

# (47) 浅い構造の不均質性評価のための、微小地震の波形散乱逆解析

東京大学地震研究所 飯田昌弘

## 1. 序

強震動の推定に際し、地表から深さ数十mまでの地下構造の特性は考慮されることが多い。その効果は、せん断波（SH波）の1次元伝播によって説明できることが多く、表面地形の効果も、FEMなどの数値計算法により評価できる。地下数十mまでの構造は、ボーリングや爆破観測などで調査でき、表面地形は最近発達の著しいリモートセンシングなどの技術により測定できる。地震工学では、この領域の研究は、地盤の非線形性を扱ったものも含め、きわめて数多くにのぼる。

これに対して、数百mから数km程度の深さの構造の影響は、よくわかっていない。これらは、水平多層構造としてモデル化されることがあるが、実際の構造の不均質性は不明である。観測記録からみると、こうした不均質性は、考慮する必要がない時とある時があると思われる。

本研究は、1観測点（1成分でよい）で得られた微小地震の波形解析により、数kmまでの深さの構造の不均質性や地震危険度を評価するものである。方法は、（A）観測点周囲の状態を2次元・3次的に評価できる、（B）正確な理論的背景をもつ、などボーリング探査や微動測定にない長所をもっている。

## 2. コーダ解析

地下構造中に不均質媒質が存在すると、波の散乱（反射・屈折）が起り、直接波のあとにコーダ波（後続相）を生じる（図-1）。つまり、コーダ波は、不均質情報を含んでいる。1969年の安芸<sup>1)</sup>の研究以来、“コーダ部は、さまざまな経路による波の集合ゆえどの記録でもよく似ており、不均質性は空間的に一様である”、と仮定する統計的方法が使われてきた。

また、不均質構造を扱う順問題は、1980年代前半から、数値計算法によって効果的に取り扱われている<sup>2)</sup>、<sup>3)</sup>。地震工学でも、佐藤と川瀬<sup>4)</sup>が最近そうした計算を実行しており、河野と小堀が10年も前に行なったPerturbation法による研究<sup>5)</sup>は注目値する。これらの研究は、不均質構造により、コーダ波（本来の波動に続く後続波群）が生成されることを明確に示した。

これに対し、コーダ部から空間的不均質を推定しようとする決定論的方法は、ここ5年間のものである。その方法には、（A）センプランス解析<sup>例えば6)、7)</sup>、（B）F-K解析<sup>例えば8)、9)</sup>、（C）我々の波形散乱逆解析<sup>10)</sup>がある。センプランス解析は、遠方で得られたきわめて多くの記録のP波コーダ部を重ね合わせるにより、散乱強度を評価するものである。また、F-K解析は、アレイデータにより、観測点ごく近傍の散乱源を識別するのに効果がある。

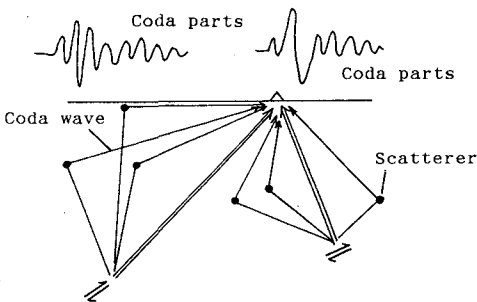


図-1 コーダ波の生成。

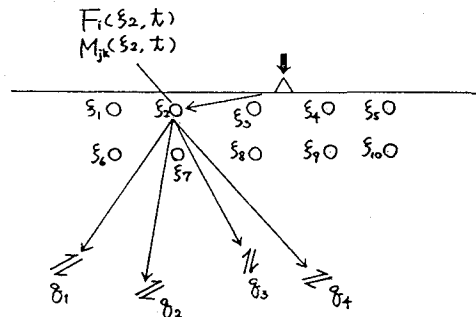


図-2 相反作用の定理に基づく方法の概念。

### 3. 方法

Spudichと飯田による波形散乱逆解析<sup>10)</sup>を用いる。波形解析なので、情報を最も効率的に使用しており、1観測点(1成分)での記録があればよいので、多くのケースに適用できる。工学的に重要な、浅い構造(深さ10km程度まで)と1Hz以上の高周波成分を対象にした、唯一の方法である。

