HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海底地震計と制御震源を用いた散乱体分布の推定
Author(s)	村井, 芳夫; 秋山, 諭; 山品, 匡史; 桑野, 亜佐子
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 219-231
Issue Date	2005-03-15
DOI	10.14943/gbhu.68.219
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14372
Type	bulletin (article)
File Information	68_p219-231.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 68, March 2005, pp. 219−231

海底地震計と制御震源を用いた散乱体分布の推定

村井　芳夫・秋山　　諭
北海道大学大学院理学研究科地震火山研究観測センター
山品　匡史
防災科学技術研究所
桑野亜佐子
東北大学大学院理学研究科噴火予知研究観測センター

(2005年1月17日受理)

Locating a Scatterer Using an Ocean Bottom Seismograph and Controlled Sources

Yoshio MURAI
Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science, Hokkaido University
Tadashi YAMASHINA
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention
and
Asako KUWANO
Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions,
Graduate School of Science, Tohoku University

(Received January 17, 2005)

In 1998, we conducted an ocean bottom seismograph (OBS) experiment in the Sea of Japan northwest off Shakotan Peninsula, Hokkaido. Bearing in mind the principle of reciprocity, the seismograms caused by a shot array of airguns at the sea surface and recorded at a single OBS station are identical to the time series that would be recorded by an array of receivers at the shot locations if an airgun shot were fired at the location of the OBS. The array system consists of 10 airgun shots and dimension is about 600m. We determined directions and magnitudes of slowness vectors of incoming waves across the shot array of airguns by using the semblance analysis. We can detect a coherent wave train after the direct water wave and the phase reflected at a discontinuity beneath the sea bottom. This result indicates that the wave train comes from a local scatterer located 11 km southwest of the OBS and 4.8 km in depth beneath the sea bottom. The scatterer may be

a fault beneath the sea bottom. It may be possible to obtain realistic crustal structure by analyzing scattered waves in addition to conventional seismic refraction profiling.

I. はじめに

地震動の直達P波とS波に続いて観測されるPコーダ波，Sコーダ波は地殻やマントル内部の不均質から到来した散乱波であると考えられている．近地地震のSコーダ波はランダムに分布する散乱体からの後方散乱波によって構成されているというモデルを Aki (1969) が提唱して以来，S波コーダを用いて地下の不均質性を統計的に取り扱う方法が発展してきた．一方，遠地地震のPコーダ波も地下の不均質性の強さを見積もることに用いられており，Aki (1973) や Capon (1974) はアメリカの LASA (Large Aperture Seismic Array) で遠地地震のP波の初動とコーダ部分の振幅と到着時刻のばらつきを統計的に求めている．

これらの統計的アプローチによるものに対し，アレイ観測から地下の散乱体の位置や散乱強度を決定論的に推定するという研究も行われている．一次散乱を仮定すると，観測点に到来するコーダ波のエネルギーは，震源ではなく散乱体の方向から到来する．アレイ観測を行いコーダ波に含まれる波群の到来方向と見かけ速度が求められれば，波を逆伝播させることにより，散乱体の位置を推定することができる．Key (1967) は，スコットランドの Eskdalemuir アレイにおいて記録されたPコーダ波を用いて，アレイ近くの非常に深い谷が散乱に関与していることを示している．Doll and Clay (1988) は，2つのアレイを用いて各記録から推定した散乱体の位置で調和的なものだけを選ぶ split array cross-correlation method から散乱体の位置決定を行っている．また，Korn (1988) や Nikolaev and Troitskiy (1987) は，それぞれオーストラリアの Warramunga アレイとノルウェーの NORSAR アレイで記録された遠地地震のPコーダ波から，センブランス法を用いて散乱体の位置を求めている．これらの結果から，地下に十分大きく，強い不均質性を示す領域があると予測される所でアレイ観測を行えば，その位置が推定できることが示唆されている．

しかし，これらの研究は全て陸上のアレイを用いたものであり，現在に至るまで海上におけるこのような研究は皆無であった．その理由の一つが，海底観測機器開発は陸上より遅れており，アナログ海底地震計の振幅の再現性が悪いことにあるだろう．しかしながら，近年，デジタル記録方式の海底地震計が開発され，波形も解析できるようになった．本研究では，1998 年 10 月に日本海北部で行われた人工地震探査において，デジタル記録方式の海底地震計から得られた波形記録のPコーダ波を用い，センブランス法を用いて散乱体の位置を推定してみる．海上でのエアガンの震源アレイから発生した地震波の海底地震計による観測記録は，相反定理に基づけば，海底地震計の位置に震源がある場合に海面付近に設置された観測点アレイで記録した波形と等価と考えることができる．今回の観測では空間領域よりも時間領域の方が高いサンプリングが行われているので，時間領域のままで処理できるセンブランス法を用いて散乱波の到来方向，スローネスを見積もる．そして，波線追跡による地震波速度構造の解析では検出の難しい短波長の不均質構

