

2004年新潟県中越地震の震源域における不均質構造の推定

—散乱波および断層トラップ波の解析—

西上 欽也・儘田 豊*

* 現在：独立行政法人 原子力安全基盤機構

要 旨

2004年新潟県中越地震の震源域における地震波散乱係数の三次元空間分布を推定した。その結果、本震断層面上の散乱係数の小さい(より均質な)領域が本震破壊時のすべりの大きい領域に対応すること、本震およびM5-6クラスの余震の震源が散乱係数の大きい(より不均質な)領域の近傍に位置すること、この不均質構造の一部は地震発生前から存在した可能性があること、等を示した。また、小平尾断層において余震観測を行い、震源アレイ法による断層トラップ波の検出を試みた。

キーワード：2004年新潟県中越地震，散乱波，インバージョン，不均質構造，断層トラップ波，震源アレイ解析

1. はじめに

2004年10月23日，新潟県中越地震 ($M_{JMA}6.8$) が発生した。本震に引き続いて規模の大きい余震が多数発生し，複雑な(共役な)断層面を形成した。これらの発生過程に関わるような不均質構造が震源域に存在したのか？ 本震断層面は地表のどの活構造とつながっているのか？ 等を調べることにより今回の地震の発生過程解明をめざす。

本研究ではまず，散乱波(コーダ波)のインバージョン解析により，地震波散乱係数の三次元空間分布を推定した。これまでの研究により散乱係数の分布と地殻内部の不均質構造，活断層のセグメント構造，M7クラス地震の震源過程(すべり分布)，等との対応が示されており，地震発生域の短波長不均質構造を知る有力な手法と考えられる(例えば，Nishigami, 1997; Nishigami, 2000; Asano and Hasegawa, 2004)。また，周辺岩盤より低速度の断層破碎帯については，断層トラップ波の解析により詳細な断層構造を推定することができる(例えば，Li et al., 1994)。今回は地震断層が明瞭には出現しなかったが，撓曲

変位が認められ震源断層の候補と考えられる小平尾(おびろう)断層において，新しい解析方法(震源アレイ法)を試みた。今回の余震分布は上述のように空間的にばらついているので，ここに述べた2つの解析方法は特に有効と考えられる。

2. 散乱波のインバージョン解析

地震観測網で得られるコーダ波エンベロープをインバージョン解析することにより地震波散乱係数の三次元空間分布を推定することができる(Nishigami, 1991)。ここでは本震発生直後(11月1日～7日)の余震データを用いた解析の概要について紹介する。

2.1 データ

地震発生域を取り囲む約70km四方の範囲を解析領域とする(Fig. 1)。今回の解析では定常観測点および臨時テレメータ観測点のデータを用いた。Fig. 2に解析に用いた防災科学技術研究所のHi-net観測点3点(長岡，川西，湯之谷)，気象庁の観測点1点(広神)，および京大・九大合同臨時観測によるテレメー

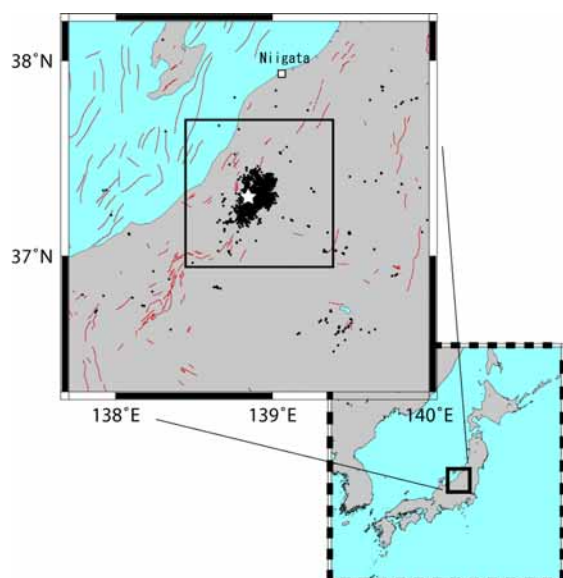


Fig. 1 Map showing the analysis area. A star and the dots show the Mid Niigata Prefecture earthquake (M_{JMA} 6.8) on Oct. 23, 2004, and its aftershocks, respectively (Shibutani et al., 2005). Red lines represent active faults in this region.

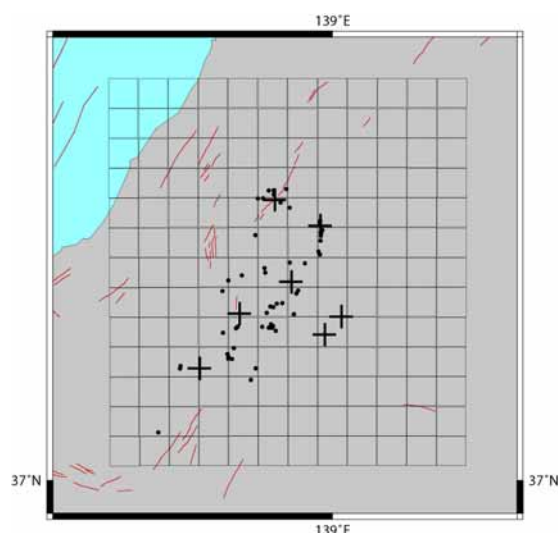


Fig. 2 Map showing the block assignment and a distribution of events (dots) and stations (crosses) used in the analysis.

