

3.3.11 自然地震・制御震源を用いた内陸活断層の深部モデルと地殻内三次元構造モデルの構築に関する研究

3.3.11.1 活断層の深部形状モデルに関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目：活断層の深部形状モデルに関する研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
京都大学防災研究所	助教授	西上 欽也	nishigam@eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp
京都大学防災研究所	産学官連携 研究員	儘田 豊	y-mamada@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp
独立行政法人産業技術研 究所	グループ長	桑原保人	y-kuwahara@aist.go.jp
同上	主任研究員	伊藤久男	ahisao.itou@aistc.go.jp
同上	主任研究員	木口努	kiguchi.t@aistc.go.jp
同上	研究員	今西和俊	imani@aistc.go.jp
同上	客員研究員	水野高志	takashi.mizuno@aist.go.jp

(c) 業務の目的

活断層の深部構造、すなわち断層面の形状、破砕帯構造、その連続／不連続性、および地震破壊に関連する構造特性(破壊開始点、主破壊域)等を既存地震観測網により蓄積された波形データベースおよび活断層における新たな観測データ等をもとに推定し、強震動予測の高精度化のための断層モデル構築に資することを目的とする。

(d) 5カ年の年次実施計画

- 1) 平成14年度： 解析手法の検討、データ前処理、処理・解析プログラムの準備等を実施した。
- 2) 平成15年度： 山崎断層、跡津川断層、等における断層深部構造の解析、および断層トラップ波の三次元差分シミュレーション手法の開発を行った。
- 3) 平成16年度： 跡津川断層、野島断層、等における断層深部構造の解析。断層トラップ波、直達波走時パターンのモデリング高度化。これらに基づき、断層深部構造モデルを作成する手法の確立。
- 4) 平成17年度： 近畿圏活断層について断層に沿った不均質構造（セグメント構造、固着域の存在等）の推定、および断層深部構造モデルの作成。
- 5) 平成18年度： 活断層の深部構造、断層に沿った不均質構造（セグメント構造、固着域の存在等）と地震破壊特性のモデル化、およびそれらと強震動予測高度化に関して取りまとめる。

(e) 平成16年度業務目的

散乱波トモグラフィーにより跡津川断層の深部不均質構造を推定する。断層深部構造を推定するためのトラップ波および直達波走時パターン等のシミュレーション手法を跡津川断層系に適用する。これらに基づいて、断層深部構造モデルを作成するための手法指針を作成する。近畿圏の既存ボアホール地震波形データを整備し、断層構造に関する情報を抽出する。

(2) 平成16年度の成果

(2-1)活断層の深部不均質構造の推定

西上 欽也(京都大学防災研究所)

nishigam@eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

強震動予測の高精度化をはかるためには従来より詳細な活断層深部構造モデルの作成が必要である。本業務では、地震観測網波形データを用いた散乱波のインバージョン解析により活断層の深部不均質構造を推定し、それに基づいて活断層深部構造モデルの作成を行う。これまでの研究（サンアドレアス断層系、2000年鳥取県西部地震の震源断層）および15年度の本業務成果（山崎断層系）に加えて、16年度新たに2カ所の活断層（跡津川断層系、2004年新潟県中越地震の震源断層）において解析を行った。これらの活断層深部構造と地震波散乱強度の特性に関する研究事例に基づいて、両者を関連づけるモデル化指針の作成を行う。

(b) 業務の成果

1) はじめに

活断層の詳細な深部構造モデル、すなわち断層面の形状（広がり、深部延長、傾斜）、連続性（分岐、セグメント構造）、および地震破壊に関する特性（破壊開始点：震源、主要な破壊域：アスペリティ）を推定する地震学的な手法の一つとして、散乱波のインバージョン解析が有効と考えられる。この手法では、近地地震のコーダ波を地殻・上部マントル内部の不均質構造による散乱波の集合と考えると、一次等方散乱モデルの仮定の下で、高密度観測網で収録されたデータを用いて地震波散乱強度の三次元分布を推定する（Nishigami, 1991）。Nishigami (2000)はこの手法をカリフォルニア中央部の地震観測網データに適用して、サンアドレアス断層系に沿って地震波散乱強度が高いこと、平行なくつかの断層系が地表から深さ約20km付近まで鉛直に延びることを推定した。さらに、サンアドレアス断層に沿って散乱強度の高い小領域が20-30km間隔で数カ所存在し、これらに挟まれた散乱強度の相対的に低いセグメントは、より均質な固着域であり、1989年ロマプリータ地震（M7.0）等、M6-7クラスの地震の震源域になり得ることを示した。また、Asano and Hasegawa (2004)は散乱モデルを改良して同様のインバージョン解析を行い、2000年鳥取県西部地震（M7.3）の震源域における散乱係数の絶対値の三次元空間分布を推定した。その結果、本震断層面上の主要なすべり域では相対的に散乱強度が低いことを示した。これらの二例の研究は、散乱波インバージョン解析は、高密度の観測網データに対して有効であり、地殻内の散乱強度の高い領域の空間分布により活断層の深部形状を推定できること、およびその中で相対的に散乱強度の低い領域をM7クラス地震の主破壊域として推定可能であることを示す。本業務においては、15年度、Hi-net観測網のデータを用いて山崎断層系の深部構造の解析を行い、地震波散乱強度の高い領域として深部構造を推定可能であることを示した^{**}。16年度は、さらに解析事例を追加して検討を進め、最終的に本業務で行う活断層の深部構造モデル化の指針作成を行う。

2) 跡津川断層系の深部構造

跡津川断層系およびその周辺に発生した 28 地震（2003 年 9 月～2004 年 4 月、 $0.6 < M < 2.3$ ）について、断層系周辺に配置された京大防災研上宝観測所の 10 観測点における波形データ（120 波形トレース）用いてインバージョン解析を行った。解析領域は水平方向 $140\text{km} \times 110\text{km}$ 、深さ方向 $0\text{-}60\text{km}$ とし、一辺 5km のブロックに分割した。得られた結果を図 1 に示す。深さ $0\text{-}5\text{km}$ から $20\text{-}25\text{km}$ までの各水平断面における地震波散乱強度の相対的な分布を示し、○は平均よりも散乱強度が高く、●は平均よりも低いことを示す。現在のところデータ数が十分ではないが、跡津川断層系については深さ $0\text{-}15\text{km}$ の範囲において比較的良好なパターンが得られている。すなわち、断層系の東端付近で散乱強度が高く、跡津川断層系は全般的に散乱強度が低い。跡津川断層(図中 A)沿いにはほぼ平均的な散乱強度の分布を示すが、牛首断層(図中 U)に沿っては特に散乱強度が低く、断層全体が固着していることを示唆する。これは跡津川断層の最新の活動が約 150 年前（1857 年安政飛騨地震、 $M7.0\text{-}7.1$ ；松田、1966）であるのに対し、牛首断層の最終活動は約 1,000 年前と推定されること（宮下・他、2004）と対応すると考えられる。また、跡津川断層のクリープセグメント付近でやや散乱強度が低いように見える。クリープ、固着セグメントにおける断層構造の違い検出は特に重要であるが、これについては、今後さらにデータを追加して分解能を上げ、検討することが必要である。

