

関東平野北西縁断層帯の地下形状—地形断面と反射断面に基づく推定—

Subsurface fault geometry of the Kanto-heiya-hokuseien (northwest margin of the Kanto Plain) fault zone, central Japan, estimated from geomorphic and seismic profiles

杉山雄一¹・横田 裕²・末廣匡基²

Yuichi Sugiyama¹, Hiroshi Yokota² and Masaki Suehiro²

¹ 活断層・地震研究センター (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault and Earthquake Research Center, sugiyama-y@aist.go.jp)

² 株式会社阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co. Ltd)

Abstract: We reanalyzed existing data on a 13-km-long seismic reflection profiling across the Kanto-heiya-hokuseien fault zone to define its subsurface geometry. The reanalysis succeeded in imaging reflection structures down to ~5 km for the northeastern half that covers an asymmetrical syncline around the Fukaya fault, a main fault of the fault zone. We also prepared five topographic profiles along five rivers that cross the fault zone to detect terrace deformation due to the fault movement. As a result, deformation of the Late Pleistocene terraces associated with the Fukaya fault was clarified on topographic profiles along the Kanna, Touji and Arakawa rivers. We constructed structural models of the fault zone, using the reanalyzed seismic profile as well as three topographic profiles. Obtained models equally suggest a high angle (70~80°) fault plane for the Fukaya fault. This is consistent with the left-lateral strike-slip focal mechanism of the 1931 Nishi-Saitama earthquake that is believed to have occurred in this fault zone. Thus, it is necessary to reexamine a strike-slip component of the Fukaya and Kushibiki faults, which is not clearly evidenced by previous geomorphic and geologic studies.

キーワード: 関東平野北西縁断層帯, 断層モデル, 地形断面, 反射法地震探査, 深谷断層, 櫛挽断層
Keywords: Kanto-heiya-hokuseien fault zone, fault model, topographic profile, seismic reflection survey, Fukaya fault, Kushibiki fault

1. はじめに

関東平野北西縁断層帯は、関東平野北西部と関東山地との境界付近に分布する北西—南東走向の活断層帯である。この断層帯は深谷断層系(杉山ほか, 1997)とも呼ばれ、関東平野北西縁断層帯主部と平井—櫛挽断層帯などから構成される(第1図)。関東平野北西縁断層帯主部は、南西側隆起の逆断層である深谷断層とその北西及び南東に位置する断層群からなり、その全長は約82 kmに達する。深谷断層は本庄台地及び櫛挽台地と利根川中流低地及び妻沼低地との境界に位置し、台地を構成する後期更新世の段丘面に北東に傾き下がる撓曲変形を与えている(松田ほか, 1975; Yamazaki, 1984など)。平井—櫛挽断層帯は、平井断層、櫛挽断層及び神川断層からなり、長さは約23 kmである。櫛挽断層と神川断層は櫛挽台地~本庄台地上に位置し、後期更新世の段丘面に北東側上がりの逆断層変位を与えている。平井断層は櫛挽・本庄両台地と三波川変成岩類などの先新第三紀基盤岩が露出する関東山地の境界付近に分布する。平井断層は左横ずれ成分を伴い、全体としては

北東側隆起が卓越するが、一部では南西側隆起を示す(松田ほか, 1977; 杉山ほか, 2009など)。このほか、鐮川の北岸には北東側隆起を示す磯部断層が存在し、荒川南岸には同様に北東側隆起を示す江南断層が分布する(第1図)。

関東平野北西縁断層帯の地下形状の解明を目的とする反射法地震探査は、これまでに笠原(1995, 1996)、山口ほか(1996, 2000)、群馬県(1997)、遠藤ほか(1997)、井川ほか(1998)、埼玉県(1999)、杉山ほか(2000)、文部科学省研究開発局ほか(2004)などによって実施されている。これらの調査の結果、地表で北東下がりの撓曲構造として認識される深谷断層は、地下(深さ2 km程度まで)においては、北東傾斜の反射面群(南西翼)とほぼ水平な反射面群(北東翼)からなる非対称向斜構造をなすことが明らかになっている。しかし、この非対称向斜を形成した地下深部の断層面の傾斜や、深谷断層と櫛挽断層、江南断層などの北東側隆起の断層との関係については、異なった見解が公表されている(例えば山口ほか, 2000; 杉山ほか, 2000; 文部科学省研究開発局ほか, 2004; 高橋ほか, 2006)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）は、2005年3月9日に関東平野北西縁断層帯の長期評価を公表した。同委員会は、長期評価の「今後に向けて」において、次のような課題を指摘している。『関東平野北西縁断層帯主部と平井一櫛挽断層帯は地下で収斂するとの指摘もある。よって、断層の地下深部の形状などについてさらに調査を行い、本断層帯で発生する地震の姿を明らかにすることが重要である。』

このような長期評価を受けて、2008年度文部科学省委託「活断層の追加・補完調査」の一環として実施した平井一櫛挽断層帯の補完調査の中で、同断層帯と関東平野北西縁断層帯主部との3次元的関係の解明を目的とする調査を実施した。具体的には、既存反射法地震探査データの再解析並びに地形断面と反射法地震探査断面に基づく関東平野北西縁断層帯のモデリングを実施した。本論文では、これらの調査・検討結果について報告する。

2. 既存反射法地震探査データの再解析

(1) 再解析手法

関東平野北西縁断層帯を構成する平井断層、櫛挽断層及び深谷断層の3次元的な関係の検討に資することを目的に、これら3断層を横断して実施された反射法地震探査（山口ほか、1996）のデータの再解析を行った。

山口ほか（1996）の解析では、深谷断層の北東側（非対称向斜の北東翼）については、往復走時約1.5秒、深度約2kmまで、新第三系堆積岩と推定されるほぼ水平で連続性のよい反射面群が得られている。しかし、深谷断層の南西側（非対称向斜の南西翼）では反射面が得られた深度は南西に向かって急激に浅くなり、櫛挽断層以南では往復走時約0.3秒、深度約400m以浅でのみ、連続性の悪い反射面が得られている。そこで、再解析では、1) 深谷断層北東側における先新第三紀基盤岩上面（新第三系基底）までのイメージング、2) 櫛挽断層及びその南西側の地下構造の解明、を主な目標とした。

再解析に当たっては、探査データ所有者である産業技術総合研究所 山口和雄氏の了承を得るとともに、収録波形記録、発震点・受振点座標、調査測点位置図及び野帳を借用した。調査測線の概略及び詳細位置、解析測線の詳細位置を、それぞれ第1, 2, 3図に示す。また、探査諸元、調査測線及び解析測線の概要、データ処理に用いた主要パラメータを、それぞれ第1, 2, 3表に示す。データ処理は第4図に示す処理フローに従って行い、処理・解析に当たっては、上述の2つの目標に鑑み、CMP重合法による標準的な処理・解析に加えて、山口ほか（1996）では行われていない「重合前深度マイグレーション処理」を併せて実施した。なお、この処理では急傾斜反射面や複雑な構造のイメージングが可能とされる

（物理探査学会、1998など）。また、標準的な処理によるイメージング深度の増大と効果的な重合前深度マイグレーションのためには、高精度の速度分布が必要なため、山口ほか（1996）ではCMP100点毎に行われた速度解析を、測線の70%以上の区間においてCMP50～30点間隔で実施した。

再解析により求められた表層のP波速度分布と重合速度分布を第5図に示す。また、第6図には、重合速度分布に基づき作成した時間マイグレーション用速度モデルと深度変換用の速度モデルを示す。

(2) 再解析結果

第7図に山口ほか（1996）による断面、再解析により求められた速度モデルを用いた標準的な処理手順（CMP重合法）による再解析断面、及び重合前深度マイグレーション処理による断面を示す。また、標準的な処理手順による深度5,000mまでの断面を第8図に示す。

櫛挽断層より北東側の区間については、標準的な処理手順により、山口ほか（1996）に比べて、大きな深度まで反射面をイメージングすることができた。特に、深谷断層の北東側では、深度3000m付近まで連続性のよい反射面が得られた。しかし、櫛挽断層より南西側の区間では、解析結果に顕著な改善は見られなかった。

重合前深度マイグレーション処理による再解析では、櫛挽断層両側のCMP600～1000付近の500m以浅など、一部で短波長の構造が標準的な処理よりも明瞭にイメージされたものの、イメージングできた深度の点では標準的な処理によるものと大差ない。櫛挽断層の南西側では、マイグレーションスマイルが顕著であり、この部分の地下構造を解明する目標は達成できなかった。この手法は上述のように、急傾斜反射面や複雑な構造のイメージングが可能とされる一方で、バックグラウンドの速度分布に敏感で、正しい速度分布から離れるに従い、得られるイメージの質が急激に低下する。今回は速度分布改善の手掛かりとなる明瞭な反射面が認められず、最終的に使用した速度分布が実際からかけ離れている可能性がある。

適切な速度分布が得られなかった原因としては、この地域の新第三系の地質及び地質構造（松丸、1977；須藤ほか、1991；牧本・竹内、1992など）を考慮すると、①局所的に反射面の傾斜が変化する短波長成分に富む複雑な地質構造、②音響インピーダンスコントラストが大きい境界面を欠く地層、③通常のデータ取得及び処理・解析ではイメージングが困難な急傾斜の地質構造、が想定される。

(3) 地質学的解釈

反射断面からイメージされる地質構造と既存地質データの対比に基づき、再解析後の深度断面の地質

学的解釈を行った。解釈結果を第9図に示す。

先新第三紀基盤岩の上盤側（新第三系基底）に明確に対比可能な顕著な反射面は得られなかった。このため、深谷断層の下盤側（関東平野側）の基盤岩上面深度は、文部科学省研究開発局ほか（2004）及び文部科学省研究開発局・東大地震研究所（2008）による桐生測線（第1図）の解析結果などの既存資料に基づき、約3,000 mと推定した。また、深谷断層の上盤側では、駒澤ほか（1997）、林ほか（2006）などの既存資料に基づき、基盤岩は南西（関東山地側）に向かって浅くなると考えた。

深谷断層下盤側における下総層群基底（約45万年前）、上総層群基底（約250万年前）、及びN8帯（Blow, 1969）の上限（約15 Ma）の深度は、既存のボーリング調査及び総括結果（福田ほか, 1988；堀口, 1994；鈴木, 1996；林ほか, 2004 など）に基づき、それぞれ200 m, 500 m, 1500 mと見積もった。

深谷断層上盤側の櫛挽台地の表層地質は、牧本・竹内（1992）や松丸（1977）に詳しく記載されている。牧本・竹内（1992）のKaタフ層（児玉層）は、松丸（1977）及び高橋ほか（2006）などにより、N8帯の上限付近に相当すると考えられている。松丸（1977）による地質断面図から、Kaタフ層は北東に約20度傾斜すると推定される。

3. 断層モデリングのための地形断面の作成

深谷断層と平井断層に挟まれた櫛挽台地及び本庄台地には、後期更新世に形成された河成段丘面が分布する。これらの段丘面は、大きく中位段丘面群と低位段丘面群に区分され、中位段丘面群の分布は平井断層沿いに限られる（本誌90ページの杉山ほか（2009）の第3図参照）。一方、低位段丘面群は櫛挽、本庄両台地に広く分布し、6~5万年前のL1a面及びL1b面、約3万年前のL2面、約2.5~2万年前のL3a面及びL3b面などに区分される（本誌89ページの杉山ほか（2009）の第2図参照）。

1. でも述べたように、関東平野北西縁断層帯主部を構成する深谷断層とその西北西に左雁行する活断層は、櫛挽台地や本庄台地に分布する低位段丘面群に北東下がりの撓曲変形を与えている。撓曲変形を被った段丘面・段丘礫層は、一部、深谷断層の下盤側の地表に分布するほか、埼玉県（2000）や水野ほか（2002）などによるボーリング調査によると、完新統などに覆われた下盤側の地下浅部に埋没している。撓曲による段丘面の上下変位量は、L1a面、L2b面及びL2面では15 m以上、L3a面で9 m以上に達すると推定されている（埼玉県, 2000, 中村ほか, 2007 など）。また、櫛挽断層及び神川断層は低位段丘面に最大で2~3.5 m程度の北東側隆起の撓曲変形を与えている（Yamazaki, 1984；杉山ほか, 2009）。

