

盆地内のやや長周期地震動の簡便な推定手法

片岡俊一¹・大町達夫²

¹正会員 博士(工学) 清水建設(株) (〒105-8007 港区芝浦1-2-3 シーパンスS館)

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を簡便に推定する手法を提案する。ここで提案する手法は、盆地内のやや長周期地震動は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とで構成されるとし、前者の地震動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ものである。本論では、まず推定手法の説明を行い、次に単純な形状をした盆地モデルに提案手法を適用し、三次元境界要素法の計算結果と比較することで手法の妥当性を示す。さらに、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および尼崎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、提案手法が実地震にも適用可能であることを示す。

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厳密に計算することが可能となってきた。例えば、1995年兵庫県南部地震の地震動予測の一斉解析¹⁾では、震源を含み広い範囲をモデル化している計算結果が多数示されている。しかしながら、このような計算は非常に時間がかかることが指摘されている。一例を挙げると、文献1)に掲載されている論文のうち、後述する関西地震観測研究協議会の福島観測点を含む大阪盆地中心部の地震動予測を目的としたもの²⁾では、震央を含み約80km×45kmの広がりモデル範囲とし、時間刻みを0.01秒として60秒の地震動を計算するのに、Ultra Sparc 2200を用いて117時間を要している。なお、この計算では、最表層のS波速度を0.4km/sとしており、格子間隔が0.16kmであるので最短周期は2秒である。つまり、現状では盆地内の地震動を厳密に求めるためには、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いる。このような大規模な計算をせずに、盆地内のやや長周期地震動を概略計算したい場合も十分考えられる。盆地を対象とした地震動の問題は、地震動の伝播という面からは、伝播媒体が水平方向に不連続である場合の問題と言い換えることができる。このよう

な問題のうち、特に表面波が伝播することに関しては、古くから多くの簡略手法が提案されており、例えば工藤³⁾が実地震に適用したAlsop⁴⁾の提案手法が有名である。Alsopの提案手法の場合、鉛直な境界を挟んで媒質は平行成層を成しているが、盆地内部の地盤構造の不整形性の影響を評価するために、境界に入射する地動を正規モード解により求め、盆地内を有限差分法でモデル化して地震動伝播を計算した例もある⁵⁾。また、実体波が盆地に入射することで生成される表面波の評価を簡便に行う手法も提案されている⁶⁾。

上記のように境界に垂直に入射するのではなく、震源を3次元、地盤構造を2次元とし、断層震源と観測点を結ぶ直線と盆地境界が直交しない場合でも計算可能な解析方法⁷⁾(いわゆる2.5次元解析)も提案されているが、計算方法は簡便ではなく、実際の地震断層と盆地構造の関係を考えると、適用できる範囲も限られる。

さて、これまでの観測記録の分析^{8),9)}を見ると、盆地内のやや長周期地震動は実体波が境界に入射することで励起される盆地生成表面波の影響が大きいことが分かる。さらに、この盆地生成表面波は震央方向と異なる方向から到来することもある。このような観測事実を考えると、実体波入射と波線の屈折という2点を表現することが重要であることが分か

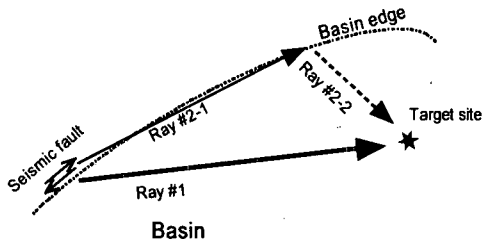


図-1 盆地内のやや長周期地震動の伝播の模式図

る。

そこで、本論文では上記の二つの条件を満たす簡便な推定手法を提案する。まず推定手法の説明を行い、次に単純な形状をした盆地モデルに提案手法を適用し、三次元境界要素法の計算結果と比較することで手法の妥当性を示す。さらに、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および尼崎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、提案手法が実地震にも適用可能であることを示す。

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¹⁰⁾。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長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¹¹⁾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、Hisadaが提案している計算方法¹²⁾を用いる。

一方、盆地生成表面波に関しては、生成位置は前述した平行成層モデルにおける表面波の位相速度と岩盤のS波速度から波線追跡法の様に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