タ点3点（杜杜の森，小千谷，山古志）の計7観測点を示す。また，11月1日～7日の期間に発生した $M > 2.5$ の余震のうち，波形のS/N比の良いもの，特にコーダ部分に小さい地震が含まれていないものを慎重に選択して，70個の地震を解析に使用した（Fig. 2）。地震計は全て固有周期1秒の速度計であり，使用した波形トレース数は382である。震源データについては，Shibutani et al. (2005) がJHD法（連係震源決定法）により決定したものを使用した。

2.2 解析方法

解析にはNishigami (1991) の方法を用いた。S波からS波への一次等方散乱，震源におけるエネルギーの等方輻射，伝播経路における一様な減衰を仮定する。媒質の短波長不均質構造（散乱体）の分布が一様，ランダムな場合，十分な時間（S波走時の2倍程度）経過後のコーダ波のエネルギーの減衰は指数関数で近似される（Sato, 1977）。しかしながら，実際に観測されるコーダ波には地殻・上部マントル内部に局在する不均質構造の影響でエネルギーの揺らぎが生じる。解析においては，この揺らぎは主として媒質における散乱強度の非一様分布により生ずるものとする。Nishigami (1991) は観測されるコーダ波エネルギー（エンベロープ）の揺らぎと散乱係数の空間分布の揺らぎを関係づける観測方程式を導出し，十分多数の観測点，地震データがある場合にはインバージョンにより解くことができることを示した。

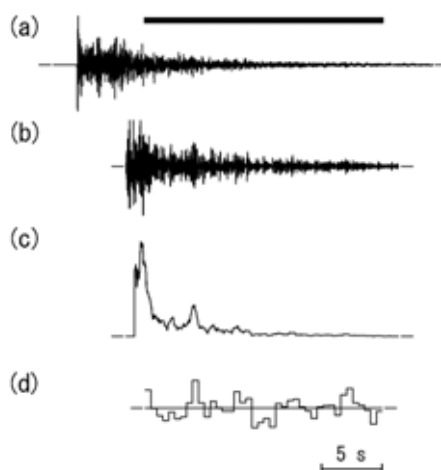


Fig. 3 An example of the wave data processing for an earthquake on Nov. 4 (M 2.5); (a) original velocity waveform with a thick bar indicating the final analysis interval, (b) band-pass filtered waveform, (c) running mean of squared waveform, and (d) logarithm of coda energy residuals averaged at every 0.5 s.

上述のコーダ波エネルギーの揺らぎを算出する波形処理の例をFig. 3に示す。観測された波形データ(a)のコーダ部分に7-15Hzのバンドパスフィルターをかけ(b)，幾何減衰の補正後，速度波形を二乗して移動平均を取り，エネルギーに換算したものが(c)である。この対数値は上述のように直線に近似され，その直線からの揺らぎを0.5秒ごとに平均したものが，最終的に算出されるコーダ波エネルギーの揺らぎ(d)であ

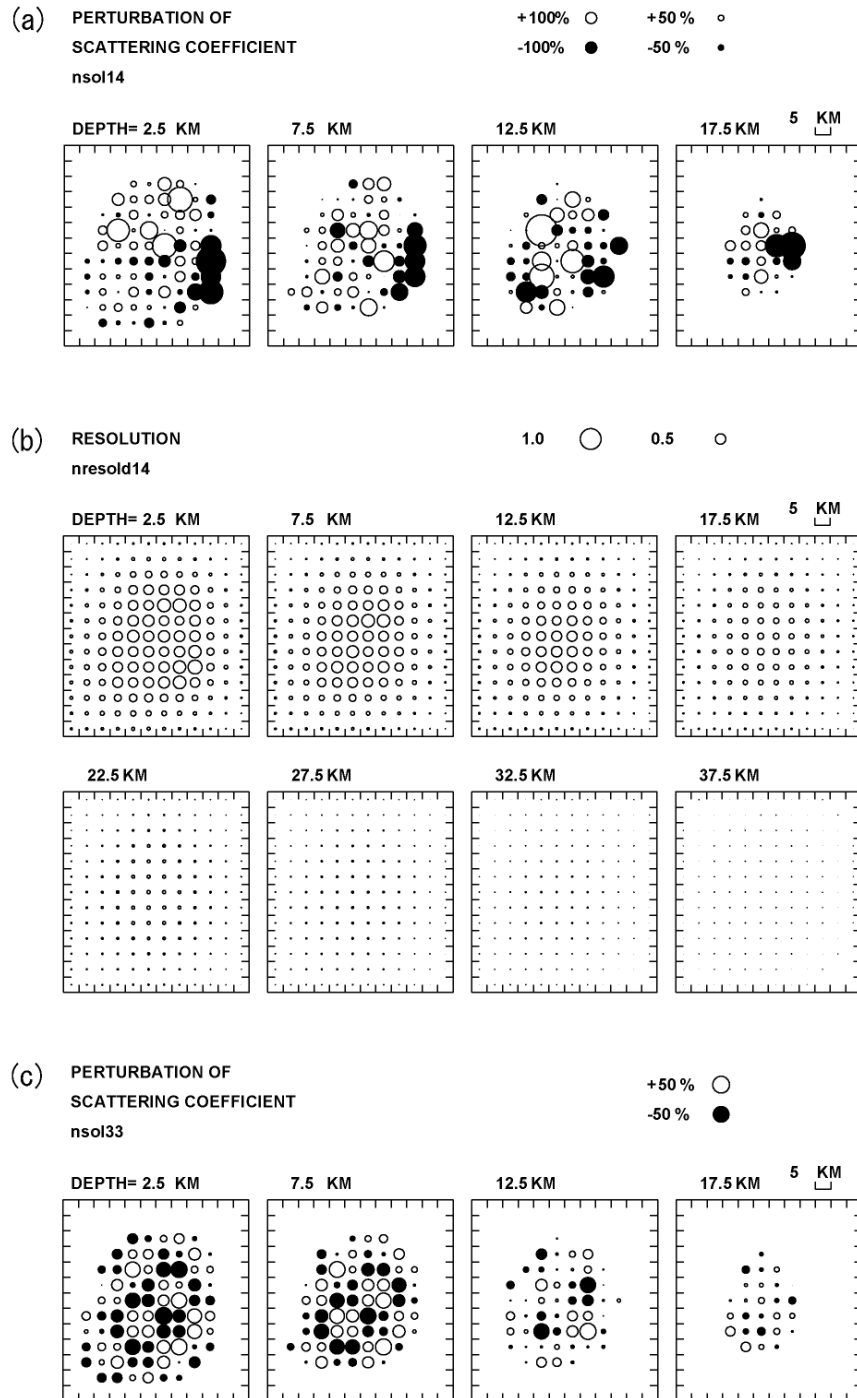


Fig. 4 Distribution of relative scattering coefficients (a), diagonal elements of the resolution matrix (b), and a result of the checkerboard resolution test (c), estimated for blocks at depths from 0-5 km to 15-20 km or to 35-40 km. Solutions with resolution greater than 0.2 are plotted in (a) and (c) and there are no plots deeper than 15-20 km. Solutions indicated by open and solid symbols represent stronger and weaker scattering than the average in the analysis area, respectively.