造の位置を推定する．

II．観　　測

1998年10月9日から22日にかけて，北海道積丹半島北西沖の日本海（奥尻海嶺北端部）で海底地震計を用いた人工地震探査を行った（Fig. 1）．

観測を行った海域は，以下のような特徴・現象が見られる領域である．

(1) 日本海東縁部において海溝に似た構造が見られる海域の1つである．

(2) 1940年積丹半島沖地震の震源域を含み，1983年日本海中部地震，1993年北海道南西沖地震の北側の延長に当たる．

(3) 当海域の以北では浅い地震が少なくなるという地震活動のギャップがある．

(1)や(2)，負の重力異常などは，当海域にプレート境界(収束境界)が存在する可能性を示唆している（玉木，1984）．

海底地震計の設置，回収，および発震作業には，北海道大学大学院理学研究科によって傭船された日本サルヴエージ（株）の「若潮丸」（320 t）を用いた．測線は，奥尻海嶺に直交するLine 1

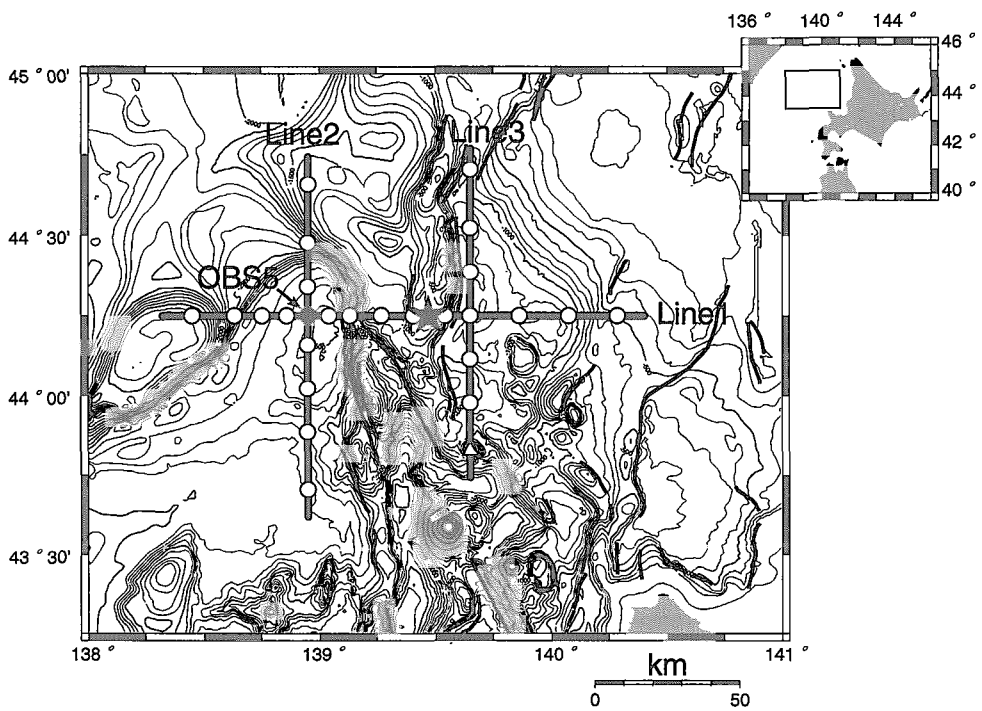

Fig. 1. The study area showing the 3 profiles and OBS positions. The OBS shown by triangle was not recovered. The data from OBS5 (closed circle) are analyzed in this study. Star represents the epicenter of the 1940 off Shakotan Peninsula Earthquake (M7.5). Thick curved lines represent active faults (The Research Group for Active Faults of Japan, 1991). Inset, regional map showing the location of the study area (a rectangularly bounded region).

(測線長 166 km) と平行な Line 2 (125 km), Line 3 (114 km) からなり，測線上に 27 台の海底地震計を 10－20 km 間隔で設置し，そのうち 26 台が回収された．制御震源として容量 17 リットルのエアガンを 2 基用いて，船速 5 ノットで 60 秒(約 160 m)間隔で合計 2591 回発震した．また，ハイドロフォン・ストリーマーを用いたシングル・チャンネル反射記録も同時に収録した．本研究では，Line 1 と Line 2 の交点に設置した海底地震計 (OBS 5) の記録を解析に用いる (Fig. 1)．

海底地震計のセンサーは，固有周波数が 4.5 Hz の 3 成分速度型地震計(マークプロダクト L 28 LBH)であり，ジンバル機構によって約 30 度の傾斜でも水平が保たれるようになっている．データ収録装置は，金沢・塩原(1994)によって設計された 4 チャンネル・デジタル式 DAT レコーダーの改良版であり，A/D 変換部の量子化ビット数が 16 ビット (22 ビット ADC 使用)，基準電位が 2.5 V (フルスケール) に設定されている．今回の観測時には，上下動成分を 60 dB と 80 dB の 2 つのアンプゲインで記録し，水平 2 成分は 60 dB で記録した．このアンプ部では，地震計からのアナログ信号にカットオフ周波数が 32 Hz のローパス・フィルター (減衰係数－3 dB) が掛けられ，A/D 変換部に送られてデジタル化される．今回は，サンプリング周波数を 256 Hz に設定した．A/D 変換後のデジタル信号は，オーディオ用の DAT デッキへ送られ，DDS-2 フォーマットの DAT テープに記録される．その際，1 秒間のデータの差分が 1 バイトで表現可能な場合は，この差分値を記録するようにデータ圧縮を行っている．内臓の刻時信号部では，刻時精度 IRIG 準拠の時計信号を発生させている．この時計の刻時精度は 5×10^{-7}，温度特性は 1 ppm/℃の精度を保持している．投入直前と回収直後にこの内臓時計と GPS 時計との時間差を記録し，観測中は一定の割合で内臓時計が進む（あるいは遅れる）と仮定し，海底地震計記録の時刻較正を行った．