盆地生成表面波が生成される地点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、その点で生成される盆地内の波動が全て表面波の重ね合わせで表されるとすれば、地震

動の深さ方向の分布も考えて、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、式(1)ようになる。なお、式(1)は振動数領域の表現である。

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

ここで、

$$V_I = \frac{1}{2} \beta \int_0^H \rho \sum_{i=1}^3 (\dot{u}_i)^2 dz \quad (2)$$

であり、 β は基盤側のS波速度、 ρ は密度、 H は盆地に入射するエネルギー流量を考慮すべき深さの限界であり、 $\dot{u}_i$ は直交座標系 i 方向の粒子速度である。

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式(1)は式(3)のように変形される。

$$V_I = V_{Love_0} = E^2 U_0^L I_0^L \quad (3)$$

上式中、 E は振幅を定める係数、 U は群速度、 I_1 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ている。上付の L はLove波を、下付の 0 は基本モードに対応している。このように表すと振幅に関わる係数 E 以外は既知であるので、式(4)のように E を定めることができる。

$$E = \sqrt{\frac{V_I}{U_0^L I_0^L}} \quad (4)$$

波線が屈折する場合には、波束の幅も変化する。実体波が表面波に盆地境界において変換される場合も同様と考えると、係数 E にはこの影響も含まれているので、入射角と表面波の屈折角をそれぞれ、 θ_i 、 θ_{L_0} とおけば、表面波の振幅を定める e は次のように定まる。

$$e = \sqrt{\frac{\cos \theta_i}{\cos \theta_{L_0}} \frac{V_I}{U_0^L I_0^L}} \quad (5)$$

これまでの式変形では、入射したエネルギーが基本モード表面波のエネルギーに変換するとしたが、複数の表面波の複数のモードを考慮する場合でも、各々のモードの表面波が分担するエネルギー流量の割合が特定できれば、上記の考え方は適用できると考えられる。

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積分範囲は、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とする。

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)盆地生成表面波を考える周期領域は波動の卓越が見られることから、エアリー相付近のみとする。

ここで、盆地生成表面波が平面波的に伝播するという仮定について補足しておく。震源が盆地境界の近傍にあるとし、水平面内で考えることとする。震源から射出された波線は、様々な入射角で盆地境界に入射する。そこで、入射角を θ_i 、屈折角を θ_R 、盆地外の位相速度を C_1 、盆地内の位相速度を C_2 とすると、実体波から励起される盆地生成表面波であっても境界ではスネルの法則が成立すると考えられるので、これらの関係は、

$$\theta_R = \sin^{-1}(C_2/C_1 \sin \theta_i) \quad (6)$$

となる。入射角 θ_i が大きい場合、 $\sin \theta_i$ の変化はゆるやかになり、 θ_R はほぼ一定値になるので、屈折波の波線はほぼ平行となる。つまり、水平面内において境界にある程度大きな入射角で入射した波動は、盆地内部において直線的な波面を形成することになる。以上のことから、盆地生成表面波が平面波的に伝播すると仮定することは妥当であることが分かる。

3. 提案手法の妥当性の検証

(1) 計算モデルと計算手法

図-2に示す単純な盆地モデルの点Pにおける地震動を計算する。図-2に星印で示してあるのが震源である。震源は、点震源として取り扱い走向はx方向、傾斜は90度、すべり角は-165度の右横ずれ、震源時間関数はライズタイム1秒のramp関数として、震源位置を3とおりに変化させる(表-2参照)。地盤の物性値は、表-1にまとめてある。この地盤モデルでは、Love波のエアリ相は、基本モードの場合約6秒、一次高調モードの場合約2秒となる。

ここでは、提案手法を用いる際に対象とする盆地生成表面波は基本モードLove波とし、エアリ相を挟んだ4.7秒から6.7秒を検討対象周期とする。比較対象は、理論上は波動場を厳密に表現できる三次元境界要素法(以下、BEM)を用いて算出した地震動である。

盆地生成表面波の生成位置は、Love波のエアリー相における位相速度と基盤のS波の位相速度からスネルの法則を基に算出した。図-2に■で位置を示すが、結局3ケースともほぼ同じ地点となった。また、

