

# 地震波エンベロープから推定される散乱構造 — 深発地震とプレート内散乱体 —

防災科学技術研究所 小原一成

## 1. はじめに

地下構造の不均質性を特徴づける散乱体の分布は必ずしも一様ではなく、散乱体が集中して存在するなど、散乱強度の空間分布は3次的に非均一である。散乱強度の大きな領域から到来する散乱波エネルギーは相対的に強く、地震波エンベロープの振幅異常として観測される。

浅発地震の場合には、コーダ波エンベロープ振幅が経過時間に対して単調に減少せずに、途中から振幅が一定になったり増加する現象が観測された。このことは、コーダ波がSSの等方1次散乱波で構成されると考えたときのシミュレーションと比較した結果、下部地殻に散乱の強い層が存在することを示唆する。

ところで、日本列島直下には太平洋プレートが沈み込み、プレート内には深発地震が発生しているが、それらの波形記録もきわめて複雑であり、プレートの不均質構造を反映していると考えられるエンベロープ波形異常が観測されている。ここでは、深発地震の波形記録から推察されるプレート内不均質構造について述べる。

## 2. 観測事実

東海地方直下で発生する深発地震のPS間には、エンベロープ振幅の大きな波群が観測される(図1)。この波群の特徴は以下の通りである。

- ・上下動成分に卓越する。
- ・高周波数成分に卓越する。
- ・孤立的ではなく、継続時間が長い。
- ・火山フロント付近の観測点では、S波の10～15秒前にエンベロープ振幅のピークを持ち、その時間差は地震によらずほぼ一定である。
- ・太平洋沿岸付近の観測点では、ピークを持たずにS波初動に向かって振幅が増加する。

この波は上下動成分に卓越することからP波的であるが、プレート境界で変換したSP波だとすると、スネルの法則により震源付近で変換するはずであり、観測事実を満足しない。もし、太平洋プレート内をS波で伝わり、途中で散乱されてP波として観測点に到達する波であると仮定すると、上記の観測事実を説明できる可能性がある。そこで、傾斜した太平洋プレートを考慮したSP散乱のシミュレーションを行って、観測波形との比較を行った。

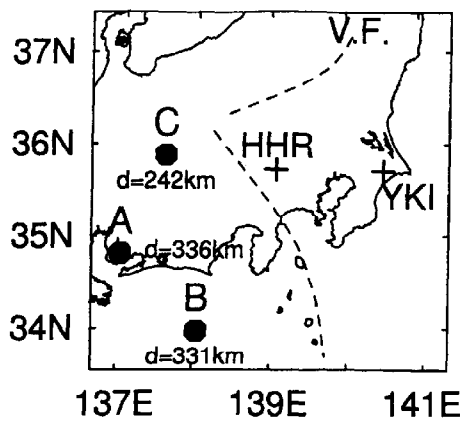
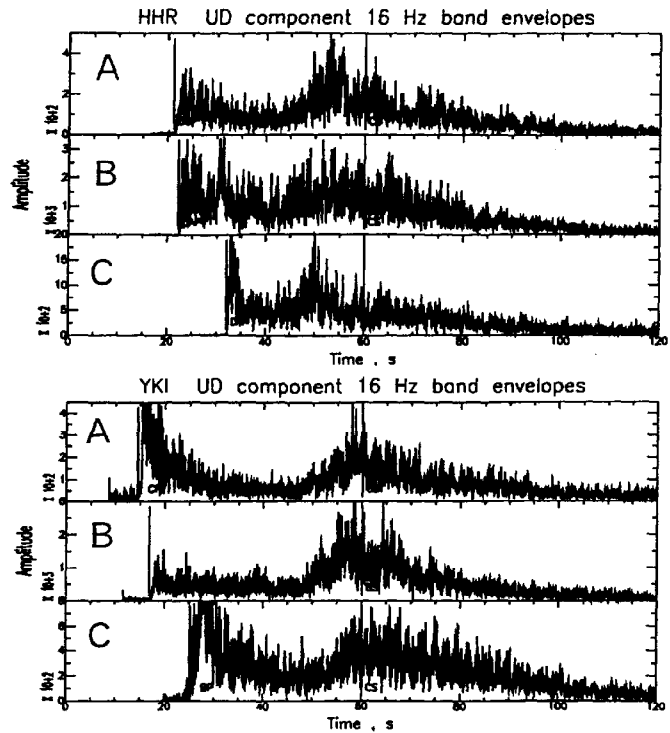


図1 観測点HHRとYKIにおける深発地震A, B, Cの上下動成分16Hz帯のエンベロープ波形記録. 120秒間の波形記録を, S波初動が時間軸の中央に揃うようにプロットしている. HHRでは, S波初動の約10秒前にエンベロープ振幅のピークが出現するのに対して, YKIではS波初動に向かってエンベロープ振幅が増加する.