III. 解　　析　　法

本研究では，Line 1 と Line 2 の交点に設置した海底地震計 (OBS 5) の記録を解析に用いる (Fig. 1)．地震計設置時の船に備え付けの測深儀によるこの地点の水深は 3505 m であった．連続記録から，Fig. 2 に示すように，その周囲のショット 10 点をショットアレイと見なして波形を切り出し，時刻の較正を行い解析に用いた．アレイの口径は約 600 m である．以下の解析では，海底地震計の投入地点をアレイの原点とし，震源の位置は GPS から得られた船位データを用いた．

ここで，Betti の相反定理を考えると震源と観測点との間に空間的な相反性が成り立つので，ショットアレイに対する海底地震計の記録は，震源と観測点の位置を入れ換えて，海底地震計の位置にある震源から射出された地震波を，海面上のショットアレイで観測した記録と等価になる (Aki and Richards, 1980)．つまり，ショットアレイを観測点アレイと見なすことができる．

アレイで観測されたデータから地震波エネルギーの到来方向を推定する方法としては，FK (Frequency-Wave number) 法 (Capon, 1969) やセンブランス法 (Neidell and Taner, 1971) が挙げられる．FK 法の適用には観測された時系列の定常性が要求され，本研究のような過渡的な特性を示す人工地震記録では，観測点間で相関をとる時間ウインドウが短くなり，スペクトル推定精度が悪くなる可能性がある (松本, 2001) ので，本研究ではセンブランス法を用いることに

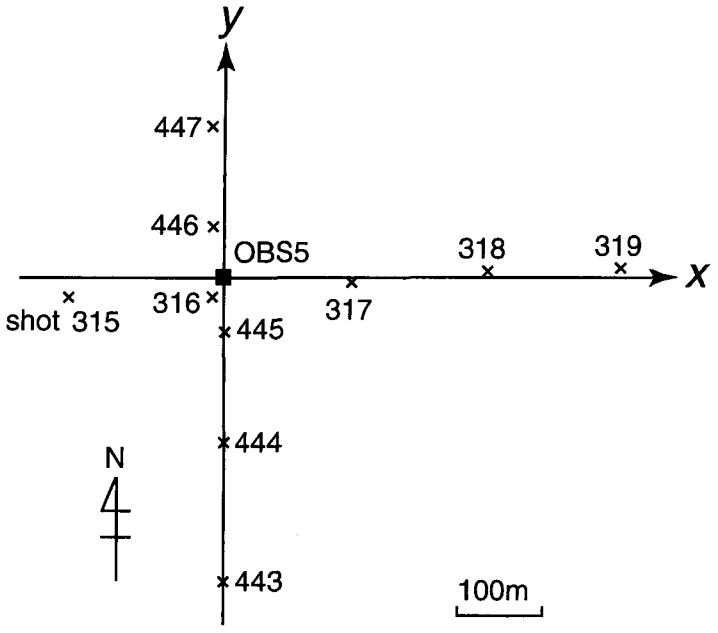

Fig. 2. The positions of OBS (box) and shot points (crosses) used in this study. The numbers attached to the crosses represent the shot numbers. The x-and y-axes coincide with the east and north directions, respectively. The origin of the coordinate system (x, y) is the position of the OBS5.

した.

震源距離に比べアレイの口径が十分小さい場合，アレイへの入射波を平面波と考えると，センブランス値Sは以下の式で与えられる.

$$S=\frac{\sum_{j=K(i)-w/2}^{K(i)+w/2}\left[\sum_{i=1}^{M} f_{i,j(i)}\right]^2}{M\sum_{j=K(i)-w/2}^{K(i)+w/2}\sum_{i=1}^{M} f_{i,j(i)}^2} \tag{1}$$

ここで，Mは観測点数，$f_{i,j(i)}$はi番目の観測点における時刻$j(i)$サンプル目に記録された振幅値，wは時間ウインドウの幅である．この場合，Fig. 2に示すように海底地震計の位置を原点とし，東西，南北方向をそれぞれx，y軸とする座標をとると，時間ウインドウの中心時刻$K(i)$は時刻t-$\boldsymbol{p}\boldsymbol{X}(i)$に対応する時間サンプルで与えられる．ここで，$t$は座標原点での時刻，$\boldsymbol{p}$は入射波の見かけスローネスベクトル，$\boldsymbol{X}(i)$は$i$番目の観測点の位置座標である．よって，センブランス値Sは時刻tと見かけスローネス$\boldsymbol{p}$の関数となり，Sの値が大きくなるt，$\boldsymbol{p}$の組み合わせを調べることにより，入射波の到来方向，到来時刻，見かけ速度がわかる．センブランス値は，すべての観測点で記録された振幅が同一であれば最大値1をとり，相関が全くなくMが十分大きければ最小値