このような活断層を横断して分布する段丘面の変

形パターンは、断層の地下形状を推定する上で重要な手がかりとなる（例えば Ishiyama *et al.*, 2004, 2007）。ここでは、関東平野北西縁断層帯の地下形状を推定することを目的として、荒川など断層帯を横断する5つの河川とその流域に沿って地形断面図を作成した。断面の位置を第10図に、得られた断面図を第11図に示す。なお、標高データは国土地理院発行の数値地図50 mメッシュ（標高）「日本-II」（平成9年版）に基づき、作図にはカシミール3D（Ver. 8.8.2）を用いた。各断面沿いの段丘面の分布については、本誌90ページの杉山ほか（2009）の第3図を参照されたい。

これらの5つの断面のうち鮎川断面は、平井断層付近から深谷断層までの区間で杉山ほか（2009）のL3b面及びL3a面を通過している。神流川断面は、深谷断層—平井断層間ではL3b面を通過し、藤治川断面は深谷断層より南西側では杉山ほか（2009）のL2面を通過している。小山川断面では、沖積面上を通過する区間が広く、深谷断層の南西側のごく一部でL3b面を通過している。また、荒川断面は、深谷断層の約13 km南西から約4 km北東まで、L3a面及びL3b面を通過している。

鮎川、神流川、藤治川、荒川の4断面では、深谷断層の位置に認められる地表面高度の急変あるいは撓曲状の変形（第11図）は、深谷断層の南西側上がりの断層変位・変形を反映していると考えられる。

これに対して、平井断層、神川断層及び櫛挽断層の位置では、鮎川断面と神流川断面の平井断層を除いて、北東側上がりの断層変位を示唆する地表面高度の変化は明瞭でない。鮎川及び神流川断面は、平井断層より上流側では、より低位の段丘面を通過しており、北東側上がりの高度の急変は平井断層の断層変位を直接反映したものではない可能性がある。

4. 関東平野北西縁断層帯のモデリング

本調査では、今回作成した河川沿いの地形断面と既存反射法データを再解析して得た反射断面などにバランス断面法を適用して、関東平野北西縁断層帯の2次元断層モデルの構築を試みた。

モデリングでは、変位の指標となる地層や地形面（基準面）が断層によって断ち切られている場合（fault-bend fold など）に適用される Inclined shear（Gibbs, 1983; Yamada and McClay, 2003）による検討と、先端が堆積層中で止まっている伏在断層やそれに伴う変形（fault-propagation fold）に適用される Trishear（Allmendinger, 1998; Erslev, 1991）による検討を行った。

断層モデルを作る断面は、通常、断層のずれる方向に平行に設定するが、上記断層の縦ずれ/横ずれ比は分かっていないため、これらの断層の走向にほぼ直交する方向の地形断面測線と反射法地震探査測

線の方向に設定した。また、バランス断面の作成に当たっては、Midland Valley社のMove 2009を使用した。

(1) Inclined shearによる断層モデリング

1) 地形断面に基づく断層モデリング

3.で述べた地形断面の特徴から、関東平野北西縁断層帯中央部では、深谷断層とその北西延長の断層による南西側上りの段丘面の変位・変形が卓越していると考えられる。そこでここでは、神流川、藤治川、荒川の3断面について、近似的に深谷断層の断層面が地表にまで達しているを見なし、Inclined shearを適用して、深谷断層の形状を推定した。

バランス断面の作成に当たっては、変形前の段丘面の形状を、断層帯から離れた区間の段丘面の形状を参考に、第12図の青破線のように仮定した。このうち荒川断面では、高度差が極めて小さいL3a面とL3b面をまとめて1つの基準面とした。同断面では、変形域と見なした区間のうち、南西部では現高度に不規則な変化があり、青破線の信頼度は低い。

平井断層及び櫛挽断層による変形の補正は、これらによる変形が無視できる程度に小さいと判断して行わなかった。深谷断層の上端の傾斜に関しては、断層上端が深度約200mまで達していると推定される深谷市街の反射断面(埼玉県, 1999のA測線; 第10, 16図)の解釈に基づき、40°, 50°, 60°の3つの場合について検討した。また、断層下端の深度は、本地域で発生している地震の深さ分布を考慮して10~20kmの範囲とし、shear angleは岡村・石山(2005)に従い、-80°と仮定した。

このように設定した断層上端の傾斜、段丘面の変形パターン及び断層下端深度から得られた断層の深部形状は、第12図に示すように、かなり高角度となった。断層上端の傾斜が50°の場合、深度0~10kmの断層面の平均傾斜は、神流川断面と藤治川断面で約80°、荒川断面で約70°である。断層先端部の傾斜が40°の場合でも、深度10kmまでの断層面の傾斜は、神流川断面と藤治川断面で70°程度、荒川断面で60°程度となった。なお、第12図に示した断層モデルの縦横比は1であるが、地形断面の縦横比(鉛直誇張)は50である。

2) 再解析反射断面に基づく断層モデリング

山口ほか(1996)の反射法地震探査データを再解析して得られた反射断面に対して、同様にInclined shearを適用して深谷断層の断面形状を推定した。

このモデル化では、深谷断層の南西側に分布する基盤岩上面の変形は深谷断層の活動によるものと仮定して、基盤岩上面をモデル化の基準面とした。深谷断層上盤側の現在の基盤岩上面については、速度解析結果や既存資料に基づき、第13図の赤破線のような形状を仮定した。深谷断層の下盤側の基盤岩上

面の深度は、2.(3)で述べたように、既存資料(文部科学省研究開発局ほか, 2004; 林ほか, 2006など)から、約3kmとした(第13図)。また、変形前の上盤側の基盤岩上面の形状は、これらの既存資料に基づき、基盤岩が露出する南西へ向かって緩やかに浅くなる形(第13図の青線)を仮定した。

このモデル化では、櫛挽断層を深谷断層の上盤側に形成されたバックスラストと見なした。また、櫛挽断層による基盤岩上面の変位量(断層面に沿う変位量)を1kmと仮定し、この変位を戻してバランス断面を作成した。

基盤岩上面を切る深谷断層上端の傾斜は、地形断面に基づくモデル化と同様に、40°, 50°, 60°の3つのケースについて検討した。断層下端深度とshear angleについても、地形断面に基づく場合と同じ値を仮定した。

求められた断層の形状は第13図に示すように、地形断面に基づくモデルと同様に、高角度のものとなった。断層上端の傾斜が40~60°の場合、5km以浅の平均傾斜はおおよそ55~70°、深度5~10kmの平均傾斜はおおよそ70~80°となった。

また、山口ほか(2000)による深谷断層と江南断層を横断する反射法地震探査の断面から、上述のモデル化と同様の仮定で求めた断層モデルを第14図に示す。このモデルでは、林ほか(2006)などの既存資料に基づき、基盤岩上面の深度を約2kmとした。また、深谷断層が基盤を切る位置については、山口ほか(2000)により、深谷断層の断層面と解釈された南西傾斜の反射面が認められた区間(第14図のP')の下端に置いた。モデル化の結果は、第13図と同様に高角の断層となった。

以上のように、約3万年前のL2面、約2.5~2万年前のL3a面及びL3b面の変形から推定した深谷断層の形状は、基盤岩上面の変形から推定した深谷断層の形状に良く似たものとなった。この結果は、深谷断層の活動が基盤岩上面を変形させ始めて以降、現在まで同じような変形様式を継続してきたことを示唆する。

一方、第15図は、第13図と同じ再解析断面を用いて、深谷断層近傍の堆積層に見られる非対称向斜状の変形が櫛挽断層の逆断層運動によるものとして、Inclined shearでモデル化した例である。このモデルは櫛挽断層上端の傾斜を80°NEとした場合のものである。断層上端の傾斜を70°NE程度より緩くすると、断層の下端は10kmより浅くなるとともに、基盤岩上面の変形は再現できても、堆積層の変形パターンの再現が困難となる。

第15図のモデルは、櫛挽断層や江南断層を主断層、深谷断層をバックスラストと考える説(高橋ほか, 2006など)に対応する。しかし、この地域の既存の反射断面には、櫛挽断層や江南断層が高角の断層であることを示す証拠は認められず、むしろ低角の断

層が強く示唆される。また、地形調査及び群列ボーリングの結果（杉山ほか，2009）やトレンチ調査の結果（新谷ほか，2009）は、少なくとも地表付近の櫛挽断層は20~30°程度の傾斜であることを示しており、第15図の断層モデルを積極的に支持するデータは得られていない。

(2) Trishearによる断層モデリング

1) 埼玉県（1999）のA測線反射断面に基づく断層モデリング

埼玉県（1999）が深谷市街で取得した反射断面（第16図，測線位置は第10図）では、深度200m付近にまで深谷断層の上端が達し、複数の顕著な反射面に累積的な変位（ずれ）を与えるとともに、より浅い反射面に撓曲変形を与えている。第17図は、これらの反射面の変位・変形にTrishearを適用して、変位・変形の過程を復元したものである。第17図のDでは、基準面YとZの深谷断層による「ずれ」はなくなっているが、両基準面は非対称向斜状の変形を呈している。このような反射面の形状は、基準面Y、Zが深谷断層による変位（ずれ）を被る前に、南西側が相対的に持ち上がる、非対称向斜状の変形を被ったことを示唆する。このような変形は、①深谷断層の南西側に位置する北東傾斜の逆断層の運動に伴う上盤側の変形、②向斜状変形近傍に位置する南西傾斜の逆断層による変形、の2つの可能性が考えられる。①については、前章の(1)2)で触れた櫛挽断層の活動が考えられるが、変形のパターンを説明するためには高角の断層が必要であり、既述のように櫛挽断層の地質学的及び地球物理学的な既往データと整合しない。②については、現在の撓曲崖を形成した深谷断層の活動以前の、先端が地下深部にあった時期の深谷断層の活動が想定される。そこで、ここでは、非対称向斜状の変形が明瞭にイメージされた本研究による再解析反射断面（第8,9図）にTrishearを適用して、深谷断層と非対称向斜の形成過程のモデル化を試みた。

2) 再解析反射断面に基づく断層モデリング

第18図は、再解析反射断面にTrishearを適用して得られた深谷断層と非対称向斜の形成過程モデルである。モデルの作成に当たっては、Inclined shearによるモデリングの結果を考慮して、断層が立ち上がる深さを15kmとし、深さ6~15kmの平均傾斜を70°と仮定した。その上で、断層の発達過程を試行錯誤的に検討し、第18図に示す基準面の形状を最もよく再現できるモデルを求めた。

その結果、基準面2（概ね約250万年前の上総層群基底に相当）の形成以降、ほぼ鉛直上方に断層が進展するモデルが得られた。断層の先端は非対称向斜のヒンジ部へは伸展していない。これは、断層の傾斜を低角度にした場合、非対称向斜をうまく再現

できないためである。

この解析結果は、A測線近傍では、非対称向斜を形成した高角の断層が地表に向かって低角化しつつ伸展したか、あるいはひずみの集中域において下盤側へ断層が派生することにより、撓曲崖の形成に与る断層（現在、地形的に認められる深谷断層）が形成された可能性を示唆する。

なお、このモデルでは、基準面2の形成後の断層伝播距離は約2.7km、断層伝播/すべり量比とtrishear angle（Allmendinger, 1998）は、それぞれ1.5、65°~90°となった。また、基準面2形成以降のすべり速度は約0.7m/千年となる。この値は30~40万年前以降の深谷断層の平均上下変位速度（0.2~0.4m/千年程度；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2005など）よりもかなり大きい。この違いについては、今後、モデルの妥当性も含めて、検討する必要がある。

(3) 断層モデリング結果の意義

今回の断層モデリングで得られた深谷断層の高角度の形状は、寄居町付近を震源として1931年に発生した西埼玉地震の震源断層の形状（走向N74°W、傾斜80°SSW；Abe, 1974）と調和的である。西埼玉地震は左横ずれの発震機構をもつが（Abe, 1974）、これまでの地形・地質学的な研究では、深谷断層の横ずれに関する証拠は得られていない。今回の断層モデリングの結果は、深谷断層の横ずれについて再検討する必要があることを示唆している。