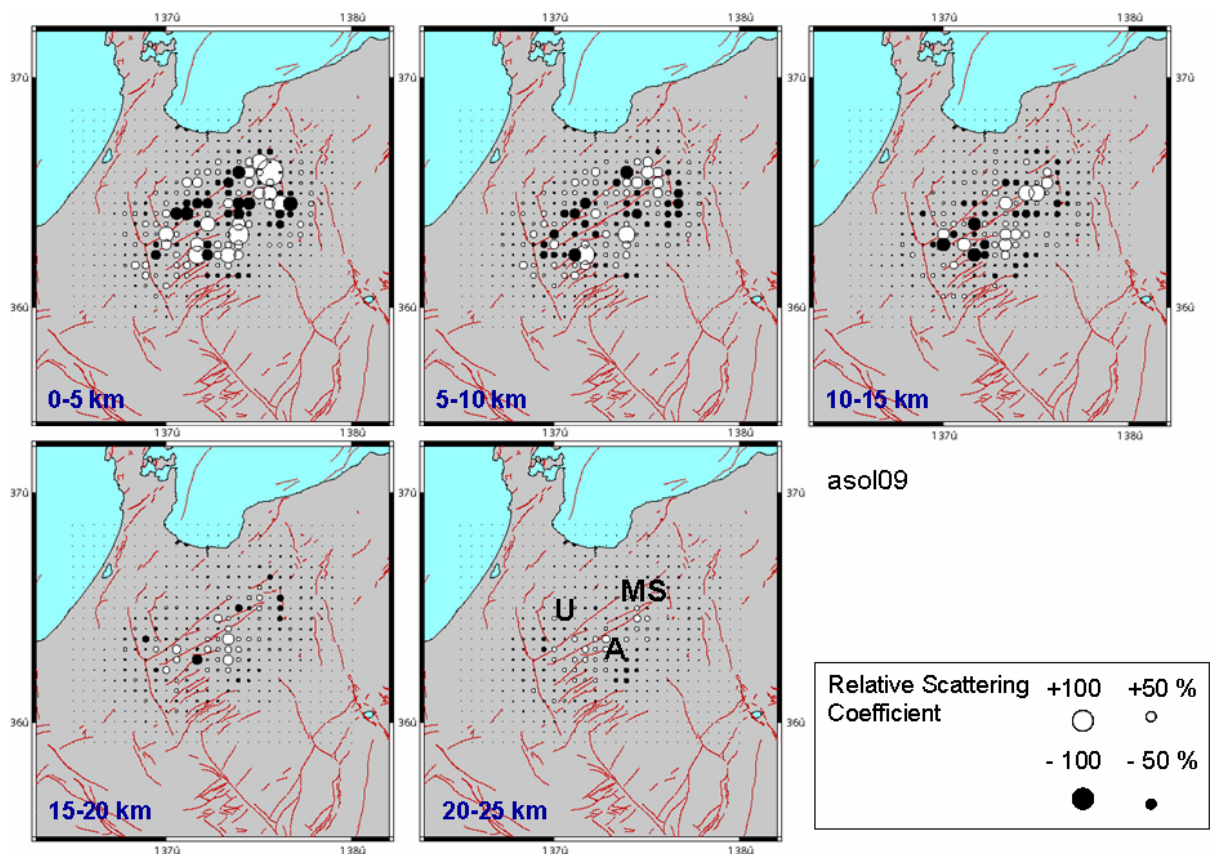


図 1 跡津川断層系およびその周辺における散乱波インバージョン解析の結果。深さ $0\text{-}5\text{km}$ ～ $20\text{-}25\text{km}$ における相対的な散乱強度の分布（平均からの揺らぎ）を示す。○：散乱強度が平均より高い、●：平均より低い。A：跡津川断層、U：牛首断層、MS：茂住・祐延断層。

3) 2004年新潟県中越地震の震源断層の深部構造

2004年新潟県中越地震(M_{JMA}6.8)では、規模の大きい余震が多数発生し、複雑な(共役な)断層面を生成しつつ広がりのある余震分布を形成した。これは、散乱波のインバージョン解析には好都合であり、震源域の不均質構造、特に本震の震源断層に沿った地震波散乱強度の分布を推定するための解析を行った。震源域を含む約70km四方を解析領域とし、この範囲内(中心部の約30km四方)に分布するHi-net、気象庁および京大・九大合同臨時観測(Shibutani et al., 2005)の計7観測点、70地震(2004.11.01~11.08、

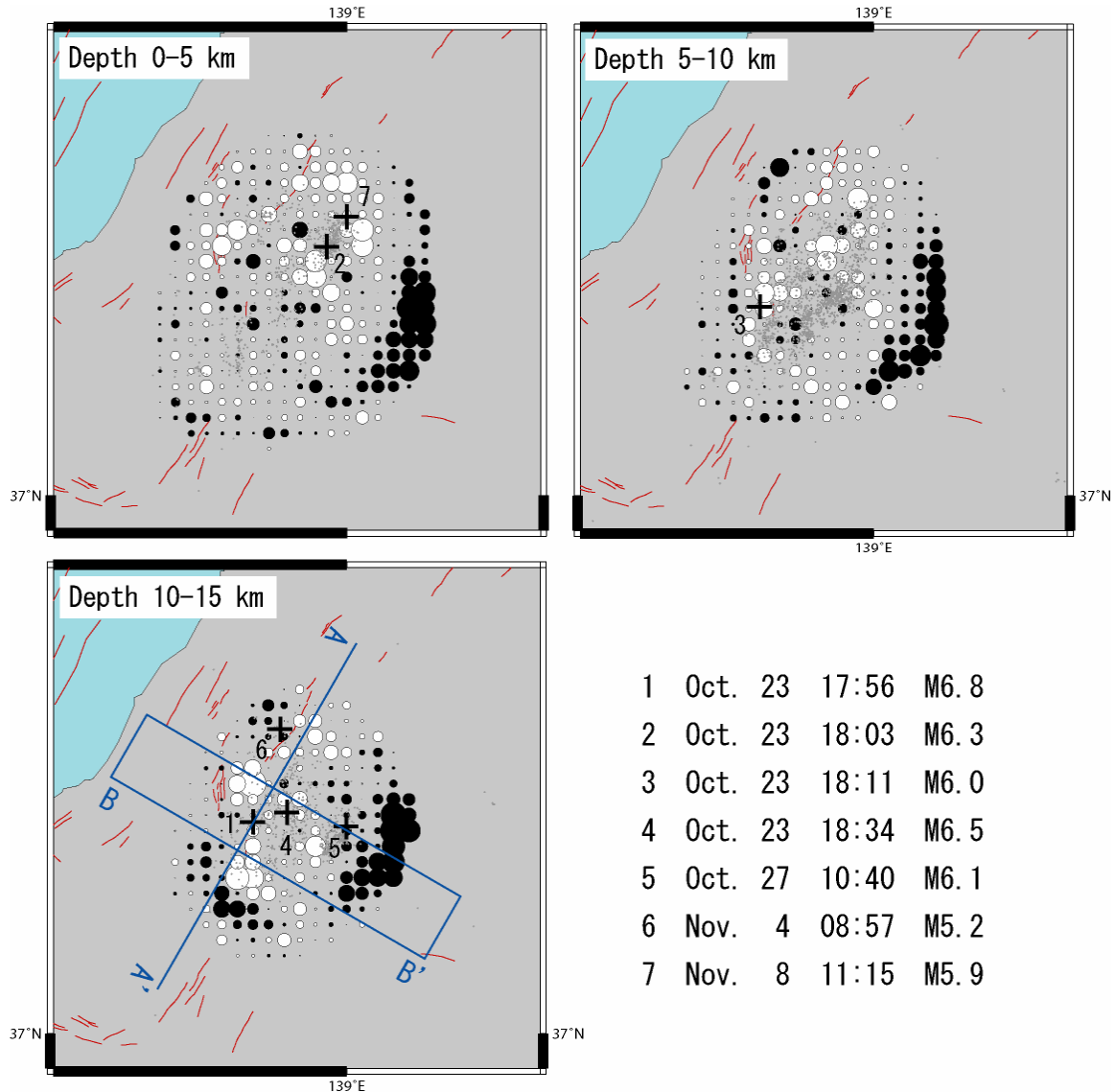


図2 2004年新潟県中越地震の震源域における散乱波インバージョン解析の結果。深さ0-5、5-10、および10-15kmにおける相対的な散乱強度の分布(平均からの揺らぎ)について、resolution>0.2の解のみをプロット。○:散乱強度が平均より高い、●:平均より低い。各深さ範囲における余震分布(Shibutani et al., 2005)を灰色のドットで、本震(No.1)および主な余震(No.2-7)を+で示す。A-A'ラインは本震の震源断層(北西方向に50°傾斜)の走向を示し、これに沿う散乱強度の分布を図3に示す。

M>2.5)、合計 382 の地震波形トレースを解析に用いた。波形には 7-15Hz のバンドパスフィルターをかけ、解析領域を水平、深さ方向、各 5km のブロックに分割し、走時計算には余震データの解析から推定された一次元速度構造(Shibutani et al., 2005)に基づく水平成層構造を使用した。得られた結果を図 2 に示す。ただし、この図では、解の水平方向の分解能を上げるために、ブロック分割を東西、南北方向に半ブロックずらせた解を重ね合わせ、また resolution 行列の対角成分が 0.2 以上の解のみを示す。各深さにおいて、散乱体(大きい○)がいくつかのクラスター状に分布していることが分かる。本震 (No.1) および主な余震 (No.2-7) の震源はこれら散乱強度の高い領域の近傍に位置するものが多く、何らかの不均質構造(クラック密度が高い、あるいは流体が存在する、等)が応力の集中を生じ、本震および大きい余震の発生(破壊開始)に関係していることを示唆する。余震域の南東側に散乱強度の低い領域が広がっているが、これは基盤岩が露出する地域にほぼ一致し、推定された散乱強度分布と地質構造がよい対応を示す。

本震の断層面は約 50° で北西方向に傾斜し、この断層面に沿った散乱強度の分布(断層面からの距離が 5km 以内)を図 3(a)に示す。断層面からの距離が 1km 以内の余震分布 (JHD 法 ; Shibutani et al., 2005) も赤い+で合わせて示す。散乱強度の高い領域 (○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 A'方向に約 10km 延びた分布、震源よりやや深く A 方向に約 10km 延びた分布、およびそこからほぼ上方に約 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、本震震源の上方には散乱強度が相対的に低い領域 (●の連続した分布) が存在する。一方、強震波形データの解析による本震断層面上でのすべり分布(浅野・岩田、2005)を図 3(b)に示す。本震は震源付近から浅部にかけてすべり量の大きい領域を持つ。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図 3(a)に青色で示す。(a)に示された主破壊域と散乱強度分布との対応は必ずしも明確ではないが、上述の散乱強度の高い領域に二方向を画された散乱強度の低い領域は主破壊域の形状および面積と良く一致し、対応する可能性がある。今後、両者の計算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)の検討が必要である。本震断層面上の散乱強度の低い領域と主破壊域とが対応する場合は、最初に紹介したサンアドレアス断層における 1989 年ロマプリータ地震 (M7.0) の震源域、および 2000 年鳥取県西部地震の震源断層における主破壊域と同じ散乱特性となる。