$1/M$をとる．

今回の解析においては，まず，x方向，y方向それぞれの見かけスローネスP_x，P_yに対するそれぞれのセンブランス値の時間変化を求めた．ここで，x方向の見かけスローネスに対するセンブランス値S_xは次式で求められる．

$$S_x=\frac{\sum_{j=K(i)-w/2}^{K(i)+w/2}\left[\sum_{i=1}^{M_x} f_{i,j(i)}\right]^2}{M_x\sum_{j=K(i)-w/2}^{K(i)+w/2}\sum_{i=1}^{M_x} f_{i,j(i)}^2} \tag{2}$$

M_xはx軸方向に並んだ観測点数である．同様にして，y方向のセンブランス値も計算できる．これらx軸方向，y軸方向に投影したセンブランス値が同時刻に大きな値をとれば，その時刻にある方向から平面波が到来したと解釈できる．その場合，正確な方向を求めるときは(1)式から，その時刻におけるの全てのP_xとP_yの組み合わせについてセンブランス値を計算した．

IV. 解析法の精度評価

本研究の解析では，短時間に多くの波が重なってアレイに入射するとそれぞれの波を分解することが難しくなると考えられるので，散乱波の到来頻度に対する影響を調べた．まず，x軸方向への波の伝播を考え，散乱波を10 Hz，1周期の正弦波と仮定し，10個の正弦波が2秒間にランダムな時刻に，ランダムな見かけスローネスで，実際の解析に用いたのと同じアレイに到来したときのシミュレーションを行った．

アレイの各点での合成波形をFig. 3に，仮定した各正弦波のx方向の見かけスローネスP_xと到来時刻tをFig. 4 aに示す．Fig. 4 bには，Fig. 3の合成波形記録から(2)式を使って計算されたセンブランス値を間隔0.1のコンターで示した．Fig. 4 aとFig. 4 bを比較すると，2秒間に10個程度なら個々の波を正しく分解できていることがわかる．この例よりも短時間に多くの波が到来すれば，桑原・他（1990）が示したように，個々の波を正しく分解することは困難になっていくと考えられる．

このシミュレーションでは，見かけスローネスが比較的大きい波も正しく分解できているが，ここでエイリアシングの可能性について検討してみる．アレイの観測点間隔をl，到来する波の波長をλ，アレイへの入射角をθとすると，$2l>\lambda/\sin\theta$のとき，エイリアシングが起こる．本研究で用いたアレイは観測点間隔が約160 mなので，波長が約320 m以下の波が到来すると空間的なエイリアシングが発生する可能性がある．具体的には，入射波の見かけスローネスを$p=|\boldsymbol{p}|$，周波数をfと書くと，$\lambda=1/pf<0.32$(km)より$pf>3.125$(km^{-1})のときエイリアシングが起こる．例えば，入射波の周波数がエアガンからのP波の卓越周波数に近い10 Hzとすると，見かけスローネスが0.3125 s/km以上の波がアレイに到来すると，エイリアシングが起こることに注意しなければならない．

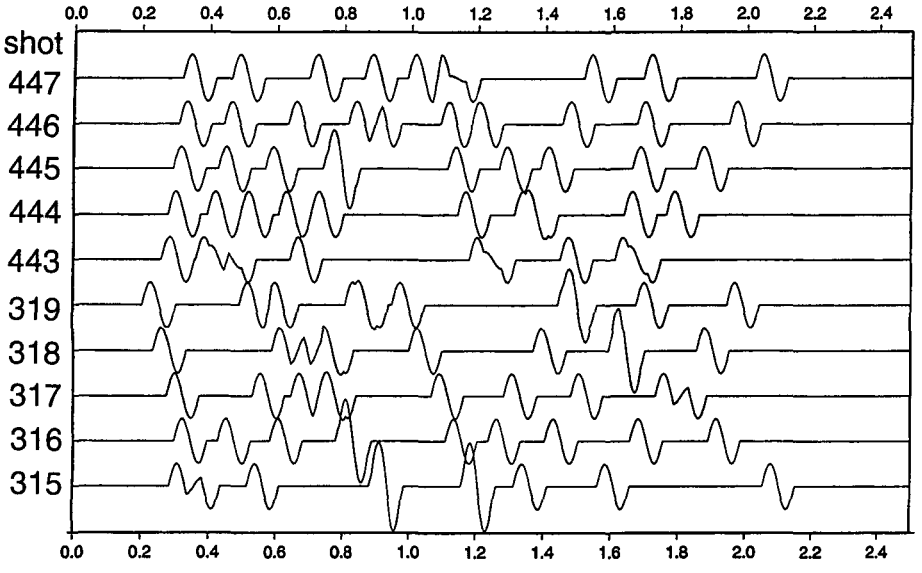

Fig. 3. Synthetic seismograms for the 10 scattered wavelets, which have random arrival times and random slownesses. Each wavelet has the sine shape with one cycle of 10Hz. The tested shot-array configuration is the same as that for the present observation. The numbers attached to the seismograms represent the shot numbers.

