以下のようである。ただし、地震動(主に短周期帯域)の最大加速度は180galとなるようにスケールされている。

$$S_a = \begin{cases} 257 / T & (2 \leq T < 10) \\ 25.7 & (T \geq 10) \end{cases}$$

一方、上下動に対する加速度応答スペクトル値は上式の1/2を規定値としている。

ところで、岡田・鏡味²⁸⁾は、1961~1973年の期間に気象庁1倍強震計などで得られた最大振幅(地震月報に報告されている最大読取振幅の水平2成分を合成したもの)を用いて、気象庁各観測所でのやや長周期の揺れやすさを定量評価し、日本全国について相対比較を行っている。この揺れやすさは、1~7秒程度の波に影響を及ぼす各観測点近傍の地下構造を示唆していることになる。本研究で調査したうち、代表的な観測所におけるやや長周期波の揺れ度指数は、大阪(3.02)、神戸(0.95)、高松(0.78)、洲本(0.88)である。大阪は、日本の平均的な地点の揺れに比べて3倍の揺れが生じるという意味である。神戸は、日本における平均的な揺れやすさを示す地点に相当している。一方、洲本は神戸よりも下で、また全国平均よりも下回っている。この揺れやすさのみで判断するならば、近畿、中・四国地方に立地する本四架橋や石油タンクの周期5秒程度までの応答は、余り大きくならないことが予想される。

本研究で求めた加速度応答スペクトルと本四スペクトルを比較したのがFigs.13と14である。確率量としての α と V_R の乱数の初期値が異なる2つの場合を考えた。図中(a)が洲本の、(b)が神戸の結果を示している。なお、図中のCaseU1はCaseU1(b)の結果に対応している。

本研究と同じように、井上・藤野ら³⁰⁾は、南海道の大地震が再び同じ場所で起こるとして、周期10秒前後の地震動を正規モード解(表面波動起理論)を適用して、明石地点などの加速度応答スペクトル($h=2\%$)を求めている。そこでは、明石を対象地点として、修正青木モデル(地下構造)と安藤による断層モデルを採用し、食い違い量の深さ方向の分布を三角形、破壊フロントの拡がりをランダムとし、10回のシミュレーションに対する加速度応答の平均値、最大値、最小値を示し、本四スペクトルと比べている。これより、本研究

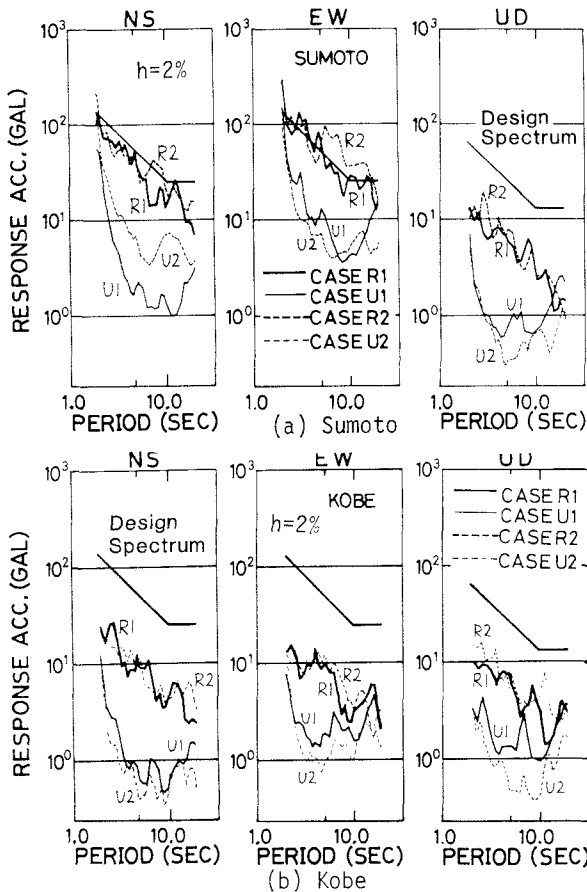


Fig.13 Comparison of calculated acceleration response spectra with 2% critical damping with design spectra for the Honshu-Shikoku bridges

