

(31) 実体波 Gaussian Beam を用いた不整形地盤の震動解析

大阪府庁 香川明生 京都大学工学部 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、その近似の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)¹⁾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. 地盤構造の基本モデルに対する波線図・要素波と合成波形図

本研究では、まず、簡単な不整形地盤モデルとして図1のような基本モデルを考え、波線、要素波とそれらの合成波について検討した。基本モデルは、深さ25km、水平方向150kmの2次元3層モデルとした。図に示すように、(x, z)軸を設けた。震源は、図中×で示すように、深さ7kmの地中にある。このモデルには、4つの境界面、すなわち、深さとともに、z=0の地表面での第1境界面、第2境界面、・・・、第4境界面(モデルの下端面(z=25km))が存在する。地盤の物性値(P波速度、S波速度と密度)は、各層内で深さとともに線形変化するとした。例えば、x=0kmにおける地盤構造は、図2ようになる。

本研究では、震源から射出された波の層境界での反射を1回に制限し、多重反射を考慮しないことにした。これは、1回の反射で波動エネルギーの大半が失われるので、2回以上の多重反射波を無視しても基本的には妥当と考えたためである。今、観測点は、x=10kmからx=140kmまで10km間隔で地表面上に設けた。レイ・トレースを行う時間間隔は1秒、有効領域(この領域内に入射した波線のみを評価する)は各観測点を中心とする半径2kmの円とした。こうして求めた波線図の一部(P波、P-P第2反射波、P-S第2反射波)が図3である。ただし、本研究ではP-SV波のみを扱い、Sの表示はSV波を意味するとする。第i層で反射(第i+1)境界面で反射した波は第i反射波とする。なお、第2(3)層で屈折して(反射せずに)地表に向かう波も第2(3)反射波に

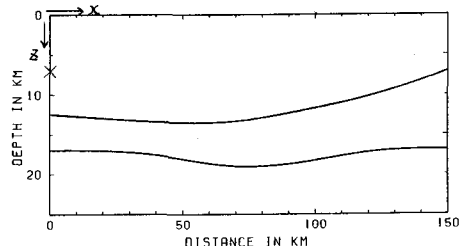


図1 採用した不整形地盤モデル(基本モデル)

含めた。ただし、第3反射波は屈折波のみからなる。ここでは、境界面での反射に際し、P波→SV波やSV波→P波の転換も考慮した。

波線図より、直達P波や直達S波のほかにも、様々なパターンの反射・屈折波がFermatの原理により生じていることがわかる。地盤モデルが平行成層地盤であれば、波線はすべての観測点に均等に到着する。しかしながら、本モデルでは、地盤構造が横方向に穏やかに変化しているため、特に震央距離の遠い地域では入射しない波線がある反面、ある程度震源に近い地域では波線が集中する可能性のあることが図から推察される。

ここでは、震源での放射特性を考慮せず(単位円)、またQ値を用いた吸収の影響を無視して、波形計算を実施した。ただし、震源時間関数(Gabor小波)の卓越周波数は1Hzとした、水平成分の合成波形は図4のようになる。この場合、最大振幅は10km地点で0.49となっている。なお、最大振幅とは、震源でのP波最大振幅を1、S波

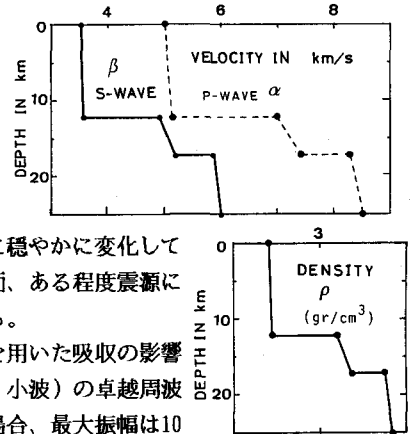


図2 図1のx=0kmでの地盤の物性値

最大振幅を2としたときの相対値である。10km地点での波では、大きな振幅を有するP波がまず到着し、次にS波が到着し、その後微動が続いている。入射角の関係で、P波が卓越したのである。震源でのシグナルは非常に単純だが、理論波形はかなり複雑になっている。これに対し、震源から遠ざかるにつれて、波形はシンプルなものとなり、P波とS波は鮮やかに分離している。また、走時から判断できるように、いくつかの分枝が見られる。

