

大阪府庁 正員 香川明生
京都大学工学部 正員 山田善一 野田茂

1. まえがき

Gaussian Beam法は不整形地盤における波動場を解明しようとする有効な方法で、最近脚光を浴びつつある。本研究では、簡単でしかも工学的に重要な不整形地盤モデルに Gaussian Beam法を適用し、種々のケーススタディを実施することにより、その有効性と妥当性を吟味する。ここでは、波線図、要素波とその合成波の図を用いて、数値計算例の一部を紹介する。

2. Gaussian Beam法 複雑な2次元もしくは3次元地下構造における波動場を解明する手法には、a)有限要素法のように動弾性方程式を直接数値的に解く方法、b)摂動法、c)高周波漸近近似法などがある。c)の典型的なアプローチとしては、いわゆる波線法がある。しかし、波線法は、原則として、地下構造モデルのスケールが伝播波の波長よりもかなり大きくかつスムーズな媒質でなければ適用できない。さらに、このような媒質でも、いわゆる特異領域（コースティックやシャドーへの遷移領域など）においては計算が不可能であるということが確かめられている。また、波線法は、地下構造モデルを決定するデータが少ない場合や、その近似的精度があまりよくない場合に、しばしば異常な振幅の挙動を示すことが指摘されている。そして、レイ・トレースや幾何的な拡がりの評価のために、かなりめんどろな計算を必要とする。

Gaussian Beam法（以下 G.B. 法）では、従来の波線法をベースとし、全く新しいアプローチで波の幾何的拡がりを評価する。すなわち、この方法では、波線近傍に集中した波動場を、複素数を用いた放物線方程式法により算出する。この放物線方程式の解は、波線からの距離の2乗に比例して指数関数的に減少する。このとき、波動の振幅は、波動伝播方向と垂直方向にベル型(Gauss分布)の輪郭を描く。そのため、この解をG.B.と呼ぶのである。G.B.は複素数を用いることにより、特異領域においても規定される。震源付近の波動場は、おのおの連続に伝播するG.B.に展開され、観測点における最終的な波動場は、その点の近傍に到着したすべてのG.B.の重ね合わせにより得られる。

3. 不整形地盤への適用 本小文では、簡単な不整形地盤モデルに新たな境界面および地層（軟弱地盤）を地表付近に設定し、その近傍の波形や振幅に着目して、不整形地盤が合成波形にどのような影響を及ぼすかを検討した。なお、簡単のため、震源による放射特性およびQ値を用いた吸収の影響は考慮せず、震源時間関数（Gabor 小波）の卓越周波数は1 Hzとした。ここではP-SV波を扱い、'S'の表示はSV波を意味するとする。

簡単な不整形地盤モデルとしては、図1に示すように、深さ25km、水平方向150kmの2次元3層モデルを用いた。地盤の特性値（P波速度、S波速度と密度）は、各層内で深さとともに

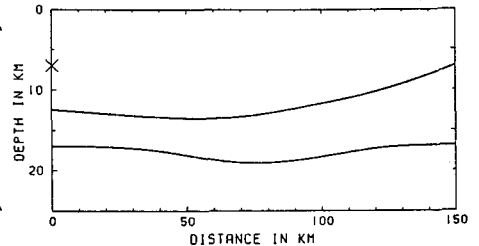


図1 採用した不整形地盤モデル

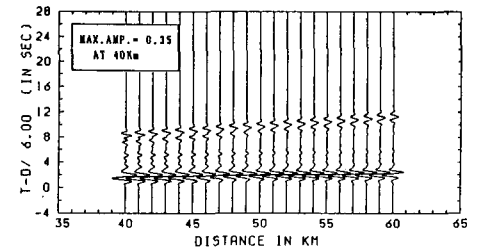


図2 図1に対する各観測点での合成波形

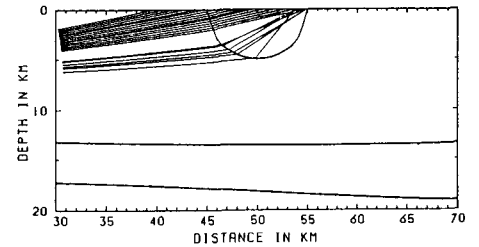


図3 軟弱谷モデルの波線図

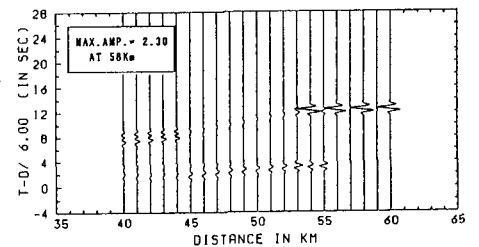


図4 図3における合成波形

線形変化するとした。震源は、図中×で示すように、深さ7kmの地点にある。40km地点から60km地点まで1km毎に配置された計21箇所の地表での観測点で得られた水平成分の合成波形図が図2である。入射角の関係でP波が卓越しているが、各観測点間で、波形の相違は大きくない。最大振幅は40km地点における0.35である。なお、最大振幅とは、震源でのP波最大振幅を1、S波最大振幅を2としたときの相対値である。