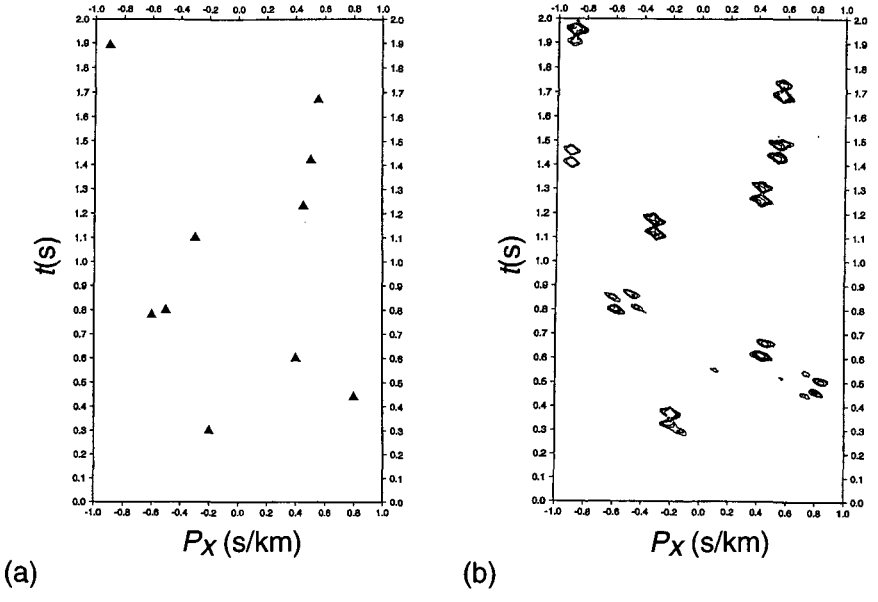

Fig. 4. (a) Random values of the arrival times t and the slowness P_x given in the simulation, where P_x is x-component of slowness vector of incoming plane wave. (b) Estimated values of t and P_x by using the semblance analysis for the seismograms shown in Fig.3.

最後に，観測波形のサンプリング周波数による，入射平面波の見かけスローネスの検出限界について考える．波の速さをcとすると，アレイでの平面波の見かけ速度は$c/\sin\theta$なので，サンプリング時間間隔をΔtとすると，時間Δtの間に平面波が伝播する見かけの距離は$c\Delta t/\sin\theta$となる．見かけ速度を推定できるためには，この見かけの伝播距離よりアレイの口径が大きい必要がある．したがって，アレイの口径をLとすると，この条件は，$L \geqq c\Delta t/\sin\theta$となり，$\sin\theta \geqq c\Delta t/L$と書ける．ここでは，$c$は海水中の$P$波速度1.5 km/s，$\Delta t = 1/256$(s)，アレイの口径$L$は約600 mなので，入射角が0.56°より大きい角度で入射した波は検出できることなる．見かけスローネスは$\sin\theta/c$なので，見かけスローネスに換算すると，0.00651 s/km以上の波であれば検出可能である．

V．解　析　結　果

ショットアレイによる海底地震計で観測された上下動成分の波形記録に，5～40 Hzのバターワース・バンドパスフィルターをかけたものをFig. 5に示す．時間はエアガン発震時からの経過時間で，各波形の左側にはショット番号を示す．走時から判断すると，波群aは震源からの直達波，波群bは堆積層からの反射波，波群cは直達波の波群aが海底で反射され，さらに海面で反射された波，波群dは堆積層からの反射波bが海面で反射された波である．

Fig. 5の波形から計算されたセンブランス値を，発震時からの経過時間tとx，y方向（東西，南北方向）のスローネスP_x，P_yに対してそれぞれコンターマップで示す（Fig. 6）．スローネスを計算した時間ウインドウの長さwは，0.04 sとした．2.3 s付近に海中を伝わってきた直達波が到来している．本研究では，アレイの原点を海底地震計の投入地点としているので，もし地震計が直下に着底していれば直達波のスローネスの大きさは0になるはずであるが，Fig. 6では直達波