図5は、3観測点(震央距離=10km,50km,100km)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、各要素波とその合成波を示したものである。図中、D.PとD.Sは直達P波と直達S波を、P-P1は第1境界面で反射したP波を、P-S1はP-SV転換第1反射波などを表している。10km地点の要素波を見ると、直達波の影響が顕著(S波よりP波が励起しやすい)であるが、S第1反射波も無視できない。50kmの地点では、さらにP波の影響が強くなり、特にP第1反射波が大きく励起している。なお、P第2反射波は2つ到達している。図3の波線図からわかるように、直達P波と同位相の要素波は屈折波、P第1反射波と同位相の波は反射波である。また、直達S波よりもむしろ反射S波(S-S1)が大きな振幅をもっているのも特徴である。100kmの地点では、依然としてP波の影響が顕著で、減衰しにくくなっている。50km地点ではS第3反射波(屈折波)が小さいのに対し、100km地点では無視できない状況になっている。多くの要素波は距離とともに急速に減衰するが、地中深くもぐった第3反射波の振幅は小さいのに、震央距離に係わらずほぼ一定値を取り続けている。図4に見られるように、P波系(D.PとP-P1)とS波系(D.PとS-S1)の走時に該当しない分枝の一つがこのS第3反射波である。

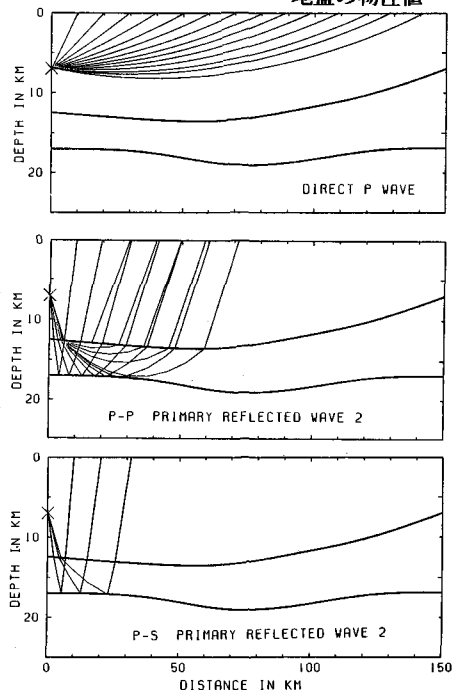


図3 図1における波線の一例 (D.P, P-P2, P-S2)

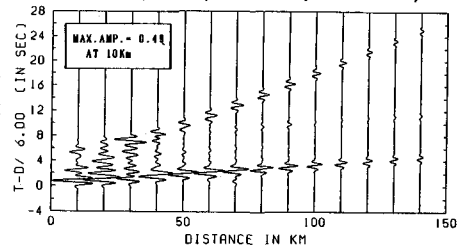


図4 図1に対する各観測点(x=10~140km)での合成波形(水平成分)

4. 地盤の不整形性が震動振幅に及ぼす影響

ここでは、3. で述べた基本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、地盤の不整形性が合成波形にどのような影響を及ぼすかを検討した。図1の $x = 50\text{km}$ を中心として、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が図6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、波形の相違はそれほど大きくない。最大振幅は40km地点における0.35である。

