

盆地内のやや長周期地震動の推定法の提案と 実地震への適用

片岡俊一¹・大町達夫²

¹正会員 工修 清水建設(株)技術研究所 (〒135-8530 江東区越中島3-4-17)

²正会員 工博 東京工業大学大学院総合理工学研究科 (〒226-8502 横浜市緑区長津田町4259)

本論文では、盆地内のやや長周期地震動が震源から到来する地震動と、盆地境界部で生成される盆地生成表面波で構成されることを基本とした地震動の推定手法を提案する。提案手法では、前者は平行成層モデルで求め、後者は盆地境界におけるエネルギー流量の保存則を用いて推定する。本論では、まず推定法の説明を行い、次に、兵庫県南部地震を対象に、関西地震観測研究協議会の福島観測点における地震動を推定する。推定地震動と観測記録とは振幅位相ともに良い対応があることを示し、本論で提案した手法の妥当性を示す。

Key Words : Long period ground motion, basin-induced surface wave, basin, energy flux

1. はじめに

やや長周期帯域においては、計算機的能力向上により、想定地震による現実の盆地内の地震動を計算することが可能となってきた¹⁾。しかしながら、文献1)に掲載されている研究では、高性能な電子計算機を用いて日単位の計算時間を費やしており、実用の域には達しているとは言い難い。また、そのような計算をせずに、盆地内のやや長周期地震動を概略評価したい場合も考えられる。

著者らは、盆地内のやや長周期地震動の簡便な推定方法を提案し、表層が一層の盆地モデルを用いて、提案手法と境界要素法による結果とを比較することで提案手法の妥当性を示した²⁾。本論では、提案手法を1995年兵庫県南部地震に適用し、関西地震観測研究協議会の福島観測点における地震動を推定し、観測記録と比較することで手法の適用性を考える。

2. 盆地内やや長周期地震動の推定方法

(1)推定方法の概要

盆地内のやや長周期地震動は、図-1に示すように、震源から直接到来する地震動(図のRay#1)と、実体波(Ray#2-1)が盆地境界に入射することによって生じる盆地生成表面波(Ray#2-2)で構成されて

いると考えられる³⁾。そこで、両者を独立に予測した後、時間領域において加え合わせる推定手法を提案する。

震源から直接到来する地震動に関しては、観測記録に卓越している周期成分は直下の地下構造で説明が可能であるという観測事実⁴⁾および計算が比較的簡単にできることから、観測点直下の地下構造が震源まで水平に続くとする、平行成層モデルにより計算する。平行成層地盤における地震動の計算には、久田が提案している計算方法⁵⁾を用いる。

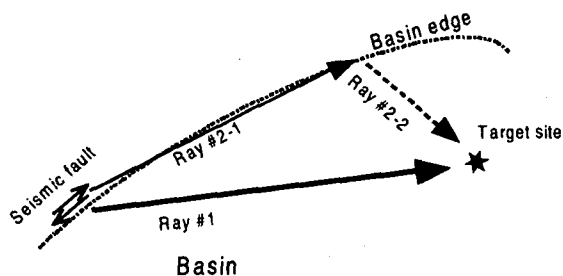


図-1 盆地内のやや長周期地震動の伝播の模式図

一方、盆地生成表面波に関しては、生成位置は表面波の位相速度と岩盤のS波速度からスネルの法則で求めることとし、振幅に関しては、エネルギー流量の保存に着目して予測することを新たに提案する。

(2) 盆地生成表面波の推定方法

盆地境界におけるエネルギー流量（運動エネルギーとエネルギー輸送速度の積）の保存は、盆地内の波動が全て表面波の重ね合わせで示されるとすれば、入射エネルギー流量を V_I 、反射エネルギー流量を V_R 、Rayleigh波が分担するエネルギー流量を $V_{Rayleigh}$ 、Love波が分担するエネルギー流量を V_{Love} として、(1)式のようになる。

$$V_I = V_R + V_{Rayleigh} + V_{Love} \quad (1)$$

しかしながら、エネルギー流量保存則は必要条件であり、それだけでは盆地内の地震動を求めることはできないので、さらに盆地に入射するエネルギーは、全て特定のモードの表面波に変換する、と仮定する。例えば、Love波の基本モードに変換すると考えると、(1)式は(2)式のように変形される。

$$V_I = V_{Love_0} = E^2 U_0^L I_{l_0}^L \quad (2)$$

上式中、 I_l は表面波の深さ方向の振幅分布（地表面の振幅を1に基準化）による運動エネルギーを示し、上付のLはLove波を、下付の0は基本モードを示している。このように表すと振幅を決定するE以外は既知であるので、(3)式のように定めることができる。

$$E = \sqrt{\frac{V_I}{U_0^L I_{l_0}^L}} \quad (3)$$

さらに、次のような仮定を置く。

- a)運動エネルギーの深さ方向の分布は、入射波については堆積層厚さ分だけ、表面波では無限下方までを考慮する。
- b)盆地生成表面波は表面波の位相速度で、平面波的に伝播する。
- c)周期領域はエアリー相付近のみを対象とする。