5. まとめ

本研究のまとめとして、以下の点が挙げられる。

1) 深谷、櫛挽、平井の3断層の3次元的関係の検討に資するため、これらを横断する反射法地震探査データ（山口ほか，1996）の再解析を行った。その結果、櫛挽断層より北東側の区間については山口ほか（1996）よりも大きな深度まで反射面をイメージすることができた。しかし、櫛挽断層より南西側の区間については顕著な改善は見られなかった。

2) 国土地理院の50mメッシュ標高データを用いて、荒川など5河川に沿って、関東平野北西縁断層帯を横断する地形断面を作成した。その結果、深谷断層による低位段丘面の上下変位・変形を明瞭に捉えることができた。しかし、櫛挽、神川及び平井断層による変位・変形は、今回作成した地形断面上では明瞭に捉えることができなかった。

3) 神流川、藤治川、荒川沿いの3地形断面と、2つの既存反射断面（うち1つは上記再解析断面）上に推定した基盤上面に、Inclined shearを適用して、関東平野北西縁断層帯のモデルを作成した。その結果、いずれにおいても、深度5~10kmの平均傾斜が70~80°程度の高角度の深谷断層のモデルが得られた。

4) 埼玉県 (1999) の A 測線反射断面と上記再解析反射断面に Trishear を適用して、深谷断層の形成過程のモデル化を試みた。その結果、A 測線近傍では、地下の高角断層が低角化して伸展するか、下盤側へ断層が派生することにより、現在地形的に認められる深谷断層が形成された可能性が指摘できる。

5) 今回得られた高角度の深谷断層のモデルは、1931 年西埼玉地震の左横ずれ発震機構 (Abe, 1974) と調和的である。従来、深谷断層の横ずれに関する地形・地質学的な証拠は得られていないが、今後、深谷断層の横ずれについて再検討する必要がある。

謝辞 本研究を実施するに当たり、地質情報研究部門の山口和雄・加野直巳・横倉隆伸の各氏、地圏資源環境研究部門の横田俊之氏、活断層・地震研究センターの木口 努氏には、1993 年～1995 年に埼玉県櫛挽地域で実施された反射法地震探査のデータ一式を使用することをご了承戴いた。また、阪神コンサルタンの宮脇理一郎氏には、断層モデリングに関して有益な助言を戴いた。ここに記して御礼申し上げます。

文 献

- Abe, K. (1974) Seismic displacement and ground motion near a fault: The Saitama earthquake of September 21, 1931. *Jour. Geophys. Res.*, 79, 4393-4399.
- Allmendinger, R. W. (1998) Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics*, 17, 640-656.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceeding of the First International Conference on Planktonic Microfossils*, 1, 199-422.
- 物理探査学会 (1998) 物理探査ハンドブック 手法編 第 1 章 反射法地震探査.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川 功 (1997) 浅層反射法弾性波探査による関東平野中央部の地下地質構造. *地球科学*, 51, 15-28.
- Erslev, E. A. (1991) Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19, 617-620.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳 (1988) 関東平野の地下地質と地層流体. *地質学論集*, 31, 5-40.
- Gibbs, A. D. (1983) Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 153-160.
- 群馬県 (1997) 平井・櫛挽断層帯に関する調査成果報告書. 平成 8 年度地震関係基礎調査交付金, 204p.
- 堀口 萬吉 (1994) 関東平野中央部地下地質の概要. *地団研専報*, 42, 1-16.
- 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司 (2004) 関東平野の地下における新第三系の分布. *石油技術協会誌*, 69, 574-586.
- 林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類. *地質学雑誌*, 112, 2-13.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志 (1998) 関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造. *地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集*, 370.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Togo, M., Okada, A. and Takemura, K. (2004) Geomorphology, kinematic history, and earthquake behavior of the active Kuwana wedge thrust anticline, central Japan. *JGR*, 109, B12408, doi:10.1029/2003JB002547.
- Ishiyama, T., Mueller, K., Sato, H. and Togo, M. (2007) Coseismic fault-related fold model, growth structure, and the historic multisegment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *JGR*, 112, B03S07, doi:10.1029/2006JB004377.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 関東平野北西縁断層帯の長期評価について.
- 笠原敬司 (1995) バイプロサイス反射法調査. 科学技術振興調整費「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究 (第 I 期)」成果報告書, 60-71.
- 笠原敬司 (1996) バイプロサイス反射法調査. 科学技術振興調整費「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究 (第 II 期)」成果報告書, 66-78.
- 駒澤正夫・広島俊男・長谷川 功・村田泰章・杉山雄一 (1997) 重力構造図. 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版) その 3, 地質調査所.
- 牧本 博・竹内圭史 (1992) 寄居地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 136p.
- 松田博幸・羽田野誠一・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造性線状地形について. *地学雑誌*, 86, 92-109.
- 松田時彦・山崎晴雄・金子史朗 (1975) 西関東の活断層. 「東京直下型地震に関する調査(その 2)」. 東京都防災会議, 75-108.
- 松丸国照 (1977) 関東山地北縁～北東縁の新第三系の層序. *地質学雑誌*, 83, 213-225.
- 水野清秀・伏島祐一郎・須貝俊彦・杉山雄一・細矢卓志・山崎晴雄 (2002) 埼玉県岡部町及び江南町における深谷断層系の活動履歴調査. *活断層・古地震研究報告*, No. 2, 25-40.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所 (2008) 科学技術振興費 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト ①首都圏でのプレート構造調査, 震源断層モデル等の構築等, 平成 19 年度成果報告書, 397p.

- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所 (2004) 大都市大震災軽減化特別プロジェクト, I 地震動(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, 833p.
- 中村洋介・田村俊和・高村弘毅 (2007) 河成段丘面の火山灰編年に基づく深谷断層の活動性評価. 活断層研究, 27, 139-145.
- 岡村行信・石山達也 (2005) 2004年新潟県中越地震震源域での地質構造を用いた伏在断層モデルの作成. 活断層・古地震研究報告, No. 5, 17-28.
- 埼玉県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に関する調査成果報告書. 109p.
- 埼玉県 (2000) 平成11年度地震関係基礎調査交付金関東平野北西縁断層帯(深谷断層)に関する調査成果報告書. 48p.
- 新谷加代・福地 亮・家村克敏・宮脇理一郎・宮脇明子・杉山雄一 (2009) 関東平野北西縁断層帯・櫛挽断層のトレンチ調査. 活断層・古地震研究報告, No. 9, 113-133.
- 須藤定久・牧本 博・秦 光男・宇野沢 昭・滝沢文教・坂本 亨・駒澤正夫・広島俊男 (1991) 20万分の1地質図「宇都宮」. 地質調査所.
- 杉山雄一・水野清秀・須貝俊彦・伏島祐一郎・遠藤秀典・宮下由香里・山崎晴雄・山口和雄・伊藤久男 (2000) 群馬県下における深谷断層系の反射法地震探査. 地質調査所速報, no. EQ/00/2 (平成11年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 43-59.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) 50万分の1活構造図「東京」(第2版)説明書. 活構造図8, 地質調査所, 34p.
- 杉山雄一・新谷加代・宮脇理一郎・宮脇明子 (2009) 平井-櫛挽断層帯の活動性調査－地形調査と群列ボーリング調査の結果－. 活断層・古地震研究報告, No. 9, 79-111.
- 鈴木宏芳 (1996) 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造. 防災科技研究報告, 56, 77-123/
- 高橋雅紀・林 広樹・笠原敬司・木村尚紀 (2006) 関東平野西縁の反射法地震探査記録の地質学的解釈－とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長－. 地質学雑誌, 112, 33-52.
- Yamada, Y. and McClay, K. (2003) Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration. Jour. Struct. Geol., 25, 1551-1560.
- 山口和雄・加野直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努 (1996) 反射法地震探査で見た埼玉県櫛挽地域の地下構造. 地震第2輯, 49, 327-335.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (2000) 深谷断層周辺における反射法地震探査－江南台地と妻沼低地の地下構造－. 地震第2輯, 53, 115-125.
- Yamazaki, H. (1984) On the relationships between active faults and basin-forming movement. Geogra. Rep. Tokyo Metrop. Univ., 19, 67-78.

(受付: 2009年7月27日, 受理: 2009年8月30日)

第1表. 再解析した反射法地震探査(山口ほか, 1996)の主要諸元.

Table 1. Main field parameters of the seismic reflection survey (Yamaguchi *et al.*, 1996) that was reanalyzed in this study.

項目	収録時の設定値	備考
測線数	1	4分割収録
基本発震点間隔	10m	2m間隔の5点パターンシューティング
発震点数	1269	受振位置が異なる同一地点の発震点を含む. 収録生データにおける点数
	1115	データ編集後
震源	重錘落下型震源	400kgの重錘を2~3m落下
基本受振点間隔	10m	
受振点数	1554	収録生データにおける点数
	1292	データ編集後
受振器	ジオフォン	固有周波数40Hz, 18個グループ/受振点
サンプリング間隔	2msec及び0.5msec	分割した測線で異なる. 収録時の設定値
	2msec	借用データの設定値
収録データ長	4096msec	収録時の設定値
	4000msec	借用データの設定値
同時収録チャンネル数	96	

第2表. 調査測線及び再解析測線の概要.

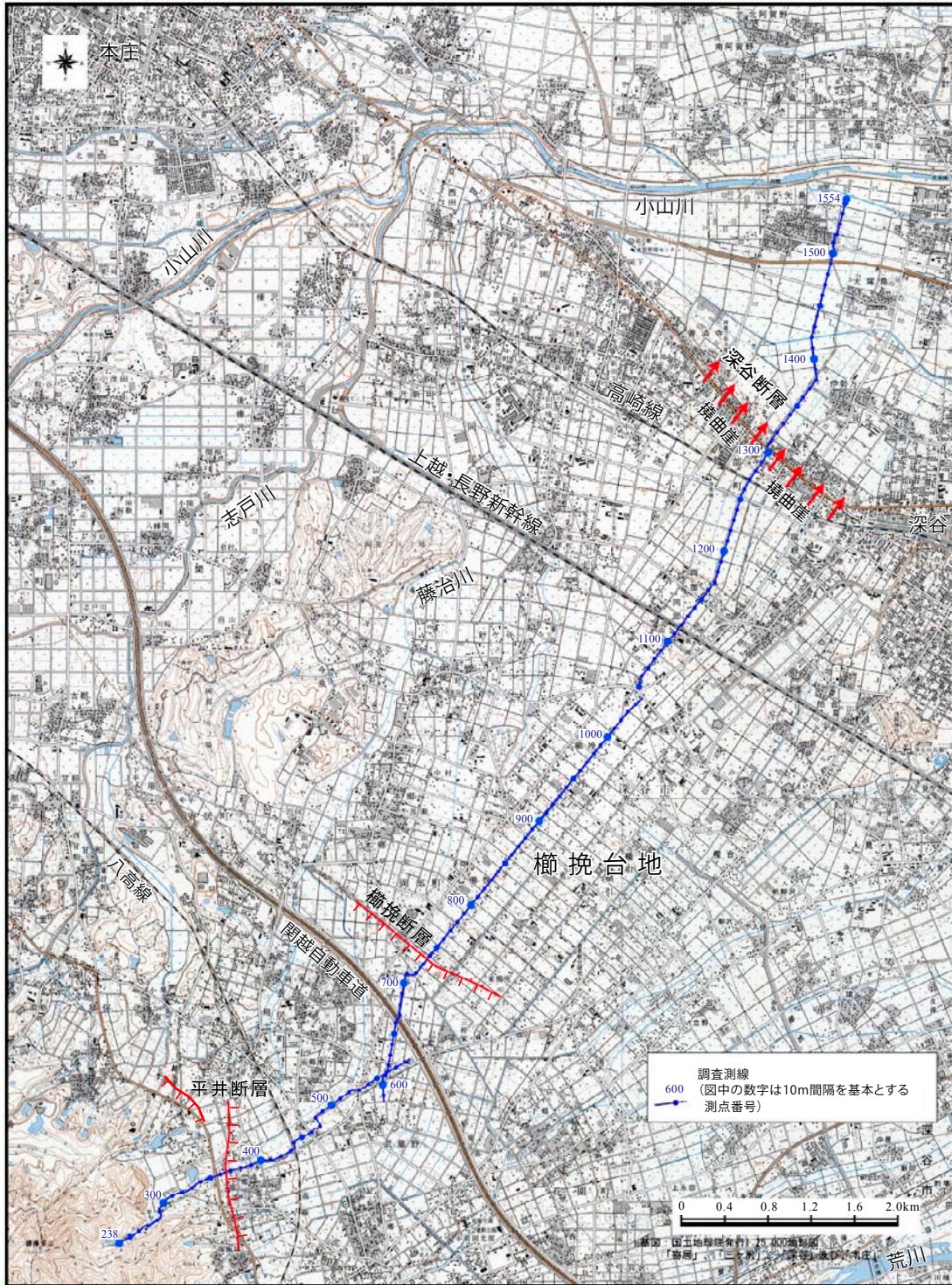
Table 2. Outline of the field survey line and the line for reanalysis.

