

1. まえがき 地表の地形や地下構造が水平方向に不規則に変化する地域において、震害が集中することは歴史的に周知のことである。本研究では、昭和58年の日本海中部地震において、水平に不連続な地盤による地震動の震動性状を検討している。対象地点は相川町と新潟市である。両地点に注目し、気象庁1倍強震計記録を数値化して求めた周期10秒前後の地動による数値解析、および地盤応答解析から、表面波の振幅異常を議論する。

2. 日本海中部地震で観測された地震動の振幅異常(新潟と相川)

図1は、新潟地方気象台と相川測候所における、本震時の1倍強震計記録(NS成分)である。両地点は、本震と余震(6/9, 6/21)からの震央距離や方位の差が小さい。新潟の記録は振り切れており、Niigata 相川のデータと比べると極めて対照的である。この振幅異常(新潟と相川)は、direct arrivalの表面波のfocusing

によるものではなく、basin 構造などによるsite effect Aikawa

であるといえる。なぜなら、新潟では長い時間にわたって振幅が大きくなっており、つまりcodaの部分もやはり大きいからである。もし表面波の途中伝播によるfocusingならば、最初の

部分だけが大きくなるはずだからである。これは、水平方向の地盤構造が急変するところで2次的に発生した表面波(あとゆれ)の影響による。いずれにしても、新潟の地盤は相川に比べて、周期10秒前後で非常に揺れやすいようである。ちなみに、新潟における揺れ度指数(岡田と鏡味による)は2.85で、相川の値の6.58倍となっている。

3. 垂直境界を有する地盤構造を透過した表面波

震源から相川まであるいは日本海沿岸の平均的な地下構造(吉井ほか)は、図2(a)でモデル化できる。図1からわかるように、新潟では、厚い軟弱な堆積層に支配されたLove波とRayleigh波が伝播していた。そこで、震源近傍および観測点(相川, 新潟)では異なった多層平行層を考える。ここでは、2つの媒質が垂直に密着したモデルを考える。構造上の異常を示す垂直境界の地理的位置は新潟港から少し海洋に出た付近とする。新潟直下の地下構造モデルは図2(b)のように仮定する。

固有関数のcouplingを評価するAlso pの方法を踏襲し、垂直境界を透過するLove波とRayleigh波を検討した。図3はLove波の地表における透過係数(基本モード入射)を、1~20秒の範囲で0.25秒ごとに求めたものである。図4は2次モードまでを同等に評価して得たRayleigh波の水平動の、図5は基本モード入射に対するRayleigh波の上下動の地表振幅での透過係数である。図中にはモードの変換を示している。例えば、 $R_1^I \rightarrow R_1^I$ は、媒質Iの地下構造における基本モードのRayleigh波が垂直境界に入射し、媒質IIでは2次モードのRayleigh波となって伝播する波を意味する。Rayleigh波の計算において評価されない、実体波への変換エネルギー(%表示)を、図6に示す。

図1は、新潟地方気象台と相川測候

所における、本震時の1倍強震計記録(NS成分)である。両地点は、本震と余震(6/9, 6/21)からの震央

距離や方位の差が小さい。新潟の記録は振り切れており、Niigata

相川のデータと比べると極めて対照的である。この振幅異常(新潟と相川)は、direct arrivalの表面波のfocusing

によるものではなく、basin 構造などによるsite effect Aikawa

であるといえる。なぜなら、新潟では長い時間にわたって振幅が大きくなっており、つまりcodaの部分もやはり大きい

いからである。もし表面波の途中伝播によるfocusingならば、最初の

部分だけが大きくなるはずだからである。これは、水平方向の地盤構造が急変するところで2次的に発生した表面波(あとゆれ)の影響に

よる。いずれにしても、新潟の地盤は相川に比べて、周期10秒前後で非常に揺れやすいようである。ちなみに、新潟における揺れ度指数

(岡田と鏡味による)は2.85で、相川の値の6.58倍となっている。

震源から相川まであるいは日本海沿岸の平均的な地下構造(吉井ほか)は、図2(a)でモデル化できる。図1からわかるように、新潟では、厚い軟弱な堆

積層に支配されたLove波とRayleigh波が伝播していた。そこで、震源近傍および観測点(相川, 新潟)では異なった多層平行層を考える。ここでは、2つの媒質が垂直に密着したモデルを考える。構造上の異常を示す垂直境界の地理的位置は新潟港から少し海洋に出た付近とする。新潟直下の地下構造モデルは図2(b)のように仮