4) 結論ならびに今後の課題

散乱波インバージョン解析により得られた活断層の深部不均質構造と地震発生過程との関係について、研究事例を追加して検討した。その結果、強震動予測の高精度化のために活断層の深部構造モデルを推定する作業指針として以下を得た。

1. 活断層の深部形状は、地震波散乱強度の高い領域の空間分布に基づいて推定することができる。
2. 活断層における M7 クラス地震の破壊開始点(震源)は、活断層の中で特に散乱強度の高い領域の近傍に推定可能である。

3. 活断層における M7 クラス地震の主破壊域(アスペリティ) は、活断層の中で相対的に散乱強度の低い領域として推定することが可能である。
 今後、近畿圏のいくつかの活断層について、この指針に基づいて深部構造モデルの作成を行う。

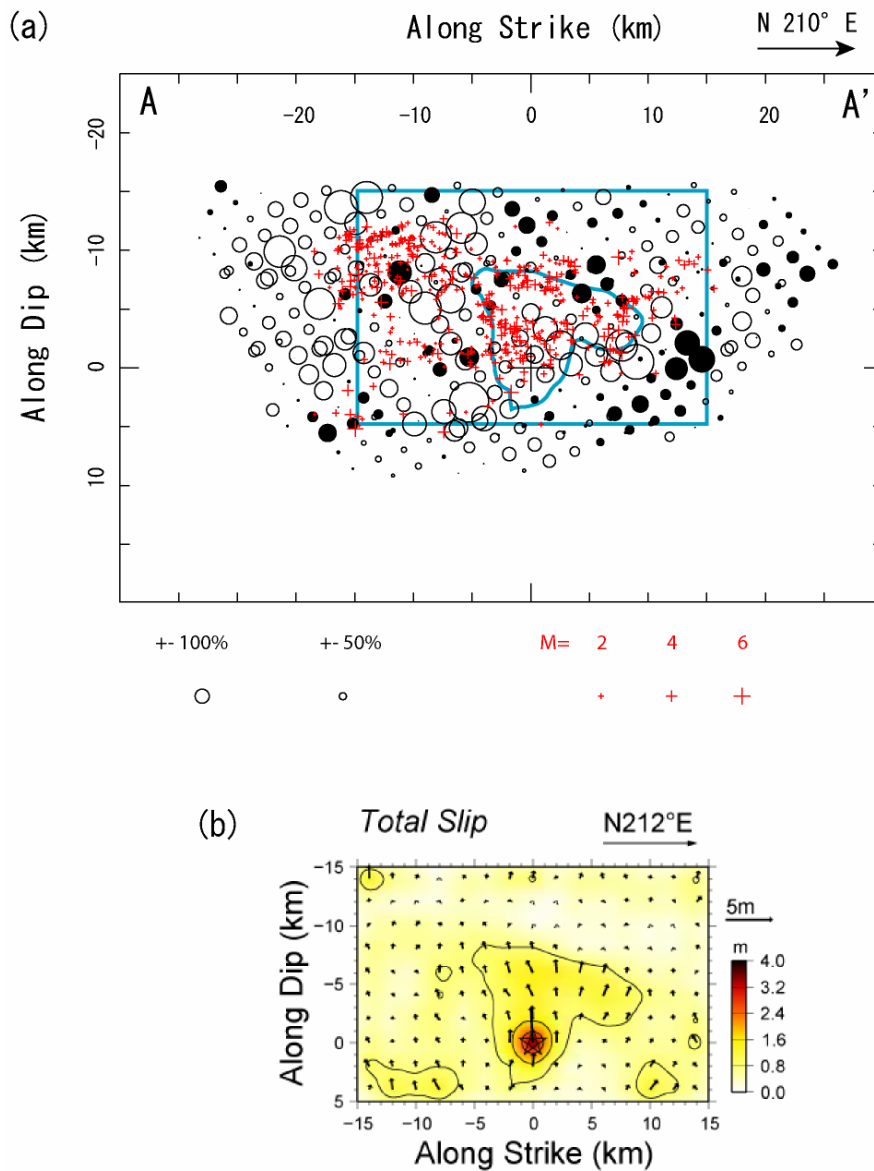


図3 (a) 2004年新潟県中越地震の本震断層面(図2のA-A'ライン)に沿う散乱強度の分布。+:本震の震源位置、+:断層面に沿う余震分布。(b)本震の断層面上におけるすべり分布(浅野・岩田、2005)。コンター間隔は0.8mおき。矩形断層面の範囲および震源近傍のすべり量0.8mのコンターを(a)にも青色で示す。

(d) 引用文献

- 1) 浅野公之・岩田知孝：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-01，2005。

- 2) Asano, Y. and Hasegawa, A.: 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, 2004.
- 3) 松田時彦：跡津川断層の横ずれ変位, *地震研究所彙報*, 44, 1179-1212.
- 4) 宮下由香里, 吉岡敏和, 桑原拓一郎, 斉藤勝, 小林健太, 荻谷愛彦, 藤田浩司, 千葉達朗：牛首断層南西部地域の活動履歴調査(3)―牛首・水無トレンチ調査結果―, *活断層・古地震研究報告*, 4, pp.113-130, 2004.
- 5) Nishigami, K.: 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, 1991.
- 6) Nishigami, K.: 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, 2000.
- 7) Nishigami, K.: Seismological investigation of deep structure of active faults using scattered waves and trapped waves, *Seismogenic Process Monitoring*, Ed. by Ogasawara, H., T. Yanagidani, and M. Ando, Rotterdam, Balkema, 245-256, 2002 .
- 8) 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.: Aftershock distribution of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake, *Earth Planets Space*, 2005 (submitted).

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
西上欽也・藤沢 泉・田所敬一・儘田豊・土井一生・伊藤 潔・和田博夫	跡津川断層系の深部不均質構造の地震学的調査	地球惑星科学関連学会合同大会	平成 16 年 5 月 12 日
K. Nishigami and A. Jin	Crustal heterogeneity in active fault regions estimated by inversion of coda envelopes	2004 AGU Fall Meeting	平成 16 年 12 月 14 日
K. Nishigami and Y. Mamada	Crustal Heterogeneity in the Source Region of the 2004 Mid Niigata Prefecture Earthquake: Analysis of Coda Envelopes and Fault-zone Trapped Waves	2005 AGU Spring Meeting	平成 17 年 5 月

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし

2)ソフトウェア開発

名称	機能
なし	

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-2)活断層の深部構造モデルの推定

儘田豊（京都大学防災研究所）

y-mamada@rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp

(a) 業務の要約

強震動予測の高度化に向け、断層破砕帯で励起された地震波（断層トラップ波、断層ヘッドウェーブ）を用い、内陸活断層の不均質性（地下における断層の連続性、セグメント構造）を考慮した断層破砕帯深部構造の推定を行った。断層破砕帯で励起されたと考えられる地震波が明瞭に記録されている茂住一祐延断層の記録を解析した結果、断層破砕帯は深さ 10 km 程度の地震発生層まで連続しているのに対し、走向方向には地表の断層トレースとは一致せず、不連続のあることが推定された。断層破砕帯が検出された領域での地震活動は低く、この領域の近傍ではクリープが観測されている。一方、断層破砕帯が検出されなかった領域の地震活動は相対的に高く、前者と対照的である。本課題により、断層破砕帯で励起された地震波を用いた解析が、表層の断層トレースに沿った破砕帯の不均質構造の検出に有効であることが示された。

(b) 業務の成果

(1) はじめに

成熟した断層の多くには、破砕が最も発達した断層破砕帯と呼ばれる周辺に比べ地震波伝播速度の遅い領域が存在する。断層破砕帯は断層トラップ波¹⁾や断層ヘッドウェーブ²⁾など断層に特有の地震波を励起し、これらの地震波は破砕帯の構造に敏感であるため、破砕帯の構造を推定するのに有効であるとされ利用されてきた。これらの多くの研究では、表層トレースに沿った走向および深さ方向への断層破砕帯の連続性があらかじめ仮定され、それらの構造が推定されている。しかし、最近の研究によれば、これらの仮定が必ずしも妥当でないことが報告されている^{3),4)}。そこで、本課題では地下深部における断層のより詳細な構造を推定するため、表層トレースに沿った走向および深さ方向への断層破砕帯の連続性を仮定することなく破砕帯深部構造の決定を試みた。茂住一祐延断層では、断層をほぼ直交して横切る地下 300m のトンネル内に、約 15m 間隔 32 点に地震計が設置されており、断層トラップ波と考えられる明瞭なフェーズが観測されている。よって、この断層を研究対象断層として選んだ。