測線名	調査範囲	調査測線長	測点番号	標準測点 間隔
櫛挽測線	埼玉県深谷市武蔵野付近～ 寄居町用土～深谷市矢島付近 (36°07' 54.07", 139°11' 32.40")～ (36°13' 08.11", 139°15' 58.46") 世界測地系 (36°08' 05.46", 139°11' 20.88")～ (36°13' 19.48", 139°15' 46.91")	13.164km	238～1,554	10m
		再解析測線長	CMP番号	CMP間隔
		11.885km	1～2,378	5m

第3表. データ処理に用いた主要パラメータ.

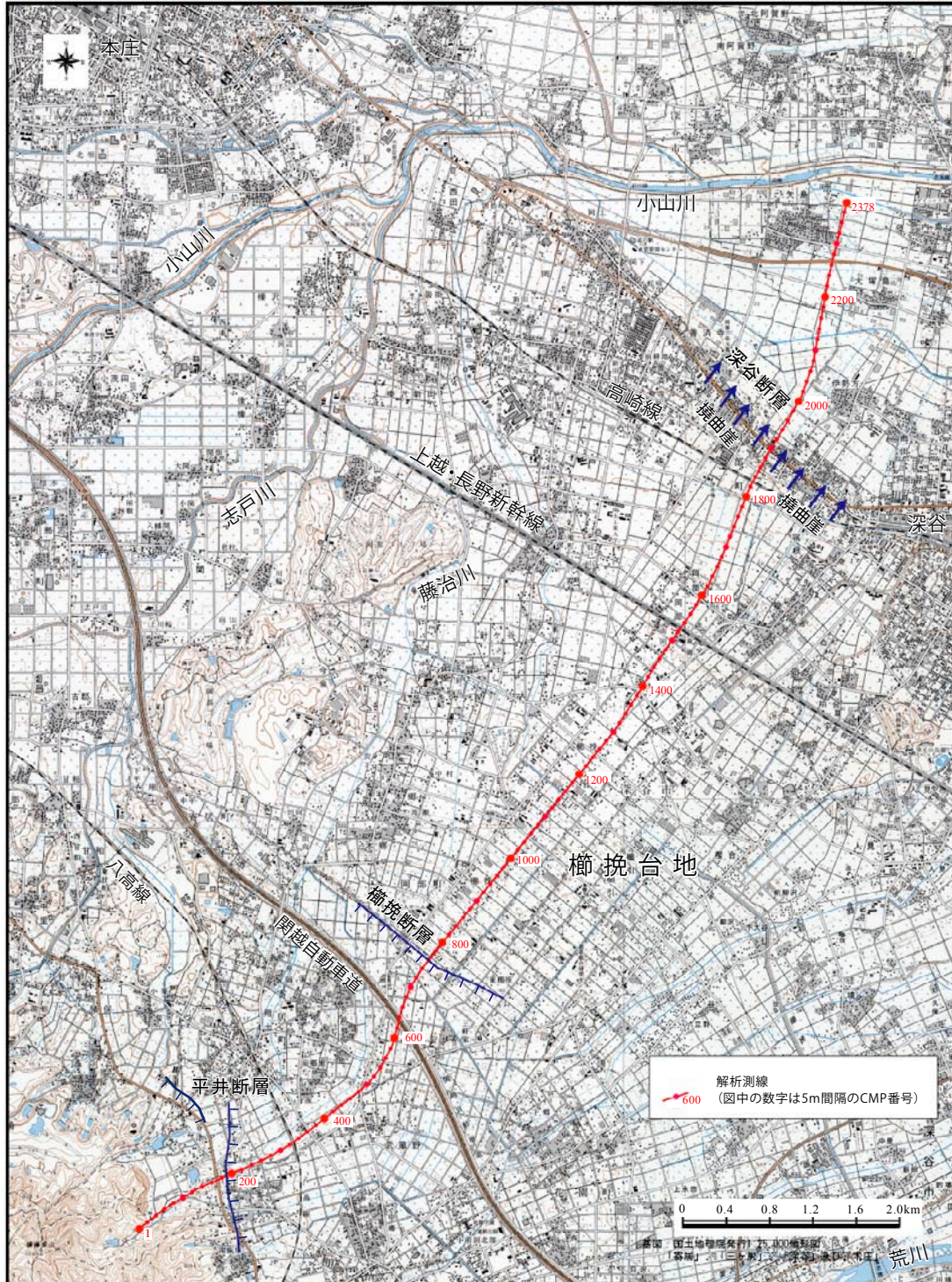
Table 3. Main parameters for data processing.

処理名	パラメータ	設定値	備考
プレフィルタ	バンドパスフィルタ	適用せず	
	通過域		
振幅回復	ゲインカーブ算出用	40msec	
	時間ウィンドウ幅		
デコンボリューション	自己相関演算用	700msec	タイムバリエーションスペクトラル ホワイトニング等
	ゲート長		
	フィルタ長	70msec	
	ホワイトノイズ	3%	
静補正	メッシュサイズ	2m×2m	
	初期速度モデル	深度と共に単調増加	
	最大オフセット距離	1,000m	
	再構成速度範囲	100～4,000m/s	最大速度は速度走 時より設定
	置換速度	1,700m/s	
	標高補正用速度	1,700m/s	
速度フィルタ	種類	タイムバリエーションτ-P	
DMO	適用領域	適用せず	
残差静補正	最大許容時間シフト量 (1回当り)	4msec	補正量自動算出
	繰り返し算出回数	5回	
重合前深度マイ グレション	許容最大アパチャー	8,500m	
	許容最大傾斜	80°	

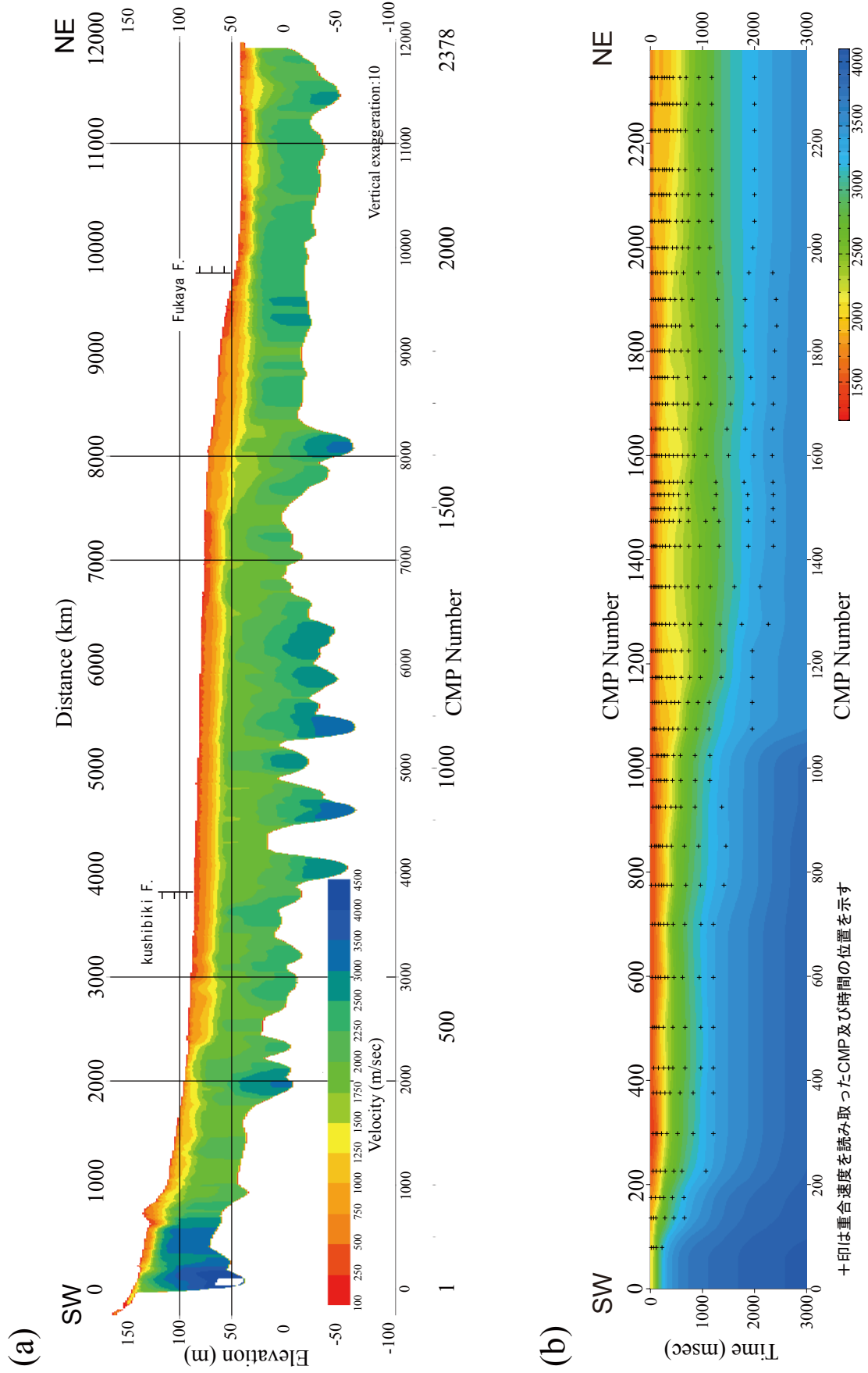


第2図. 再解析を行った反射法地震探査(山口ほか, 1996)の詳細測線位置. 国土地理院発行2.5万分の1地形図「寄居」,「三ヶ尻」,「深谷」及び「本庄」を使用. 断層の位置は杉山ほか(2009)により, 調査測線近傍についてのみ示した.

