

(42) 堆積盆地における地震動特性について

東京大学大学院 ○大堀道広
東京大学地震研究所 南 忠夫

1. はじめに

堆積盆地に地震動が入射すると、主要動（ここでは実体波の意味で用いる）の去った後に盆地端部より生成される表面波（あとゆれ^[1]）が盆地内を行き交い、継続時間が長くなることなどが知られている。本研究では、AL法^{[2], [3]}を用いて、入力波に用いるRicker Waveletの周期を変えながら、堆積盆地内の地表動の最大振幅、あとゆれの振幅、継続時間などを検討した。また、盆地内の媒質の減衰性、入射角、入射波の種類などの影響も考察した。さらに、実際の堆積盆地の一例として、小田原平野における地震観測記録について若干のシミュレーション解析を行った。

2. 堆積盆地の解析

2.1 解析の諸条件

AL法は地盤の不整形性を水平方向に周期性を仮定し、水平方向の離散化波数に対して散乱係数を求める手法であるが、解析の対象となる堆積盆地のモデルは、図. 1に示すように幅10 km、堆積層の最大厚さ300 mである。これは篠崎^[4]が使用したモデルと同じもので、物理定数も同じものを用いた。水平方向に仮定した不整形性の周期は25.6 km、水平方向の離散化数は512、散乱係数の個数は65とした。また、入射波をSH波として、盆地内の媒質の減衰を1%、入射角を0度（垂直入射）とした場合を基本ケースとして、減衰、入射角、入射波の種類を変化させて解析を行った。解析ケースを表. 1に示す。なお、いずれの解析ケースにおいてもRicker Waveletの周期を、2, 2.4, 3, 4秒の4通りに変えて計算した。

2.2 解析結果と考察

解析結果の一例として、Ricker Waveletの周期を2秒とした場合の結果を示す。図. 2は応答波形、図. 3, 4はそれぞれ最大振幅と継続時間（Trifunac & Bradyの定義）の地表での分布を示す。最大振幅は盆地の外側では入射振幅の2倍となり、盆地の内側ではやや端部で大きくなるものの概ね3.5倍程である。最大振幅は主要動において起きているため、解析ケースによる違いは明確ではない。しかし、継続時間には、あとゆれの振幅が大いに影響するので、減衰が小さい場合には、SH波、SV波のどちらの入射の場合にも盆地端部で盆地中央よりも長くなる傾向が見られる。これは、SH波の入射角度が大きくなっても同様である。しかし、減衰が大きくなるとあとゆれが小さくなり、継続時間は盆地中央部で長くなる。応答波形より盆地端部で発生する表面波の位相速度を読み取り、理論上の表面波の位相速度と比較したところ概ね一致した。群速度が最小となる周波数（エアリー相）では表面波の振幅が大きくなるが（図. 7）、応答波形より盆地中央における主要動の振幅に対するあとゆれの振幅の比を調べたところ、やはりエアリー相付近で、その比が大きくなることがわかった（図. 8）。

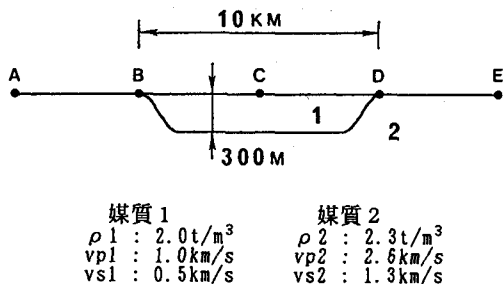


図. 1 解析モデル

表. 1 解析ケース

	入射波	減衰	入射角
ケース 1	SH波	1%	0度
ケース 2	SH波	5%	0度
ケース 3	SH波	1%	30度
ケース 4	SV波	1%	0度

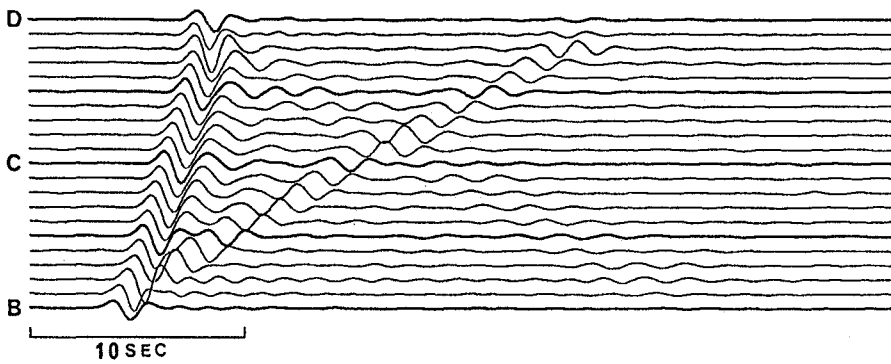


図. 2 SH波の30度入射の場合の時刻歴応答(ケース3)