(2) 断層トラップ波を励起するイベントの空間分布

トラップ波を励起するイベントの空間分布は、断層破砕帯の連続性を推定するのに重要である。励起された断層トラップ波の強度を以下の指標 AR で評価する。

$$AR = AR_{FZ} / AR_{OFF}$$

ここで AR_{FZ} は破砕帯内にある観測点の（トラップ波のエネルギー） / （S波エネルギー）で、 AR_{OFF} は破砕帯外にある観測点において同様にして求めた比である。こうして得られたトラップ波の強度 AR を図 1 に示す。相対的に震央距離の短い A2 での鉛直断面図はト

ラップ波を強く励起する AR が 2 以上のイベントは、地表の断層トレースからほぼ鉛直に直線状に分布しており、深部における断層破砕帯の位置を表していると考えられる。一方、相対的な震央距離の長い A3, A4 の断面図から、ほとんど全てのイベントから強いトラップ波の励起が見られ、深部における断層破砕帯の位置とは無関係のようである。この観測結果は断層走向方向に連続な破砕帯のモデルでは説明できないが、A2~A3 付近に断層走向方向に不連続性をもつモデルによって説明される⁵⁾。

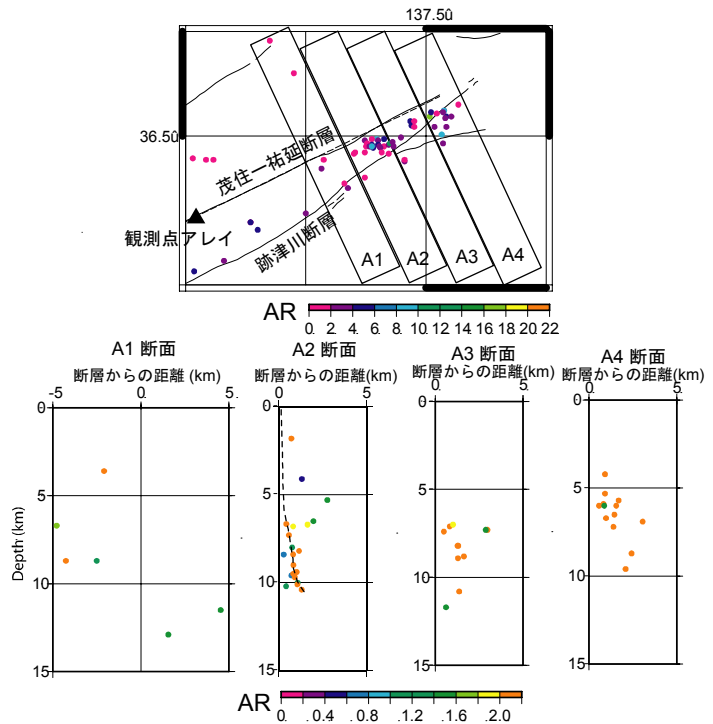


図1 各地震から励起されるトラップ波の強度。震央分布(上図)と断層の表層トレースに垂直な A1~A4 の鉛直断面図(下図)

(3) P波初動走時パターンを用いた破砕帯の不連続性

昨年度の業務⁶⁾で、S波の走時パターンが破砕帯の不連続性の検出に有効であることを示したが、本課題ではより精度良く走時が読み取れるP波初動走時について、その走時パターンが破砕帯の不連続性によってどのように変化するかについて調べた。破砕帯が連続、不連続なそれぞれの場合について、図2に示された位置に震源を置いた場合について、アレイで観測されるP波初動走時パターンについて3次元波動場の数値シミュレーションを行い検討した。計算されたP波初動走時パターンは、破砕帯とホストロックの両境界から破砕帯中央に伝播する場合(パターン1、図3参照)と一方の境界から他方の境界へ伝播する場合(パターン

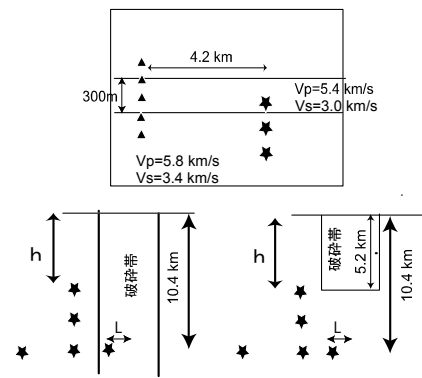


図2 P波初動走時のシミュレーションに用いたモデル。破砕帯が連続(左図)と不連続(右図)の場合。震源位置は破砕帯中心からの距離

2、図3参照)の2つに大別できる。破砕帯が連続、不連続であるそれぞれの場合について、計算されたP波初動走時がパターン1になるために必要な震源分布の領域を図4に示す。この結果から破砕帯が連続な場合には、破砕帯の幅程度に分布した地震に限って、P波初動

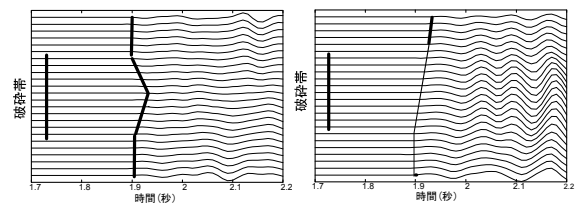


図3 シミュレーションによるP波初動走時パターン1(左図)とパターン2(右図)

走時にパターン 1 が現れる。一方、破砕帯に不連続がある場合には、破砕帯の不連続位置より遠方に震源をもつ地震については、破砕帯の幅に比べ広い領域に震源をもつ地震の P 波初動走時にパターン 1 が現れることがわかる。

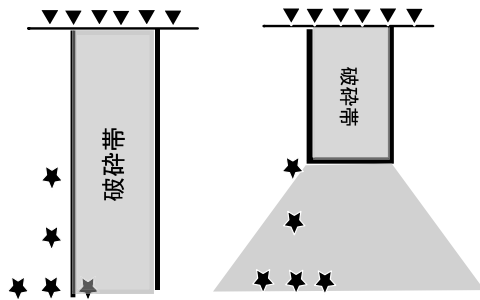


図 4 破砕帯が連続な場合(左図)と不連続な(場合)についての P 波初動走時パターン。シャドウされた領域に震源がある場合にパターン 1 が観測される。観測点 (三角印)、震源 (星印)

がある。この結果は、断層トラップ波を励起するイベントの震源分布から推定される断層破砕帯の不連続性と調和的である。

(4) 断層トラップ波の群速度を用いた破砕帯不連続位置の推定

断層トラップ波は断層破砕帯中で分散し、ある周波数を中心とした地震波群の速度(群速度)は周辺岩の速度より遅い速度で伝播する。よって、一様に連続な断層破砕帯を伝播するトラップについて、ある中心周波数をもったトラップ波群と S 波の走時差は震源距離に比例することが期待される。そこで、明瞭に分散を示すトラップ波が観測されたイベントを選び、それらのイベントについてトラップ波と S 波の走時差と S-P タイムの関係について調べた。図 6 に明瞭に分散したトラップ波が観測されたイベントの震央位置を、図 7 にトラップ波と S 波の走時差と S-P タイムの関係を示す。ここで、図 6 の 9 個のイベントは 0.5 Hz 刻みで 2.0~10.0 Hz に中心周波数を持つバンド幅 0.5Hz の波群全てで明瞭な分散が見られるという基準で選ばれている。また、各周波数帯の波群の走時は波群のエンベロープの最

図 5 に P 波初動走時パターンを明瞭に読み取ることができたイベントについて、走時パターン 1 と 2 に分類し、それぞれの地震の震源位置に異なったシンボルでプロットした。相対的に震央距離の短い(15 km 程度まで)イベントについては、パターン 1 を示すイベントの断層走行に垂直方向の距離のばらつきは小さく、破砕帯の幅と同程度である。一方、震央距離が 20km 程度以上の相対的に震央距離の長いイベントについては、そのばらつきは大きく幅 2km 程度に及ぶ。これを図 4 の結果と比較すると、少なくとも領域 B のイベント群の震源より観測点アレイに近い側で、破砕帯が不連続である可能性