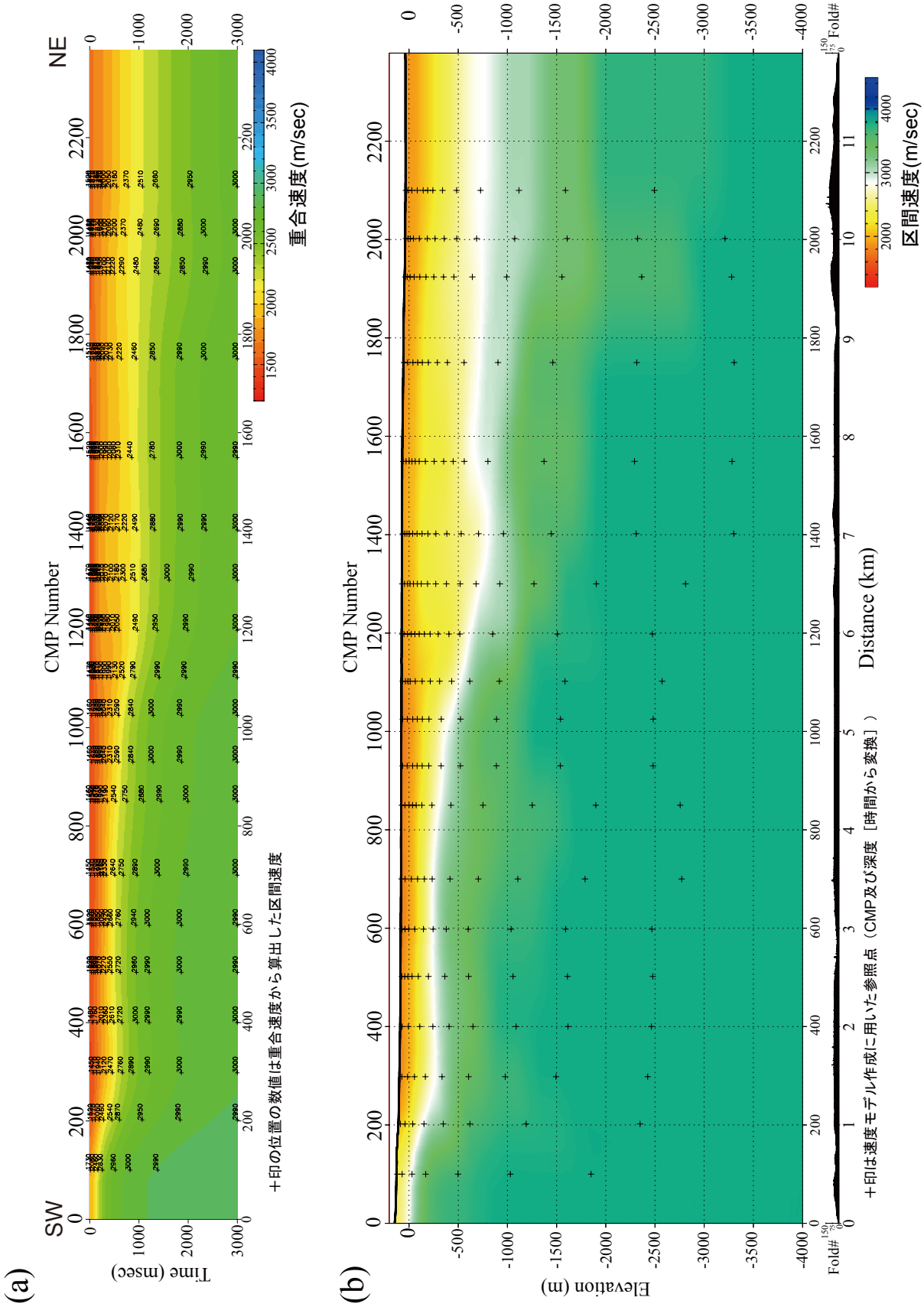
Fig. 2. Detailed location of the survey line for seismic profiling by Yamaguchi *et al.* (1996). 1/25,000 topographic maps “Yorii”, “Mikajiri”, “Fukaya” and “Honjo” by Geographical Survey Institute are used for the base map. Fault traces are after Sugiyama *et al.* (2009) and shown only in the vicinity of the survey line.



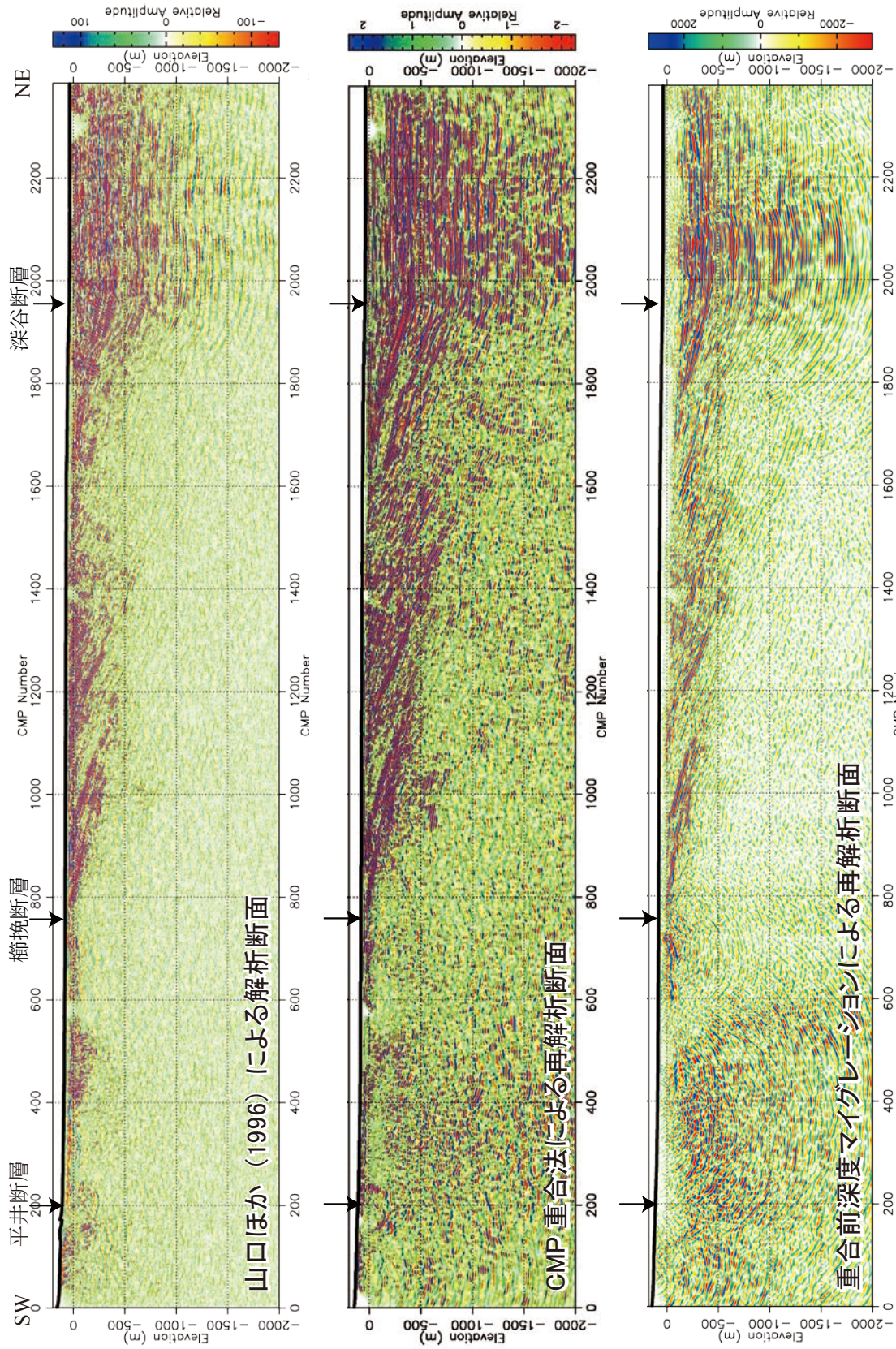
第3図. 再解析用測線とCMP番号. 国土地理院発行2.5万分の1地形図「寄居」, 「三ヶ尻」, 「深谷」及び「本庄」を使用. 断層の位置は杉山ほか(2009)により, 調査測線近傍についてのみ示した.
 Fig. 3. Line for reanalysis and CMP numbers. 1/25,000 topographic maps “Yorii”, “Mikajiri”, “Fukaya” and “Honjo” by Geographical Survey Institute are used for the base map. Fault traces are after Sugiyama *et al.* (2009) and shown only in the vicinity of the survey line.



第5図. (a) 表層のP波速度分布. (b) 速度解析により得られた重ね速度分布.
 Fig. 5. (a) P-wave velocity distribution in the shallow part. (b) P-wave stacking velocity distribution obtained by velocity analysis.

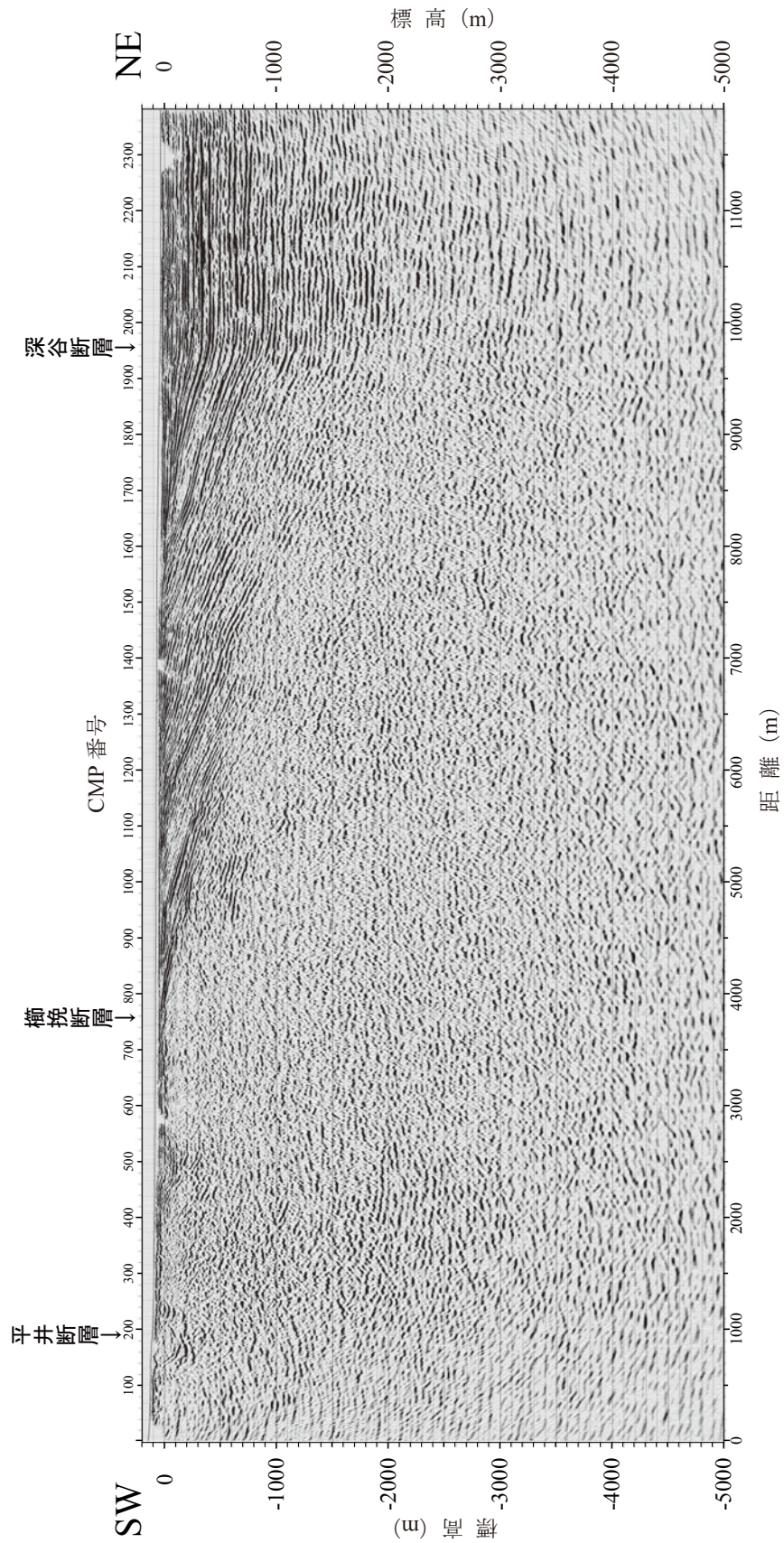


第 6 図. (a) 時間マイグレーション用速度モデル. (b) 深度変換用速度モデル.
 Fig. 6. (a) P-wave velocity model for time migration calculated from stacking velocity distribution. (b) P-wave velocity model for depth conversion calculated from stacking velocity distribution.