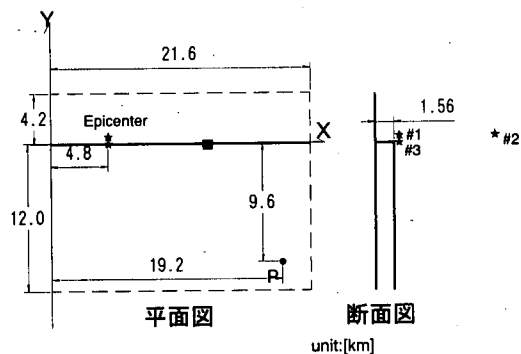


図-2 計算モデル(盆地生成表面波の生成位置を■で示す)。

表-1 計算モデルの地盤物性値

No.	Vs [km/s]	Vp [km/s]	$\bar{n}$ [t/m ³]	Thickness [km]
1	1.0	2.5	2.1	1.56
2	3.2	5.4	2.7	Infinite

表-2 計算ケース(震源の位置を変化)

ケース	水平位置	深さ [km]
1	盆地外側 (y=0.6 km)	2
2	盆地外側 (y=0.6 km)	10
3	盆地境界 (y=0.0 km)	2

この位置における入射波は、全無限体の変位波形を2倍したものをを用いている。さらに、式(2)の算出の際には、深さ方向の振幅を一定としている。

(2) 提案手法の評価

3つのケースのx方向成分の地震動を提案手法とBEMによるものを比較して図-3に示す。波形においては、盆地生成表面波と平行成層モデルの地震動も併せて示してある。波形の比較では、提案手法とBEMの結果はよく一致していることが分かる。特に、震源が深いケース2では平行成層モデルでは後続位相が見られないが、盆地モデルでは顕著であり、それが提案した手法により求めた盆地生成表面波で説明されることが興味深い。

スペクトルで比較すると、盆地生成表面波を考慮した周期5~6秒付近では推定手法の方が大きいものの、BEMとほぼ同程度の振幅となっている。推定手法が厳密解と考えられるBEMに比べて大きいのは、反射波の影響を無視しているためと考えられるが、実施設計では安全側の評価となるので、簡便な手法であることを重視すれば、適切な結果と言える。

