

## 新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化

### 3D subsurface structure model of the Niigata sedimentary basin

関口春子<sup>1</sup>・吉見雅行<sup>2</sup>・堀川晴央<sup>2</sup>・吉田邦一<sup>3</sup>・鈴木晴彦<sup>4</sup>・松山尚典<sup>4</sup>

森野道夫<sup>4</sup>・滝沢文教<sup>4</sup>・劉 瑛<sup>4</sup>

Haruko Sekiguchi<sup>1</sup>, Masayuki Yoshimi<sup>2</sup>, Haruo Horikawa<sup>2</sup>, Kunikazu Yoshida<sup>3</sup>, Haruhiko Suzuki<sup>4</sup>,  
Hisanori Matsuyama<sup>4</sup>, Michio Morino<sup>4</sup>, Fuminori Takizawa<sup>4</sup>, Liu Ying<sup>4</sup>

<sup>1</sup> 活断層研究センター, 現在 京都大学防災研究所 (AIST, Geological Survey of Japan, Active Fault Research Center; Now at DPRI Kyoto University, Haruko.Sekiguchi@ky8.ecs.kyoto-u.ac.jp)

<sup>2</sup> 活断層・地震研究センター (AIST, GSJ, Active Fault and Earthquake Research Center)

<sup>3</sup> 活断層研究センター, 現在 (財) 地域 地盤 環境 研究所 (AIST, GSJ, Active Fault Research Center; Now at Geo-Research Institute)

<sup>4</sup> 応用地質株式会社 (OYO Corporation)

**Abstract:** We construct a 3-dimensional subsurface velocity structure model of the Niigata sedimentary basin where sediments more than several thousand meters thick are layered. A large set of exploration data, geological data and seismic observation data have been compiled for the model. Especially a number of deep boreholes and seismic reflection data for petroleum exploration have contributed to constrain boundary depths of deep sedimentary layers. Firstly a 3-D geological structure model has been constructed by estimating depths of the layer boundaries from exploration data and geological consideration. Secondly, depth-dependent layer velocities have been determined with compiling PS logging data. An initial 3-D velocity structure model has been made as a combination of the 3-D geological structure model and the depth-dependent layer velocity values. Then, the initial velocity structure model has been validated with regard to the seismic response and modifications have been made.

**キーワード:** 新潟堆積盆地, 新潟平野, 新第三紀, 長周期地震動, 速度構造モデル, 堆積層, 3次元地盤構造モデル

**Keywords:** Niigata sedimentary basin, Niigata plain, Neogene, long-period ground motion, velocity structure model, sediments, 3-dimensional subsurface structure

#### 1. はじめに

2003年十勝沖地震で勇払平野, 石狩平野の石油タンクに大きな被害を与えた(やや)長周期地震動(周期数秒から十数秒の地震動)は, これを契機に, 防災上の重要課題としてクローズアップされた. 産総研では, 堆積層の厚さ, 巨大地震の震源からの距離, 長周期地震動の影響を受ける長大構造物の有無などを考慮して, 長周期地震動を評価すべき平野・盆地を選択し, その堆積層構造の調査・モデル化を進めてきた(国松ほか, 2005; 関口ほか, 2006; 吉田ほか, 2007; 堀川ほか, 2008; 吉見ほか, 2008). 新潟堆積盆地についても, この一環で研究を進めてきた.

新潟堆積盆地は, 新潟平野とその周辺の, 新第三紀および第四紀の堆積層が厚く堆積した地域である. 新潟平野の堆積層は数千mあり, 最大8,000mに達する. この堆積盆地の範囲についての定説はないが, 本研究では, 北東は山形県境の岩船山地(花崗岩)から南西は姫川沿いの飛騨山地北端部(中・古生界

基盤岩類)まで, すなわち, 北東-南西を長軸として, 南北200km余, 東西約50kmの範囲にほぼ連続して堆積盆地構造が広がる地域を対象とする.

新潟平野は過去に長周期地震動を原因とする大きな被害を受けている. 1964年6月16日新潟地震(M7.5)では, 新潟西港にて石油タンク火災が発生し, 半月近くも燃え続けた(太田・引田, 2004). 1983年5月26日日本海中部地震(M7.7)では, 新潟市内と聖籠町の浮屋根式石油タンクから石油が溢流し, 一部浮屋根とその周辺部が破損する被害が発生した(工藤・坂上, 1984). どちらも長周期地震動により励起された石油タンクの液面動揺(スロッシング)が原因である.