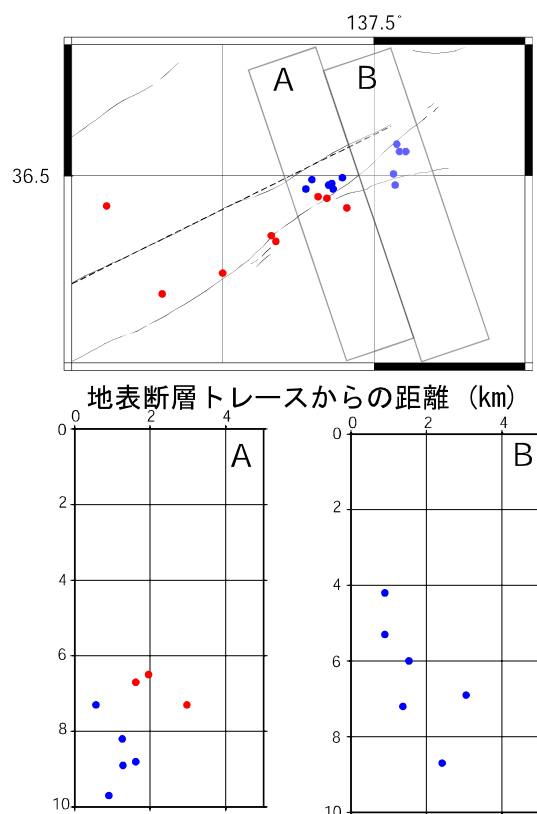


図 5 P 波初動走時パターン 1 を示すイベント (青丸) とパターン 2 を示すイベントの震央分布、および A, B での鉛直断面。

大値の到達時の測定により得た。図 7 から S-P

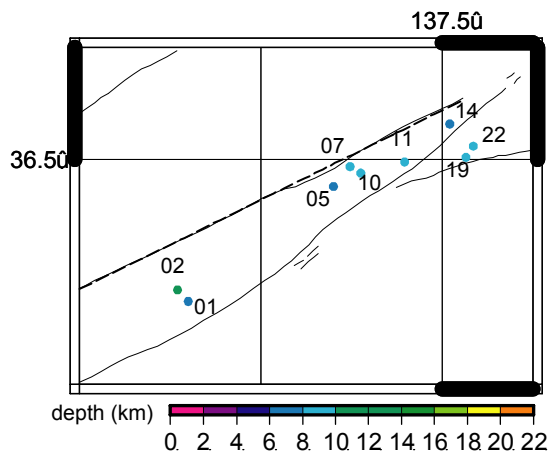


図 6 明瞭に分散したトラップ波が観測されたイベントの震央分布。

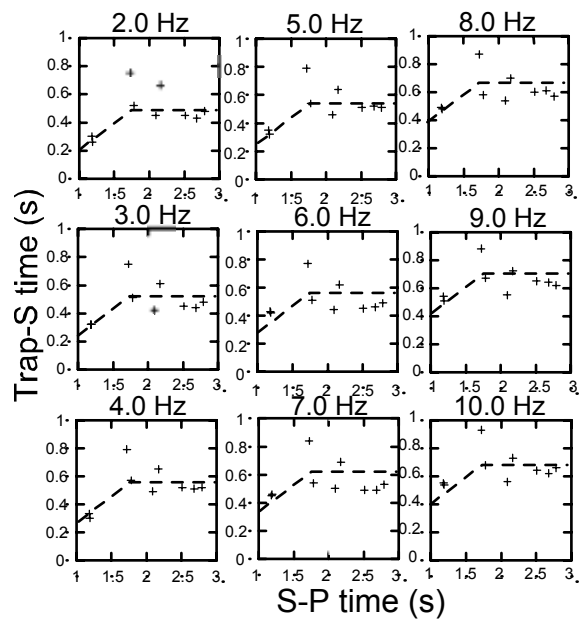


図 7 図 6 に示されたイベントのトラップ波と S 波の走時差と S-P タイムの関係

タイムが 1.8 秒程度までは比例関係が見られるが、これ以上の S-P タイムをもつ震源距離の長いイベントではトラップ波と S 波の走時差は S-P タイムに無関係で、ほぼ一定値をとるようになる。トラップ波と S 波の走時差が一定になるイベントの震央位置を図 6 中に示したが (イベント 07)、これは断層トラップ波を励起するイベントの震源分布から推定される断層破砕帯の不連続位置とほぼ一致する。

以上の解析により走行方向に不連続 (終端を) 持つ断層破砕帯がイメージされるが、より詳細な断層破砕帯の形状を調べるため、鉛直方向と走行方向に不連続 (終端) をもつモデルについてグリッドサーチを行った。鉛直方向 10km、走行方向 20km の領域で鉛直方向、走行方向の断層破砕帯の終端位置の増分を 2km 毎とした破砕帯モデルを考えた。図 8 には 9 個のイベントから求められたトラップ波の群速度の RMS (root mean square) を示した。ここで、断層破砕帯外側での S 波速度は 3.4 km/s を仮定した。図 8 には 2.0, 5.0, 10.0 Hz の 3 周波数帯の結果のみ示してあるが、他の周波数帯もほぼ同様な結果であった。破砕帯は深さ方向には 10km まで連続、走行方向には 12~15km 程度まで連続しているモデルの場合に RMS が最小になる。この結果は、以上の解析によって推定された結果と調和的である。また、このモデルの群速度の分散を図 9 に示す。図 9 の分散および RMS の結果から破砕帯内部の S 波速度は $3.0 \pm 0.1 \text{ km/s}$ 程度と考えられる。

(5) 3次元シミュレーションによる断層破砕帯深部構造の推定

断層の形状は前節において推定された破砕帯不連続のモデルを使い、3次元数値シミュレーションを用いて断層トラップ波の波形をフォワードモデリングすることにより、断層破砕帯内部の地震波速度を推定した。シミュレーションには破砕帯外部の P 波速度を 5.9 km/s⁷⁾、S 波速度を 3.4 km/s⁸⁾を用いた。また、断層破砕帯の幅は 200m とした⁹⁾。フ

ワードモデリングの変数は破砕帯内部の P 波および S 波速度、破砕帯内部および外部の非弾性効果による地震波減衰を表す Q 値とした。ここで S 波速度は 2.9~3.1km/s を考えた。Q 値は周波数に依存しないとしてモデリングを行ったが、観測されるトラップ波の卓越周波数が 7~10 Hz であること考慮して、破砕帯外部の Q 値を 200~500^{10), 11)}とした。また破砕帯内部の Q 値はコーダ規格化法¹²⁾により求めた。ここではトラップ波の卓越周波数である 7~10 Hz のトラップ波の平均スペクトルの震源距離に対する減衰より Q 値は 100±50 と推定された (図 10)。シミュレーションの対象とした地震は破砕帯が連続していると考えられる位置に震源を持ち、トラップ波を十分励起している地震を選んだ (図 11)。

また、震源メカニズムおよび断層破砕帯からの正確な相対位置は未知であるため、メカニズムは茂住一祐延断層の地震に多く見られる右横ずれ、震源は破砕帯境界を仮定した。以上の条件のもとで得た最適モデル (表 1) について、シミュレーション波形と観測波形の比較を図 11 に示す。S 波初動付近の波形に大きな相違が見られるが、これは仮定した震源メカニズムの違いによるものと考えられる。一方 S 波の初動走時、および、破砕帯内のトラップ波の励起のされ方については良く再現されており、得られたモデルの信頼性が高いことがわかる。

(6) 考察

破砕帯が検出された領域と地震活動の関係を図 12 に示す。図には茂住一祐延断層の南側に位置し、ほぼ平行な走行を持つ跡津川断層に沿った断面と茂住一祐延断層に沿った断面が示してある。茂住一祐延断層の断層破砕帯が検出された領域は相対的に地震活動が低く、この領域で発生する地震の下限が深くなるという特徴がある。特に断層に沿った破砕帯終端付近から地震活動が活発になり、強度の弱い破砕帯に働く応力が破砕帯終端からの強度の強い領域に集中していると考えられる。一方、跡津川断層にはクリープしている領域が発見されており、この領域では、断層に沿った相対的な地震活動が低く、この領域で発生する地震の下限が深くなるという特徴をもつ¹³⁾。このクリープ域の特徴は茂住一祐延断層の断層破砕帯が検出された領域の特徴と良く類似しており、この領域が断層面における強度の弱い領域に相当していることを支持している。また、これはトラップ波を利用した観測が断層走行方向の構造の変化の検出に有効であることを示しており、強震動を生じるアスペリティ位置の推定にも応用できる可能性がある。