る。このように、各波形トレースに対して0.5秒ごとに観測データが算出される。なお、今回は上下動成分の波形データのみを使用した。データの解析区間をFig. 3(a)に示す。本研究では、解析の分解能を上げるために、コーダ波エネルギーの指数関数へのフィッティングに注意しつつ、S波走時の1.5～2.0秒後から20秒間を解析に使用した。

Fig. 2に示すように、解析領域（水平方向60km x 65km、深さ方向0-60km）を1辺5kmのブロックに分割

した。未知パラメータ（各ブロック内の相対的な散乱係数）の数は1,872個、データ(全ての波形トレースに対するコーダ波エネルギーの揺らぎ)の数は7,835個であり、本研究ではNishigami（1991）と同様にrecursive stochastic inversion法（例えば、Tarantola, 1987）により解いた。観測方程式の係数計算におけるS波速度構造は、Shibutani et al.（2005）が余震データを用いて推定した一次元速度構造モデルに基づく水平成層構造を使用した。

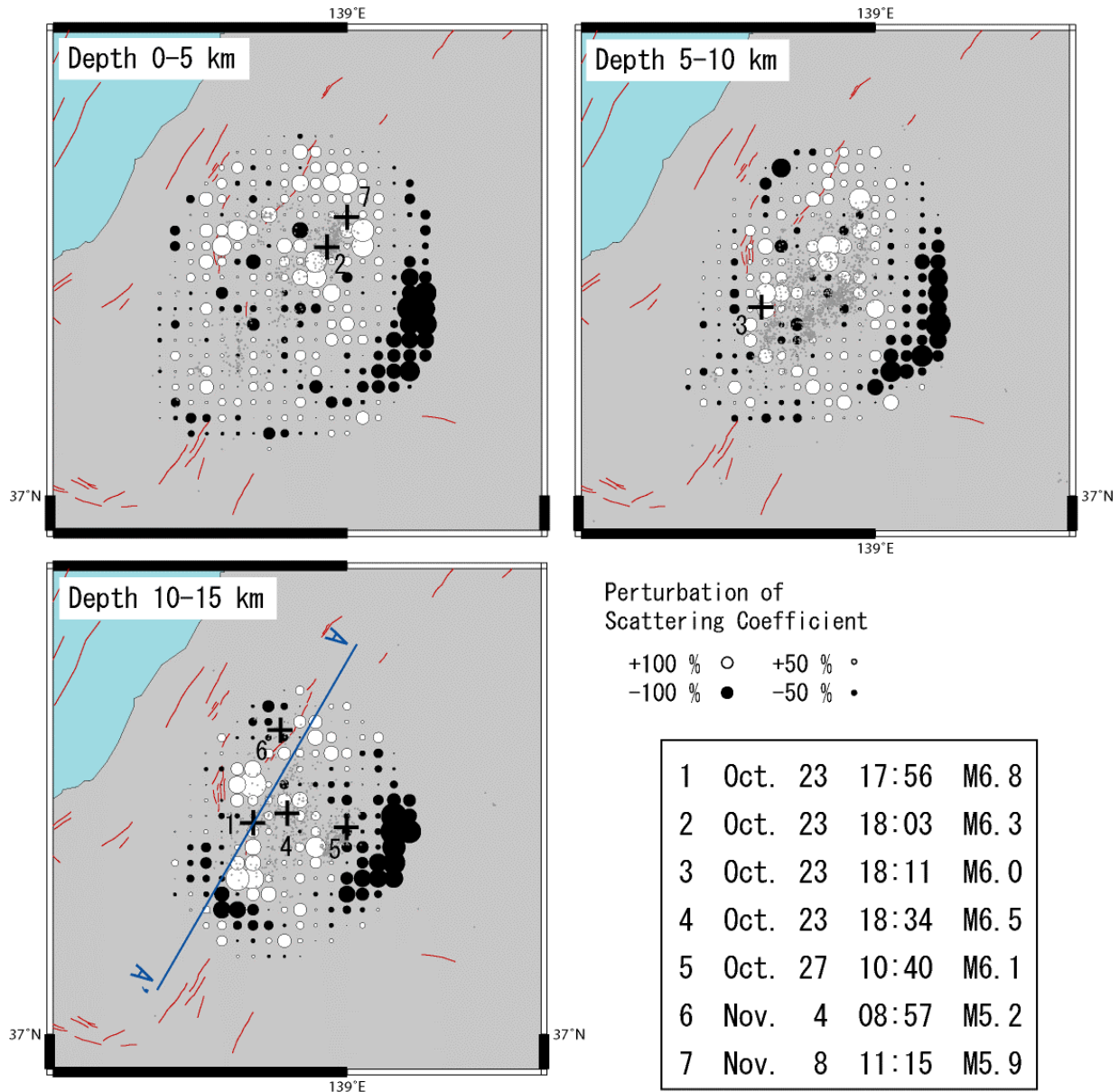


Fig. 5 Distribution of relative scattering coefficients at depths from 0-5 km to 10-15 km. Solutions with half-block shifted are superimposed with aftershocks (light gray dots) in each depth range. The main shock (No. 1) and major large aftershocks (Nos. 2-7) are shown by crosses. The line A-A' indicates the approximate projection line shown in Figs. 6(a).