現在の新潟堆積盆地においては, 新潟東港や新潟西港など沿岸域に石油タンクが数多く存在し, これらが長周期地震動の影響を受ける恐れがある. また, 近年普及し始めている免震構造も長周期地震動の影響を評価する必要がある. 地震防災の観点からは,

長周期構造物の応答への重要な影響因子である地震動の卓越周期と地震動の継続時間を予測し、防災対策に反映させることが重要である。このためには、将来、新潟堆積盆地周辺で発生しうる地震による長周期地震動の特性（振幅、周期、継続時間など）を3次元の地盤構造を考慮した地震動シミュレーションによって予測することが不可欠である。

新潟堆積盆地の地盤構造のモデル化には以下のような既往研究がある。黒瀬ほか（2000）や佐藤ほか（2008）は、新潟平野内の複数の地点で微動アレイ探査に基づいて物性値構造をモデル化した。長ほか（2006）は、主に地表地質データを用いて地質構造形成史を復元することにより、新潟県中越地方南部の3次元の地質構造モデルを作成した。佐藤（2009）は、堆積盆地全体の地震基盤構造を微動アレイ探査と重力データを用いてモデル化した。藤原ほか（2006）は、防災科学技術研究所の深部地盤構造全国初期モデルとして、物理探査結果・地質情報をコンパイルして標準層序の地層境界震度分布を推定し、各地層に均一の物性値を設定して地盤構造をモデル化した。ただし、このモデルでは地震観測記録を用いた物性値構造モデルの検証はなされていない。引間ほか（2007）は、藤原ほか（2006）のモデルをベースに2004年新潟県中越地震の余震をターゲットとした2次元速度構造インバージョンを行い、モデルを修正した。

これに対し本研究では、利用可能な物理探査データ（ボーリング調査、速度・密度検層、反射法地震探査、微動アレイ探査、重力データ）、地質研究文献（地質図、研究文献）をコンパイルして標準層序の地層境界の詳細な3次元構造を作成し（地質構造モデル）、各層に対し物性値の深度依存モデルを作成し（物性値－深度関係式）、領域内の地震観測記録と微動アレイ探査記録を用いてモデルの検証と修正を行う。物性値の深度依存性を考慮するのは、この地域は、ひとつの地層が厚く、また、堆積後の地殻変動量が大きい（中新世のリフティングと鮮新世中期以降の圧縮場による活断層・活褶曲運動による）、物性値の設定において同一層内を均質とするのは無理があると考えられるためである。また、観測記録を用いたモデルの検証・修正を通して、物性値の深度依存性の地域性も考慮する。本研究で作成したモデルのデジタルデータは、今後、産業技術総合研究所・地質調査総合センターより出版する予定である。

## 2. モデル作成方針

### 2.1 流れ

3次元地盤構造モデルは、地質構造モデルと物性値－深度関係式から成る。地質構造モデルは、基盤岩の上面および堆積層の層境界の3次元分布から成る。物性値－深度関係式は、地質構造モデルで定義される各地層に、P波速度、S波速度、および密度

からなる物性値群を、深さに依存する式で与えたものとする。

第1図にモデル作成の流れを示す。

まず、地質・物理探査データから各地層の深さ分布の情報を抽出し、地質構造モデルを作成した。次に、地質・物理探査データから各地層の物性値に関する情報を抽出し、堆積年代と深度の依存性を考慮した物性値－深度関係式を作成した。これらをあわせた3次元地盤構造モデルを初期モデルとした。

最後に、初期モデルから計算される地盤応答特性と、地震観測や微動アレイ観測から得られた地盤応答特性を比較することにより、モデルの検証と修正を行った。

### 2.2 モデル化範囲

新潟県地域におけるやや長周期地震動の特性を把握するためには、堆積盆地全体の3次元地盤構造モデルを作成する必要がある。また、平野の縁における反射する表面波の生成・反射等の現象を表現するためには、基盤岩類が露出した地域を含む範囲とする必要がある。