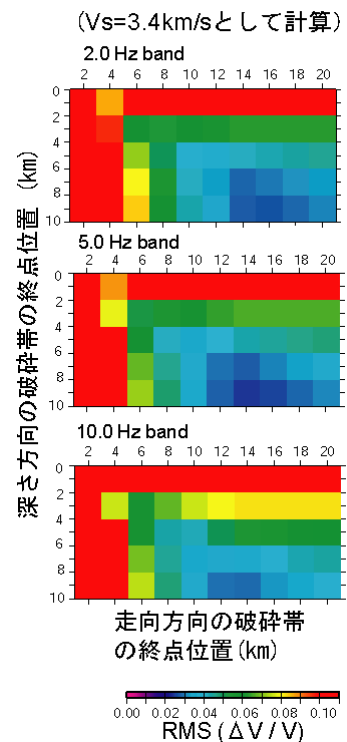


図 8 破砕帯が深さ方向および走向方向に終端があるモデルについて計算された、トラップ波の群速度の標準偏差。

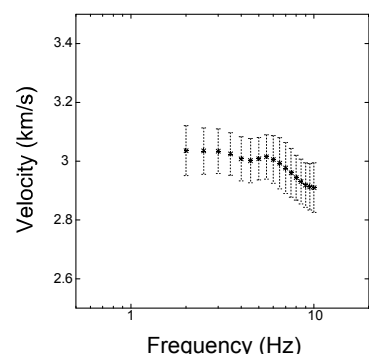


図 9 求められた最適モデルに対するトラップ波の群速度

推定された、断層破碎帯内の地震波速度の周辺岩からの速度低下率を見ると、P波速度について10%程度、S波速度について15%程度である。これを茂住一祐延断層で行われた人工地震記録のトラップ波の解析から得られたP波速度の低下率25%程度⁴⁾と比較すると、かなり小さいものである。本業務の速度は深さ10km程度までの平均的な速度に対応するのに対し、人工地震のそれは深さ1km程度までの浅部の平均的な速度を反映していることを考慮すると、両研究の速度低下率の差は破碎帯の深さ方向の構造変化を反映している可能性がある。また、S波速度低下率を、深さ10km程度までの平均的な破碎帯のS波速度低下率を推定した他の研究¹²⁾と比較すると、それらの低下率は30~50%と本業務の結果15%に比べかなり大きい。これら大きな速度低下率を推定した研究では、大規模な地震の震源断層において1年以内程度に発生した地震の記録が用いられている。一方、茂住一祐延断層は破壊から最低でも150年程度経過していることが指摘されている¹⁴⁾。つまり、地震発生時からの時間経過により速度低下率が小さくなる。これは、経過時間とともに回復する断層破碎帯のヒーリングなどの効果を反映している可能性があり、このような傾向が普遍的であるか否かを他の多くの断層破碎帯についても調べることが必要である。

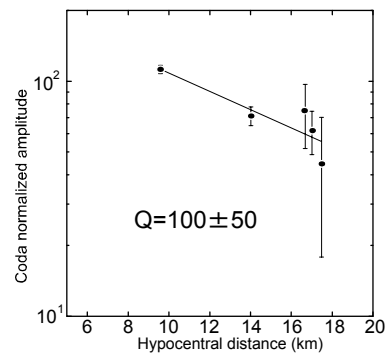


図10 震源距離に対する(コーダ波の振幅で規格化した)トラップ波振幅スペクトルの減衰。

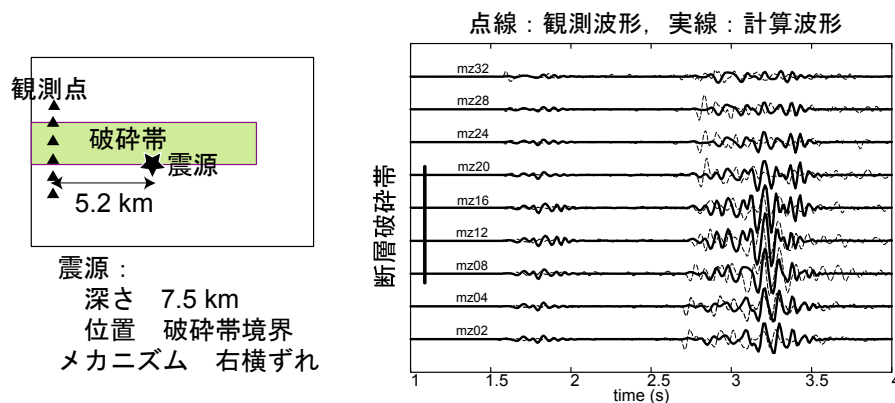


図11 フォワードモデリングによる最適モデル(左図)とこのモデルについての計算波形と観測波形の比較(右図)

表1 最適モデルとして得られた破碎帯内のP波、S波速度およびQ値

破碎帯内のP波速度	5.2 km/s
破碎帯内のS波速度	2.9 km/s
破碎帯外のQ値	200
破碎帯内のQ値	100

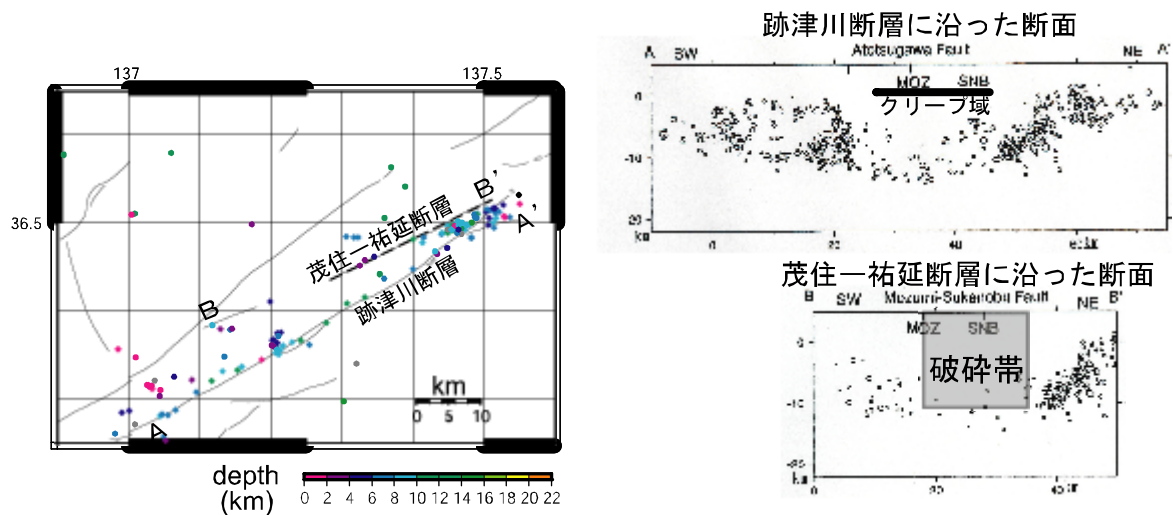


図 1-2 茂住一祐延断層と跡津川断層に沿った地震活動と断層破碎帯が検出された領域およびクリープが指摘されている領域。

(c) 結論ならびに今後の課題

断層破碎帯の不均質性を考慮した地下深部における断層破碎帯のモデリングを行った。断層トラップ波を励起するイベントの空間分布、P波初動走時パターンを用いた方法、および断層トラップ波の群速度を用いた解析により断層破碎帯の不連続性(終端)が検出できることがわかった。また、シミュレーションによる断層トラップ波形が良く再現されることから、これらの方法によって得られた断層破碎帯の地下深部構造が十分信頼できることがわかった。これまで、断層破碎帯の不均質性を検出する方法は十分でなかった。本業務における方法は断層破碎帯の不均質性を検出するための一つの有効な方法である。断層のより詳細な深部構造を調べるため、他の活断層でも断層破碎帯の不均質性を考慮した、構造の推定を行うことが必要である。

(d) 引用文献

- 1) Li, Y. -G. and Leary P. C.: Fault zone trapped seismic waves, Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 80, pp.1245-1271, 1990.
- 2) Ben-Zion, Y. and Malin, P.: San Andreas fault zone head waves near Parkfield, California, Science, Vol. 251, pp.1592-1594, 1991
- 3) Ben-Zion, Y., Peng, Z., Okaya, D., Seeber, L., Armbruster, J. G., Ozer, N., Michael, A. J., Baris, S. and Aktar, M.: A shallow fault zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of the North Anatolian Fault, western Turkey, Geophys. J. Int., Vol. 152, pp.1-19, 2003.
- 4) Mamada, Y., Kuwahara, Y., Ito, H. and Takenaka, H.: Discontinuity of the Mozumi-Sukenobu fault low-velocity zone, central Japan, inferred from 3-D finite-difference simulation of fault zone waves excited by explosive sources, Tectonophys., Vol 378, pp.209-222, 2004.
- 5) Fohrmann, M., Jahnke, G., Igel, H. and Ben-Zion Y.: Guided waves from sources outside faults: an indication for shallow fault zone structure?, Pure appl. Geophys., Vol. 161,

pp.2125-2137, 2004.

- 6) 儘田豊：活断層の深部構造モデルの推定，大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 強震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 15 年度成果報告書，pp.561-568, 2004.
- 7) 上野友岳，伊藤潔，和田博夫，吉井弘治，松村一男：跡津川断層系における人工地震による地殻構造調査（続），京都大学防災研究所年報，Vol. 45, pp.577-590, 2002.
- 8) Mizuno, T., Nishigami, K., Ito, H. and Kuwahara, Y.: Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped waves, *Geophys. J. Int.*, Vol. 159, pp.622-642, 2004.
- 9) 伊藤谷生，竹内章，田中秀実，西川有司，迫垣内薫，岡田洋一：活断層地下観測場：茂住祐延断層調査坑道（速報），月刊地球，Vol. 20, pp.182-187, 1998.
- 10) 藤沢泉：跡津川断層系における地震活動の特性と S 波減衰構造の推定，京都大学修士論文，pp.1-46, 2004.
- 11) Jin, A., Moya, C. A. and Ando, M.: Simultaneous determination of site and source parameters of small earthquakes along Atotsugawa fault zone, central Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 90, pp.1430-1445, 2000.
- 12) Li, Y.-G., Aki, K., Vidale, J. E. and Alvarez, M. G.: A delineation of the Nojima fault ruptured in the M7.2 Kobe, Japan, earthquake of 1995 using fault zone trapped waves, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, pp.7247-7263, 1998.
- 13) 伊藤潔，和田博夫：跡津川断層の地震活動と断層クリープ，月刊地球，Vol. 25, pp.143-148, 2003.
- 14) Takeuchi, A., Ongirad, H. and Takabe, A.: Recurrence interval of big earthquakes along the Atotsugawa fault system, central Japan: result of seismo-geological survey, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30, (doi:10.1029/2002GL014957), 2003.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
儘田豊 桑原保人 西上欽也 伊藤久男	断層破碎帯を伝播する S 波初動走時パターンを用いた破碎帯下限の推定	地球惑星科学関連学会	平成 16 年 5 月
Mamada, Y. Kuwahara, Y. Nishigami, K. Ito, H.	A shallow fault low-velocity zone structure imaged by S-wave travel time analysis of dense linear array across the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan	Western Pacific Geophysics Meeting	平成 16 年 8 月
儘田豊 桑原保人 西上欽也 伊藤久男	断層で励起された地震波を用いた茂住一祐延断層の深部断層破碎帯構造の推定	日本地震学会 2004 年度秋季大会	平成 16 年 10 月