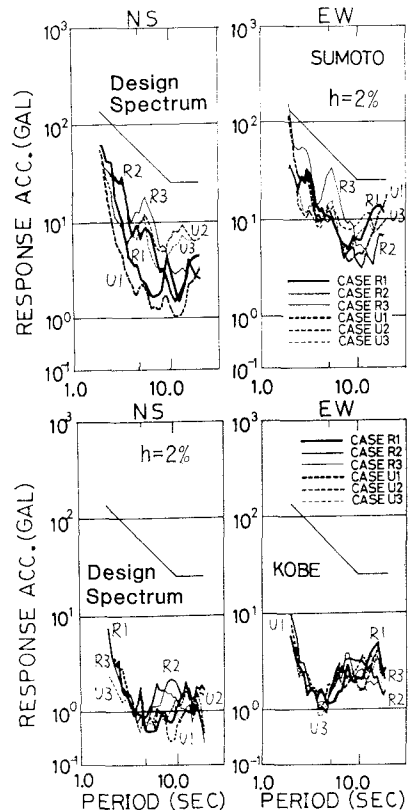


Fig.14 See Fig.13 legend. In Fig.14, effect of random rupture propagation on response spectra appears somewhat different with one from Fig.13.

で求めた神戸（明石と神戸は約10kmほど離れている）の応答スペクトルと比較することが可能である。ただし、本研究と井上らの研究の地下構造や観測点は相違するし、採用した震源パラメーターなども若干異なる。従って、両者の直接的な比較には無理があるが、応答のオーダーの把握や傾向を調べることはできる。

まず、Figs.13 と14より、Random な破壊状態による応答は、破壊フロントが一樣に拡がるとしたときよりも大きくなっている。神戸における計算値は、3成分とも本四スペクトルをかなり下回っている。参考のため、神戸海洋気象台は、明石海峡大橋の架設地点の舞子から約16km離れた地点に位置している。前述のようにモデルの違いはあるが、ランダムな破壊状態を想定した場合、Fig.13(b) に示す神戸の加速度応答値は、井上らが計算した安藤モデルによる明石の結果²⁾とよく対応している。

一方、Fig.13(a) からわかるように、洲本であるが、水平成分の応答値（Randomな破壊を考えたとき）が、本四スペクトルと同程度か、あるいはそれよりも少し上回る場合がある。上下成分については、規定値よりも安全側にある。洲本市と大鳴門橋の建設地点は約23km離れており、しかも地盤条件が異なることを考えれば、本研究で計算した結果がそのまま設計スペクトルと対応するものではない。実際に本四スペクトル値に近い値になるのかどうかは、もう少し詳細な計算をして慎重に検討することが必要であろう。しかし、Fig.13(a) のCaseR1とCaseR2の洲本の加速度応答スペクトル（EW成分）は、井上ら²⁶⁾が本震の記録（EW成分）を数値化して求めたスペクトルとかなり調和しており、大変興味深いことと考えられる。いずれにしても、このことは本手法の妥当性を示唆しているものである。いずれの地点においても、破壊過程のランダムシミュレーション、すなわち断層面上におけるライズタイムと破壊伝播速度の分布の相違により、Randomな場合とUniformな場合の結果が大いに異なっている。Fig.14に比べて、Fig.13の結果では、一樣乱数の範囲内で、 V_R が大きくなつてが小さくなるという相乗作用により、応答が大きくなったものと推察される。

Fig.14からわかるように、本研究で提案したアイデアによるCase 3の結果は他のケースのものに比べ、ある周期帯で大きくなったり、小さくなったりしている。これは、震源深さの相違を考慮することにより、表面波のExcitation χ_R 、(あるいは χ_L)の効果が如実に現われたものと言える。これらの結果より、本研究で提案した手法の意義があったものと考えられる。すなわち、従来の手法を単に踏襲するのではなく本研究で提示したようなアイデアを採用するなどして、何らかの方法で震源深さやメカニズムの影響を取り入れなければならないことがわかる。