第2図に新潟県地域におけるブーゲー異常分布（地質調査所、2000）を示す。新潟平野から小千谷・十日町にかけての地域に、堆積岩類が厚く堆積していることを示唆する低重力異常の分布が見られる。一方、基盤岩類が地表に露出しているか、地下浅所に基盤岩類が分布していることを示す高重力異常が、越後山脈から六日町の南方にかけて（第2図中①）、糸魚川西側の新潟県と富山県の県境（第2図中②）、粟島から佐渡島にかけての佐渡リッジ（第2図中③）の地域に見られる。よって、モデル作成範囲は、低重力異常を示す地域を中心にして、高重力異常の地域を含む範囲に設定した（第2図に示した青線枠内）。

## 3. 地形・地質概要

### 3.1 概要

新潟堆積盆地は、広域地質的にみると、中央日本を横断するフォッサマグナ北部域にあたる（第3図）。盆地の西縁は姫川沿いを走る“糸魚川－静岡構造線”で画され、中・古生界基盤岩と断層で接する。東縁は“新発田－小出線”によって越後山地の基盤岩と境される。（ただし、フォッサマグナの東縁については、“新発田－小出線”とする見解（大森、1960）と、“柏崎－銚子線”と呼ばれる伏在構造線とする見解とがある（例えば、山下、1970；西田、1974））。

盆地の堆積層は主として新第三系からなる。新第三系は平野部で数千m、部分的に8,000mを超える層厚を持つ。また、新潟平野を中心に第四系も発達しており、層厚は最大3,000mを超える。

厚い新第三系の基底は“グリーンタフ”と呼ばれる前－中期中新統火山岩類で、その上位は中期中

新統以降の海成、一部陸成の碎屑性堆積岩類で構成される。新潟油田地域（新潟平野とその周辺）で石油や天然ガスの探鉱において用いられてきた標準層序では、下位より、三川・津川（グリーンタフ）、七谷、寺泊、椎谷、西山、灰爪、魚沼に区分される（第1表）。一方、西頸城地区では、岩相上の相違などから全く別な地層区分がなされており、下位より、七谷層、火打山層、難波山層または西飛山層、能生谷層、川詰層、名立層、谷浜層と区分されている。この詳細については3.6節で述べる。

地層はしばしば同時異相を呈する。東側あるいは南側の山地に近い場所では砂岩や礫岩に富み、海側は泥岩に富むことが多い。例えば、灰爪層は新潟平野地下や西山地区では泥岩優勢であるが、南の魚沼丘陵では砂礫岩に移化して魚沼層群と同時異相となる。

新第三系には、南北ないし北北東-南南西方向の軸を有する褶曲構造が顕著である。褶曲は、沈降・堆積と同時進行的にも成長したであろうが、全般的な東西圧縮作用による褶曲運動は、約300万年前以降に出現した東西方向の圧縮応力場によると考えられている（高橋，2005）。

地震基盤となりうる基盤岩類は、上述の岩船山地-越後山地に露出するジュラ紀付加体などの中生代堆積岩類とそれらに貫入する白亜紀花崗岩が主体である。それらは新第三系分布地域の地下深部にも伏在している。また後述するように、基盤岩中及び新第三系中に局所的に分布する中新世貫入岩類は、物的には基盤岩に相当する。

### 3.2 新第三系の地質構造・岩相の地域的特徴

新潟堆積盆地とその周辺地域における新第三系は、地質構成・地層の層厚分布・地理的位置などから、次の7つに地域区分される（第3図）。

- ① 新潟平野北部-村上地区
- ② 新潟平野中央部-魚沼地区
- ③ 中央油帯-西山地区
- ④ 上越-東頸城地区
- ⑤ 西頸城地区
- ⑥ 越後山地地区
- ⑦ 海域

この区分は、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1992）の地域区分を参照して再区分したものであり、対応する代表的地質断面図（第5図）も主に同書による。ただし、地域名については、本報告で命名したものであり、断層や褶曲の名称は、主に新潟県（2000）による。

これらの区分境界は、必ずしも明確ではない部分もある。①と②の境はほぼ阿賀野川沿い付近、②と③の境は小国山地付近、②および③と④の境は柏崎-銚子線（伏在）、④と⑤の境は高田平野西縁、⑥は新発田-小出線の東側である。以下、各地域について、