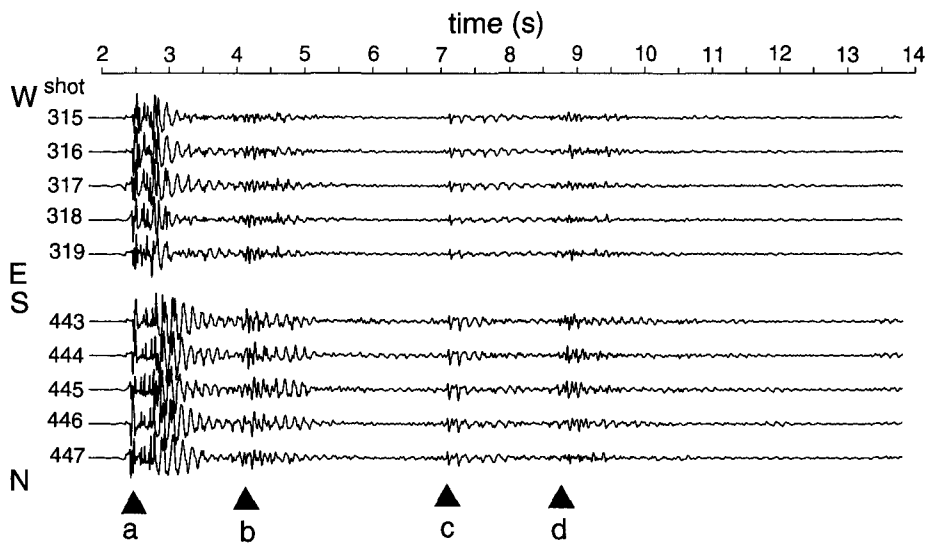

Fig. 5. Butterworth band-pass filtered (5−40Hz) vertical component seismograms from OBS5. The numbers attached to the seismograms represent the shot numbers. Triangles denote the clear coherent phases in the shot-array.

のスローネスは，x，y成分とも約−0.09 s/km である．つまり，北東方向から見かけ速度約 7.9 km/s でアレイに到来していることになり，海底地震計は投入地点よりも北東に着底した可能性があるが，直達波の部分は生波形では振幅がクリップしていたため，これ以上は議論できない．

一方，初動の後を見ると，スローネスの大きさがほぼ 0 の波がいくつか到来しているのがわかる．これは前述のように，海面，海底あるいは堆積層の反射面間で多重反射した波であると考えられる．y方向でピークのばらつきがx方向より大きいが，これは海底面，または海底下の反射面がこの方向に傾いているか，不均質性が強いためと考えられる．そして，3.5 s 付近からP_y=0.5 (s/km)程度のスローネスをもった波がしばらく続いている．また，Fig. 5 に示したように，7 s 以降からは多重反射した波が多数到来するようになる．本研究では，散乱体の位置の推定に一次散乱を仮定するので，コーダ波の解析には多重反射波に乱されていない 0〜7 s 位の間を使用する．以上から，散乱波と考えられるのは，3.5〜4.2 s に到来している波群と 6.2〜6.5 s に到来している波群である．これらの波の到来方向を決めるため，P_xとP_yの関数であるセンブランス値を(1)式から求めたが，Fig. 6 からわかるようにほとんどの時刻で複数の波がアレイに到来しているため，コンターマップから目当ての波を見出すのは困難であった．その中で辛うじて波を分離できた時刻のセンブランス値のコンターマップをそれぞれ Fig. 7，8 に示す．Fig. 7 の 3.4 s に到来した波は，他のコヒーレントな相に比べスローネスが大きいが，コンターの形がx方向に広がっており，

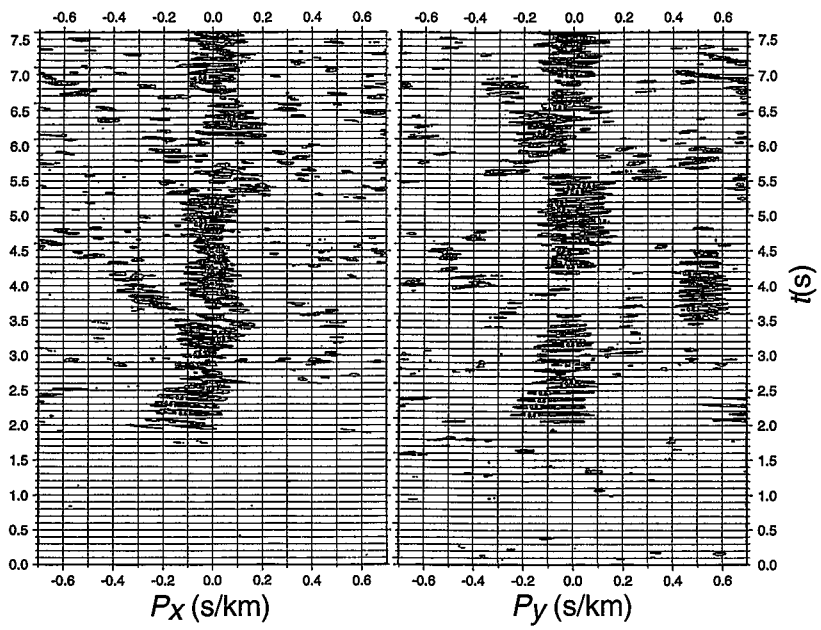

Fig. 6. Semblance calculated for the seismograms shown in Fig.5. E-W and N-S components of linear semblance are plotted as functions of P_x , P_y and t, where P_x and P_y are E-W and N-S components of slowness vector of incoming plane wave, respectively and t is a lapse time.