### 3. S P 散乱シミュレーション

計算に用いた構造モデルを図2に示す. プレートは40度で沈み込み, プレート内の $Q_s^l$ は周囲の1/10とした.  $Q_p^l$ や $V_p, V_s$ は全領域で一様とした. S P散乱の計算は等方1次散乱を仮定し, 同一の走時となる散乱点を散乱殻上で等間隔になるように3次元的に分布させ, その散乱点の位置する場所での散乱強度や途中経路の $Q$ を考慮した. 震源の深さが300km, 観測点が火山フロント付近(st1)とその100km東方(st2)に位置する場合のS P散乱波エネルギー密度の上下動成分における時間変化を図3に示す. プレート内に散乱体を置かない場合でも, st2ではS波初動に向かって振幅が増加するエンベロープが得られ, 太平洋沿岸付近での観測波形を説明できるが, st1でのピークを説明できない. そこで, 火山フロント直下のスラブ内に散乱強度の強い領域をおいたところ, 火山フロント付近における観測波形をほぼ満足するエンベロープが得られた.

### 4. 伊東アレイでの観測結果

スラブ内S P散乱波を確認することを目的の一つとして, 97年夏に静岡県伊東市周辺においてアレイ観測を実施し, 数個の深発地震を捉えることができた. 図4に, 遠州灘沖深さ285kmで発生した深発地震のアレイ波形記録とセンブルランス解析結

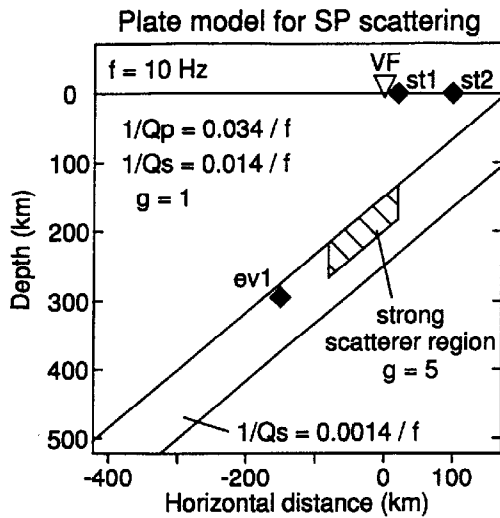


図2 S P 散乱シミュレーションに用いたプレート構造モデル. プレートは火山フロント直下で深さ150kmで、厚さ80km、40度の傾斜を持ち、紙面の直交方向に無限に続く.  $Q_p^{-1}$ ,  $V_p$ ,  $V_s$ は全ての媒質内で一定とするが、プレート内の $Q_s^{-1}$ は周りの1/10とする. 図3の波形は、震源を深さ300km、観測点を火山フロントの10km東方(st1)、100km東方(st2)とした時の結果で、プレート内に強い散乱体を置かない場合と置いた場合の2通りについて示す.

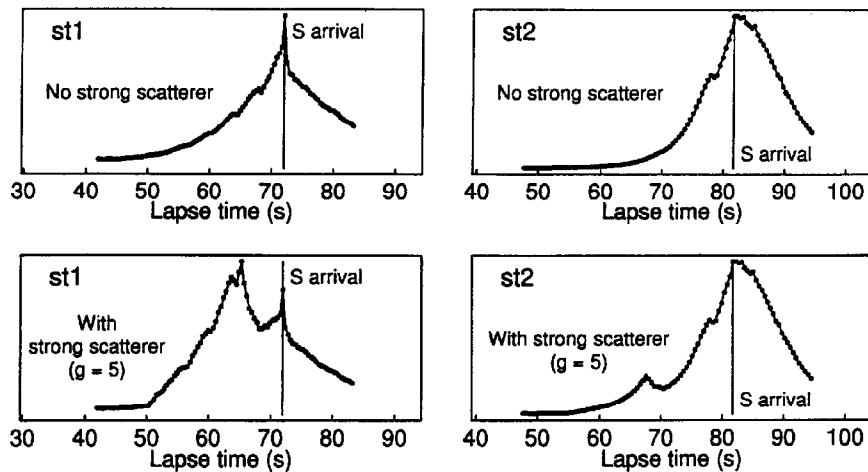


図3 S P 散乱によるエネルギー密度の上下動成分エンベロープシミュレーション波形. 火山フロント付近のst1 (左側), 100km東方のst2 (右側) について、プレート内に強い散乱体を置かない場合 (上側) と、置いた場合 (下側) の計算結果を示す. 縦軸は、最大振幅でノーマライズされている.

果を示す. S波の約10秒前に顕著な波群が観測され、P波初動は震源の方向から到来するのに対して、顕著な波群は震源とは逆方向から到来する. それは、火山フロントの方向とも言うことができ、火山フロント直下のプレート内に存在する散乱体からのS P 散乱波であることを裏付けると考えられる.