地質断面図（第5図）から読み取れる地質分布と地質構造の特徴をまとめる。

①新潟平野北部-村上地区は、新第三系堆積盆の幅が陸域で10~20 kmと狭く、緩やかな波曲を伴いつつ西傾斜の同斜構造をなし、海岸線から10 km余沖合に認められる向斜構造部まで構造的に連続している（第5図のII）。陸域での新第三系の厚さは3,000~4,000 mであり、南部ほど厚い。グリーンタフ層準の火山岩類が越後山地北部-岩船山地に点在すると共に、平野下新第三系の基底をなすが、伏在の紫雲寺背斜部では200~300 mと他地域に比べ薄い。基盤岩は白亜紀花崗岩が優勢で、北側の岩船山地の花崗岩はWNW-ESE方向のマイロナイト構造とほぼN-S方向の新期断層群とが錯綜して脆弱化している。新発田-小出線の北方延長は、村上付近で岩船山地の西側にシフトしているとの見解もある。

②新潟平野中央部-魚沼地区は、新潟平野中心部から信濃川沿いの緩やかな向斜構造を中核とする堆積盆であり、南部の魚沼丘陵ではその構造がよく褶曲した地層として露出している。新第三系の基底深度は6,000~8,000 mに達する。第四系部分も厚く（約3,000 m）、さらに第四系のうち、いわゆる沖積層と上部・中部更新統も最大1,000 mと厚い、すなわち、低速度層が他地域に比べて厚い（第5図のIV、V）。平野下の上部・中部更新統は、後述する蒲原層と呼ばれる地層であり、平野下にのみ賦存する。

新潟平野の西縁は、地形的にも地質的にも、長岡平野西縁断層帯で境される。落差は第四系基底で3,000 m以上に達する。この断層帯は西傾斜の逆断層で活断層とされる。互いに雁行配列した幾つかのセグメント（弥彦断層・片貝断層・鳥越断層）に区分され、断層帯の傾斜もそれぞれ異なる。また、本断層帯の南には十日町断層帯が位置する。（両断層帯を合わせて、信濃川断層帯とも呼ばれる。）

この地区の東部には、新津丘陵の新津背斜があり、東翼が断層で切られている。断層の上下変位量は、魚沼層群基底で1000 m以上、グリーンタフ上面で約4,000 mである。この背斜の北側延長は、平野下に伏在延長して新潟東港付近に延びている（石油公団，1991d）。したがって、背斜に付随する断層も、石油基地の多い新潟東港近傍を通っていると考えられる。新津丘陵の東側には小規模な新第三系-第四系堆積盆がある。その厚さは3,000~6,000 mであり、向斜構造をなす。新津背斜の南への構造的延長には、東山丘陵の東山背斜と魚沼丘陵の田麦山背斜が左雁行配列をなし、その東翼側は向斜構造を経て、新発田-小出線によって基盤岩山地と境される。丘陵部の地層はNNE-SSW方向に軸をもってよく褶曲している。魚沼丘陵南部では、新第三系基底深度が最大8,000 mを越えるほど深く、寺泊層など新第三系下半が厚い。この部分は、おそらく柏崎-銚子線の南西

側で、狭義のフォッサマグナ領域に属する可能性がある。

新発田-小出線は、新第三紀末まで、新潟堆積盆東縁の正断層として活動（一部、不整合）したものが、その後の圧縮応力場において逆断層として再活動したものである。櫛形山脈断層帯、月岡断層帯、六日町断層帯などのセグメントからなる。西傾斜の逆断層であり、第四紀には西側（平野側）が隆起している。

長岡市付近を中心に約 20 km 四方の範囲には、後期中新統一鮮新統火山岩類の厚層の存在が坑井資料から判明している。この点については後に特記する。

③中央油帯-西山地区は、他の地域に比べて層厚はさほど大きくないが、地質図で見られるように表層は魚沼層群・灰爪層の第四系で広く覆われている。岩相上は、東側の魚沼丘陵地区に比べて、一般的に細粒砕屑物の構成比率が高い。角田山-弥彦山塊の新第三系に火山岩を挟むものの、火山岩類は一般的に多くはない。