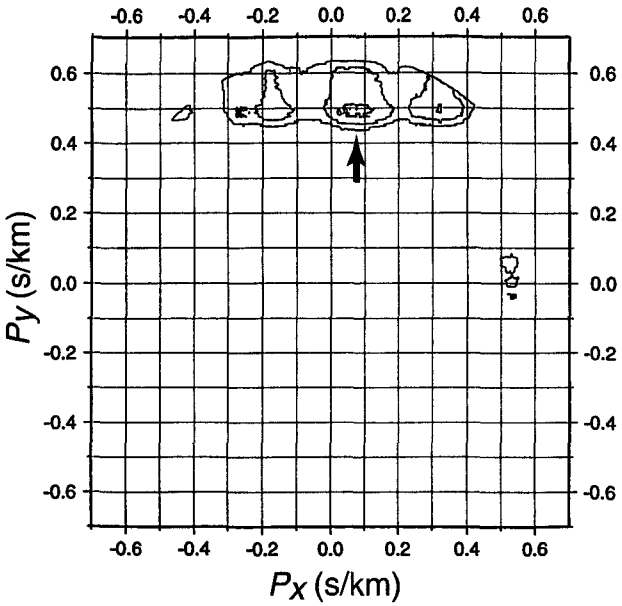

Fig. 7. The contour map of the semblance values as a function of P_x and P_y at the lapse time of $t=3.58$(s). The arrow indicates the highest peak of the semblance.

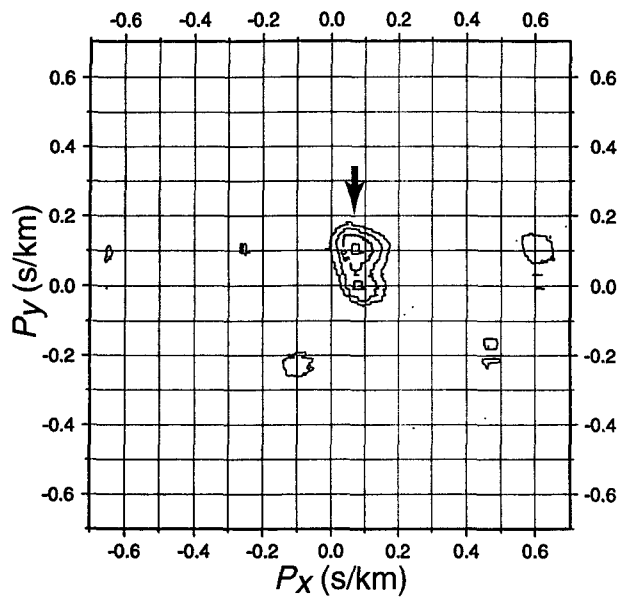

Fig. 8. The same as Fig.7 except for $t=6.48$(s).

スローネスの推定精度はあまり高くないと考えられる．また，センブランス値の最も高いピーク（>0.5)から読み取ったスローネスで計算した入射角，到来時刻から波線を逆にたどると，海中で散乱をしてきたことになってしまう．よって，この相は実際にアレイに到来した独立な波群とは考えにくい．

一方，Fig. 8 の 6.2 s に到来した波はアレイの南西方向から見かけ速度約 7.35 km/s で伝わってきたことがわかる．今回の観測では，ハイドロフォン・ストリーマーを用いたシングル・チャンネル反射記録も同時に収録したが，この波は反射断面では明瞭な反射面には対応していない．

よって，これをP波の散乱波と解釈しPP一次散乱を仮定すると，付近の海底下のP波速度構造がわかれば，この波の散乱源の位置を求めることができる．今回得られたデータから山品・他（1999）によって推定されたLine 2直下のP波速度構造をFig. 9に示す．これから，本研究ではOBS 5直下のP波速度構造をTable 1のように仮定し，波線を逆伝播させることにより，散乱体の位置を推定する．ここで，海底地震計の位置は投入地点直下であると仮定した．散乱体の位置はアレイから南西におよそ11 km，海底からの深さ約4.8 kmのところに求められた．Fig. 8におけるピークセンブランス値の約80%に当たる0.5のコンターの範囲内を散乱体位置の誤差の範囲と仮定すると，誤差は水平方向に約5 km，鉛直方向に約4 kmとなる．

Table 1. *P*-wave velocity structure model used to determine a scatterer.

Thickness (km)	*P*-velocity (km/s)
3.5	1.5
0.4	1.7
0.2	1.8
0.9	2.8
0.3	4.1
0.3	5.3
∞	6.5

VI. ま　と　め

北海道積丹半島北西沖の日本海で行われた海底地震計とエアガンを用いた人工地震探査のデータから散乱波を検出し散乱体の位置を推定した．相反定理に基づき，エアガンのショットアレイと海底地震計を入れ換えて考え，得られた波形記録を海底地震計から射出された地震波を海面上