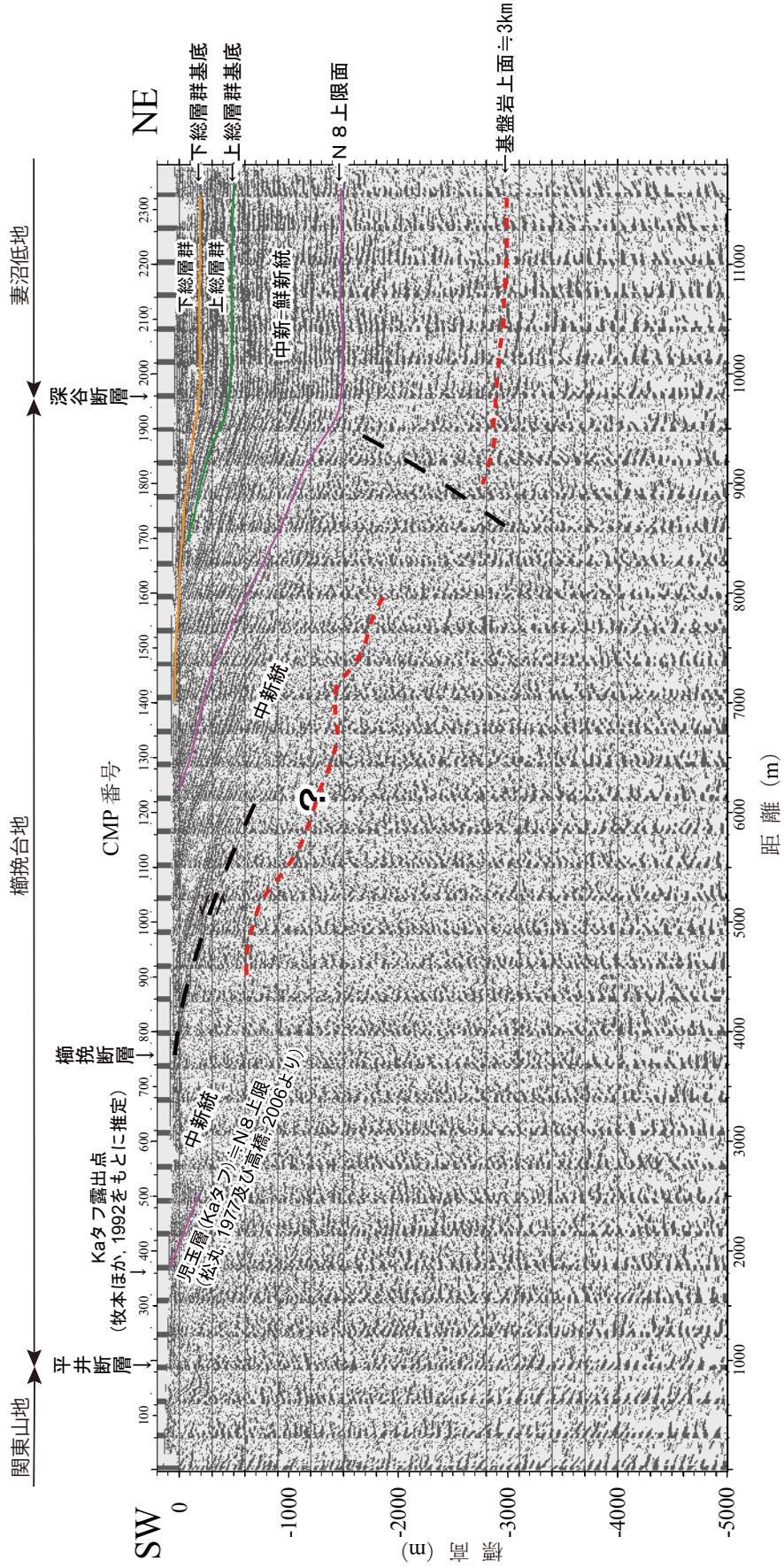


第7図. 深度断面の比較. 上から, 山口ほか (1996) による解析断面, 標準的处理手順 (CMP 重合法) による再解析断面, 重合前深度マイグレーション処理による再解析断面.

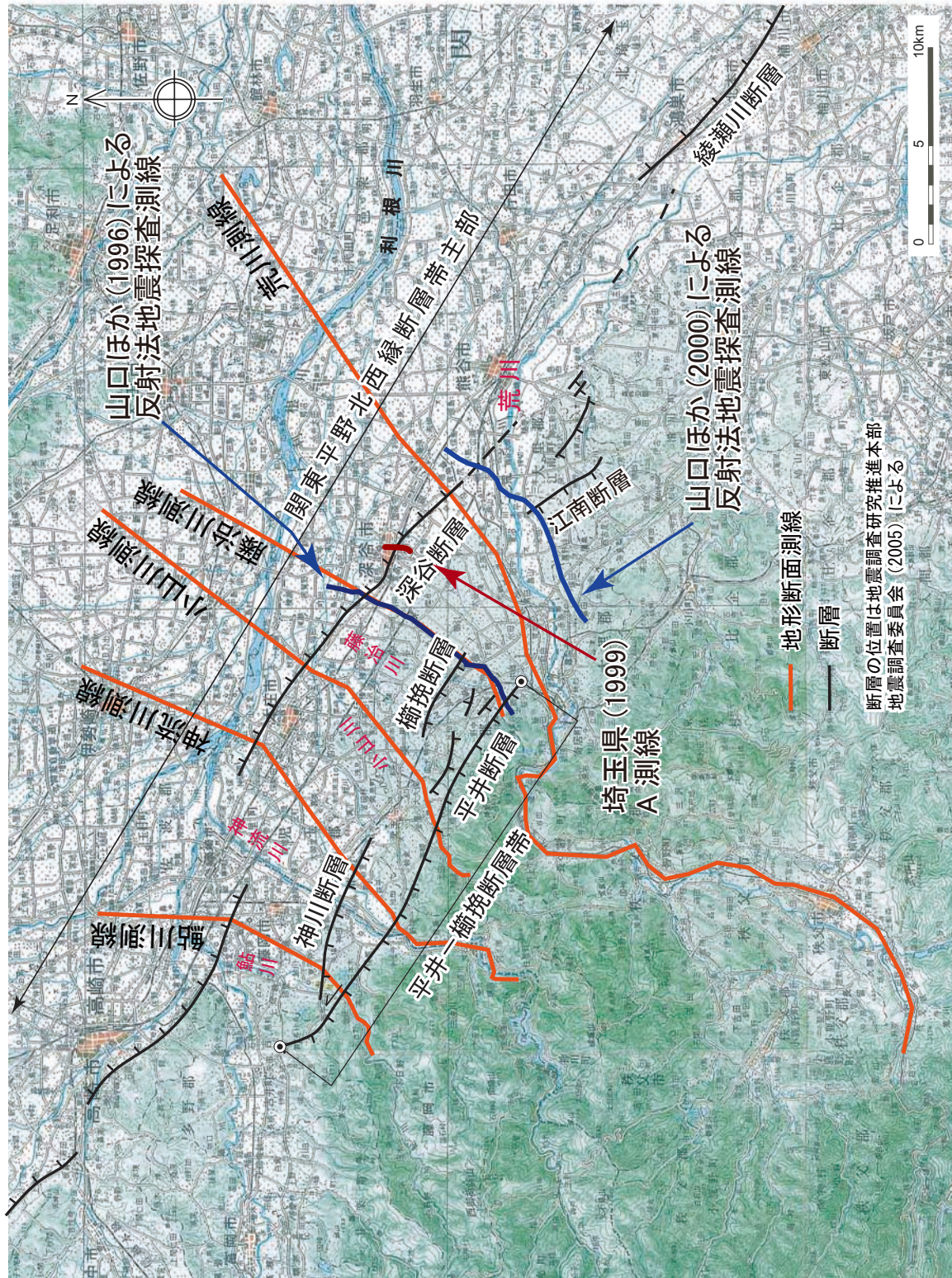
Fig. 7. Comparison of depth-converted sections. Top: Yamaguchi *et al.* (1996), middle: reanalyzed section by CMP stacking, bottom: section obtained by pre-stack migration.



第 8 図. 標準的処理手順 (CMP 重合法) による深さ 5,000 m までの再解析深度断面.
 Fig. 8. Reanalyzed depth-converted section down to 5,000 m by CMP stacking.

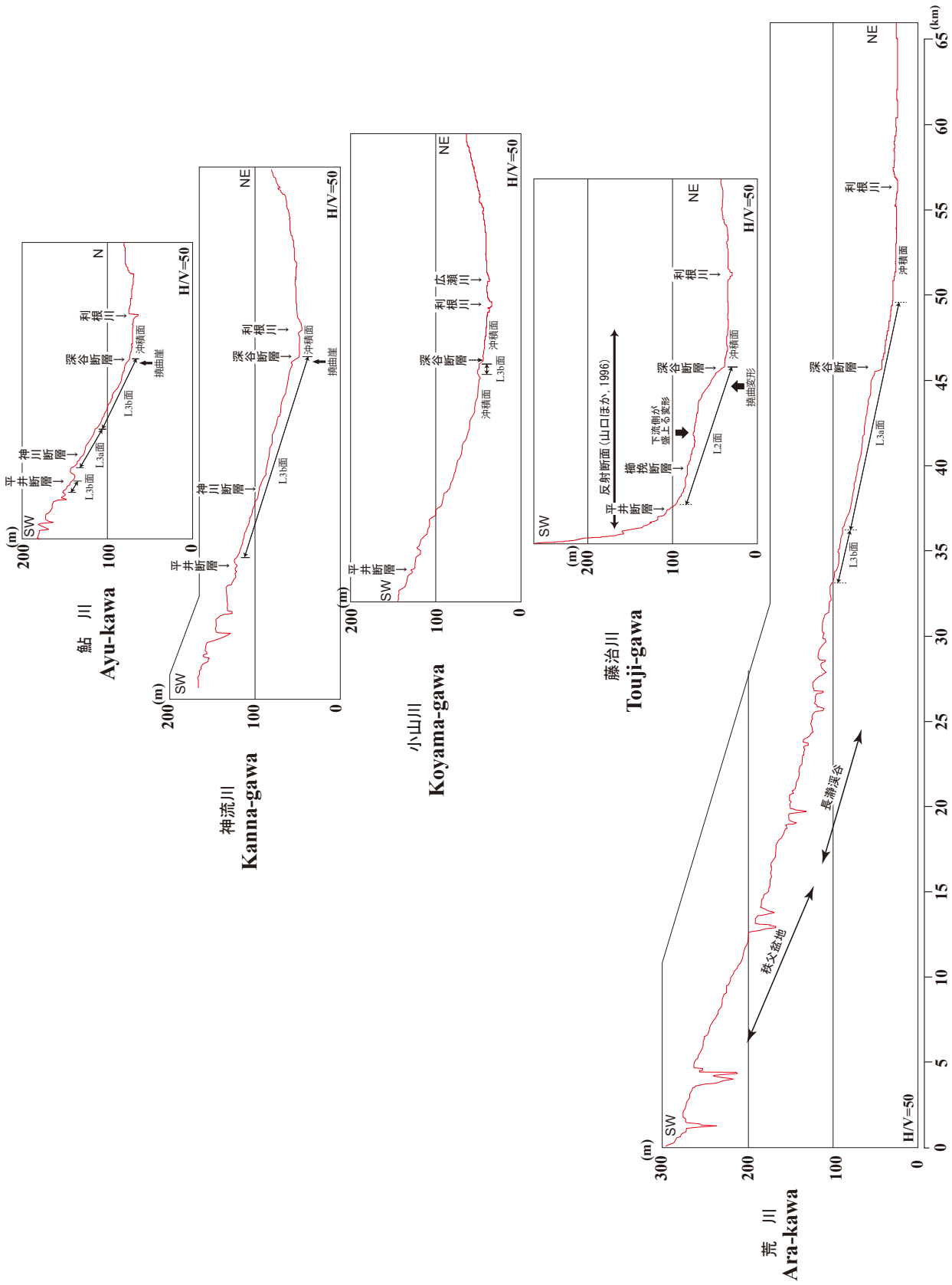


第9図. 再解析深度断面の地質学的解釈.
Fig. 9. Geological interpretation of the reanalyzed depth-converted section.