構造的には比較的波長の短い（5 km 程度）NNE 方向の直線的褶曲構造を示し、同じ層準が繰り返し地表に露出する。褶曲軸は左雁行状にシフトし、褶曲鏡面は水平に近い。基盤岩の深さは隣接の②の地域より 2,000~3,000 m 前後浅くなっており、北西側の海域で急に深くなる（第 5 図の V, VII）。

④上越-東頸城地区は、地質分布は③の地区から連続し、丘陵部の表層は鮮新統一中新統が広く露出し、第四系は薄く分布も南部に限られる。この地区の鮮新統は厚く、伝統的に田麦川層と呼ばれ、シルト岩・泥岩とタービダイト相を特徴とする。米山火山岩（最大 2,000 m の厚さ）はその同時異相である。米山の西側で中新統特に寺泊層-七谷層の層厚が、北東側の③地区に比して急激に厚く（4,000 m 以上）になっている（第 5 図の IX, X）。

柏崎-銚子線を境に、③の地区と④の地区では新第三系下半の中新統の層厚・岩相、褶曲の形態などに相違が認められる。ただし、米山付近は基盤の隆起帯であるため、第 5 図のラインでは、基盤深度や上に述べた中新統の層厚の変化は、柏崎より米山の西側のギャップの方が大きい。

この地区の新第三系の褶曲構造は、前述の中央油帯地区と形態的が異なり、ドーム・ベイゼン型である。すなわち、褶曲軸が短く、③地区のように直線的平行配列を示さない、松之山・米山・菅沼の 3 つのドーム構造によって特徴づけられる。褶曲の波長は②、③地区に比べて長い。上越市付近の低地では、基盤深度は東頸城とほぼ同じである。

⑤の西頸城地区は、中新統上部（寺泊層）が④地区と同様に厚く、中新統火山岩類が極端に少なく、砂岩泥岩の厚層によって特徴づけられる。郷津背斜（または難波山背斜）とその西側の名立向斜が大きい構造要素である（第 5 図の XI）。名立向斜部での基盤深度は約 6,000 m で、西方の糸魚川-静岡線に向

かって浅くなる。第四系堆積岩類はごく薄く、表層部は前-中期更新世火山岩類（海川火山岩類など）が第三系を不整合に広く覆う。また、南部は妙高・黒姫・焼山などの第四紀火山が、東側の苗場・毛無山から続いて連なっているため、新第三系は地表の露出が限られる。しかし、厚い新第三系の分布は、これらの火山群を越えて長野県側に続くことが、基礎試錐「富倉」（石油公団、1996a）などから推定される。

褶曲軸はほぼ南北で、軸は北の日本海側に向かって沈下している。

難波山層・火打山層（本報告の区分で下部寺泊層）の試錐コアで密度 2.7 g/cm<sup>3</sup> の泥岩が報告される（3.6 節）など、新第三系の密度および弾性波速度が他の地区に比べて高い値を有する。新第三紀末のデイサイト-安山岩質貫入岩（西頸城半深成岩類：赤羽、1975）が点在するのも本地区の特徴で、これが続成作用・岩石の固結の促進をもたらした可能性がある。

⑥越後山地地区は、中・古生界（主にジュラ紀付加体）及び白亜紀花崗岩類からなる基盤岩類が山地をなして分布する。新第三紀堆積盆とは新発田-小出線で境されるが、断層トレースは新期火山岩・堆積物で覆われ地表ではあまり明瞭ではない。山地の中に、新第三系最下部のグリーンタフ層準の火山岩類が大小の領域数カ所にまとまって分布し、最大 2,000 m 近い厚さを有する（津川・三川、岩船-葡萄山地、魚野川上流山地など）。

⑦海域は、重力ブーゲー異常分布（第 2 図）で明らかのように、新潟平野からその北方にのびる負の重力異常が明瞭である。新潟市沖合の海域では魚沼層群、西山層、椎谷層が厚く堆積しており、後期中新世以降の堆積盆を形成している（第 5 図の II）。負の重力異常域西縁は南北方向にコンターが密であり、西側の高重力異常との境をなしている。コンターが密な部分は、角田山東縁を通る長岡平野西縁断層帯の北方延長に一致する。佐渡島は佐渡リッジと呼ばれる隆起帯に位置しており、高重力異常をなす。