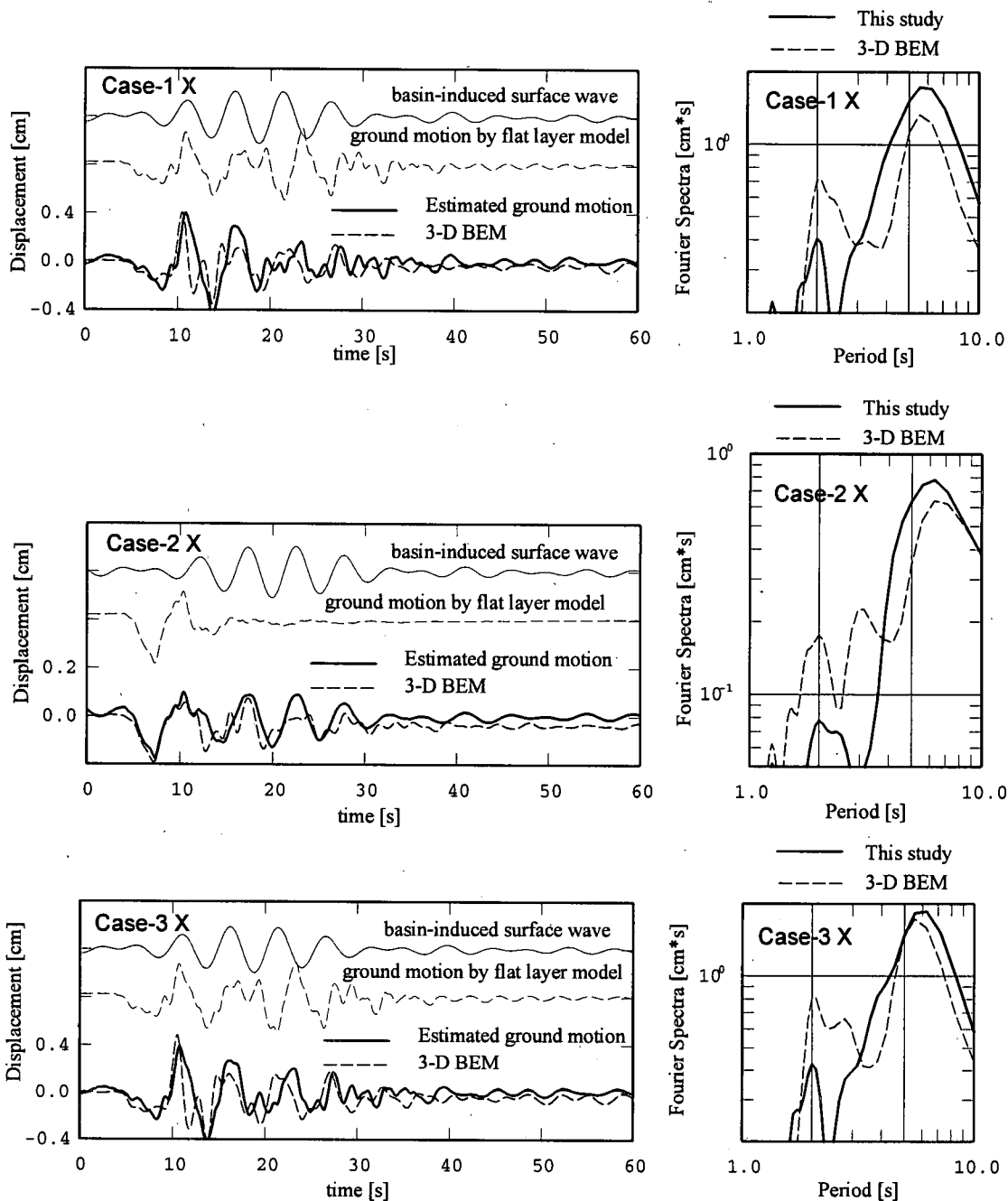


図-3 単純な形状をした盆地モデルにおける提案手法による地震動（太線）と三次元境界要素法による地震動（破線）との変位波形およびそのフーリエスペクトルにおける比較。上から順に、ケース1,2,3

う。一方、周期2秒は BEMの方が大きい。これは、BEMにおいては一次高調モードLove波が励起されたにもかかわらず、提案手法ではその成分を無視しているためと考えられる。なお、ここでは紙面の都合上y成分の地震動は示していないが、特徴はx成分

と同じである。

以上の検討より、基本モードの表面波だけを取り扱うのであれば、本提案手法の考え方は妥当であると言える。前述したように、基本モード以外を対象とする場合には、対象とした周期において表面波の

表-3 計算に用いたアスベリティの各種パラメータ

No.	$M_0 \times 10^{18}$ [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	6	1.00
4	4.83	8x10	6.25	1.50	4	1.90
合計	11.52	205				

多くのモードの寄与が考えられるので、対象とするモードの分担の割合を定める必要がある。

4. 兵庫県南部地震の際の福島観測点および尼崎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、震源のアスベ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¹³⁾を用いた。アスベリティの特徴をまとめて表-3に示すが、アスベリティ1から4が南西から北東にかけて分布している。発表されている震源位置はアスベリティ1の南西端最下部である。各アスベリティ内では、南西端から破壊が2.8km/sの速度で放射状に広がる。表-3に示されているアスベリティのうち、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、最近の動的破壊に関する研究を参考に初期に急峻な三角パルスがあるものとして、試行錯誤的に三角波の重ね合わせで表し、各アスベリティごとに定めている。

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を表-4に示す。一方、盆地内の地下構造は、文献13)では反射法によるP波速度と深層のPS検層結果を参照にしており、対象地点においては宮腰・他が提案したモデル¹⁴⁾とやや異なっている。以前行った検討¹¹⁾によると、福島観測点の地震動記録の卓越周期は、文献14)の基となった地下構造モデル¹⁵⁾により表面波として解釈できた。そこで、本論文では両者を併せて、表-5のような地下構造を用いた。

表-4 盆地外の地下構造

No.	Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [t/m ³]	Q	Thickness [km]
1	2.50	1.00	2.0	50	0.08
2	3.20	1.80	2.1	100	0.32
3	5.15	2.85	2.5	200	0.16
4	5.50	3.20	2.6	400	4.45
5	6.00	3.46	2.7	600	13.00
6	6.70	3.87	2.8	700	16.50
7	7.50	4.33	3.0	800	infinite