Mamada, Y. Kuwahara, Y. Nishigami, K. Ito, H.	Fault zone structure extending to seismogenic zone in depth direction inferred from the analysis of fault zone waves	AGU Fall Meeting	平成16年12月
儘田豊 桑原保人 西上欽也 伊藤久男		平成16年度京都大学防災研究所研究発表講演会	平成17年2月

(f) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2-3) 近畿圏ボアホールデータの解析と断層トラップ波探査手法の高度化

桑原保人(独立行政法人産業技術総合研究所)

y-kuwahara@aist.go.jp

伊藤久男(独立行政法人産業技術総合研究所)

hisao.itou@aist.go.jp

木口努(独立行政法人産業技術総合研究所)

kiguchi.t@aist.go.jp

今西和俊(独立行政法人産業技術総合研究所)

imani@m.aist.go.jp

水野高志(独立行政法人産業技術総合研究所)

takashi.mizuno@aist.go.jp

(a) 業務の要約

内陸活断層深部の形状、セグメント構造の探査法として、断層破碎帯に起因して発生する断層トラップ波やヘッドウェイブ等を利用した断層のイメージング技術が注目されている。本研究ではトラップ波等を利用した断層深部探査手法の高度化として以下の解析手順を提案する。まず、1)高速計算の可能なPCグリッド計算機を用い、2次元構造の断層帯での理論トラップ波波形と観測波形の比較による最適な2次元構造の抽出をおこなう。次に2)スーパーコンピュータを利用し、メモリーが大量に必要な3次元差分計算を行い、試行錯誤的に最適で詳細な3次元モデルを作成する。本方法を、野島断層破碎帯に設置した産総研の平林観測点のボアホール地震計データと京大防災研の富島観測点のボアホール地震計データに適用し、野島断層の走行方向に幅が変化する破碎帯の構造を推定した。

平成15年度に引き続き、近畿の断層近傍の産総研ボアホール地震計データからトラップ波等の断層に起因する波動の特徴抽出を試みる予定であったが、システムの不具合が生じ、本年度は実施できなかった。これについては、来年度以後も継続して探索する予定である。

(b) 業務の実施方法

本業務の実施には、計算機システムの最適な選択が重要となる。計算機の選定にあたっては、以下の点に留意した。まず2次元構造の波形計算にあたっては、全観測波形をモデリングするため、計算量は莫大になる。しかし、この波形計算には多くのメモリーを必要としない。したがって、特に高速なCPUを多数搭載した計算機システムが最適である。このために産総研のPCグリッド計算機(Seisgrid)に必要なメモリーと高速コンパイラを導入し、計算のための最適化を図った。Seisgridは4ノード8CPUで構成され、OSはLinux、Sunのグリッドエンジンをミドルウェアとして構成されている。さらなる高速演算のため、インテルコンパイラも導入された。トータルメモリーは10GB程度とした。次に3次元計算では対象波形データ数は少ないものの、大きなメモリーを搭載した計算機が必須である。ここでは産総研のスーパーコンピュータ(IBM製Winter Hawk II)を利用した。

(c) 業務の成果

図1は、今回解析対象とした、平林観測点(HRBA)で記録された17個の地震の震源分布である。そのうちの6イベントは富島の解析から典型的なトラップ波を生成したとされたものである。これらの中から破碎帯の構造解析に適した典型的なトラップ波を抽出するために、全ての波形の2次元モデリングを実施した。解の探索法は Mizuno et al. (2004)と同様に、Ben-Zion and Aki (1990)の解析解をもとにしたグリッドサーチである。それぞれおよそ6500通りの構造による波形とのフィットを行った。その結果、相関係数が0.60以上となり、かつ分散性が明瞭であるもの5記録を典型的なトラップ波と判定した。さらにそのうち3記録が富島(TOS2)でも典型的なトラップ波であると判定されたものであった。

図2にベストモデルによる理論波計と観測波計を示す。破碎帯の幅、速度、 Q_s がそれぞれの記録の脇に示されている。幅は一例(000119.051459)をのぞいて幅80 - 130 m、S波速度は2.9から3.1 km/sと推定された。 Q_s は50 - 90と推定された。000119.051459についても、

幅80 - 130 m程度であっても波形はモデリングできる。 Mizuno (2002)におけるTOS2の観測波形のモデリングと比較した時、一番顕著な違いは幅である。HRBAの方がTOS2に比べて幅が狭く、幅の違いは2 - 4倍に達する。しかし、速度や Q_s 値には大きな違いが見られな