2.3 結果

インバージョン解析の結果をFig. 4(a)に示す。地表から深部に向かう4層（深さ0-5, 5-10, 10-15, および15-20km）における, 解の水平分布がプロットされている。解のresolution行列の対角項成分(以下, 単にresolutionと呼ぶ)をFig. 4(b)に示す。本稿では全ての図でresolutionが0.2以上の解のみをプロットした。Fig. 4(a)において, 深さ15-20kmより深部にはresolutionが0.2以上の解は存在しない。Fig. 4(c)にチェッカーボード解像度テストの結果を示す。与えたチェッカーボード・パターン（散乱係数の揺らぎ）は, 水平, 深さ方向とも10km間隔で $\pm 50\%$ の揺らぎであり, resolution 0.5以上の解では絶対値を含めて良く再現されている。また, resolution 0.2~0.5の解はやや小さいものの揺らぎの極性は正しく再現されている。

従って, 得られた解(Fig. 4(a))は余震分布の範囲で, また深さ15km以浅において, おおむね信頼できる解と考えてよい。

解の水平方向の分解能を高めるために, ブロック分割を東西, 南北方向, および両方向に半ブロックずらしてインバージョン解析し, 得られた解を重ね合わせた(Fig. 5)。各深さ範囲において, 散乱係数の大きい領域(○で示す解)がいくつかのクラスターを形成し, Fig. 4(a)よりも詳細な分布が得られた。本震(No.1)の震源付近に散乱の強い領域が存在する。大きい主な余震(No.2~7)に対しても, 2例(No.5, 6)を除いて, 同じ傾向がうかがえる。震源域に存在する何らかの強い不均質構造が地震破壊の開始に関係していることを示唆する。今回, 解析に使用したデータの期間はNo.7の余震が発生する以前である。

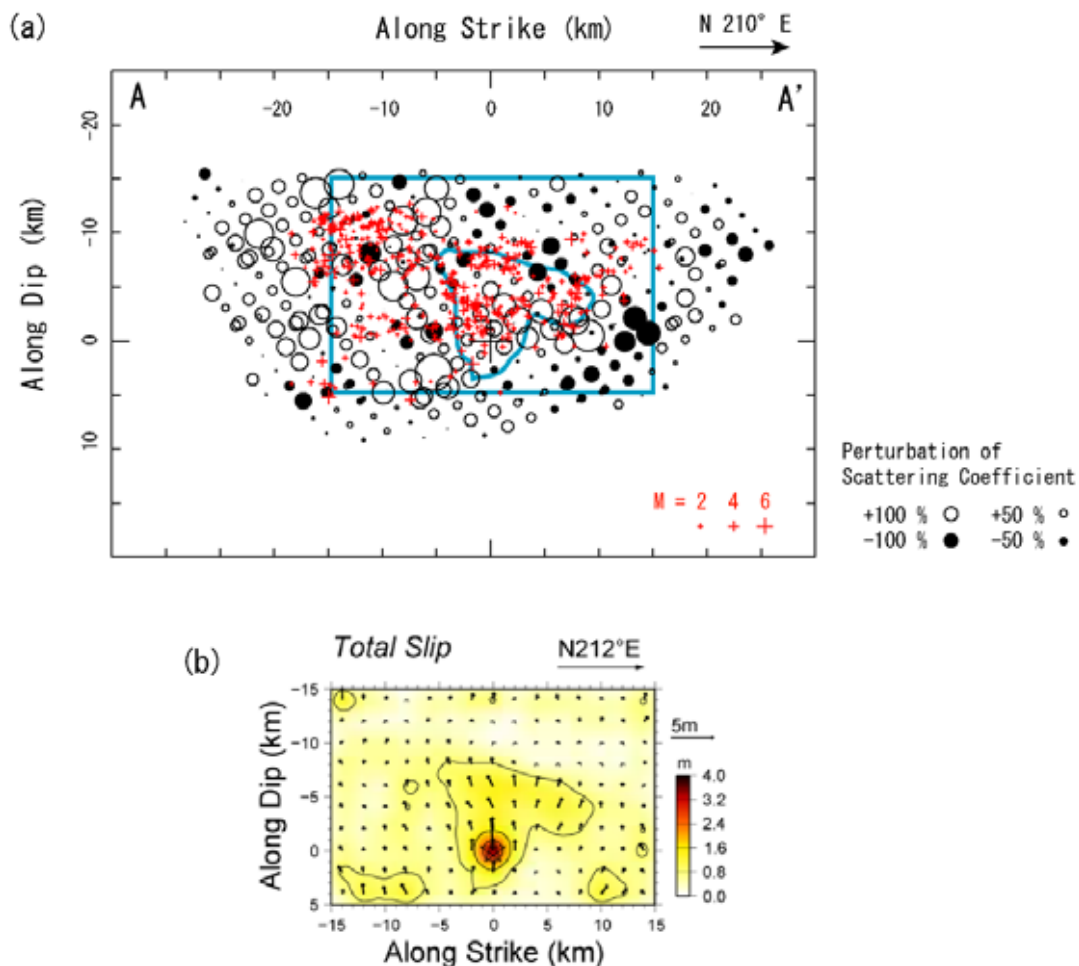


Fig. 6 (a) Distribution of relative scattering coefficients along the fault plane of the main shock, which is shown by a cross. Solutions with resolution greater than 0.2 and within 5 km distances from the fault plane are plotted by open and solid symbols. Aftershocks within 1 km distances from the fault plane are also plotted by red crosses. (b) Slip distribution on the main shock fault plane, with contour interval of 0.8 m (Asano and Iwata, 2005). The contour line of 0.8 m slip around the hypocenter (a star) and the fault rectangle are also indicated by blue lines in (a).

