

(19) 半経験的手法を用いた周期10秒前後の地震動を評価するための新しい試み

春本 鐵 工 所 ○ 富本 信

京都大学工学部 山田善一 野田 茂

1. まえがき 本研究の目的は、小地震記録を用いて本震時の地動を合成する、従来の半経験的手法に改良を加え、一連の新しいプログラムを開発することである。具体的には、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と距離補正を施し、本震と余震の震源パラメーターの違いによる両者の方位特性関数や余震と本震時に断層上で発生する各ショックの震源深さの相違を明確にしている。断層モデルの導入、走時の計算、スケーリング則に基づく合成、周期的な高周波成分が加速度波形にのらないような工夫をした。本手法を日本海中部地震時の周期10秒前後の地動の評価に適用し、その妥当性を検討した。なお、グリーン関数としては、気象庁1倍強震計記録を数値化して求めた余震の地動を採用した。観測点は苫小牧、秋田、新潟、相川である。本震時の地動の再現方法としては、4通りの方法を考えた。

2. 余震の記録から本震の地動を合成する手法の提示 ある観測点の余震の変位記録は、南北、東西、上下動成分に対し、NSa, Ewa, UDa とする。添字のaは余震を意味する。余震の震央位置から観測点までの震央距離はra, 方位角はNθa°E, 震源深さはha とする。断層のメカニズム解から、この余震の断層パラメーター、すなわち、走向ψa, 傾斜角δa, 食い違いの方向λa, ライズタイムτa, 地震モーメント(M0)aは既知であると仮定する。矩形の断層面を考え、本震の断層面をstrike方向にNL個, dip方向にNw個にメッシュ分割する。そして、各震源要素からτaの間隔でNτ個の小地震が発生するとする。

余震の記録波形の水平2成分は法線方向(Ur)と接線方向(Uθ)の成分に座標変換する。その結果、以下の式が成立つ。

$$\begin{Bmatrix} U_{r,a}(t) \\ U_{\theta,a}(t) \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta_a & \sin \theta_a \\ -\sin \theta_a & \cos \theta_a \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} NS_a(t) \\ EW_a(t) \end{Bmatrix} \quad (1)$$

比較的浅い断層面を考え、震央距離も100km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、Ur, Uzは、Rayleigh波のradial方向、上下方向の変位、UθはLove波の変位となる。式(1)を周波数領域に変換して求めた変位スペクトルを、UR,a(ω), Uθ,a(ω), UV,a(ω)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の、表面波に対する正規モード解は、以下ようになる。ただし、ここでは基本モードのみを考える。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のようになる。

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

ただしiは、虚数単位である。ここに、ωは円振動数、震源深さはh, 走向ψ, 食い違いの方向λ, 傾斜角δ, 波数kR(ω), 観測点の方位角θ, 震央距離r, Q値Q(ω), 群速度UR(ω), 深さhにおける水平および上下の変位モードVR(ω, h)とVV(ω, h)は既知であるとする。B(ω)は、地下構造とωによって決まる振幅特性関数、波数とモードの関数である。χRはRayleigh波の方位特性関数である。また、M(ω)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。

本震時の断層面が前述したように分割されたとき、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。本震時における、ψ, 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変位波動と余震時の波形のスペクトルの関係は、式(2)から以下のように誘導できる。

$$S_R(\omega, r_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta}) = \frac{\chi_R(\omega, h_{\xi\eta}, \theta_{\xi\eta}, \psi, \lambda, \delta, k_R, V_R(h_{\xi\eta}), V_V(h_{\xi\eta}))}{\chi_R(\omega, h_a, \theta_a, \psi_a, \lambda_a, \delta_a, k_R, V_R(h_a), V_V(h_a))} \left(\frac{r_a}{r_{\xi\eta}}\right)^{1/2} \exp\left[-(r_{\xi\eta} - r_a)\left\{ik_R(\omega) + \frac{\omega}{2Q(\omega)U_R(\omega)}\right\}\right] U_{R,a}(\omega) \quad (3)$$

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のスペクトル、SV(ω, rξη, θξη)とST(ω, rξη, θξη)はUV,a(ω)とUT,a(ω)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。