定する。

固有関数のcouplingを評価するAlso pの方法を踏襲し、垂直境界を透過するLove波とRayleigh波を検討した。図3はLove波の地表における透過係数(基本モード入射)を、1~20秒の範囲で0.25秒ごとに求めたものである。図4は2次モードまでを同等に評価して得たRayleigh波の水平動の、図5は基本モード入射に対するRayleigh波の上下動の地表振幅での透過係数である。図中にはモードの変換を示している。例えば、 $R_1^I \rightarrow R_1^I$ は、媒質Iの地下構造における基本モードのRayleigh波が垂直境界に入射し、媒質IIでは2次モードのRayleigh波となって伝播する波を意味する。Rayleigh波の計算において評価されない、実体波への変換エネルギー(%表示)を、図6に示す。

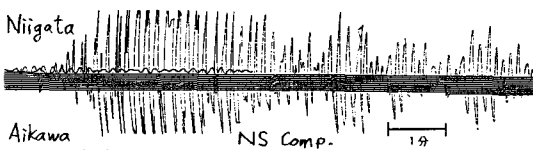


図1 日本海中部地震(本震)時の新潟と相川の気象庁1倍強震計記録のNS成分

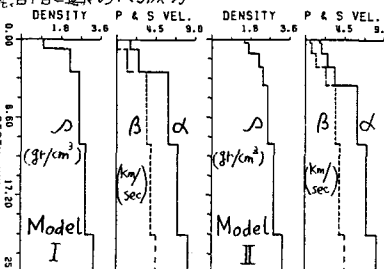


図2 地下構造モデル (a)震源近傍媒質I (b)媒質II(新潟)

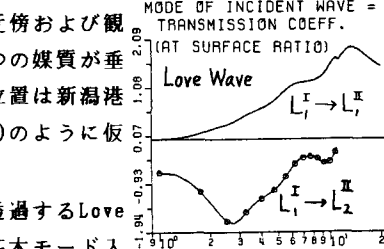


図3 Love波の地表における透過係数(基本モード入射)

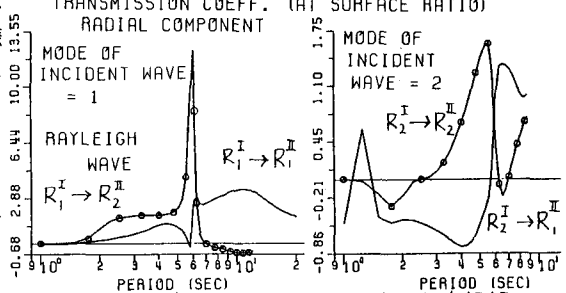


図4 2次モードまで考慮したRayleigh波の水平動の地表振幅での透過係数

TRANSMISSION COEFF. (AT SURFACE RATIO)

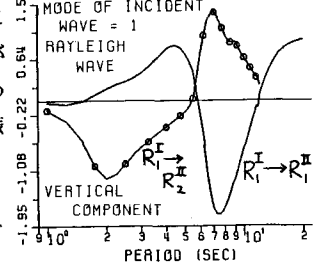


図5 Rayleigh波の上下動の地表振幅での透過係数(基本モード入射)

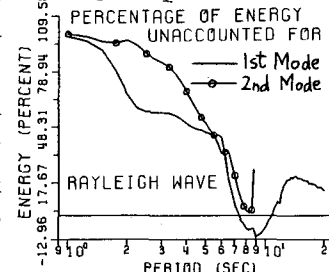


図6 Rayleigh波(2次モードまで)の計算上考慮されないエネルギー

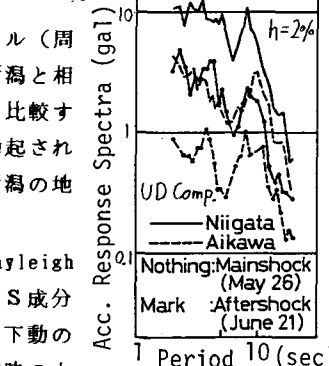


図7 本震と最大余震による新潟と相川における上下動の加速度応答スペクトル(h=2%)