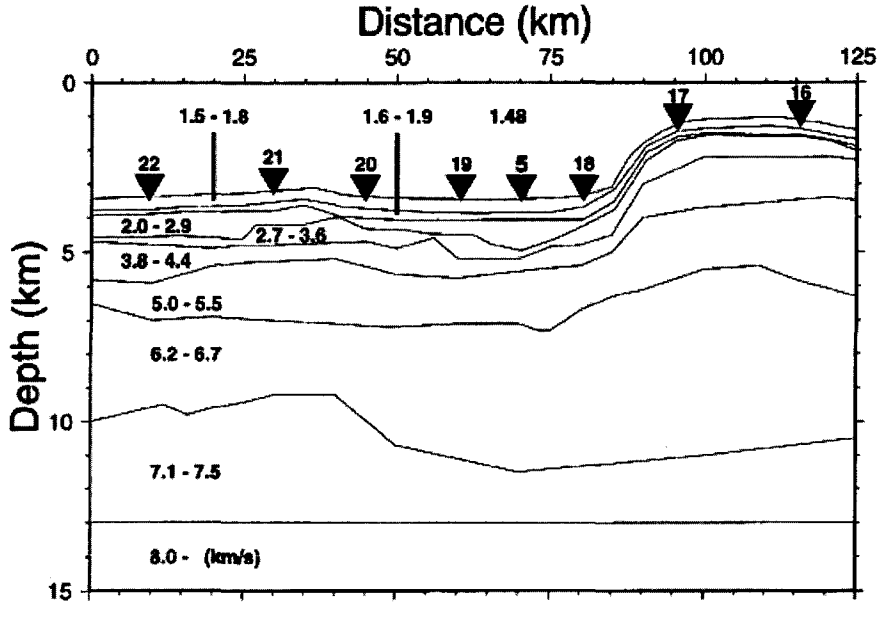

Fig. 9. *P*-wave velocity structure of Line 2 (Yamashina et al., 1999). Triangles represent OBS positions and the attached numbers are OBS numbers.

のショットアレイで観測した記録と見なして，センブランス法により散乱波と思われる波群を検出した．海底地震計付近のP波速度構造を仮定し，波線を逆伝播させることにより，散乱体はアレイから南西におよそ11 km，海底からの深さ約4.8 kmのところに求められた．この海域は，日本海でも最大級の負のフリーエアー重力異常が観測され，プレートの沈み込みの開始が示唆されているところであり（玉木，1984），Fig. 1のように近くには海底活断層も存在している（活断層研究会編，1991）．今回推定された散乱体はプレートの沈み込み開始に関連した小規模な海底断層かもしれない．

今後の改善点としては，エイリアシングを防ぐためエアガンのショット間隔をなるべく短くすること，複数の地震計のデータやショットアレイの記録を用いてそれぞれ解析を行い，同じ散乱体から到来した波を複数のアレイで同定し推定精度を高めることなどが考えられる．また，海面，海底あるいは堆積層の多重反射の影響を除去するようなデータ処理も今後の課題であろう．従来から行われてきた屈折法による解析に加えて，本研究のような散乱波の解析を行うことにより，より現実的な地殻不均質構造を推定することができるようになることが期待される．

謝辞　観測では，東北大学の日野亮太助教授，海洋研究開発機構の渡邊智毅氏，国立極地研究所の島村英紀教授に多大な協力を頂きました．ここに記して感謝します．本研究は東京大学地震研究所共同研究プログラム（1998－B-09）の援助を受けました．

文　献

Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves, *J. Geophys. Res.*, **74**, 615－631.

Aki, K., 1973. Scattering of P waves under the Montana Lasa, *J. Geophys. Res.*, **78**, 1334－1346.

Aki, K. and P. G. Richards, 1980. *Quantitative Seismology: Theory and Methods*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 932pp.

Capon, J., 1969. High-resolution frequency-wave number spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408－1418.

Capon, J., 1974. Characterization of crust and upper mantle structure under Lasa as a random medium, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 235－266.

Doll, W. E. and C. S. Clay, 1988. Seismic imaging of the Puritan Batholith, Wisconsin, using split array cross-correlator processing, *J. Geophys. Res.*, **93**, 8023－8034.

金沢敏彦・塩原肇，1994．多点・高密度観測に適した海底地震計の開発，地球惑星科学関連学会1994年合同大会予稿集，341.

活断層研究会編，1991．新編日本の活断層，分布と資料，東京大学出版会，437 pp.

Key, F. A., 1967. Signal-generated noise recorded at the Eskdalemuir seismometer array station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **57**, 27－37.

Korn, M., 1988. P-wave coda analysis of short-period array data and the scattering and absorptive properties of the lithosphere, *Geophys. J.*, **93**, 437－449.

菜原保人・伊藤久男・篠原雅尚・川勝均，1990．伊豆半島における地震波コーダの小スパンアレイ観測－やや深発地震と人工地震の解析－，地震2，**43**，359－371.

松本聡，2001．地震計アレイ観測に基づく不均質構造の推定，地震2，**54**，193－201.

Neidell, N. S. and M. T. Taner, 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, **36**, 483－497.

Nikolaev, A. V. and P. A. Troitskiy, 1987. Lithospheric studies based on array of *P*-coda and microseism, *Tectonophysics*, **140**, 103－113.

玉木賢策，1984．日本海東縁部の活構造とテクトニクス，月刊地球，**6**，38－48.

山品匡史・村井芳夫・渡邊智毅・桑野亜佐子・秋山諭・石川春義・島村英紀・日野亮太，1999．エアガン－海底地震計による奥尻海嶺北部の地震波速度構造，日本地震学会 1999 年度秋季大会講演予稿集，P 090.