相反作用の定理(図-2)を使用する。観測点に作用させた点震源(1次震源)からある未知の波が放射され、予め位置を仮定した散乱源に到達する。この入射波により散乱源から放射された波が地震震源まで伝播する。つまり、観測点にある1次震源に対し、複数の地震震源が観測点アレイを形成する。ここで散乱源を2次震源とみなし、点震源(1次震源)、散乱源(2次震源)ともに3つの力 $F_i(t)$ と6つのモーメント $M_{jk}(t)$ (ともに時間関数)で表現できるものとする。次に、アレイ観測波形を使用して、各2次震源の各々の力とモーメントを求め、さらに各2次震源を1つのスカラー量(散乱パワーと呼ぶ)で表わす。この際、観測点における1次震源は、ないものとして考えない。水平多層構造を仮定し、地震震源と散乱源の間では波線理論を使用し、他方、散乱源と観測点間の波の伝播形態は未知のままとする。局地的な地盤や地形の影響は考えない。方法の基本的な概念は、『不均質構造中の散乱によって生じる複雑な波動場』は、『単純構造中の複雑な人工震源』によって近似的に表現できる、とするものである。

これらを数式で表現すると、まず図-3のような $q$ に位置する観測点と $q$ に位置する地震震源に対し、観測点での変位の $m$ 成分 $U_m$ と観測点に作用させた点震源(1次震源)の3つの力 $F_i(t)$ と6つのモーメント $M_{jk}(t)$ の関係は、

$$M_0^{-1} \ddot{u}_i(\xi, t; q) = -Q_i \sum_j [\alpha^{-1} R_{ij}^p D_p^{-1} \dot{F}_j \dot{L}(\xi, t - t^p) + \alpha^{-1} R_{ijk}^p D_p^{-1} \ddot{M}_{jk} \dot{L}(\xi, t - t^p) \dots \dots \dots (1) \\ + \beta^{-1} R_{ij}^s D_s^{-1} \dot{F}_j \dot{L}(\xi, t - t^s) + \beta^{-1} R_{ijk}^s D_s^{-1} \ddot{M}_{jk} \dot{L}(\xi, t - t^s)]$$

である。数式中の記号については、文献11)を参照されたい。次に、観測点における1個の点震源(1次震源)のかわりに複数の散乱源(2次震源)を考えると、

$$M_0^{-1} \ddot{u}_i(\xi, t; q) = -Q_i \sum_a \sum_j [\alpha^{-1} R_{ij}^p D_p^{-1} \dot{F}_j \dot{L}(\xi_a, t - t^p) + \alpha^{-1} R_{ijk}^p D_p^{-1} \ddot{M}_{jk} \dot{L}(\xi_a, t - t^p) \dots \dots \dots (2) \\ + \beta^{-1} R_{ij}^s D_s^{-1} \dot{F}_j \dot{L}(\xi_a, t - t^s) + \beta^{-1} R_{ijk}^s D_s^{-1} \ddot{M}_{jk} \dot{L}(\xi_a, t - t^s)]$$