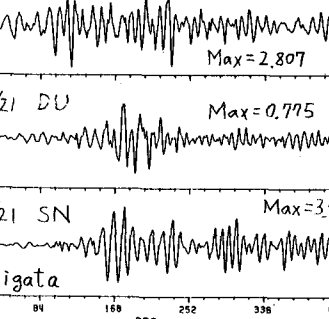


図8 新潟における本震DU成分と最大余震DUとSN成分の合成波

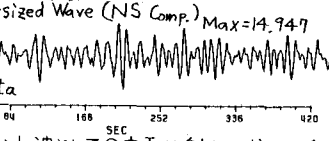


図9 Rayleigh波としての本震地震動(NS成分)の合成波

媒質IIにおける地表振幅はごく限られた周波数帯で大きくなっている。この周期の波が観測されやすいことを意味する。これは、媒質IIの固有関数が地表付近に集中するので、媒質Iから入射した表面波の固有関数の形が変わるからである。 $L_1^I \rightarrow L_1^II$ あるいは $R_1^I \rightarrow R_1^II$ (水平動)を見ると、地表振幅はかなり長周期から増幅を受け、周期10秒前後で2~3倍となっている。この程度の値では、図1に示す新潟と相川の振幅異常を説明できない。図5より、2次モード入射の寄与はそれほど大きくない。特徴的なことはモードの変換があまり小さくなっていないことである。図6を見る限り、周期10秒ほどのRayleigh波の透過係数の評価は第1近似として十分その役割を果たしている。しかし、6秒以下になると、実体波に変換されるエネルギーは全エネルギーの40%以上にも達し、決して良い近似とは言えない。

以上より、正規モード解を、震源を含む媒質Iに適用して求めた垂直境界までのスペクトルに透過係数を掛けて、媒質IIの新潟の理論記録を計算しても、観測波形と調和しないことが予想される。これは、波の伝播方向の構造異常を垂直境界として捉えることに無理があるわけで、むしろ、構造異常の形状を明確化することが重要である。

4. 新潟地方気象台でのRayleigh波としての本震地震動(NS成分)の再現

ここでは、気象庁1倍強震計記録を数値化し、地動の波形や応答スペクトル(周期範囲=2~20秒)を求めた。図7は、本震と最大余震(6/21)に対する、新潟と相川における上下動の加速度応答スペクトル(h=2%)である。両地点の結果を比較すれば、震源から遠く離れていても、新潟ではやや長周期の地震動が大いに励起されていることがわかる。本震UD成分、最大余震のUDとNS成分における新潟の地動変位は、図8のようになる。

新潟は、本震と最大余震の震央の真南にある。従って、NS成分は主にRayleigh波が卓越する。そこで、Rayleigh波の特性を活かし、本震時に振り切れたNS成分の地動を再現することを試みた。図8より、最大余震の水平動NS成分と上下動のフーリエ・スペクトルの比をとり、Rayleigh波の楕円比を求め、それに本震時の上下動のフーリエ・スペクトルと純虚数を掛け、時間領域に逆変換した。このようにして得た本震時の南北動の推定波形が図9である。この推定法には多少問題を残すものの、最大変位は15cmに達する。本震時の相川におけるNS成分の最大変位は2.8cmであった。これに、新潟と相川の揺れ度指数の比を掛けると、17cmになり、ここで求めた値はそれほど大過ないことがわかる。しかし、本震と余震の震央位置の差を考慮し、対象とした周期帯での群速度に相当したtime windowを、図8の波形に掛けて、推定波を計算したほうが、波形的には図9よりもかなり改善されるであろう。

5. あとがき 以上より、盆地構造のcouplingによる表面波の増幅特性を明確にしておく必要性が定量的に理解できた。現在、新潟での地動の振幅異常に注目し、ray tracingとradiation patternの導入によるGaussian Beamの表面波の定式化に新しく取り組んでおり、詳細な解析結果は別途報告する予定である。