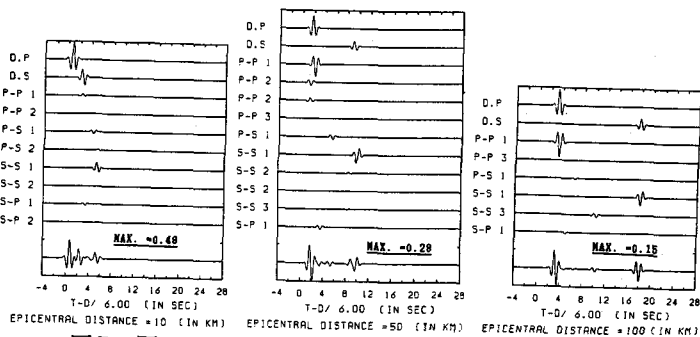


図5 図1の3観測点での合成波に対する波動成分の識別

(1) 半円形沖積谷モデル

図7は、図1のモデル内に他の層に比べて軟弱な地盤層（P波速度 = 3 km/sec ）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、その内部を軟弱谷とした。半円境界面の特に下半分で波線が大きく屈折しており、半円内の右側に波線は集中している。

図8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、半円形沖積谷の右端側の $x = 54\text{km}$ ほどから突然波の振幅が増大し（S波）、その最大値は58kmで2.3に達している。これは、震源でのS波振幅よりも若干大きな値となっている。一方、P波系の波は軟弱谷内（ $x = 45\sim 55\text{km}$ ）で逆に大きくなっているが、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。震央距離に対して、P波系とS波系の励起状態は変化しており、シャドゾーンが存在していることは図6と明確に異なる点である。図9は、要素波とその合成波を示したものである。左図が50km地点（軟弱谷の中心）、右図が54km地点（軟弱谷の右端）のものである。50km地点では様々な要素波（波の種類により）が参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。

(2) 傾斜地盤モデル

ここでは図10のような傾斜地盤モデルを考えた。傾斜境界面より浅い地盤層の物性値は4.（1）と同じとした。図中には直達S波の波線も併記した。図11が合成波形図である。

S波系の振幅は40km～44km地点間で大きくなっており、43km地点で最大値0.58を記録している。45km地点では突然振幅が減少し、46km地点でやや盛り返したものの、50km地点以遠で非常に小さな振幅となっている。これに対し、P波系の振幅は40km～44km地点で小さく、45km地点で急に増大し、それ以遠ではほぼ一定値となっている。図6に示す基本モデルの結果と比べると、46km以遠での波の相はよく似ているが、軟弱層の