Fig. 5からは、No.7の余震の震源近傍にも散乱の強い領域が存在することが分かり、本研究で推定された不均質構造は地震破壊に伴い生成されたもの（クラック群等）だけでなく、地震発生前から震源域に存在するものも含まれていることが示唆される。これは、地震発生の予測の観点から重要な知見である。また、今後、さらにデータを追加して、No.7の余震発生後の散乱構造の変化を調べることにより、地殻内における散乱体の実体を探ることも可能となる（Nishigami, 2005）。

Fig. 5の各深さ範囲における余震分布を灰色のドットで示す。余震域の南東側に散乱の弱い領域（●で示す解）が広く分布している。この地域は基盤岩の露出する地質区分とほぼ一致し（産業技術総合研究所活断層研究センター、2004）、より均質な媒質と対応するものと考えられ、推定された散乱係数の分布が地質構造とよい対応を示す。

2.4 議論

本震の断層面はメカニズム解から走向 210° 、傾斜 50° （北西方向）と推定された（例えば、防災科学技術研究所、2004）。これは精度良く決められた余震分布による推定とも一致する（例えば、Shibutani, et al., 2005）。この本震断層面に沿う散乱係数の分布（断層面からの距離が5km以内をプロット）をFig. 6(a)に示す。断層面からの距離が1km以内の余震分布（Shibutani et al., 2005）も赤い+で示す。散乱係数の大きい領域（○の大きい領域）が本震震源（+）の近傍に分布していることが分かる。すなわち、震源から南西方向に約10km延びた分布、震源よりやや深く北東方向に約10km延びた分布、およびそこから断層面に沿ってほぼ上方に約20kmにわたって延びた分布である。これらの領域に接するように、本震震源より浅部には散乱係数が相対的に小さい領域（●の連続した分布）が存在する。これらの特徴的な散乱係数を示す領域ではおおむねresolution 0.5以上であり、チェッカーボード解像度テストの結果でも解の信頼性は高い（Nishigami, 2005）。

強震波形データのインバージョン解析による本震断層面上でのすべり分布（浅野・岩田 2005）をFig. 6(b)に示す。これには、震源域に近い16点のK-netおよびKiK-net観測点（防災科学技術研究所）での記録が使用された。本震は震源付近ですべり量が大きく（最大3.8m）、さらに震源から浅部にかけてすべり量の大きい領域が広がる。同様の震源過程は近地および遠地のデータを解析した他の研究でも示されている。震源近傍におけるすべり量0.8mのコンター（以下、「主破壊域」と呼ぶ）および矩形の断層面について、本震

震源位置を基準に重ね合わせたものをFig. 6(a)に青色で示す。(a)に示された主破壊域と散乱係数分布との対応は必ずしも明確ではないが、上述の散乱係数の大きい領域に二方向（北東方向および深部）を画された散乱係数の小さい領域と主破壊域とは、本震震源との位置関係、形状および広がりがおおむね一致する。本震断層面上の相対的に散乱係数の小さい領域、すなわち、より均質な領域が本震破壊時のアスペリティ（すべりの大きい領域）となる可能性を示唆する。今後、散乱波の解析および震源過程の解析に使用された速度構造、観測点配置の違い等を考慮し、本震震源位置（特に深さ）の再検討が必要である。今回推定された震源域の散乱係数とM7クラス地震の破壊特性との関係は、サンアドレアス断層における1989年Loma Prieta地震（M7.0）の震源域（Nishigami, 2000）、および2000年鳥取県西部地震の震源断層（Asano and Hasegawa, 2004）においても見いだされている。

3. 断層トラップ波の震源アレイ解析

断層トラップ波は低速度の断層破碎帯内部で反射を繰り返して伝播する波動であり、1992年Landers地震（M7.4）の余震に対して明瞭に観測された（Li et al., 1994）。その後、アメリカ、日本をはじめ多くの活断層、地震断層で検出され、断層深部構造を探る有力なアプローチと考えられている（Nishigami, 2002）。最近、トラップ波は断層の浅部（2-4km）で励起された波群であり地震発生域までの深部構造を反映しないという考えも示されているが（Ben-Zion et al., 2003）、サンアドレアス断層（Parkfield）では深さ3km～12kmの地震に対して系統的なトラップ波の発達が見事に観測され、地表から地震発生域まで連続した断層破碎帯の存在とトラップ波解析の有効性が示されている（Li et al., 2004）。本稿では地震発生直後に小平尾断層で行った断層トラップ波の観測と震源アレイ解析の序報について簡単に紹介する。

3.1 小平尾断層における観測

今回の地震発生に伴い撓曲変位が認められた小平尾断層（広神村小平尾付近）において、断層の直上（HRK1）および約1km北北西の岩盤基準点（HRK2）の2カ所で地震観測を行った（Fig. 7）。下に述べる震源アレイ解析では断層の直上に確実に地震計を設置することが必須であり、1:25,000都市圏活断層図（国土地理院）、および地震発生直後の地形変位の調査（鈴木、2004；産業技術総合研究所活断層研究センター、2004）等を参考に撓曲変位を示す地点に



Fig. 7 Map showing the temporary seismic stations HRK1 on the Obiro fault and HRK2 on a rock site to observe fault-zone trapped waves.