表-5 盆地内の地下構造 (FKS: 福島, AMG: 尼崎)

No.	Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [t/m ³]	Q	Thickness [km]	
					FKS	AMG
1	1.60	0.35	1.7	20	0.23	0.20
2	1.80	0.55	1.8	30	0.31	0.42
3	2.50	1.00	2.1	50	0.65	0.77
4	5.40	3.20	2.6	400		4.45
5	6.00	3.46	2.7	600		13.00
6	6.70	3.87	2.8	700		16.50
7	7.50	4.33	3.0	800		infinite

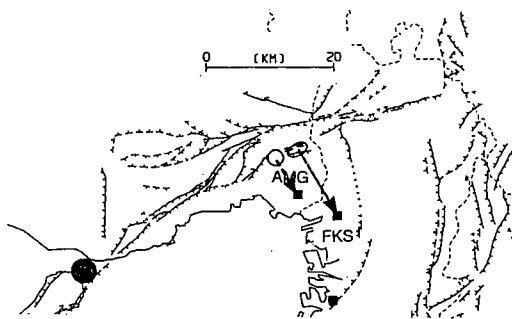


図-4 福島観測点 (FKS)、尼崎観測点 (AMG) における盆地生成波の伝播の模式図。盆地生成表面波は、伊丹断層付近で生成され破線のように伝播すると仮定した。

(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¹⁶⁾が、ここでは図-4に示すようにRayleigh波と同

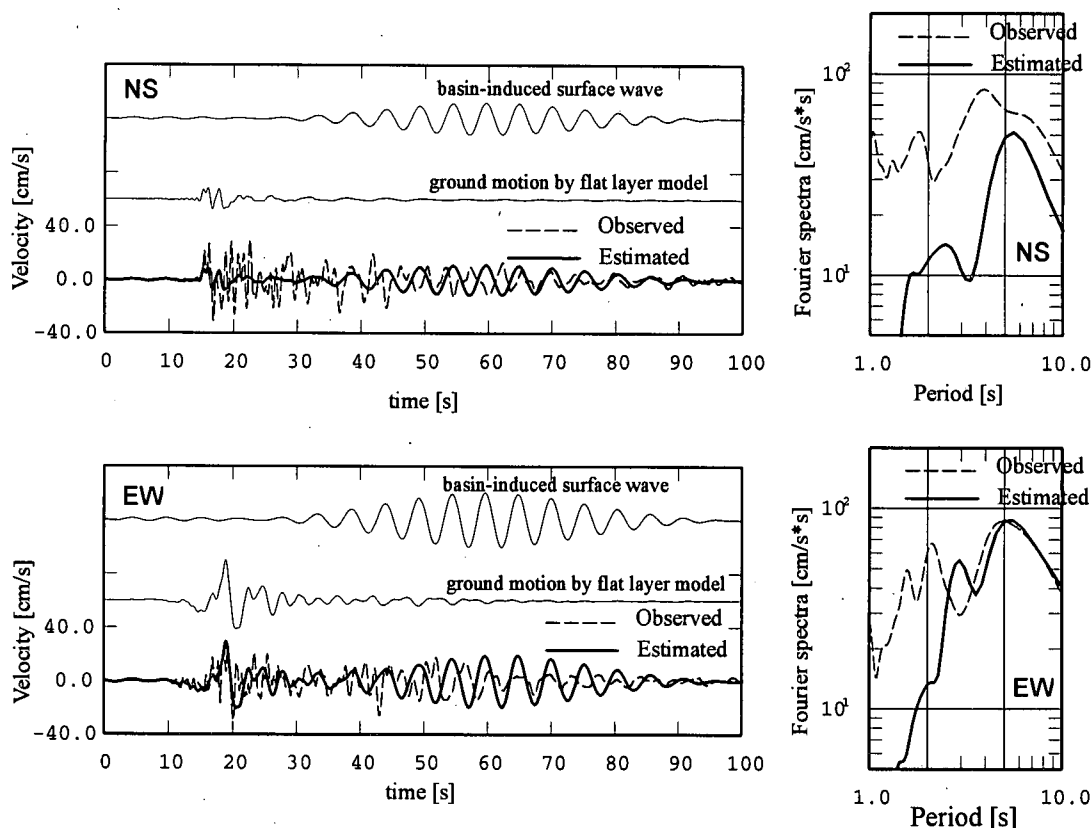


図-5 兵庫県南部地震の際の福島観測点における提案手法による推定地動と観測記録との速度波形とそのフーリエスペクトルによる比較。速度波形については、盆地生成表面波と平行成層モデルから算出した地震動も示してある。