以上のようにして求めた要素波を、周波数領域のスペクトル表示からF.F.T.を用いて時間領域に逆変換することにより、グリッド(ξ, η)における変位波のVr,ξη, Vθ,ξη, Vz,ξη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、合成した地動のNS, EW, UD成分は、次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} U_{NS}(t) &= C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_\tau} \left[\cos \theta_{ij} U_{r,ij}(t - \tau_{ijk}) - \sin \theta_{ij} U_{\theta,ij}(t - \tau_{ijk}) \right] \\ U_{EW}(t) &= C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_\tau} \left[\sin \theta_{ij} U_{r,ij}(t - \tau_{ijk}) + \cos \theta_{ij} U_{\theta,ij}(t - \tau_{ijk}) \right] \\ U_{UD}(t) &= C \cdot \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_\tau} U_{z,ij}(t - \tau_{ijk}) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{ここに、} C &= (M_o / (M_o)_a)^{1/3} / N_L N_W N_\zeta \\ \zeta_{ijk} &= T_{ij} - T_{oo} + \frac{\sqrt{\{x_{ij} - x_o - (R-1)V_R \zeta_a \cos \lambda\}^2 + \{y_{ij} - y_o - (R-1)V_R \zeta_a \sin \lambda\}^2}}{V_R} \end{aligned} \right\} \text{--- (5)}$$

ただし、 T_{ij} 、 T_{oo} は、おのおの、 (i, j) グリッド点と破壊開始点からの走時を意味する。この走時の計算は厳密な解法によった。 V 、 λ は本震時の破壊伝播速度、食い違いの方向を、 τ_a は余震のライズタイム（本震の τ と、 $\tau_a = \tau / N_\zeta$ の関係がある）である。また、 (x_{ij}, y_{ij}) と (x_o, y_o) 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、 $N = N_L N_W N_\zeta$ と必ずしもならないため、式(4)において、本震と余震の地震モーメント比 N を用いて、スケーリング・ファクター $(\frac{N}{N_L N_W N_\zeta})$ を掛けている。これは、 $(M_o / (M_o)_a)^{1/3}$ に最も近い整数として、 $N_L = N_W = N_\zeta$ を選ぶため補正を必要とするからである。

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、波形は τ_a の周期関数となってしまう。そこで、本研究では、本震と余震時の食い違い時間関数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。式(5)の ζ_{ijk} は、このようなことを考慮して求めたものである。

3. 昭和58年日本海中部地震時の地動の合成

(1)地下構造モデル 図1に示すように、地下構造としては第1層を海と考へ、気仙沼・男鹿沖の爆破探査の結果から推定したモデルを採用した。簡単のため、ここでは、震央から観測点まで、図示した日本海の地盤モデルが続くと仮定した。これより、表面波の基本モードに対する分散曲線、変位と応力のモードの深さ方向の分布、Medium Responseは、周期1~27.5秒の範囲に対して計算した。

(2)断層震源モデル 本震発生日(5月26日)から6月30日までの余震分布および本震と余震(6月9日, 21日)の震央位置を示したのが、図2である。断層モデルとしては、次の2つを考えた。すなわち、2つの断層面からなり、それらの面積が1対2となるようなモデル1(図2参照)と、単一の断層面からなるモデル2である。図2に示すように、南側の断層を第1Event, 北側の断層を第2Eventと呼ぶことにする。秋田と新潟における地動の合成を行なう際には、第1Eventで6月9日の余震の、第2Eventで6月21日の余震の記録を、また、相川と苫小牧に対しては、第1Event, 第2Eventとも6月21日の余震の記録を、グリーン関数として適用した。ただし、モデル1は2つの断層面を考えているため、第1Eventと第2Eventの発震点の違いによる時間的なずれが生じる。そこで、第2Eventの発震時刻は第1Eventの発震時刻より24秒遅れるとして、それぞれのEventから求めた波形を合成した。

各モデルの本震時の断層パラメーターおよび余震のそれは、各種の文献や島崎氏との私信などにより決定した。表1は、各モデルの本震時の断層パラメーターをまとめたものである。また、6月9日の余震の断層パラメーターについては strike=N20°E, Dip Angle=45°, Rake=95°, Focal Depth=23km, 最大余震については Strike=N16°E, Dip Angle=40°, Rake=90°, Focal Depth=9kmと仮定した。

前述のように、相川と苫小牧における計算では、最大余震の記録を用いて地動の合成を実施した。合成の際の重ね合せ数を示す N, N_L, N_W と N_ζ は次のように決めた。モデル1に対し、第1Eventで $N=8, N_L=N_W=2, N_\zeta=1$, 第2Eventで $N=9, N_L=N_W=N_\zeta=2$ とした。さらに、最大余震の記録のグリーン関数し、秋田, 新潟, 相川と苫小牧におけるモデル2に対しては、 $N=15, N_L=3, N_W=N_\zeta=2$ とした。また、秋田と新潟のモデル1の計算では、第1Eventに対し $N=150, N_L=6, N_W=N_\zeta=5$, 第2Eventに対し $N=9, N_L=N_W=N_\zeta=2$ とした。