前述したように、推定手法を表層が一層の盆地モデルににおける地震動予測問題に適用し、境界要素法の結果と比較したところ、対象としたLove波基本モードに対応する周期領域においては、振幅位相ともによい一致が見られている²⁾。

3. 兵庫県南部地震の際の福島観測点における地震動の再現

(1) 震源および地盤モデル

震源モデルおよび地下構造モデルは、震源のアスペリティ分布や地盤構造を総合的に調査分析した、既往の研究結果⁶⁾を用いた。アスペリティの特徴をまとめて表-1に示す。各アスペリティ内では、南西端から破壊が2.8km/sの速度で放射状に広がるとしている。表-1に示されているアスペリティのうち、震

源を含む西側の3つ（No.1～No.3）は走向がN57Eで傾斜が90度であり、最も東のもの（No.4）だけが走向N233E、傾斜85度となっている。滑り方向は、すべてにおいて純粋な右横ずれである。すべり時間関数は、立ち上がり部が急峻なものを試行錯誤的に各アスペリティごとに定めている。

表-1 計算に用いたアスペリティの各種パラメータ

No.	M_0 x10 ¹⁸ [Nm]	面積 [km ²]	破壊 開始 時間 [s]	滑り 時間 [s]	上端 深さ [km]	滑り 量 [m]
1	0.62	4.5x5	0.00	0.42	11	0.85
2	1.07	4.5x5	1.79	0.66	11	1.47
3	2.59	8x10	3.70	1.20	8	1.00
4	4.83	8x10	6.25	1.50	4	1.90
合計	11.52	205				

盆地生成表面波に変換する実体波を算出するために必要な盆地外の地下構造は、文献6)と同じにした。一方、盆地内の地下構造は、文献6)では反射法によるP波速度と深層のPS検層結果を参照しており、対象地点においては宮腰・他が提案したモデル⁷⁾とやや異なっている。そこで、本論では両者を併せて、表-2のような地下構造を用いた。

表-2 盆地内の地下構造

No.	Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [t/m ³]	Q	Thickness [km]
1	1.60	0.35	1.7	20	0.23
2	1.80	0.55	1.8	30	0.31
3	2.50	1.00	2.1	50	0.65
4	5.40	3.20	2.6	400	4.45
5	6.00	3.46	2.7	600	13.0
6	6.70	3.87	2.8	700	16.50
7	7.50	4.33	3.0	800	infinite

(2) 盆地生成表面波

ここでは、盆地生成表面波としてLove波の基本モードのみを考慮する。福島観測点におけるLove波の到来方向は、Rayleigh波の結果とやや異なってい

たが⁸⁾、ここでは図-2に示すようにRayleigh波⁴⁾と同様に伊丹断層の付近で発生したと考える。

地下構造からは算定されるLove波基本モードのエアリー層は周期5.3秒であり、その時の位相速度は約1.35km/sである。この位相速度を基に、境界に対する入射角を90度として、波束の幅の変化を求め振幅を補正した。一方、エネルギー流量の保存を考える周期領域は、エアリー相を中心に経験的に5.0秒から5.6秒の範囲とした。また、盆地に入射するエネルギー流量の算出に必要な実体波の位相速度は、盆地構造と基盤構造の共通な層のS波速度である3.2km/sを用いた。

(3) 推定地動

図-3に福島観測点における、推定した盆地生成表面波、一次元地下構造を用いた地震動（以下、平行成層モデル）、両者を重ね合わせることで得られる推定地動と観測記録を示す。

平行成層モデルでは、水平2成分で振幅に大きな違いが見られ、EW成分の最大値は40cm/s弱であり、観測記録の最大値よりやや大きい。一方、NS成分の振幅は8cm/sと小さい。実際の記録では、最大値を与える時刻がややずれているものの、両成分とも最大値は30cm/sである。水平2成分の大きさが極端に異なる理由としては、震源の放射特性が考えられる。また、平行成層モデルの継続時間は15秒程度と短く、主要動に続く後続の位相は顕著ではない。表面波で構成される後続位相が顕著でない理由としては、震源深さが深いことが考えられる。異なる断層モデルを用いた理論地震動の計算においても、平行成層モデルでは、表面波が励起されないという報告もある⁹⁾ので、盆地生成表面波の影響は大きいと考えられる。