(2)式は、ある1地震記録の1成分をベクトル $U_b$  ( $b = 1, \dots, Q$ )、 $\xi_a$ に位置する力もしくはモーメントの1成分をベクトル $W_{ac}$  ( $a = 1, \dots, X$ ) ( $c = 1, \dots, 9$ )とすると、行列 $[A_{b \cdot ac}]$ を使って以下の(3)式のように書ける。

$$U_b = [A_{b \cdot ac}] \cdot W_{ac} \dots \dots \dots (3)$$

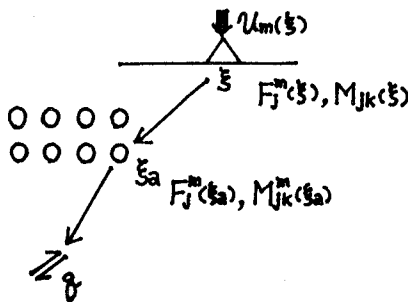


図-3 観測点・散乱源・地震震源の関係。

従って、複数の散乱源と複数の地震震源を使用した場合の全体の問題は、

$$\begin{bmatrix} U_1 \\ \vdots \\ U_Q \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{1 \cdot 11} & \dots & A_{1 \cdot a9} \\ \vdots & & \vdots \\ A_{Q \cdot 11} & & A_{Q \cdot a9} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} W_{11} \\ \vdots \\ W_{19} \\ W_{21} \\ \vdots \\ W_{x9} \end{bmatrix} \dots \dots \dots (4)$$

となり、まとめて  $U = AW$  と書くことができる。次に、くり返しの特モグラフィ法<sup>1 2)</sup> を使うことにより  $W$  を求める。さらに各散乱源について、力とモーメントの継続時間を  $T$  として、時間積分する。

$$P_{Fi}^m(\xi_Q) = \frac{1}{T} \int_0^T dt [\dot{F}_i^m(\xi_Q, t)]^2$$

$$P_{M_{jk}}^m(\xi_Q) = \frac{1}{T} \int_0^T dt [\ddot{M}_{jk}^m(\xi_Q, t)]^2$$

\dots \dots \dots (5)

ここで力  $P_{Fi}$  とモーメント  $P_{M_{jk}}$  は同じ単位であるので、力とモーメントの全9項を足し合わせると、

$$P^m(\xi_Q) = P_{F_1}^m(\xi_Q) + P_{F_2}^m(\xi_Q) + \dots + P_{M_{33}}^m(\xi_Q) \dots \dots \dots (6)$$

1つの散乱源を1つのスカラー量で表現することができる。

方法の長所は、(1) 1観測点(1成分)での観測で、直接観測しない地域の不均質性を推定できる、(2) 微小地震の記録は得やすく、また、震源が単純なのでその影響を除去でき、構造の正確な評価ができる、(3) 散乱源(2次震源)は、地形効果も含めその周辺の性質を表現しているので、大きな不均質は見のがさない、などである。