(3)地動の合成の際の異なる補正法 次に示す4通りの方法により、地動の合成を行なった。ただし、いずれも今回は、非弾性減衰による補正をしていない。CASE1: モデル1を用いて、距離補正のみ実施し、方位特性の補正や式(1)と(4)の座標変換を考慮しない。ただし、走時解析とTriggering Timeの計算を行なう。CASE2: 次に、式(3)と(4)による補正を施すが、断層面上での各要素波の震源深さと余震の深さを同一にとる。特に、破壊の拡がりに伴う震源深さの相違を考慮せず、方位特性関数の補正を実施する。CASE3: さらに、各要素波の深さを変化させ、式(3)と(4)をそのまま適用した補正を行う。すなわち、このCASEが最適な補正法と考えられる。CASE4: モデル2を用いて、CASE2と同じ方法で合成を行なう。

(4)合成波に関する2, 3の考察 図3は、相川における本震と最大余震の変位波形(NS成分)および最大余震記録を用いて求めたCASE1~CASE4の合成波を比較したものである。図を見る限りでは、合成波が本震波形を完全に再現できたとは言いがたい。しかし、観測波形と合成によるCASE1~4の変位波形から読みとれる卓越周期は、ともに周期10秒前後であり、どの合成方法をとっても卓越周期に関しては観測結果をある程度再現できている。地動変位の最大値をとる時刻は実測と比べて合成波の方が少し遅くなっている。合成波による最大変位は観測値の±2割程度におさまっている。いずれのCASEにおいても、細かいところまでは、完全に観測波を再現できていないが、波形の特徴はかなりよく捉えられている。

CASE 1 とCASE 3 の波形の卓越周期は本震のものより少し長くなっているが、逆にCASE 2 のそれは短周期が勝っている。CASE 4 の変位波には長周期波に続き短周期の波が出現しており、継続時間も長い。破壊の遅延性の効果と単一の断層破壊による影響が現われたものと考えられる。いずれにしても、従来の方法に近いCASE 1 よりも、ここで提案したアイデアを含むCASE 3 の波が本震の波形とよく調和していることがわかった。本震の震源位置に対し、相川の方角は 195.76° であり、ほぼ震源と観測点は南北の線上にある。また、相川は日本海上にある島に位置しているから、本研究で採用した地盤のモデルとよく合致していたためであろう。モデル2よりもモデル1の断層がより現実的なので、CASE 4 の結果は余りよくない。

(5) 応答スペクトルの再現性 図4は、相川における水平EW成分に関する変位応答スペクトル($h=2\%$)を求めたものである。本震時の応答スペクトルは全体的にCASE 1～CASE 3 のものと傾向が似ている。しかし、前述したように、波形が完全に一致していないので微妙にずれている。図より、一般に、CASE 1 は特に周期10秒以上で本震の応答を過小に、逆にCASE 4 は若干過大に評価していることがわかる。他の成分についても同様に調べたところ、CASE 2 とかCASE 3 のように、表面波の方位特性関数を考慮する必要性がわかった。ただし、観測点が震源よりも離れていること、表面波と震源の特性などから、図4において、約4秒以上の周期帯でのCASE 2 とCASE 3 の相違はあまり見られない。CASE 3 による変位応答の再現性は一番優れている。

図5に示す秋田の加速度応答スペクトル(UD成分, $h=2\%$)を見ると、全体的に、本震時の応答とCASE 1 およびCASE 2 による応答が良く一致している。地動の最大変位は各ケースに対し若干異なっていた。しかし、本研究で最も注目している周期10秒前後において、実測波と合成波による応答が一致していることは、特徴をよく捉えていると言える。波形の細かいリップルに対して応答の再現性が悪いのは、やはり断層の破壊メカニズムの複雑さが影響しているものと考えられる。

図6は苫小牧の加速度応答スペクトル(EW成分, $h=2\%$)である。合成波による応答は本震によるものと良く一致している。特に、震源深さを考慮して方位特性関数の補正を行なったCASE 3 が最も本震時の応答を再現できている。苫小牧の震央距離は320kmと適当に離れており、震源深さの変化によって変位モードもあまり影響されず、またMultiple Shockを考慮したモデル1が実際のものと同じく一致していたと考えられる。