様に伊丹断層の付近で発生した¹⁶⁾と考える。

尼崎観測点に到来した盆地生成表面波の生成位置については、詳細な検討は行われていない。そこで、これまでの検討^{11), 16)}から、到来方向はN330Eと仮定し、伊丹断層の延長線上の点を盆地生成表面波の生成位置とした。この位置も図-4に示してある。想定した地域には、活断層は知られていないが、地下構造の変化している点であることは想像される。

福島観測点の地下構造からは、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た。また、エネルギー流量の保存を考える周期領域は、5.0秒から5.6秒とした。一方、尼崎の地下構造から求まるLove波のエアリー相は5.9秒であるので、盆地生成表面波を考慮する周期領域は、5.5秒から6.3秒までとした。また、盆地に入射するエネルギー流量の算出には、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。

表面波の伝搬には減衰の影響が大きいことは数値

計算例から指摘されているが、現在までに観測結果から減衰定数を求めた例はない。一方、文献²⁾をはじめ過去に行われた盆地内の表面波のシミュレーション例^{17), 18)}では、非常に小さい減衰があるいは無減衰として観測結果をよく説明している。そこで、本論文においても減衰は考慮しないものとする。

(3) 推定地動

図-5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）、両者を重ね合わせた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、NS成分の振幅はこれに比べて8cm/sと小さい。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。さらに、波形の観察から継続時間は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ことが分かる。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