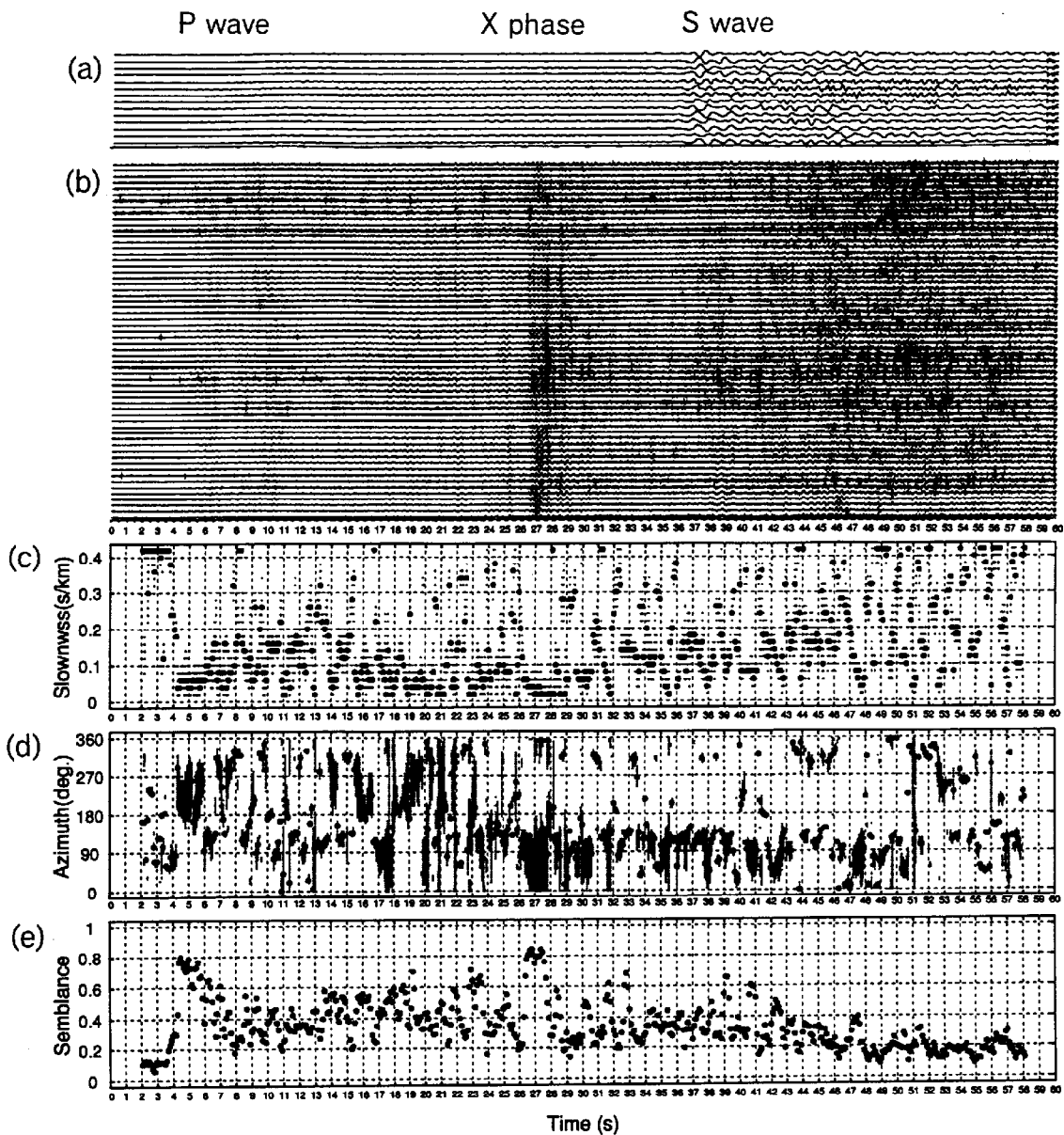


図4 遠州灘沖深さ285kmに発生した深発地震の伊東アレイにおける観測波形記録とセンブランス解析結果.

(a)1Hz地震計水平動成分の1Hz以下のローパスフィルター記録. (b)2Hzの上下動地震計で得られた観測波形生記録.

(c), (d), (e)センブランス解析によるスローネス, 方位, センブランス値. 計算は, 40mピッチで展開された72台の2Hz上下動地震計記録に4Hzのバンドパスフィルターをかけ, 0.2秒間の時間幅で0.1秒ずつ移動させて行った. 高度補正の速度は3km/sとした. (c)と(d)では, 最大のセンブランス値を与えるスローネスや方位を大きな●で示し, その90パーセントのセンブランス値を与えるスローネスと方位を小さな●で示す. P波初動付近(4~5秒)は, 震源の方向から波が到来するが, S P 散乱波と考えられる位相付近(26~28秒)では, スローネスは初動付近よりも小さく, 方位は震源とは逆の方向を向く.