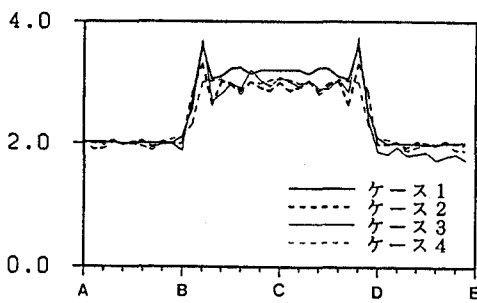


図. 3 最大振幅の地表分布

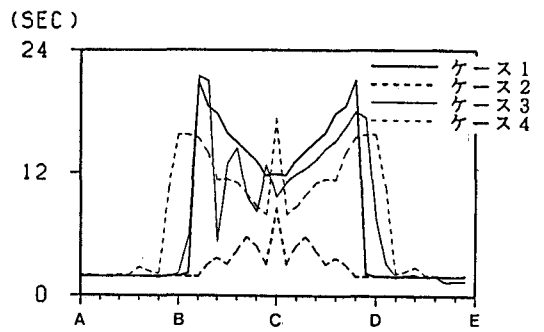


図. 4 継続時間の地表分布

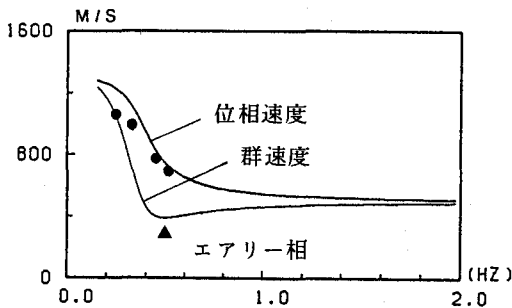


図. 5 Love波の分散曲線(ケース1)

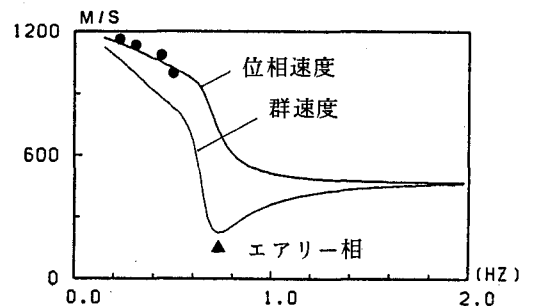


図. 6 Rayleigh波の分散曲線(ケース4)

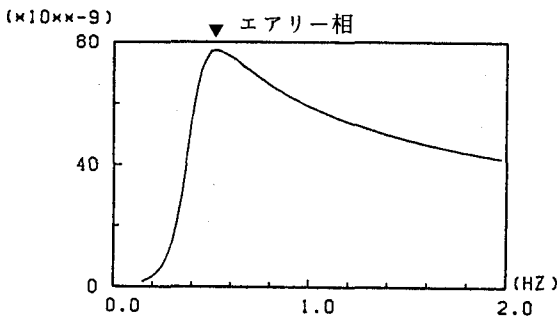


図. 7 Love波の振幅スペクトル

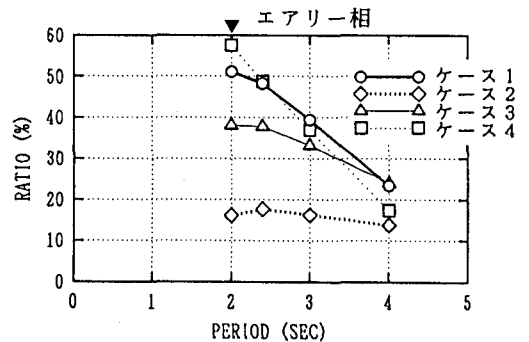


図. 8 あとゆれの振幅/主要動の最大振幅

3. 観測記録とそのシミュレーション

3. 1 強震観測の概要

実際に堆積盆地において観測された記録を用いて、その地震動特性の検討を行った。解析を行う地震記録は、1985年10月4日の茨城・千葉県境地震（マグニチュード6.0、震源深さ78 km）の際、小田原平野において観測された加速度記録である。図. 9 に震源位置と観測地点の位置関係を示す。図. 10 に強震観測点の配置とN値が50以上の地層が現れる深さの分布^[5]を示す。