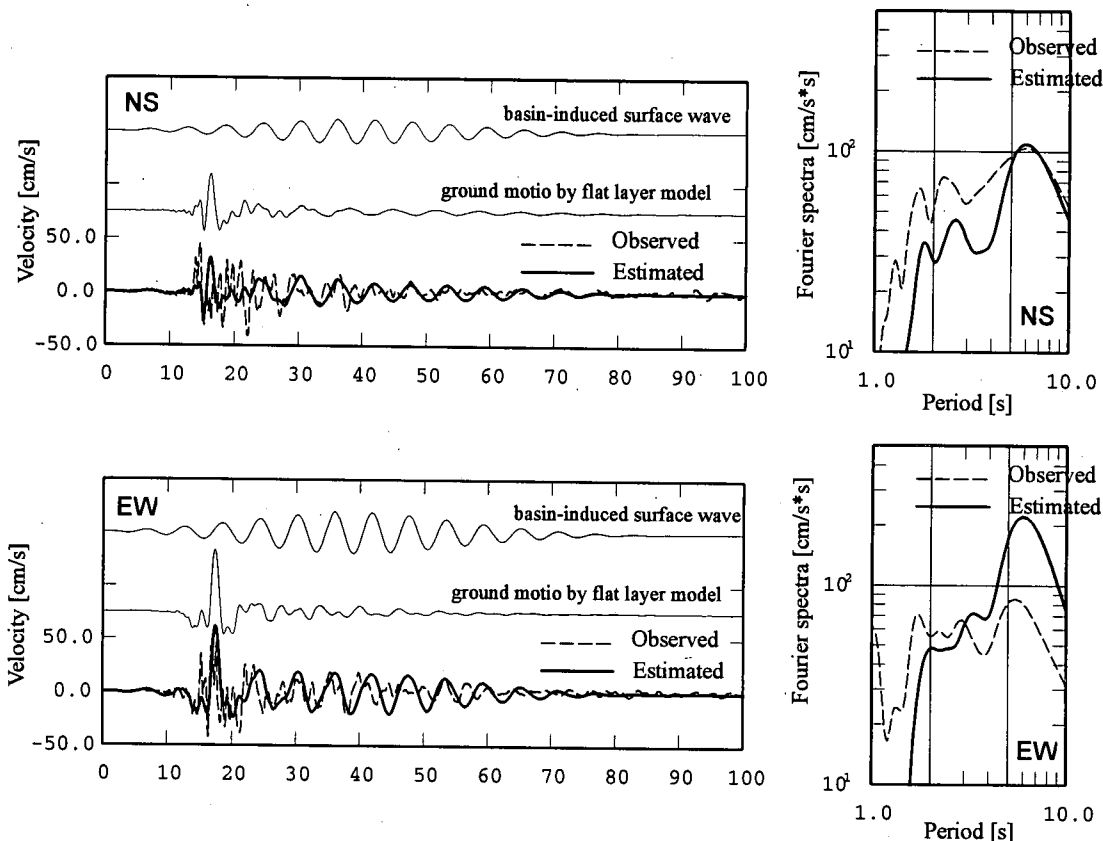


図-6 兵庫県南部地震の際の尼崎観測点における提案手法による推定地動と観測記録との速度波形とそのフーリエスペクトルによる比較。速度波形については、盆地生成表面波と平行成層モデルから算出した地震動も示してある。

さが深いことが考えられる。

次に推定地動を考察する。図から平行成層モデルと盆地生成表面波は到来時刻が分離していることが分かる。まず主要動部の最大値を見る。観測記録では生成時間がややずれているものの、最大値は両成分とも30cm/sである。一方推定地動は、平行成層モデルの結果そのものであるが、NS成分は40cm/sであり観測値に近いが、EW成分は8cm/sで観測値よりも小さくなっている。次の後半部を見る。主要動が終了してからしばらくは、推定地動の振幅は小さいものの、時刻40秒以降は観測記録とよく対応している。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、これは一次元構造による地震動が小さかったことが原因であろう。また、観測記録に卓越してみられる周期1秒程度の成分が推定地動には現れていない。

図-6は尼崎観測点における想定される盆地生成表面波、一次元地下構造を用いた地震動、両者を重ね

合わせた推定地動と観測記録である。

平行成層モデルの波形は、一つのパルスで形成されており前述した福島の場合と同様に後続位相は顕著でない。

推定地動と観測記録を比較すると、S波主要動分では立ち上がりや大きな振幅の出現時刻は合うものの、絶対的な振幅が推定地動の方が小さい。これは、周期1～2秒の成分の影響と考えられる。このような現象は福島観測点でも見られたので、震源時間関数を含む震源モデルの特性として周期2秒弱の地震動成分が十分に励起されていないと考えられる。後続位相に関しては、NS成分では予測波形と観測記録の対応はよい。EW成分も30～45秒の間はほぼ対応しているが、それ以降になると過大評価になっている。フーリエスペクトルを見ると、周期6秒前後で提案手法と観測記録はともに卓越するが、提案手法の方が振幅が大きく、特にEW成分は2倍程度となっている。また、提案手法のスペクトルが2秒以下で急激に小さくなっていることが分かる。

以上の考察を踏まえると、盆地内のやや長周期地

震動の大きさを概略知ることを目的とした本提案手法は、十分に有効であることが分かる。特に、盆地内において重要な盆地生成表面波の振幅と到来時刻が予測されることは重要なことである。

5. おわりに

本報告では、盆地内のやや長周期地震動を簡便に推定する手法を提案した。提案手法は、盆地内のやや長周期地震動が震源から直接到来する地震動と、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、両者を独立に求めた後に時間領域で加え合わせる。震源から直接到来する地震動は、観測点直下の地下構造が震源まで平行に続くとする一次元地下構造モデルを用いて求める。盆地生成表面波のスペクトル振幅は、盆地境界に入射する実体波のエネルギー流量が表面波のエネルギー流量に全て変換するものとして推定し、位相特性は平行成層モデルの位相速度から算出する。

本手法の妥当性を示すために、単純な形状をした盆地モデルにおいて、提案手法により求めた地震動と三次元境界要素法で求めた地震動を比較した。その結果、変位波形の比較においては、二つの手法の差は小さかった。盆地生成表面波を基本モード Love 波で代表させたが、そのエアリ相に対応する周期領域においてはスペクトル振幅がやや大きめに評価された。また、当然のことであるが、考慮しない表面波のモードが卓越する周期では、提案手法のスペクトル振幅は小さい。