地震計を設置した。2カ所とも、地震計はL22D（固有周波数2Hz）3成分、ロガーはLS7000（1GBメディア）を使用し、カーバッテリー2個による駆動で、

200Hz連続収録を行った。観測は10月28日から11月28日までの1ヶ月間実施した。

3.2 震源アレイ解析

断層トラップ波の観測では通常、断層に直交するように地震計を多数配置し、断層からの距離に対する振幅の減衰を利用してトラップ波の検出を行う（観測点アレイ法）。今回は比較的簡便な観測で、断層直上に地震計を1カ所設置し、多数の地震に対して断層からの距離に応じて振幅が変化することを検出してトラップ波を同定する方法を用いた（震源アレイ法）。この方法は1カ所での観測波形を処理するので、観測点近傍のサイト効果の影響を小さくしてトラップ波を検出し易くするメリットがある。ただし、解析に用いる地震の震源位置を正確に知る必要があるので、我々は断層上の観測点（HRK1）から約1km離れた岩盤基準点（HRK2）を設置した。2カ所での直達波走時の差を利用して、地震間の相対的な位置関係の精度を高めることができる。この方法は

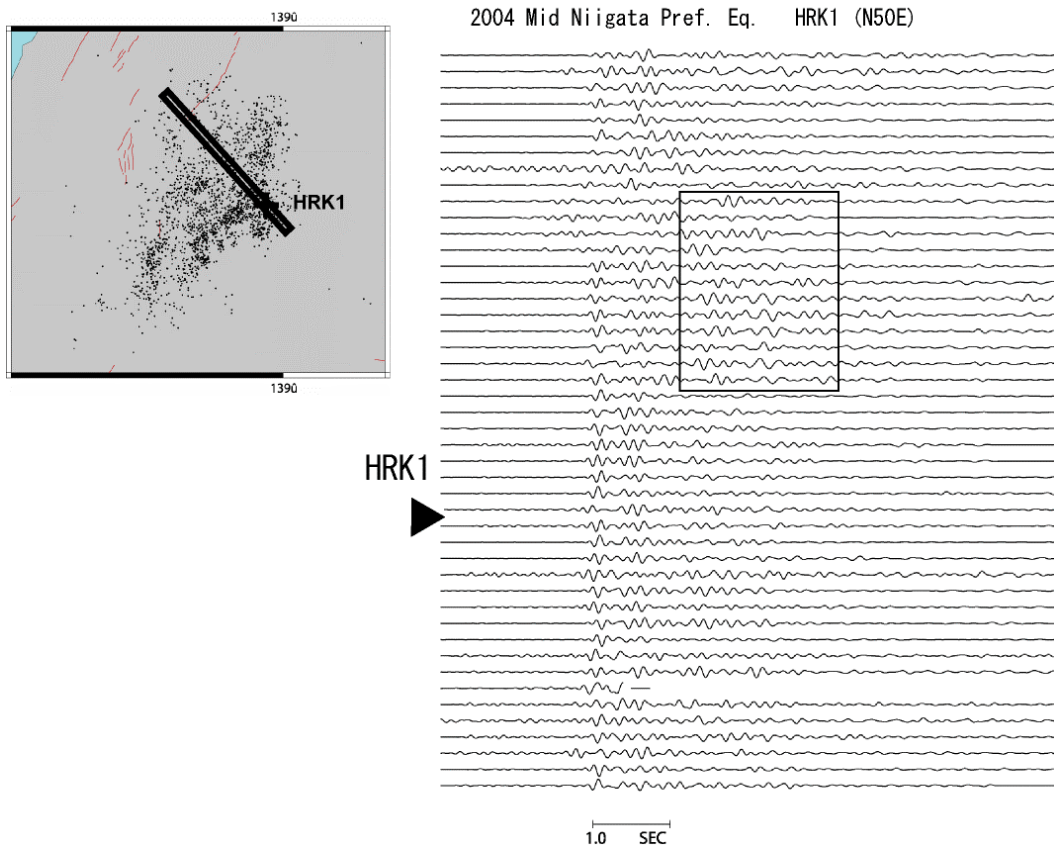


Fig. 8 An example of the event array analysis. Events are selected within the narrow rectangle extending to the direction N40°W (left). Seismograms are arranged in the order of distances from the station HRK1, which is indicated by a cross (left) and a triangle (right), with traces from top to bottom, from northwest to southeast. A group of large later phases are shown within a frame.

2000年鳥取県西部地震の余震観測でも用いられ、トラップ波と考えられる波群が検出された(西上・他, 2002)。

解析ではまず, HRK1を中心として断層に直交, 平行方向, あるいは任意の方向に分布する地震(震源アレイ)を選び, これらの波形を距離軸に対してプロットしてトラップ波を検出する。トラップ波を示す地震の分布から観測点(小平尾断層)に連続するような低速度層(断層破碎帯)の分布が得られ, 震源断層に関する情報の抽出が可能となる。また, トラップ波のモデリングにより破碎帯の構造パラメータ(幅, 速度低下, 減衰)を推定することができる。

3.3 解析結果の序報および議論

現在のところ, 解析はまだ進行中であるので, ここでは, いくつかの波形例を示すにとどめる。まず, N40°W方向に分布する地震に対してHRK1からの距離の順に並べた波形をFig. 8に示す。小平尾断層に平行なN50°E方向の波形成分に1-9Hzのバンドパスフ

ィルターをかけ, S波の位置で概ねそろえた(小平尾断層の走向は2.4節に示したものと約20°斜交する)。Fig. 9には, 上の例に直交するN130°W方向に分布する地震に対して, 同様に処理した波形を示す。この場合は1.25-20Hzのバンドパスフィルターをかけた。Fig. 8およびFig. 9において, 直達S波の後に特徴的なトラップ波を見つけるのは必ずしも容易ではないが, 他よりもやや大きく, 空間的に連続性のある後続波群を示すものに枠を付けた。すなわち, Fig. 8では, HRK1からN40°W方向への距離が2~7kmの地震, Fig. 9では, HRK1からN130°W方向への距離が6~10km, および-2~1kmの2カ所に位置する地震に対して, やや大きい波群が見られる。特定の震源範囲の地震に対して再現性のある何らかの後続波群を検出するという意味では, 今回試みた震源アレイ解析は機能していると言える。