3. 2 シミュレーション

早川-国府津間の断面について文献[4]、[5]を参考にして、かなりラフに解析モデルを設定し、AL法と1次元波動論によるSH波の垂直入射解析を行った（図. 11）。モデル化において早川と国府津を堆積盆地の外側としたので、垂直入射解析を行う場合、両地点の記録のどちらを入力としてもよいことになるが、ここでは震源により近い国府津の加速度記録のTransverse成分を用いることにした。なお、各観測点における記録と国府津の記録の加速度応答スペクトルの比を調べたところ、1秒付近に鋭いピークが見られたため、AL法における数値誤差の増大をさけるため、1.43~5秒のバンドパスフィルターをかけて用いた。図. 12には、城内、酒匂、高田におけるAL法による波形と1次元波動論による波形を観測された波形とともに示す。まず、AL法解析による波形と1次元波動論による波形を比較すると、包絡線の形状、振幅、位相などの点で全体的によく一致しているが、AL法では盆地端部から生成される表面波を考慮しているためやや振幅が大きくなっている。次に、解析波形を観測された波形と比較すると、酒匂や高田では包絡線の形状などが再現されている。しかし、城内の観測記録には30秒以降に大きな振幅が続いているのに対して、いずれの解析波形にもこのような振幅が見られない。この原因には、モデル化の問題、入射波を実体波としたこと、などが考えられる。

4. まとめ

堆積盆地において、Ricker Waveletを入力波とすることにより、盆地端部で生成されるあとゆれにより継続時間が長くなることなどを確認した。しかし、実際の堆積盆地上の観測記録を解析するには、モデル化や震源との位置関係など多くの問題が残されている。

【謝辞】

本研究に当たり、東京大学地震研究所強震観測センターの工藤先生、坂上先生には、貴重な観測記録、資料の御協力を頂きました。また、解析手法の選択やAL法解析について、東京大学地震研究所の東原先生、瀬戸先生、大阪土質試験所の澤田氏、香川氏に大変有益な助言を頂きました。

【参考文献】

- [1] 鳥海, 建築学会大会, pp. 487-488, 1980
- [2] Aki & Larner, JGR, Vol. 75, pp. 933-954, 1970
- [3] 堀家, 地震, 第2輯, 第47巻, pp. 247-259, 1987
- [4] E S G プロシーディングス, 1988
- [5] 神奈川県地震被害想定調査報告書, 1985