さらに、1999年兵庫県南部地震の福島観測点および尼崎観測点における地震動を提案手法を用いて予測し、観測記録と比較した。平行成層モデルによる地震動では表面波は卓越しなかったが、本報告で提案したように盆地生成表面波を加えると、時刻歴波形において波形形状と振幅ともに観測記録とよく一致した。

以上の検討から、本手法は実地震についても適用可能であることが分かった。しかしながら、本手法は簡便さを追求したために、問題を理想化しているおり、適用範囲があると考えている。例えば、盆地生成表面波を平面波として取り扱っている。これは、地震断層が盆地境界付近にある場合のように、境界に大きな入射角を持って入射する場合には適切な仮定であるが、そうでない場合には適切ではない。また、盆地生成表面波が生成される地点を波線追跡法により求めるとしたが、岩盤と言っても実際には多層構造であり、S波速度の選び方に任意性が残っている。

このような課題があるにしても、盆地内のやや長

周期地震動を簡便に推定する手法は重要であると考えられるので、今後は、さまざまな計算例や実測例との比較を通して、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、平行成層地盤における地震動の計算は、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) Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., and Sasatani, T.(ed.): *The effect of the surface geology on seismic motion*, Balkema, Rotterdam, 1998.
- 2) Graves, R.: Long period 3D finite difference modeling of the Kobe mainshock, *The effects of surface geology on seismic motion*, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, SS-04, 47-52, 1998.
- 3) 工藤一嘉: 正規モード解による強震地動の研究とその応用, 東北大学学位論文, 1979.
- 4) Alsop, L. E.: Transmission and reflection of Love waves at vertical boundaries, *Journal of Geophysical Research*, vol.71, 3969-3984, 1966.
- 5) Yamanaka, H., Seo, K., and Samano, T.: Effects of sedimentary layers on surface-wave propagation, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.79, 631-644, 1989.
- 6) 久田嘉章, 山本俊六, 谷資信: 沖積平野または堆積盆地内で発生するLove波を合成する解析方法, 日本建築学会構造系論文報告集, No.419, 135-143, 1991.
- 7) たとえば, Fujiwara, H.: Three-dimensional wavefield in a two-dimensional basin structure due to point source, *J. Phys. Earth*, vol.44, 1-22, 1996.
- 8) Kinoshita, S., Fujiwara, H., Mikoshiba, T., and Hoshino, T.: Secondary Love waves observed by a strong-motion array in the Tokyo lowlands, Japan, *J. Phys. Earth*, vol.40, 99-116, 1992.
- 9) Hatayama, K., Matsunami, K., Iwata, T., and Irikura, K.: Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, *J. Phys. Earth*, vol.43, 131-155, 1995.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) Hisada, Y.: An efficient method for computing Green's function for a layered half-space with sources and receivers

at close depths (Part 2), *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.85, 1080-1093, 1995.

- 13) 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, Rotterdam, SS-09, 83-90, 1998.
- 14) 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.
- 15) 香川敬生, 澤田純男, 岩崎好規, 南莊淳 : 大阪堆積盆地における深部地盤構造のモデル化, 第22回地震工学研究発表会講演概要, pp.199-202, 1993.
- 16) Kataoka, S. and Ohmachi, T., :Long period ground motion in west part of Osaka during the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *The effects of surface geology on seismic motion*, Irikura, Kudo, Okada and Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, 393-398, 1998.

(1999.10.21受付)

A METHOD FOR ESTIMATING LONG PERIOD GROUND MOTION IN A BASIN

Shun'ichi KATAOKA and Tatsuo OHMACHI

In this paper, a method for estimating long period ground motion in a basin is proposed. At first, we assume that the ground motion consists of direct waves from the seismic source and basin-induced surface wave. Former ground motion is calculated by flat layer model, those are determined from the underground structure below a site. Amplitude of a basin-induced surface wave is calculated from the energy flux of the incident ground motion at the basin edge. Then new method is applied to a simple basin model. Estimated ground motions by this method are very close to the ground motion, those are calculated by 3-D boundary element method. Finally, ground motion at Fukushima and Amagasaki station of CEORCA during 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquakes is estimated. Estimated ground motions and observed ones are very close both amplitudes and phases.