2つの余震記録を用いて、新潟の本震時の速度応答スペクトル($h=0.1\%$)を求めたのが、図7である。NS成分の変位記録は、本震時に振りきれていたため、真の応答はわからない。そこで、後述するように、この記録を復元することにより速度応答を求めた、井上らと岡本らの結果、および本震時に作動していたSMAC加速度計の記録から推定した工藤らの結果と、本結果を比較することを試みた。ただし、UD成分に関しては、本震時の速度応答スペクトルと合成波による応答の直接的な比較が可能である。ところで、工藤と坂上はSMAC-B2型加速度計の記録を用いて本震時の地動を求めている。また、井上らは、JMAの本震時の水平成分の記録で振り切れている欠損部や乱れた部分を修正することにより、原記録を復元し、地動を求めている、同様に、岡本と榊も、NS成分について原記録を復元し、地動を求めている。

図7より、ここで推定した速度応答(NS成分)の結果は、卓越周期が若干ずれているものの、他の人による結果と比べても遜色のないことがわかる。一方、本手法によって求めたCASE 1 とCASE 2 におけるUD成分の応答は本震時のものとよく対応している。このことは、本研究で提案した手法は10秒前後の応答の評価に際し、威力を発揮するものと言える。一般に、CASE 4 は他の結果よりも過小な応答を与えており、断層モデルの設定に問題を残している。すなわち、逆くの字型の断層を、単一の断層で考えることに無理のあることがわかる。いずれにしても、従来の方法に近いCASE 1 よりも方位特性関数の補正を行なうCASE 2 の結果が実測による応答とよく一致しており、方位特性関数の補正を実施する必要性が認められる。

4. あとがき 本研究で提案した地震動の合成法の要点は次の通りである。1)周波数領域で方位特性関数の補正を行なった、2)本震と余震の断層パラメーターの違いを考慮した、3)震源深さの違いを考慮した、4)走時による時間遅れを補正した、5)余震のライズタイムに相当する高周波成分を発生させないようにした。本手法を用いて、4観測点(相川、秋田、苫小牧、新潟)における本震時の地動の波形と応答スペクトルの再現を試みた。地下構造や断層パラメーターは地震学および測地学的データなどを考えて、各種の試算の後採用したものである。断層モデルは2通り考え、合成法としては4通り考えた。数値計算の結果、合成した地動の波形や応答スペクトルは、本震時のものと比べてかなり一致していることがわかった。本研究で提案した地震動の合成法は、将来の地震動の予測法として十分に有効な方法であるといえる。さらに、実記録と合成結果の相関性を高めるためには、より最適断層モデルと断層パラメーターを採用する必要がある。現在、合成波の再現性をよくするため、Inversion法を適用した数値計算を実施しており、その結果は別の機会に発表の予定である。

謝辞 本研究の遂行に当ってお世話頂いた、各地の地方気象台と測候所および島崎邦彦助教授(東大・地震研)にお礼申し上げます。

表1 本震時の断層パラメーター

Fault Parameter	Model 1		Model 2
	First Event	Second Event	
Strike	ϕ N 15° E	N 10° W	N 5° E
Dip Angle	δ 32.0°	25.0°	27.5°
Rake	λ 90.0°	90.0°	90.0°
Depth of Fault Top Edge	D_1 7.0 km	7.0 km	7.0 km
Depth of Fault Bottom Edge	D_2 22.90 km	21.79 km	23.1 km
Fault Length	L 35.0 km	60.0 km	90.0 km
Fault Width	W 30.0 km	35.0 km	35.0 km
Starting Point of Rupture			
1) Depth on Fault Plane	h 14.0 km	10.4 km	14.0 km
2) Distance along the Strike from Edge of Fault		0.0 km	14.7 km
Rupture Velocity	V_R 3.0 km/sec	1.5 km/sec	2.25 km/sec
Rise time	τ 4.5 sec	4.5 sec	4.5 sec
Dislocation	D 6.0 m	4.0 m	5.0 m
Seismic Moment (Mains shock)	M_0 1.5×10^{21} dyne-cm	2.0×10^{21} dyne-cm	3.5×10^{21} dyne-cm