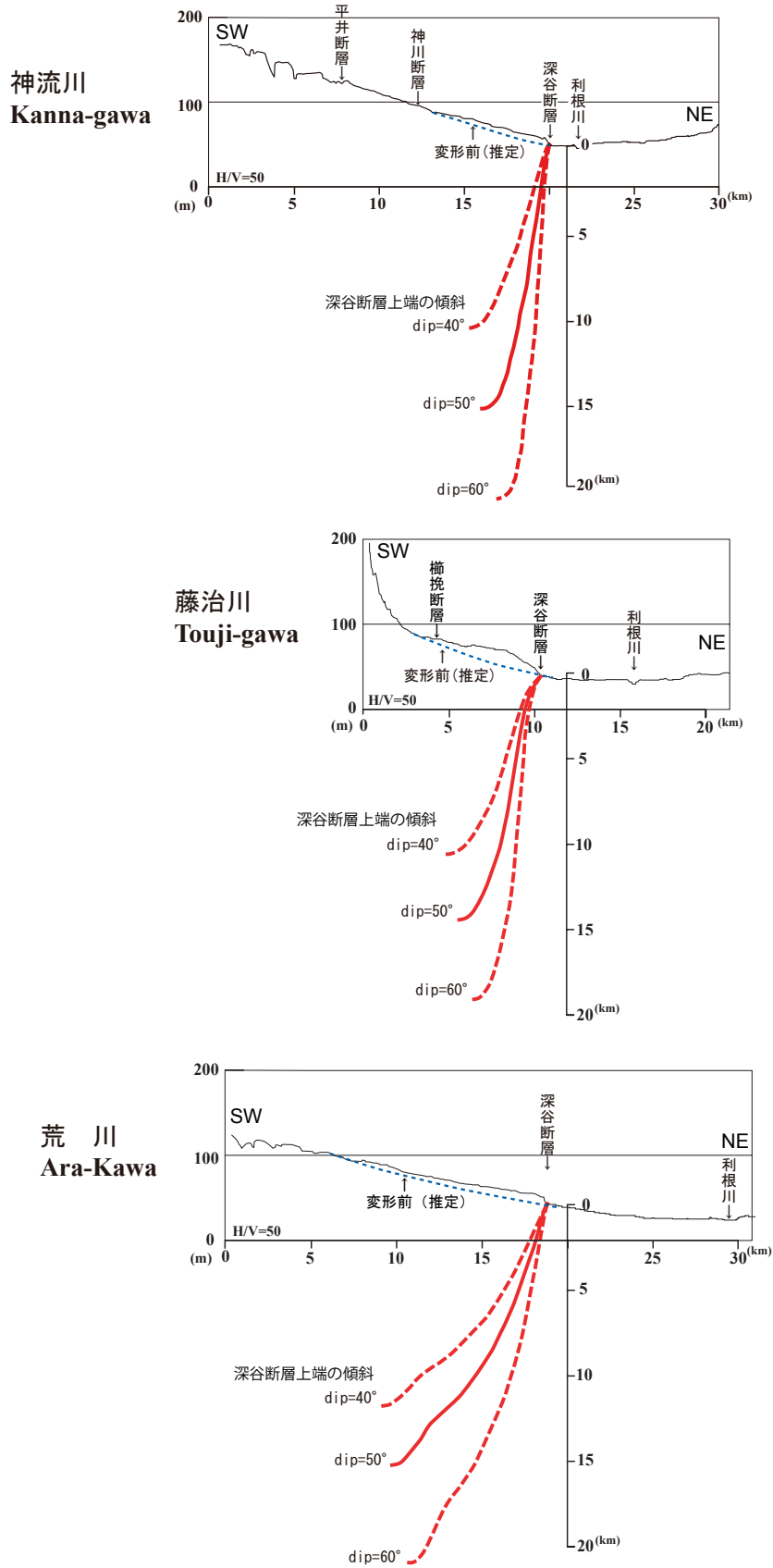


第 10 図. 荒川など関東平野北西縁断層帯を横切る 5 河川の流域に沿う地形断面の位置図. 既存の主な反射法地震探査測線を併せて示す. 国土地理院発行 20 万分の 1 地勢図「宇都宮」と「長野」を使用.

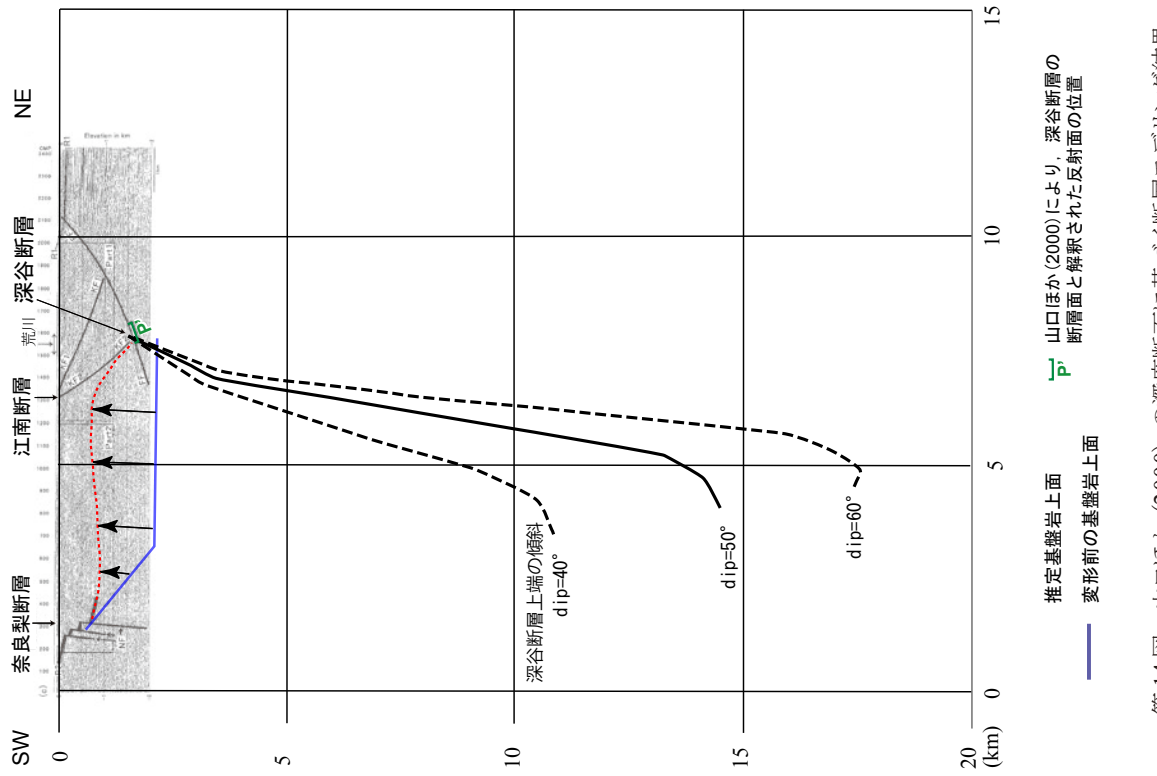
Fig. 10. Location of topographic profiles along 5 rivers that cross the Kanto-heiya-hokusei fault zone. Existing seismic profiling lines are also shown. 1/200,000 topographic maps "Utsunomiya" and "Nagano" by Geographical Survey Institute are used for the base map.



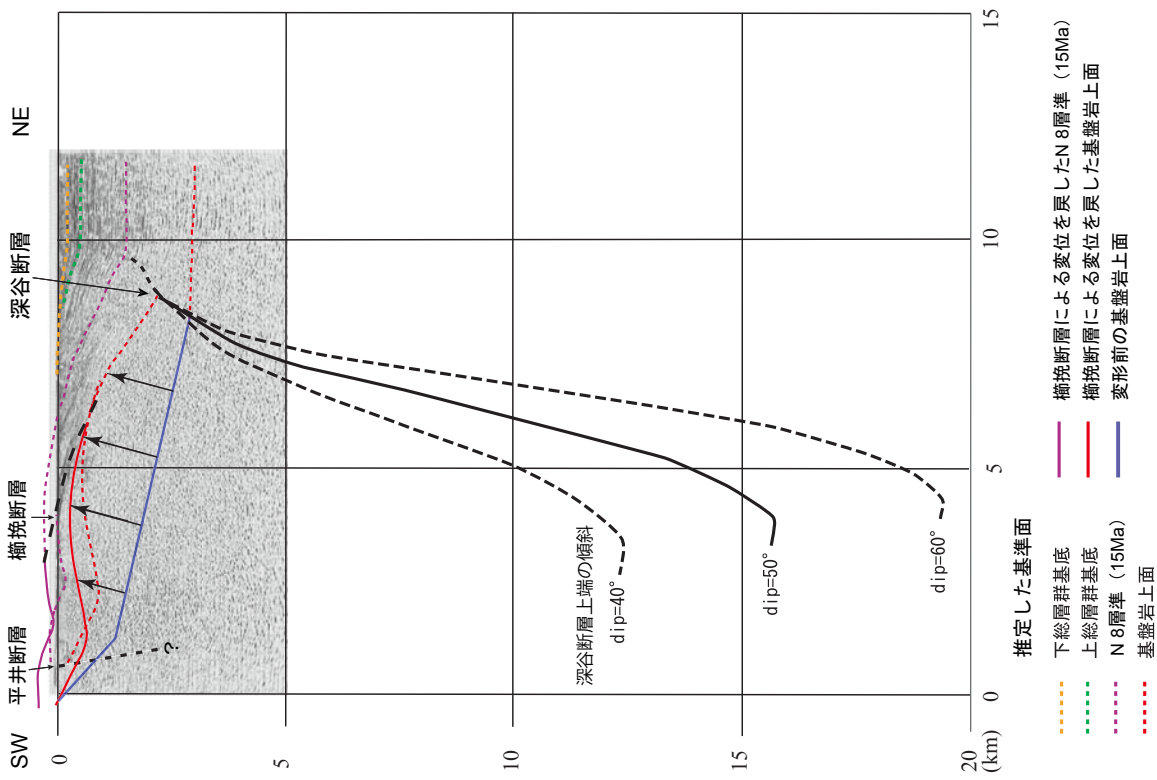
第11図. 荒川など5河川に沿う地形断面. 標高データは国土地理院発行数値地図50mメッシュ(標高)「日本-II」に基づく.
 Fig. 11. Topographic profiles along 5 rivers and their drainage basins. Elevation data are based on Digital Map 50 m Grid (Elevation) (Japan-II) by Geographical Survey Institute.



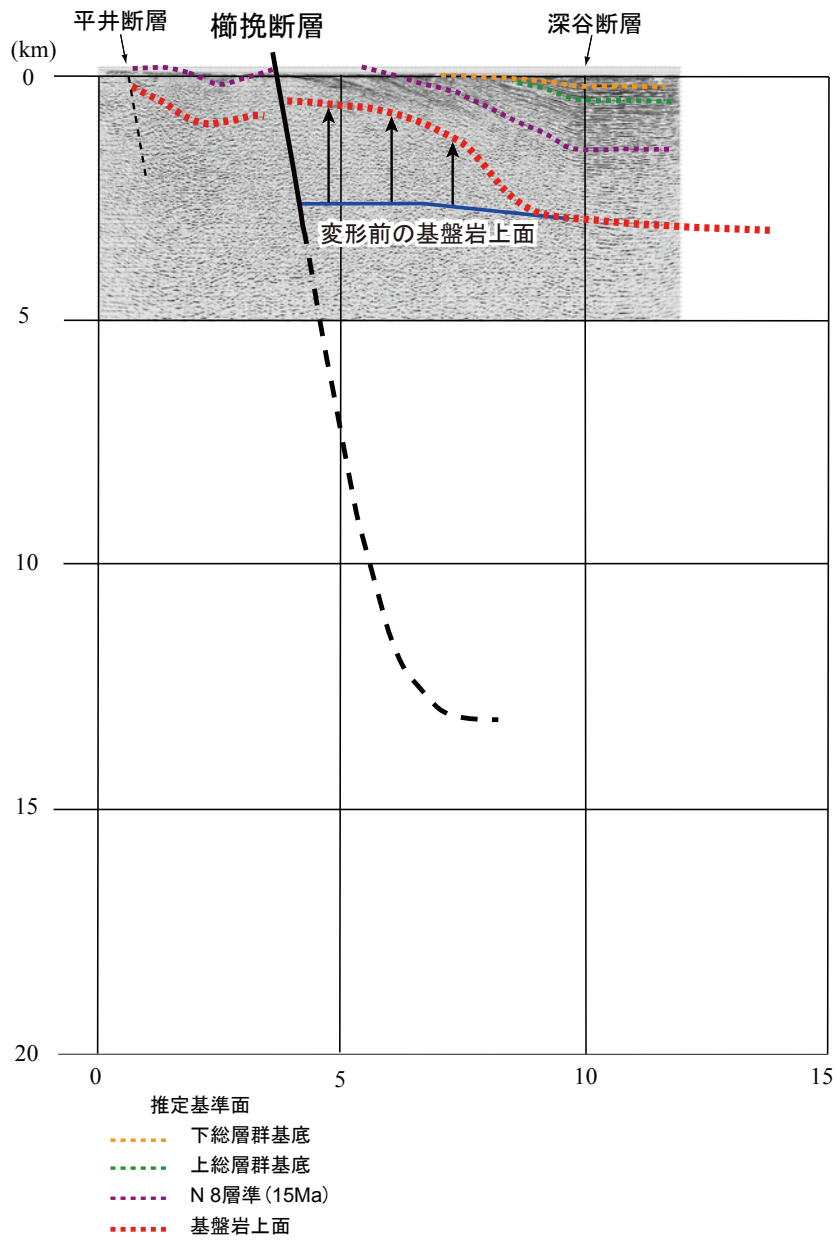
第12図. 地形断面に基づく断層モデリング結果.
Fig. 12. Fault modeling based on topographic profiles.