重ねて描いた推定地動と観測記録を比較すると、S波の立ち上がりの形状や主要な位相の形状は対応するものの、絶対振幅が合わない。S波の立ち上がり合うのは、地盤モデルが適切であることを示している。振幅が合わない原因は、観測記録に卓越している周期2秒弱の成分が推定地動には現れていないからである。これは、震源時間関数を含む震源モデルの特性としてその地震動成分が十分に励起されていないためと考えられる。ここでは、紙面の都合で示せないが、盆地への入射波とした伊丹断層付近での地震動においても、周期2秒弱の成分は少なかった。

主要動が終了してからしばらくは、推定地動の振幅が小さくなっているものの、時刻50秒以降は観測記録と推定地動はよく対応している。さらに、観測記録と推定地震動のフーリエスペクトルを比較すると、EW成分では周期6秒付近においてほぼ同じ値に

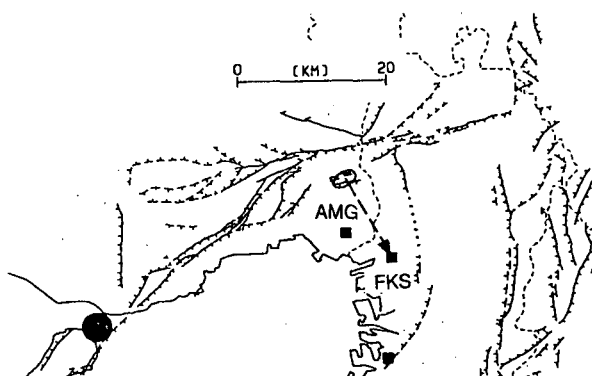


図-2 福島における盆地生成波の伝播の模式図。盆地生成表面波は、伊丹断層付近で生成され破線のように伝播すると仮定した。

なっている。NS成分は推定地動のスペクトル振幅が小さいが、これは平行成層モデルによる地震動が小さかったことが原因である。また、推定地動のスペクトルが2秒以下で極端に小さくなっていることも分かる。

5. おわりに

本報告では、盆地内のやや長周期地震動を推定する手法を提案し、これを用いて兵庫県南部地震の福島における地震動を予測した。盆地内の地下構造が平行に震源まで続いていると考えて、地震動を算出しても、表面波は卓越しなかった。しかしながら、本報告で提案したように盆地生成波を加えると、振幅・位相ともに観測記録をある程度説明することができた。提案手法は、問題を理想化しているために適用範囲があると考えている。今後は、さまざまな計算例を通して、適用範囲を明確にしていきたい。

謝辞:本研究では、関西地震観測研究協議会が観測された地震記録を利用した。また、工学院大学の久田嘉章氏がインターネット上で公開されているプログラムを使用した。記して謝意を示す。

参考文献

- 1) 例えば, Irikura K., Kudo K., Okada H., and Sasatani T.(ed.): The effect of the surface geology on seismic motion, Balkema, 1999.
- 2) 片岡俊一, 大町達夫: 盆地内のやや長周期地震動の簡便な推定方法の提案, 第54回土木学会全国大会年次学術講演会講演概要集(印刷中), 1999.
- 3) 片岡俊一, 大町達夫: 直下地震による盆地内のやや長周期地震動の分解と合成に関する基礎的検討, 第10回日本地震工学シンポジウム, 725-730, 1998.
- 4) 片岡俊一, 片岡正次郎, 大町達夫: 観測記録と数値シミュ

レーションから推定される1995年兵庫県南部地震によるやや長周期地震動の伝播特性, 自然災害科学, 16, 125-142, 1977.

- 5) Hisada Y.: An efficient method for computing Green's function for a layered half-space with sources and receivers at close depths (Part 2), BSSA, 85, 1080-1093, 1995.
- 6) Matsushima S. and Kawase H.: 3-D wave propagation analysis in Kobe referring to "The basin-edge effect", The effects of surface geology on seismic motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, SS-09, 83-90, 1998.
- 7) 宮腰研, 香川敬生, 越後智雄, 堀江佳平, 澤田純男:大阪

堆積盆地における深部地盤構造のモデル化(その2), 第24回地震工学研究発表会, 33-36, 1996.