上に述べた後続波群がトラップ波であるかどうかは, これまでの解析だけでは判断できない。Fig. 8に示した波群を持つ地震の震源は本震の断層面に沿う

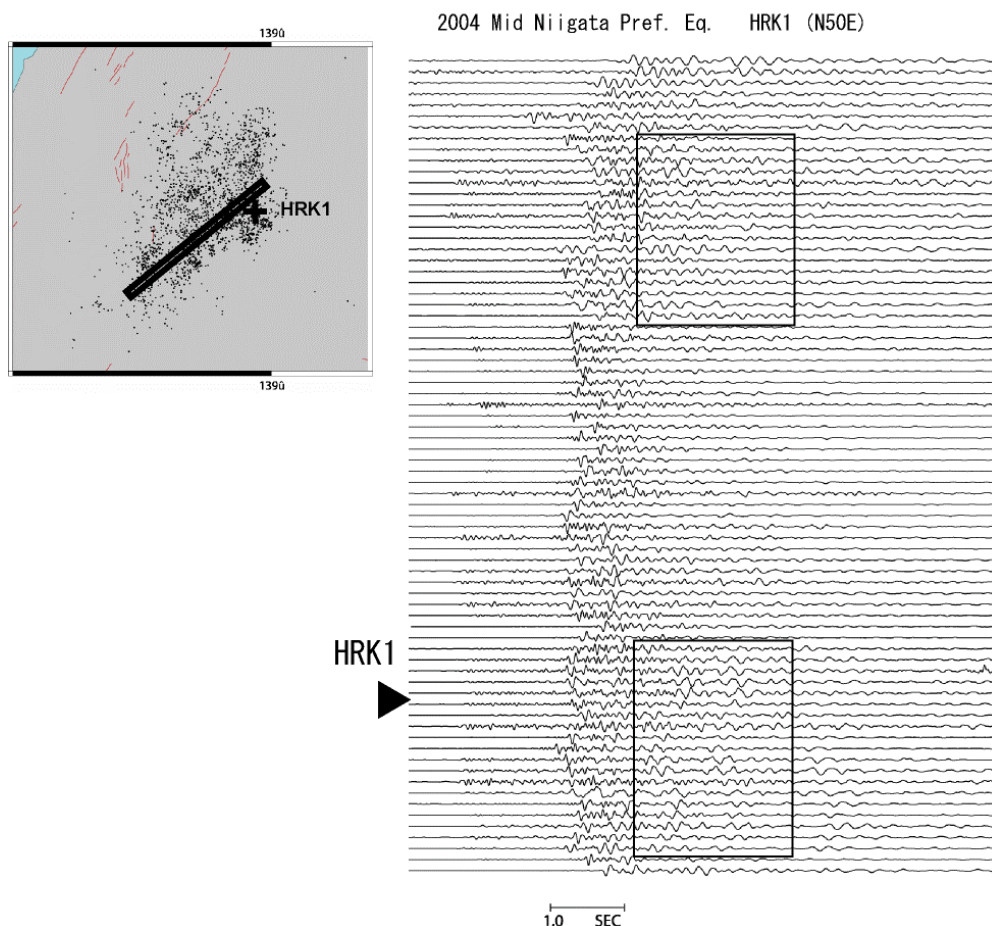


Fig. 9 An example of the event array analysis. Events are selected within the narrow rectangle extending to the direction N130°W (left). Seismograms are arranged in the order of distances from the station HRK1, which is indicated by a cross (left) and a triangle (right), with traces from top to bottom, from southwest to northeast. A group of large later phases are shown within respective frames.

余震分布上に位置するので、もしこの波群がトラップ波と判断されれば、本震の震源断層は小平尾断層につながることになる。また、これらの地震は、Fig. 6に示した本震断層面に沿う散乱体のうち、本震震源から北西方向に約10kmで鉛直方向（断層面の傾斜方向）に分布する強い散乱体付近に位置するので、この強い不均質構造の実体を知る上でも興味深い。また、Fig. 9に示した後続波群のうち、HRK1に近い方のグループは、最大余震の断層面に沿う余震分布上に位置するので、上と同様にもしこの波群がトラップ波と判断されるならば、最大余震の震源断層も小平尾断層につながることになる。これは少なくとも、本震の断層面の延長に小平尾断層が位置し、最大余震の断層面の延長上に六日町盆地西縁断層帯が位置するという推定（東京大学地震研究所，2004）には一致しない。

トラップ波の同定はここに示した例のように難しいことが多いが、震源断層に関する有用な情報を与えるので、今後さらに解析を進めることは重要である。そのためには、さらに地震データを追加し、震源アレイの方向を変えてFigs. 8, 9に示した波群の出現がどう変化するかを検討するとともに、波形の分散性、振動方向、見かけ速度等、トラップ波の特徴についても検討を加えることが必要である。

4. まとめ

2004年新潟県中越地震の震源域の不均質構造について、コーダ波（散乱波）のインバージョン解析、および小平尾断層での断層トラップ波の観測を行い、以下の結果を得た。

- (1) 本震の断層面上における散乱係数の相対的に小さい領域は本震破壊時のすべりの大きい領域に対応する可能性がある。
- (2) 本震および主な余震（M5～6クラス）の震源は散乱係数の大きい領域の近傍に位置する傾向がある。
- (3) 11月8日の余震（M5.9）発生前のデータセットから、この地震の震源近傍に散乱係数の大きい領域が既に存在していたことが推定された。
- (4) 小平尾断層において震源アレイ法により後続波群を検出したが、現時点では断層トラップ波とは同定されていない。

上記の(1)～(3)は、震源域に存在する不均質構造が地震の発生過程にどのように関係するかを理解するうえで重要と思われる。また地震発生の可能性のあるところ(活断層、プレート境界等)において将来の大きい地震がどこから破壊を開始し、どこで主要な破壊