第14図. 山口ほか(2000)の深度断面に基づく断層モデリング結果、測線位置は第10図を参照。
 Fig. 14. Fault modeling based on depth section of Yamaguchi *et al.* (2000). See Fig. 10 for the location of the survey line.

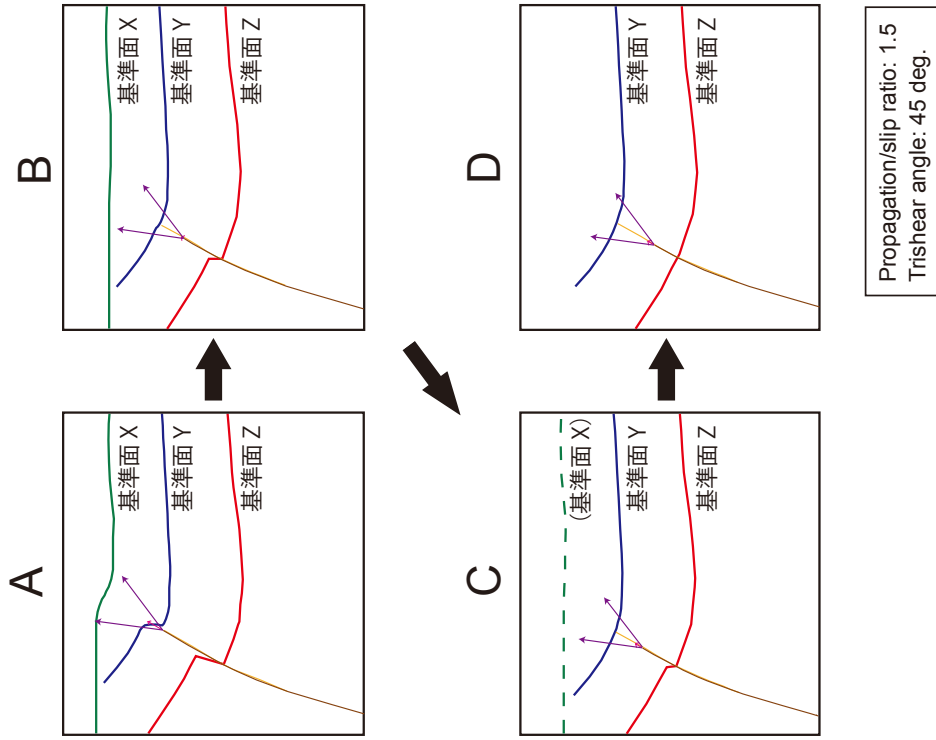


第13図. 再解析深度断面に基づく断層モデリング結果。
 Fig. 13. Fault modeling based on reanalyzed depth section.

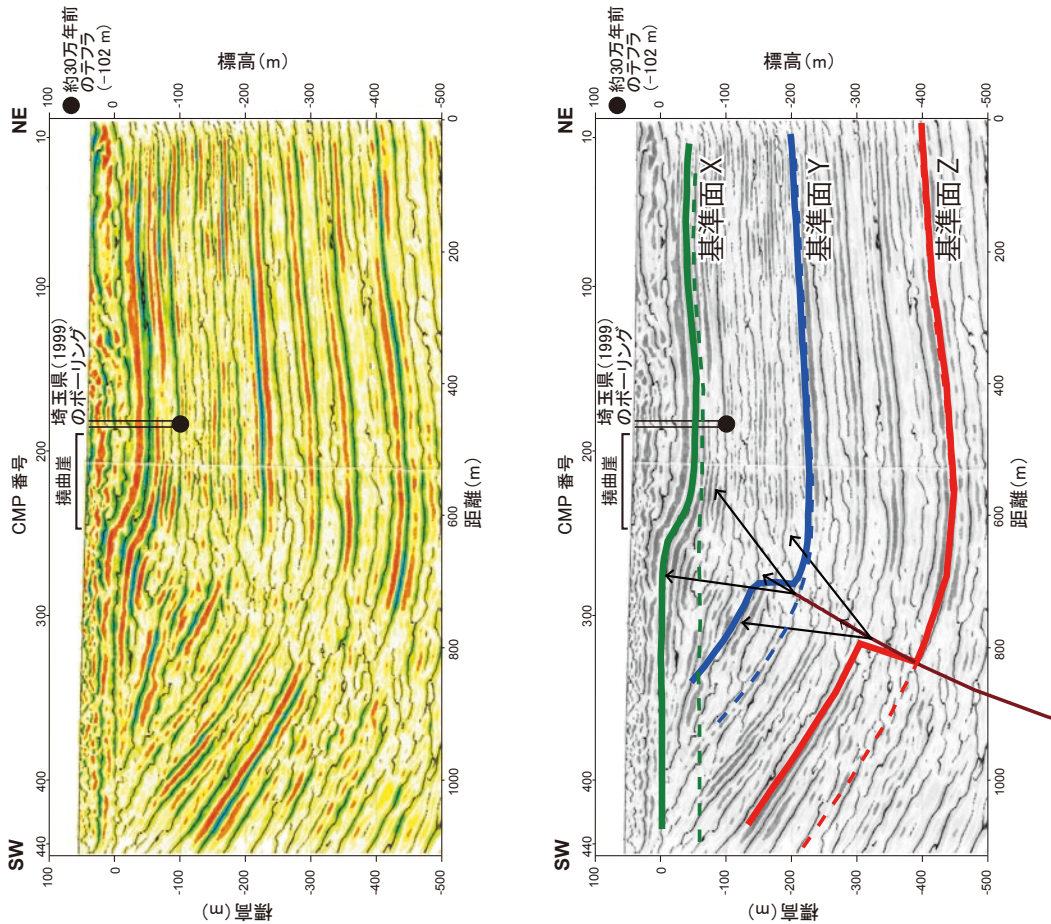


第 15 図. 深谷断層近傍の非対称向斜状の変形を櫛挽断層の逆断層運動によるものと考えた場合の断層モデル.

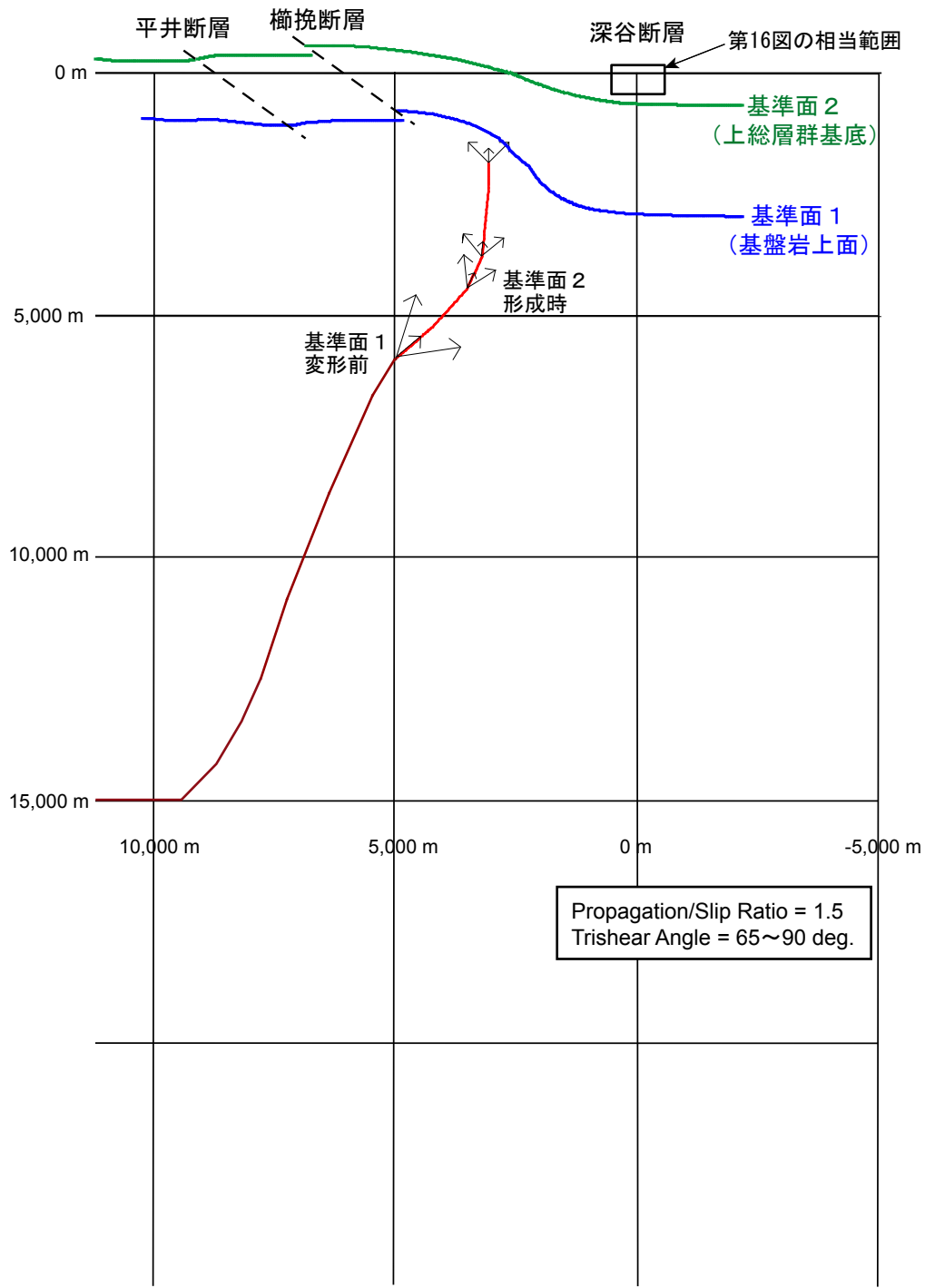
Fig. 15. Fault model based on the idea that asymmetrical synclinal deformation around the Fukaya fault was formed by reverse faulting of the NE-dipping Kushibiki fault.



第17図. 埼玉県(1999)のA測線反射断面における深谷断層による変位の逆行復元。
 Fig. 17. Retrogressive restoration of displacement due to the Fukaya fault on the Line-A seismic profile.



第16図. 埼玉県(1999)のA測線反射断面(上)と地質解釈図(下)。
 測線位置は第10図参照。
 Fig. 16. Seismic reflection profile (top) and its geologic interpretation (bottom) along the Line A of Saitama Prefecture (1999). See Fig. 10 for the location of Line A.



第 18 図. 深谷断層近傍の非対称向斜状の変形を断層の先端が地下深部にあった時期の深谷断層の活動によるものと考えた場合の trishear 断層モデル.

Fig. 18. Trishear fault model based on the idea that asymmetrical synclinal deformation is a fault-propagation fold, which was formed by the slip on the deep-seated Fukaya fault.