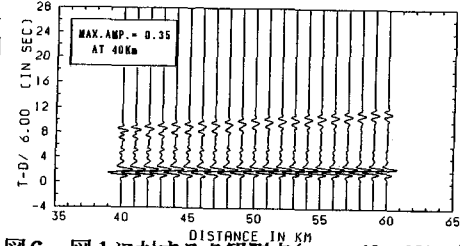


図6 図1に対する各観測点（ $x = 40\sim 60\text{km}$ ）での合成波形

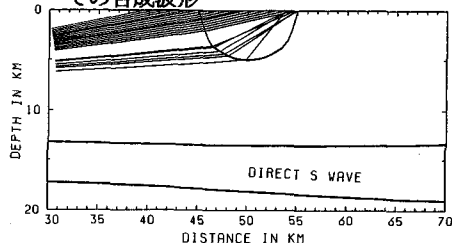


図7 半円形沖積谷モデルの波線図（D.S）

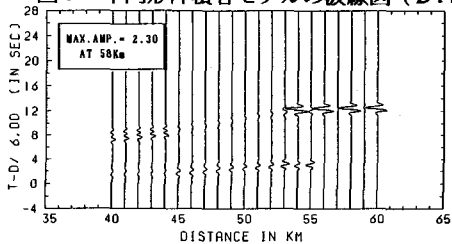


図8 図7における合成波形（ $x = 40\sim 60\text{km}$ ）

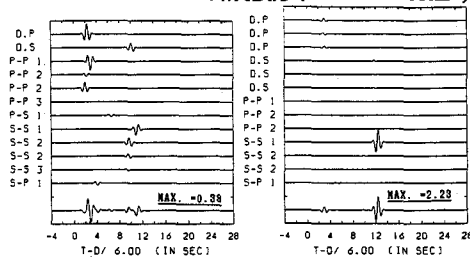


図9 図8に対する要素波とその合成波

関係で増幅された波となっている。これは、P波系の波線が傾斜境界面において曲げられ、かつ地表で干渉した結果と考えられる。

(3) 鉛直境界面モデル

次に、図12に示すように、鉛直境界面を導入し、物性値はこれまでの例と同一にした。図12には波線図(直達S波)も併記した。50km地点以遠では波線が到達しにくくなっている。これは、深さ5kmに位置する水平境界面により、波線が大きく地表へ曲げられるからである。

図13が合成波形図であり、このモデルの特徴をよく表している。最大振幅は50km地点で0.5となっている。50km地点の鉛直境界面はバリアの役目を果たしており、52km地点以遠では急激に波が途絶えている。ただし、55km地点あたりでは、このバリアを避けた波線がわずかに到着しているようである。鉛直境界面を越えた54km地点に入射した要素波には、一般には波の主要成分である直達波や第1および第2反射波などが全く到着しておらず、振幅の小さい(エネルギーを失っている)P第3反射波・S第3反射波およびP-S転換第1反射波がわずかに入射しているに過ぎない。これらの波は地表に対してほぼ垂直に入射してくるため、ある程度の不整形地盤であれば、ほとんどの観測点で常に観測されている。56km地点は、鉛直境界面から6km離れていることから、P第2およびS第2反射波が入射しているが、S第2反射波がこれらの干渉によって弱められ、最大振幅は0.03でしかない。40km~50km地点では、地盤の軟弱性によって、S波がP波よりも卓越しており、図6に示す基本モデルの結果と相異なっている。

5. あとがき

いくつかのケーススタディを実施した結果、地盤の不整形性は波の相や波動成分の構成などに強く影響し、観測点によっては波が増幅されることがわかった。ところで、単純な半円形沖積谷上での地動変位(SH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、レイ・トレース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。

参考文献

1) Červený, V., Popov, M. M. and Pšencík, I. : Computation of wave fields in inhomogeneous media—Gaussian beam approach, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 70, pp. 109 ~ 128, 1982他.

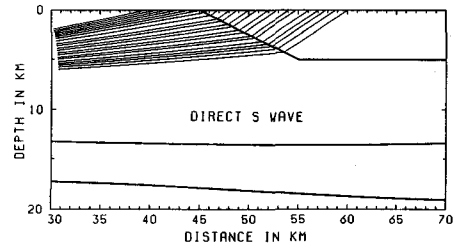


図10 傾斜地盤モデルの波線図 (D, S)

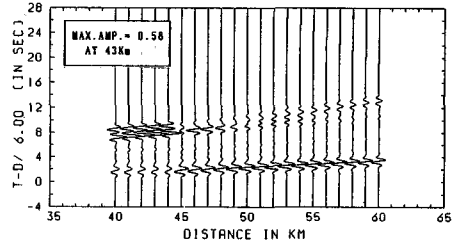


図11 図10に対する合成波形 (x = 40~60km)

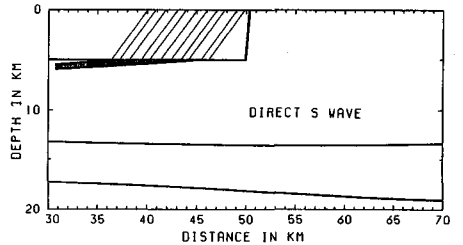


図12 鉛直境界面モデルにおける波線図 (D, S)

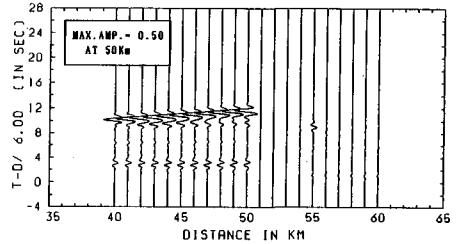


図13 図12に対する合成波形 (x = 40~60km)