を生じるかを予測する上で役立つと考えられる。

謝 辞

解析には防災科学技術研究所（Hi-net）、気象庁、および京大・九大合同臨時観測による波形データを使用した。澁谷拓郎氏（京大防災研）にはJHD震源データを提供していただいた。浅野公之氏（京大防災研）には本震すべり分布の図面をいただいた。鈴木康弘、山崎文人（名大環境学研究科）の各氏からは小平尾断層に関する情報をいただいた。廣瀬一聖、白 玲、土井一生、浅香雄太（京大防災研）の各氏には断層トラップ波の観測を手伝っていただいた。以上、記して感謝する。一部の図面作成にGeneral Mapping Tool (Wessel and Smith, 1991)を使用した。

参考文献

- 浅野公之・岩田知孝（2005）：強震波形から推定した2004年新潟県中越地震の震源過程，平成16年度京都大学防災研究所研究発表講演会，A-01．
- 産業技術総合研究所活断層研究センター（2004）：2004年10月23日新潟県中越地震速報，<http://unit.aist.go.jp/actfault/niigata/index.html>．
- 鈴木康弘（2004）：活断層調査報告（2004年10月23日新潟県中越地震特集），<http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/INFO/niigata/reportAF1024.html>．
- 東京大学地震研究所（2004）：2004年新潟県中越地震緊急余震観測・速報（2004年11月5日），<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/hirata/chuetsu/0401104yotiren1.htm>．
- 西上欽也・土井一生・水野高志・田所敬一・下川明子（2002）：2000年鳥取県西部地震の震源断層を探る，月刊地球，号外No.38，174-181．
- 防災科学技術研究所（2004）：地震のメカニズム情報（F-net），<http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/event/tdmt/20041023085500/update3/index-j.html>．
- Asano, Y. and Hasegawa, A. (2004): Imaging the fault zones of the 2000 western Tottori earthquake by a new inversion method to estimate three-dimensional distribution of the scattering coefficient, J. Geophys. Res., 109, B06306, doi:10.1029/2003JB002761.
- Ben-Zion, Y., Peng, Z., Okaya, D., Seeber, L., Armbruster, J.G., Ozer, N., Michael, A.J., Baris, S. and Aktar, M. (2003): A shallow fault zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Dusce branch of the north Anatolian Fault, Western Turkey,

- Geophys. J. Int., 152, 699-717.
- Kato, A., Kurashimo, E., Hirata, N., Sakai, S., Iwasaki, T. and Kanazawa, T. (2005): Imaging the source region of the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake and evolution of a seismogenic thrust-related fault, *Geophys. Res. Lett.*, doi: 10.1029/ 2005GL022326.
- Li, Y. G., Aki, K., Adams, D., Hasemi, A. and Lee, W. H. K. (1994): Seismic guided waves trapped in the fault zone of the Landers, California, earthquake of 1992. *J. Geophys. Res.* 99: 11705-11722.
- Li, Y.G., Cochran, E.S. and Vidale, J.E. (2004): Low-velocity damaged structure on the San Andreas Fault at seismogenic depths near the SAFOD drilling site, Parkfield, CA from fault-zone trapped waves, S13D-1077, AGU Fall Meeting.
- Nishigami, K. (1991): A new inversion method of coda waveforms to determine spatial distribution of coda scatterers in the crust and uppermost mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2225-2228.
- Nishigami, K. (1997): Spatial distribution of coda scatterers in the crust around two active volcanoes and one active fault system in central Japan: Inversion analysis of coda envelope, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 104, 75-89.
- Nishigami, K. (2000): Deep crustal heterogeneity along and around the San Andreas fault system in central California and its relation to the segmentation, *J. Geophys. Res.*, 105, 7983-7998.
- Nishigami, K. (2002): Seismological investigation of deep structure of active faults using scattered waves and trapped waves, In *Seismogenic Process Monitoring*, Ed. Ogasawara, H., Yanagidani, T., and Ando, M., Balkema, Rotterdam, pp. 245-256.
- Nishigami, K. (2005): Crustal heterogeneity in the source region of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake: Inversion analysis of coda envelopes, *Pure Appl. Geophys.* (投稿中) .
- Sato, H. (1977): Energy propagation including scattering effects: Single isotropic scattering approximation, *J. Phys. Earth*, 25, 27-41.
- Sato, H. (1988): Is the single scattering model invalid for the coda excitation at long lapse time?, *Pure Appl. Geophys.*, 128, 43-47.
- Shibutani, T., Iio, Y., Matsumoto, S., Katao, H., Matsushima, T., Ohmi, S., Takeuchi, F., Uehira, K., Nishigami, K., Enescu, B., Hirose, I., Kano, Y., Kohno, Y., Korenaga, M., Mamada, Y., Miyazawa, M., Tatsumi, K., Ueno, T., Wada, H. and Yhukutake, Y. (2005): Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake, *Earth Planets Space* (投稿中) .
- Tarantola, A. (1987): *Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation*, Elsevier, New York, pp.294-296.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. (1991): Free software helps map and display data, *EOS, trans., Am. Geophys. Union*, 72, 441.

Crustal heterogeneity in the source region of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake -Analyses of scattered waves and fault-zone trapped waves-

Kin'ya NISHIGAMI and Yutaka MAMADA*

* present affiliation: Japan Nuclear Energy Safety Organization

Synopsis

We estimated 3-D distribution of scattering coefficients in the source region of the 2004 Mid Niigata Prefecture earthquake with M_{JMA} 6.8. The results of analyses show that the weaker scattering area along the main shock fault plane seems to be related with the main rupture area, hypocenters of the main shock and major large aftershocks with M 5-6 are located close to stronger scattering areas, and that one of the strong heterogeneities existed before the occurrence of the M 5.9 aftershock on Nov. 8. We also analyzed seismograms recorded on the Obiro fault, aiming at detecting fault-zone trapped waves by event-array analysis method, and the results are still controversial.

Keywords: 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake, scattered wave, inversion analysis, crustal heterogeneity, fault-zone trapped wave, event array analysis