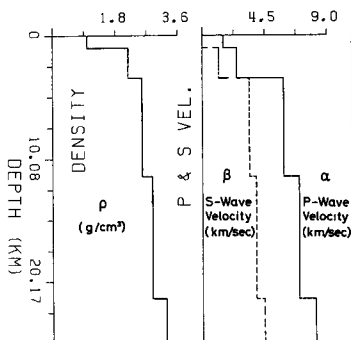


図1 地下構造のモデル

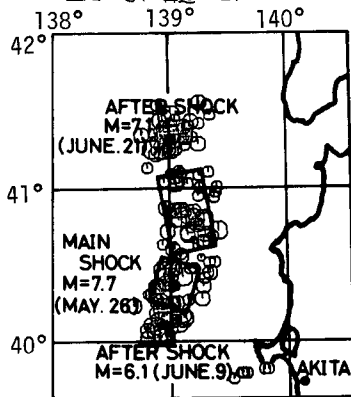


図2 本震の位置と余震分布

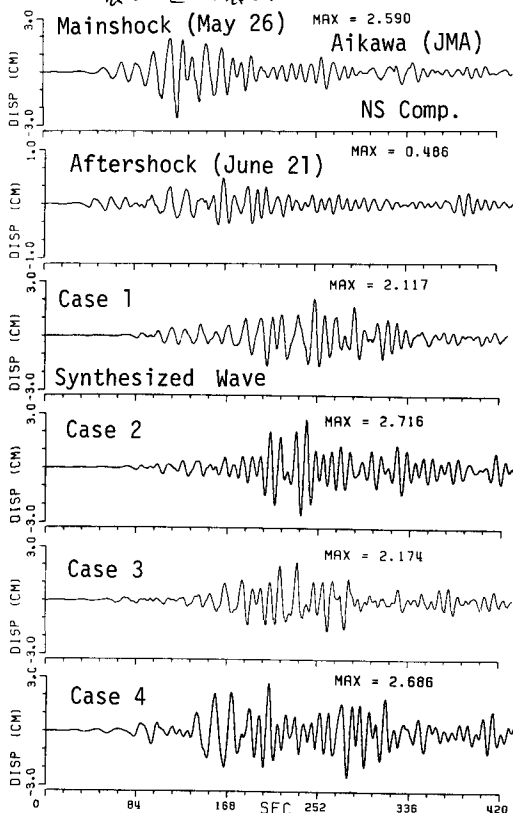


図3 相川における本震と最大余震時の地震の変位波 (NS成分)とCase1~Case4の合成波の比較

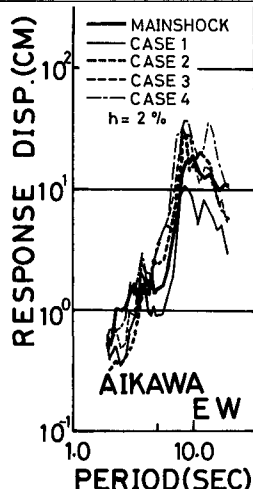


図4 相川の変位応答スペクトル (EW成分)

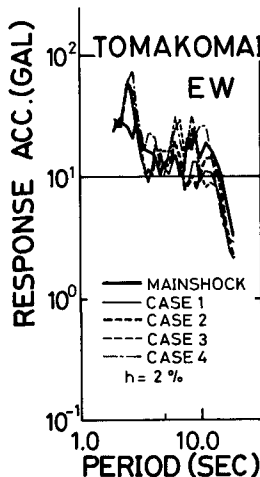


図5 苫小牧の加速度応答スペクトル (EW成分, h=2%)

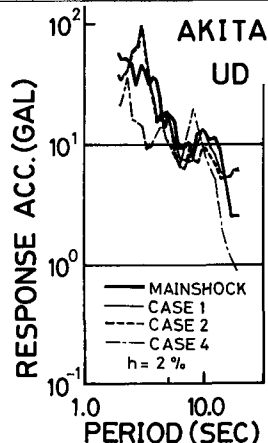


図6 秋田の加速度応答スペクトル (UD成分, h=2%)

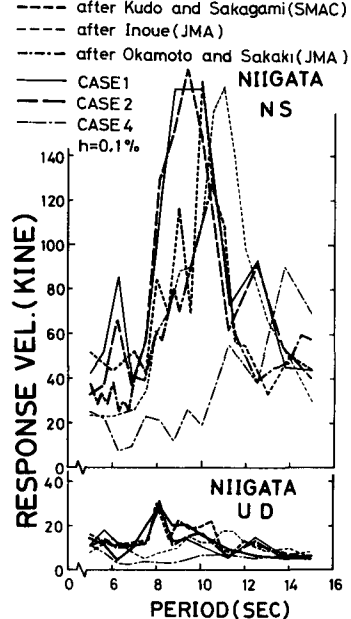


図7 新潟の速度応答スペクトル (h=0.1%)