ここでは割愛したが、Fig.13の加速度応答スペクトルに対し、変位応答スペクトルが得られる。神戸の上下方向の変位応答スペクトルは、断層運動の dip成分が卓越することを反映して、水平方向の値と同程度、場合によっては少し上回ることがあった。ランダムな破壊過程を考えたとき、周期10秒の応答は3成分とも10cm程度、周期17秒程度では約30cmに達することがある。応答量は総じて大きくないが、これは本震の記録レベル、また神戸が統計的に見てやや長周期帯域で揺れが小さいという事実と調和している。しかるに、洲本の変位応答は周期が20sec 近くにもなると水平動で1mを越えることがある。入力为数10gal 程度でもこの程度の応答が生じることは注意を要する。計算結果は断層の複雑な破壊様式に左右されるので、実際に基準値を上回るほどの値になるかどうか、さらに検討を加える必要がある。

7. 結 論

マグニチュード8クラスの巨大地震に際して、長い周期のゆっくりした震動がどの程度だったかは、各地の変位地震計の針が振り切れて記録がとれていないため、これまで議論できないことが多かった。そこで、本研究では、余震のときの地震波の記録から、本震の巨大地震で周期 2~20秒の長い揺れがどう伝わったかを推定する計算法を独自に開発することを試みた。

本研究により得られた主な結果は以下の通りである。

- (1) 1944年東南海地震と1946年南海道地震の本震・余震時に記録された、中央気象台型の変位記象を収集し、デジタル化した。また、併せて計器補正を実施し、地動の波形を求めた。これらの地震のように比較的古い地象記録(特に余震)に注目し、データベースを構築しようとした研究はほかにあまり見当たらない。
- (2) 断層震源理論に基づき、小地震としての実記録波の重ね合せにより、大地震時のやや長周期地動を予測する手法を提案した。本研究では、適当な地下構造を仮定し、走時の計算、断層モデルの導入、方位特性関数の補正、断層の不規則な破壊過程などの工夫をしている。特に、グリーン関数として選ばれた地震記録に、本震と余震および断層面上の破壊フロント点での震源の深さの違いによる補正を、新しく施している。
- (3) この方法を南海道地震の断層モデルに適用し、余震記録の地動から本震(M=8.1)時の周期 2~20秒前後の波形と応答スペクトルを計算した。地点としては、神戸海洋気象台と洲本測候所(兵庫県)の2点を選んだ。破壊フロントの拡がりにゆらぎを与えた場合、合成波は実記録波に似た様相を示すことがわかった。2~20秒のやや長周期震動による水平方向の地動変位は、神戸で最大 8cmなのに対し、洲本では40cmにも達することがある。本研究では、断層震源パラメーターや地下構造などに対し、すべての不確実性を考慮した広範な計算を行なったわけではない。しかし、本研究は、地動のオーダーを知るという意味である程度の成果を得た。
- (4) 計算した地動に対する加速度応答スペクトル(減衰定数2%)と本州四国連絡橋の耐震設計基準(本四スペクトル)を比較した。吊橋のスペンが1kmを越え、15~20秒ほどの周期の震動で最も揺れやすい場合を想定すると、神戸では最大横揺れの両振幅が約1mにとどまるのに、洲本では3mにも上った。神戸では吊橋に適應されている現行の耐震基準をかなり下回るが、洲本では規定値と同程度か少し上回る場合がある。ただし、洲本から約20kmも離れた堅い地盤上に建つ大鳴門橋の位置では、条件が異なることに注意しておかなければならない。しかし、実際に上回るほどの値になるかどうか、さらに検討を加える必要がある。

参 考 文 献

- 1) Hartzell, S.: Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophys. Res. Letters, Vol. 5, No. 1, pp. 1-4, January 1978.
- 2) Irikura, K.: Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 33, Part 2, No. 298, pp. 63-104, June 1983.