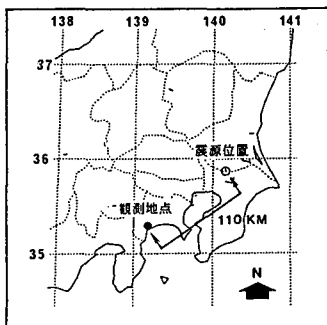


図. 9 震源位置と観測地点の位置関係

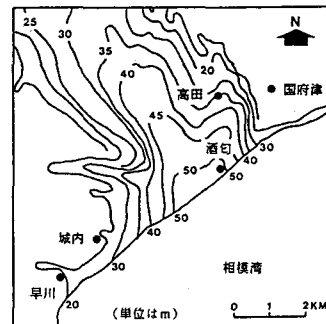


図. 10 小田原平野の地盤資料と観測点の配置

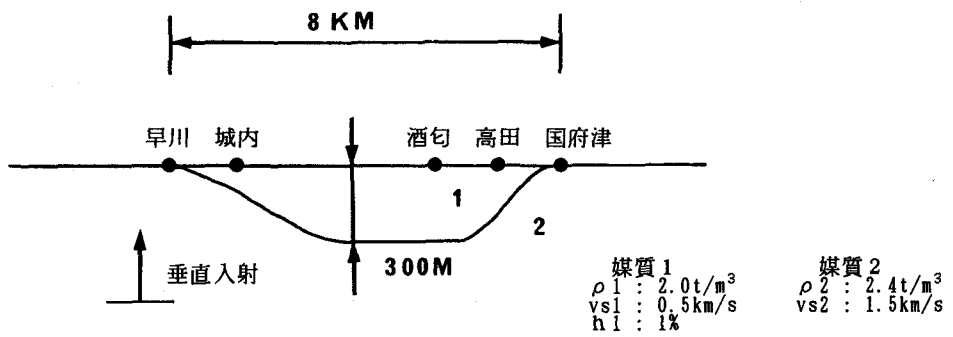


図. 1 1 小田原平野の解析モデル

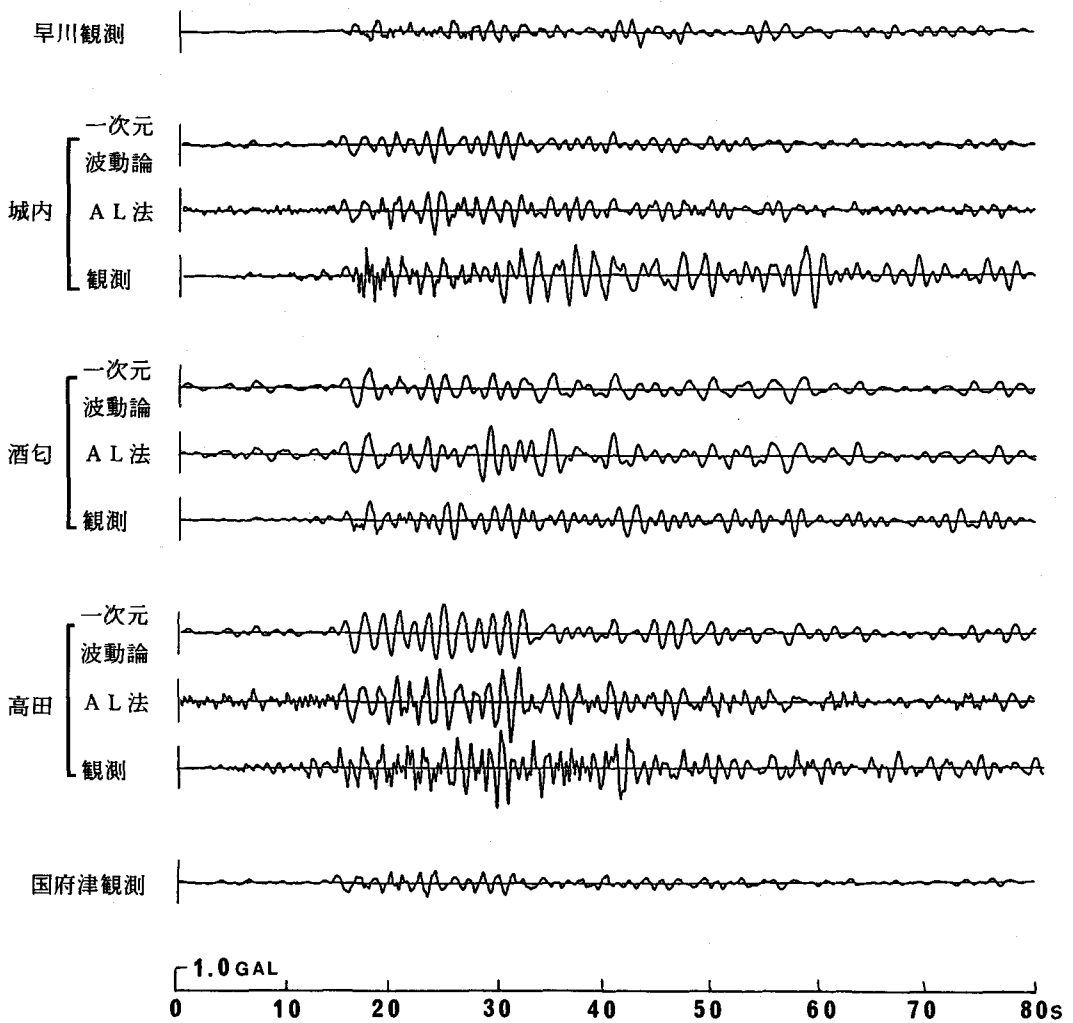


図. 1 2 解析波形と観測波形との比較