図3は、図1のモデル内に他の層に比べて軟弱な地盤層を導入したモデルにおける波線図（図中には直達S波のみを示す）である。50km地点を中心とする半径5kmの境界面を設け、その内部を軟弱層とした。半円境界面の特に下半分で波線が大きく屈折しており、軟弱層内の右側に波線は集中している。図4は、このモデルの合成波形図（水平成分）であり、このモデルの特徴をよく表している。すなわち、軟弱層の右端側から突然波の振幅が増大し（S波）、その最大値は2.3に達している。これは、震源でのS波振幅よりも大きな値となっている。一方、P波系の波は軟弱層内で逆に小さくなっているが、これはかなり大きな入射角で波線が入射したことによる。図5は、観測点における合成波がどのような波動成分により構成されているかを示すために、要素波とその合成波を示したものである。左図が50km地点（軟弱層の中心）、右図が54km地点（軟弱層の右端）のものである。D、Pは直達P波、P-P1は第1境界面で反射したP波、P-Sは転換S波などを表している。50km地点では様々な要素波（波の種類により）が寄与しているのに対し、54km地点ではS波の第1反射波（S-S1）が大きく励起している。

図6は、図3の第1境界面の形を上下方向に逆にしたモデルによる波線図（直達S波）で、第1層を軟弱層としている。図3とは逆に50km地点より左側に波線が集中しており、震央距離49km付近から55km付近にかけてシャドーゾーンを形成しうである。図7がその合成波形図であり、最大値が0.54と図1に示すモデルよりも大きくなっているのに対し、50km以遠においてS波による波はほとんど生じていない。図8には、要素波とその合成波を示す。左側の図が46km地点、右側が54km地点におけるものである。46km地点では直達S波とS第1反射波が大きく寄与しているのに対し、54km地点ではS波は殆ど到達していない。図7では、50km、52km、54km、56km点でのP波系振幅が不連続に消滅し、縞模様シャドーとなっていた。シャドーの正体は波の干渉によることが図8からわかる。なお、基盤の不整形性がバリアの役目を果たしたようである。

4. あとがき 単純な半円形沖積層上での地動変位（SH波とLove波）を計算したところ、G.B.法のC.P.U. Timeは境界要素法に比べて1/10ほどであった。G.B.法の利点は、他の手法と異なり、どのような複雑な地盤モデルでも取り扱うことができるということである。しかし、本研究では、地盤層の境界面での波の反射を1回限りとし、多重反射を考慮しなかった。より現実に近い波動場を再現するには、ray-tracingの段階で多重反射を導入すべきである。今後、これらの点を改良する予定である。

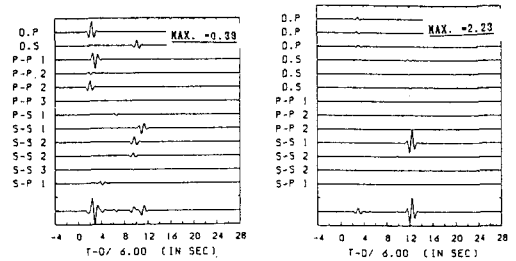


図5 図4に対する要素波とその合成波

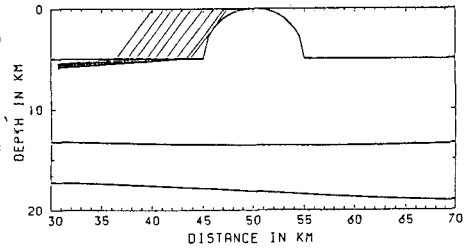


図6 不整形基盤モデルの波線図

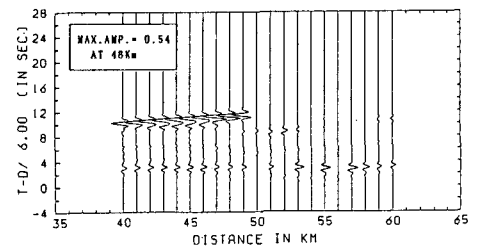


図7 図6に対する合成波形

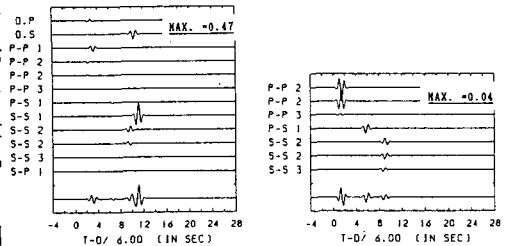


図8 図7に対する要素波とその合成波