- 3) 井上涼介・藤野陽三・松原勝己・伯野元彦：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，土木学会論文報告集，第317号，pp.47-60,1982年1月。
- 4) 山田善一・野田茂：表面波による相対地盤震動を推定するための理論的な試み，土木学会論文報告集，第335号，pp.41-50,1983年7月。
- 5) 山田善一・野田茂：地盤特性および震源特性によるやや長周期地震動の感度解析，自然災害科学，Vol.3, No.2, pp.1-28, 1984.
- 6) 山田善一・野田茂・上松英司：地盤構成が表面波の分散特性に及ぼす影響，土木学会論文報告集，第335号，pp.31-40,1983年7月。
- 7) 山田善一・野田茂・富本信：半経験的手法に基づきやや長周期地震動を合成する試み，土木学会論文集（投稿準備中）。
- 8) Kikuchi, M, and Kanamori, H.; Inversion of complex body waves, B.S.S.A., Vol.72, No.2, PP.491-506, April 1982.
- 9) Geller, R.J. :Scaling relations for earthquake source parameters and magnitude, B.S.S.A., Vol.66, No.5, pp.1073-1095, October 1978.
- 10) Kanamori, H.:Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the Nankaido earthquakes, Phys. Earth Planet. Interior., Vol.5, pp.129-139, 1972.
- 11) Ando, M.:Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, Tectonophysics, Vol.27, pp.119-140, 1975.
- 12) 中央気象台：昭和21年12月21日南海道大地震調査概報，昭和22年5月。
- 13) Fitch, T.J. and Scholz, C.H.:Mechanism of underthrusting in southwest Japan : A model of convergent plate interactions, Journal of Geophysical Research, Vol.76, No.2, pp.7260-7292, October 1971.
- 14) 相田勇：南海道沖の津波の数値実験，地震研究所彙報，Vol.58, pp.713-730, 1981.
- 15) 気象庁：日本付近の主要地震の表(1926年～1956年)，地震月報，別冊1, 昭和33年6月。
- 16) 林保彦・阿部勝征：気象庁データにもとづくM_s決定法，地震，第2輯，第37巻，pp.423-439, 1984.
- 17) Ikami, A.:Crustal structure in the Shizuoka district, central Japan as derived from explosion seismic observations, J.Phys.Earth, Vol.26, pp.299-331, 1978.
- 18) 木村昌三・岡野健之助：四国地方の下部地殻および最上部マントルの構造，地震，第2輯，第33巻，pp.157-168, 1980.
- 19) 伊藤潔・吉井敏尅・浅野周三・佐々木嘉三・伊神輝：家島・鳥形山爆破地震動観測による四国地域の地殻構造，地震，第2輯，第35巻，pp.377-391, 1982.
- 20) 吉井敏尅：日本の地殻構造，東京大学出版会，1982年8月。
- 21) 岡野健之助・木村昌三：四国地方におけるV_p/V_sと地震活動との関連，地震，第2輯，第36巻，pp.431-437, 1983.
- 22) 井上公・浅野周三・吉井敏尅・松村一男・村上寛史・佐々木嘉三・多田亮：1980年坂出・一字爆破地震動観測による四国東北部の地殻構造，地震，第2輯，第37巻，pp.163-183, 1984.
- 23) Kawasaki, I.:The near-field Love waves by the exact ray method, J.Phys Earth, Vol.26, pp.211-237, 1978.
- 24) 吉山良一：南海道地震とその一余震について，地震，第2輯，第4号，pp.22-26, 1950.
- 25) 斎藤正徳：漸化式デジタル・フィルターの自動設計（技術報告），物理探鉱，第31巻，第4号，pp.112-135, 昭和53年8月。
- 26) 井上涼介・松本智良・安達基久：比較的古い巨大地震の気象庁変位強震計記録の解析，土木学会第40回年次学術講演会講演概要集第1部，pp.801~802, 昭和60年9月。
- 27) 本州四国連絡橋公団：耐震設計基準・同解説，昭和52年3月。
- 28) 岡田成幸・鏡味洋史：日本各地におけるやや長周期の地盤特性の定量評価の試み，日本建築学会論文報告集，第267号，pp.29-38, 昭和53年5月。

(1985年10月18日受付)