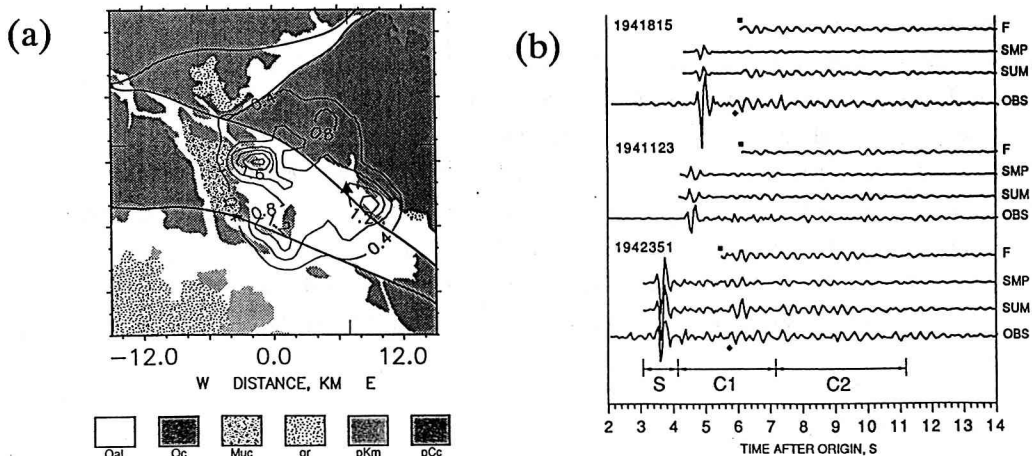


図-4 (a) 北パームスプリング地域の地質図上に重ねられた、観測点SMPのNS成分から得られるコードパワー分布。▲は観測点SMPを、実線は断層を示す。地質記号は、(Qal) 第4紀沖積層、(Qc) 沈殿層、(Muc) 岩盤、(gr) 花こう岩、(pKm) 変成岩と水成岩の混合、(pCc) 火成岩と変成岩の混合、である。(b) 同成分の波形記録“OBS”に対する、地点応答“SMP”と強い散乱源“F”による貢献度。“SUM”は“F”と“SMP”を合成した地動を示す。

#### 4. 結果

方法を、1986年の北パームスプリング地震（アメリカ）の余震群を記録した、3観測点に適用した。水平2成分（速度波形）のS波コーダ部13秒間を使用し、周波数範囲は2-4Hzとした。図-4（a）の範囲の地表面に、格子状の16x16個の2km間隔の散乱源（2次震源）を配置した。

観測点SMPのNS成分から得られた散乱パワーを、図-4（a）に示す。パワー分布は観測点に対して非対称であり、西方に大きなピークFが存在する。盆地は図の白い部分に対応し、大きなパワーはここに集まっている。他の2観測点の結果も、これと似ている<sup>10)</sup>。パワー分布に対応する理論波形が図-4（b）である。地震（観測記録）によってばらつきはあるが、観測点の地点応答とピークFからの散乱波の寄与が、ともに大きい。

#### 5. 応用

(A) 3観測点の結果が互いに矛盾せず、(B) この地域の表層地質と調和していることから、方法の有効性が示された。観測点間隔が20km程度以下ならば、連続した構造の不均質情報が得られる。本研究は、以下のように応用できる。

(1) 図-4（a）のように、浅い構造の不均質情報が得られる。この情報は、正確な強震動予測に役立つ。また、ピークFの存在は、水平に伝播する波を示しており、波動伝播の情報も得られる。

(2) 図-4（b）のように、特定の地震波形から、地点応答を評価（分離）できる。

(3) 散乱パワーの大きさは、その地点からくる波の寄与を示している。すなわち、その地点での波の増幅を示している。従って、図-4（a）を補正すれば、地震危険度地図を作製できる。それは、点の情報ではなく、空間的に平滑化された情報である。

#### 参考文献

- 1) Aki, K., J. Geophys. Res., Vol. 74, pp. 615-631, 1969.
- 2) Frankel, A. and Clayton, R. W., Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 74, pp. 2167-2186, 1984.
- 3) Virieux, J., Geophysics, Vol. 49, pp. 1933-1942, 1984.
- 4) Sato, T. and Kawase, H., Proc. Int. Symp. Effects Surface Geology Seismic Motion, Vol. 1, pp. 257-262, 1992.
- 5) 河野允宏・小堀鐸二, 日本建築学会論文報告集, No. 330, pp. 66-77, 1983年.
- 6) Lay, T., Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 77, pp. 1767-1783, 1987.
- 7) Nikolaev, A. V. and Troitskiy, P. A., Tectonophysics, Vol. 140, pp. 103-113, 1987.
- 8) McLaughlin, K. L. and Jih, R. S., Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 78, pp. 1399-1414, 1988.
- 9) Gupta, I. N., Lynnes, C. S. and Wanger, R. A., Geophys. Res. Lett., Vol. 17, pp. 183-186, 1990.
- 10) Spudich, P. and Iida, M., Bull. Seism. Soc. Am., (Accepted).
- 11) Spudich, P. and Miller, D. P., Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 80, pp. 1504-1532, 1990.
- 12) Olson, A. H., Phys. Earth Planet Interiors, Vol. 47, pp. 333-345, 1987.

<連絡先> 〒113 東京都文京区弥生1-1-1

東京大学地震研究所

飯田昌弘

電話 03-3812-2111 (内線5785)

FAX 03-3814-6365