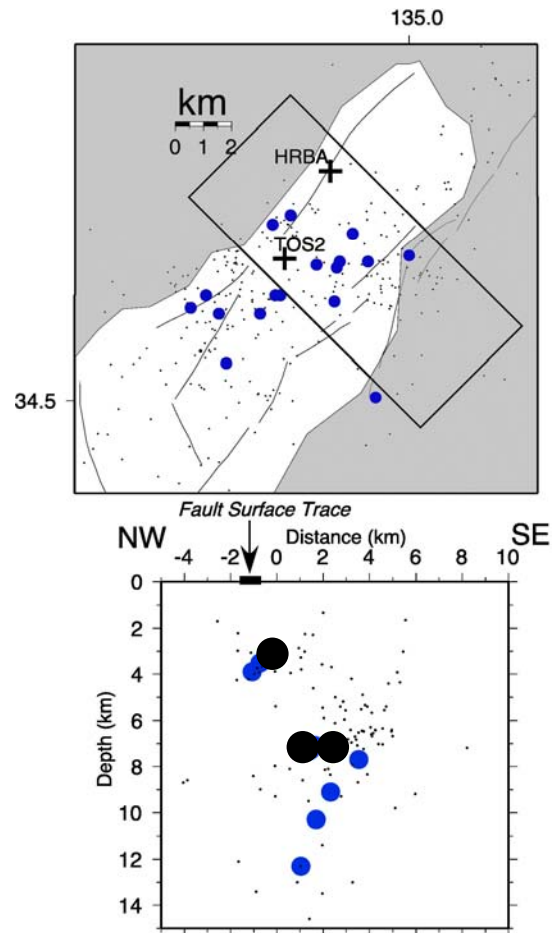


図1：(上)震源分布図。青丸はHRBAで記録されたもの。黒い点は同期間の微小地震の震源分布。(下)上図矩形領域内の断面。赤丸は両観測点でトラップ波が見られた地震

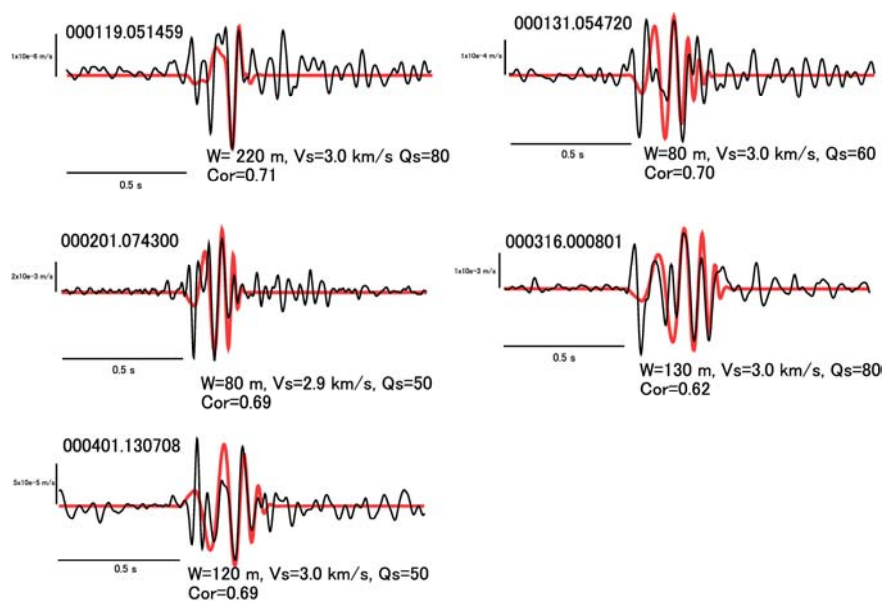


図2 HRBAで典型的なトラップ波と判断された波形とそのベストモデル波形

い。したがって、走向に沿って速度や Q_s には大きな違いがないものの、幅に大きな違いがあるモデルが野島断層の3次元モデルとして考えられる。

以上の結果を受けて、走向方向に幅の変化を持たせて野島断層の破碎帯の3次元モデルを作成する。深さ8kmよりも深い震源を持つイベントでは、どちらか一方の観測点で典型的なトラップ波が観測されているものの、他方では観測されていない。そのため、ここでは深さ8kmより浅い部分の3次元構造をモデリングする。複数の3次元構造モデルを作成し、それぞれにおいてトラップ波を数値的に合成し、観測波形と比較から、構造モデルの妥当性を評価することを繰り返した。ここでは、000131.054720 という地震の波形データをもとに、妥当な構造を推定した結果を示す。なお、波形モデリングでは Mizuno et al. (2004) と同様、Mamada et al. (2003) の3次元差分法コードを用いた。モデル領域や、震源の位置、断層の外側の媒質の密度、弾性波速度は図3に示した。野島断層は南東側に傾斜していると考えられるが、ここでは簡単のため鉛直の断層としてモデル化した。さらに、震源のメカニズム解はここでは単純な右横ずれ型を仮定している。

これまでのところ、波形のフィットがもっともよいモデルは図4に示すものである。HRBA付近で幅60m、TOS2付近で幅220mと南西に行くにしたがって破碎帯の幅は広がるものの、S波速度は3.0 km/sで一定である。波形を図5に示す。

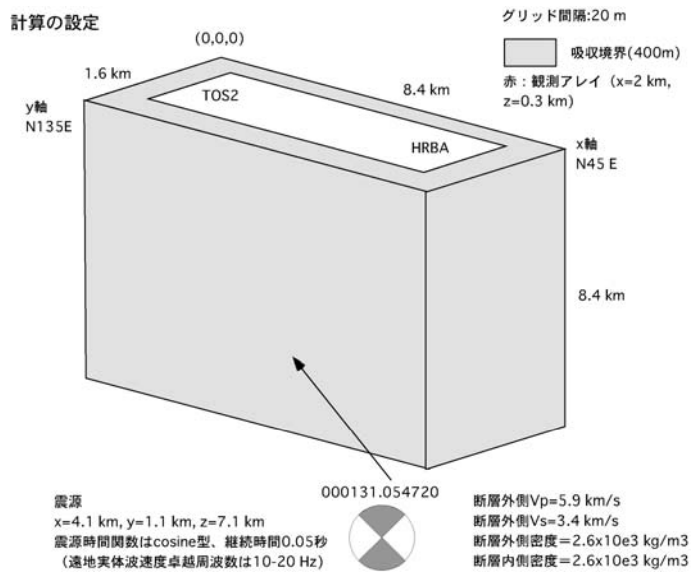


図3 計算領域の設定

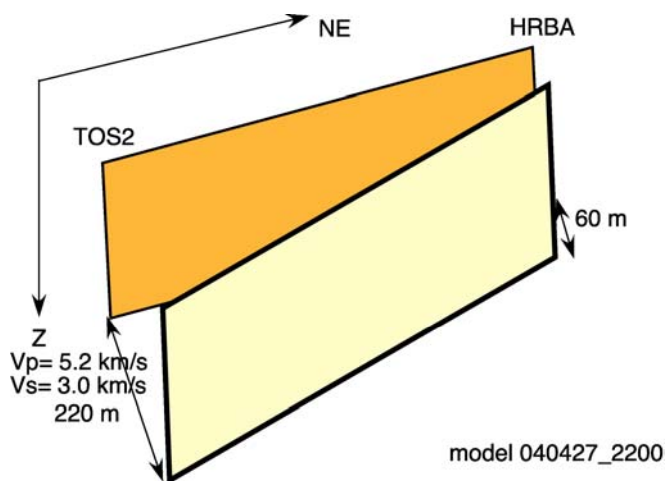


図4 波形フィットが一番よい構造モデル

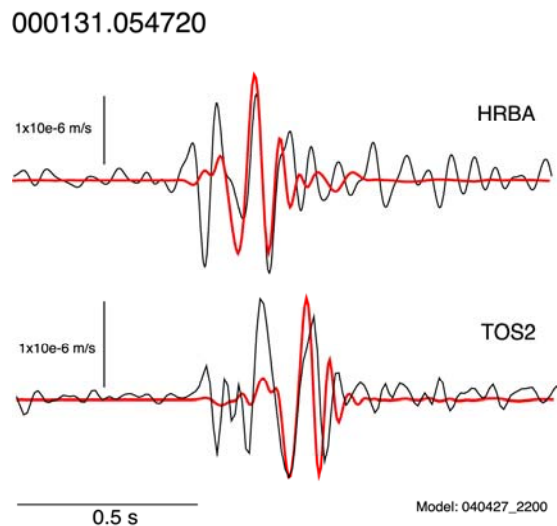


図5：観測波形と図4のモデルの理論波形との比較

図 5 を見ると、位相や振幅のパターンは概ね回復されている。S 波初動振幅とトラップ波部分の振幅比については一致しているとは言えないが、昨年の研究から、メカニズム解を考慮することで改善しうる。今後、メカニズム解を考慮した上で他のイベントについても波形モデリングを行い、波形フィットを見ながらモデルの微調整を行うことが、波形のフィットのさらなる改善や、破碎帯の 3 次元構造のベストモデルを得ることにつながると考えられる。

(d) 結論ならびに今後の課題

産総研平林ボアホール観測点(HRBA)の波形データと京大富島ボアホール(TOS2)を併合処理し、野島断層破碎帯の 3 次元モデルを推定した。まず、平林周辺の破碎帯構造の 2 次元モデリングを実施した。得られたモデルは TOS2 の解析結果(Mizuno, 2002)とは異なるものだった。速度は概ね一緒だが、幅が 2 – 4 倍程度 TOS2 の方が広いと推定された。その結果をもとに野島断層の破碎帯構造の 3 次元モデルを複数作成し、それぞれのモデルに対応する合成波形を観測波形と比較したところ、HRBA で幅 60 m、TOS2 で幅 220 m と南西に行くに従い幅が増加するものの、S 波速度は 3.0 km/s で一定とするモデルがこれまでのところ、トラップ波の波形をよく説明している。メカニズム解や他の観測波形のモデリングを通じてモデルの微調整を行うことが、初動部分の波形のフィットの改善や、ひいては破碎帯の 3 次元構造のベストモデルを得ることにつながると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) Ben-Zion, Y. and Aki, K.: Seismic radiation from an SH line source in a laterally heterogeneous planar fault zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, pp.971-994, 1990.
- 2) Mamada, Y., Kuwahara, Y., Ito, H. and Takenaka, H.: Discontinuity of the Mozumi-Sukenobu fault low-velocity zone, central Japan, inferred from 3D finite-difference simulation of fault zone waves excited by explosive sources, *Tectonophysics*, 378, pp.209-222 (2003).
- 3) Mizuno, T.: Deep structure of active faults estimated from subsurface observation of fault-zone trapped wave, *Doctoral Thesis*, Kyoto Univ., 2002.
- 4) Mizuno, T., Nishigami, K., Ito, H., and Kuwahara, Y.: Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped wave, *Geophys. J. Int.*, 159, 622-642, doi:10.1111/j. 1365-246X.2004 (2004).

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Mizuno, T., K. Nishigami, H. Ito, and Y. Kuwahara	Deep structure of the Mozumi-Sukenobu fault, central Japan, estimated from the subsurface array observation of fault zone trapped wave	Geophys. J. Int.,159, 622-642	平成 16 年 5 月
水野高志 伊藤久男 桑原保人	産総研平林観測点における断層 トラップ波の解析	地球惑星科学関連 2004 年 合同大会	平成 16 年 5 月 9 日
桑原保人 水野高志	断層トラップ波による非一様な 断層破碎帯の深部構造解析	京都大学防災研究所 H16 研究発表講演会	平成 17 年 2 月 22 日

(g) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし

2)ソフトウェア開発

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成17年度業務計画案

(3-1)

散乱波トモグラフィーにより花折断層、有馬高槻構造線等の近畿圏活断層の深部不均質構造を推定する。16年度に作成されたモデル化指針にもとづいて、断層の深部形状、地震破壊に関する構造特性(破壊開始点、主破壊域)のモデル化を行う。

近畿圏活断層の深部構造の推定に寄与するために、地震波形データベースを用いて断層に沿った減衰構造を推定する。

(3-2)および(3-3)

花折断層、有馬高槻構造線、山崎断層近傍の産総研ボアホール地震計データを16年度に引き続き整備し、断層トラップ波等の断層に起因する波動の特徴を抽出する。差分法モデリングにより破碎帯構造を推定し、活断層深部構造のモデル作成に寄与する。