- 8) Kataoka, S. and Ohmachi T., :Long period ground motion in west part of Osaka during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, The effect of surface geology, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, 393-398, 1998.
- 9) Graves, R.: Long period 3D finitedifference modeling of the Kobe mainschock, The effect of surface geology on seismic ground motion, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, SS-04, 47-52, 1998.

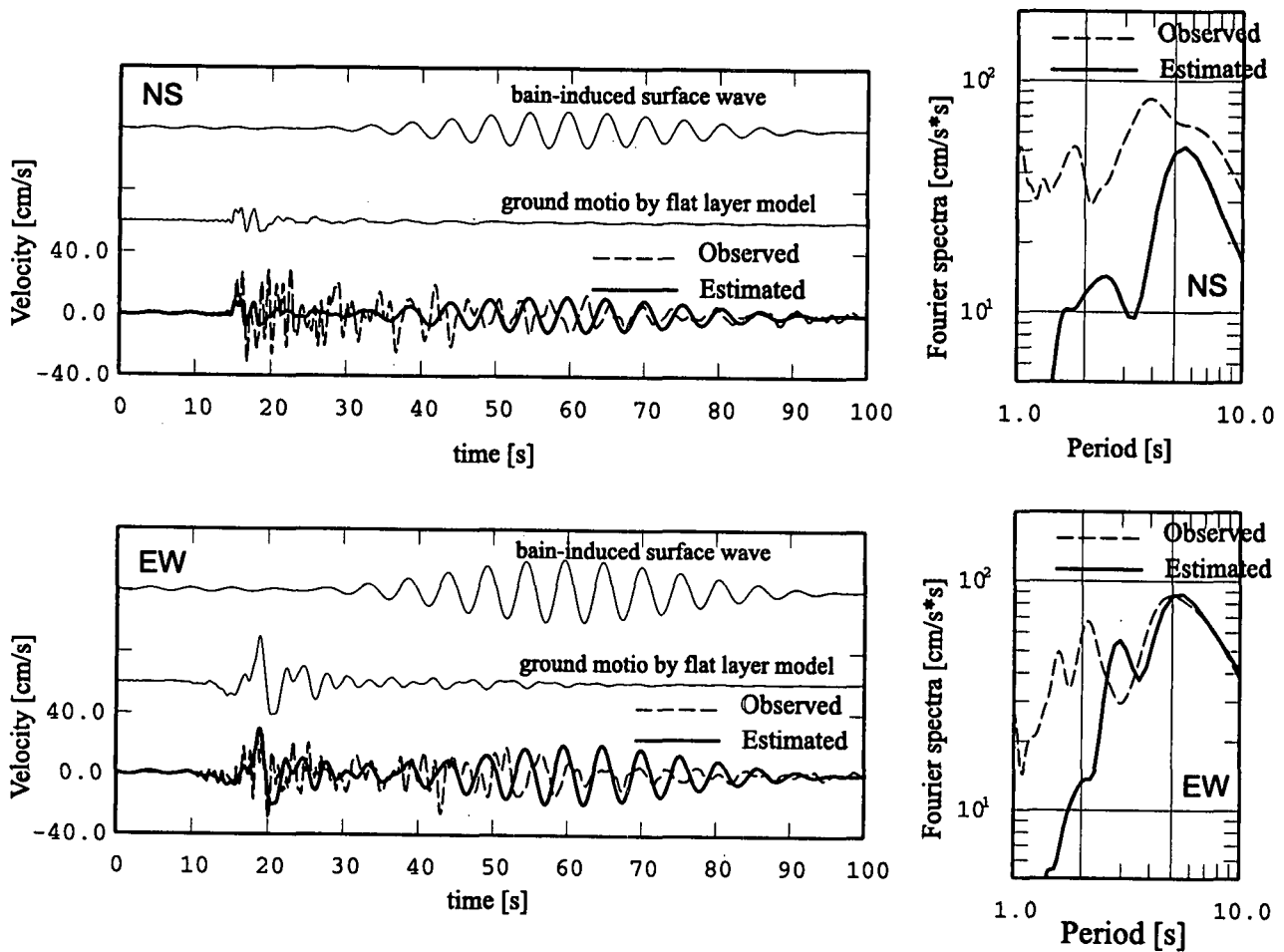


図-3 福島観測点における推定地動(太線)と観測記録(破線)の比較。波形には、盆地生成表面波, 平行成層地盤を仮定した場合の地震動も示してある。