粟島を通る北北東-南南西方向の高重力異常は粟島隆起帯と呼ばれる。新津丘陵東縁の断層は伏在断層として東港付近にのびており、その西側上盤は背斜構造をなし、新津背斜から阿賀野川河口付近の背斜につづく。重力異常コンターでは明瞭でないが、粟島隆起帯と新津背斜を結ぶ背斜構造が推定される。

柏崎・高田平野西方海域や西頸城山地北西海域にも負の重力異常域があり、堆積盆が推定される。これらは海底地質図（岡村ほか、1994、1995、1996）に示されている向斜部にあたる。

### 3.3 平野部における第四系

新潟地域の第四系は、石油・天然ガス調査では、魚沼層群あるいは灰爪層以上として一括されることが多いが、地盤沈下（工業用・自家用のガス採取の

ための第四系内の地下水くみ上げにより発生) 調査(新潟地区地盤沈下調査委員会, 1959 など)により, その詳細が明らかになっている。

新潟平野の第四系は砂丘砂層, 白根累層, 西蒲原層, 埋没段丘礫層, 蒲原層, および魚沼層群に区分される。白根累層および西蒲原層がいわゆる沖積層であり, 埋没段丘礫層が沖積層の基底礫層である。蒲原層は中部・上部更新統, 魚沼層群は下部・中部更新統に相当する。魚沼層群を含む第四系の層厚は 3,000 m 以上に達する。地盤沈下調査では第四系の礫層は G1 から G7 に区分されている。G1 が沖積層の基底礫層であり, G5 までが蒲原層, G6 および G7 は魚沼層群に相当する(第 7 図)。沖積層は最大 160 m の厚さがある。蒲原層基底の深さは 800~900 m 程度である。蒲原層を魚沼層群に含めている文献も多いが, 地震波速度に差があり, 蒲原層だけで最大 1,000 m の厚さがあるため(植村・山田編, 1993), 魚沼層群と区分することが望ましい。基礎試錐「新潟平野」の音波検層結果(4 章参照)に見られる, 魚沼層群最上部の 1.5~1.6 km/s の速度層は, 蒲原層に対比されるものと考えられる。

高田平野では新潟平野とは別に第四系が G1~G5 に区分されている。G1 までが沖積層であり, G2 が上部・中部更新統, G3~G5 は魚沼層群相当層である。上部・中部更新統の厚さは最大約 200 m, 沖積層の厚さは最大 70~80 m 程度である(高田平野団体研究グループ, 1981; 佐藤ほか, 1992)。

柏崎平野では上部・中部更新統の厚さは最大 40~50 m 程度, 沖積層の厚さは数 10 m 程度である(柏崎平野団体研究グループ, 1979; 小林ほか, 1995)。

### 3.4 地質構造モデル作成上の留意点

#### 1) 火山岩類の分布

新潟地域の新第三系は砂岩・泥岩といった碎屑性堆積岩類の他, かなり多量の火山岩類を挟在している。同じ地層でも泥質岩と火山岩では, 地震波速度・減衰が異なると考えられるので, 火山岩の分布状態を概略的にでも把握しておく必要がある。

火山岩類には, グリーントフ(中新世前-中期)のほか, それより上位の後期中新統・鮮新統・第四系の層準に範囲を限定して分布する安山岩質-デイサイト質-流紋岩質の熔岩, 凝灰角礫岩, 凝灰岩がある。

新第三系のほぼ最下部を構成しているとみられるグリーントフ火山岩は, 平野部や丘陵域・海域のほぼ全域的に分布すると推定される。坑井の大多数はグリーントフ層準まで達しておらず, 下限まで押さえられているものは僅少なため, その層厚分布の掌握は難しいが, ボーリング等で確認されている層厚から考えると 300~2,000 m ほどの範囲で層厚変化しているとみられる。本研究のモデル化ではグリーントフ層の厚さを, 数百~1,000 m 前後と設定している。

グリーントフ火山岩類は, 三川・津川盆地など, 基盤岩の優勢な越後山地の山間部にもかなり広く分布する(第 6 図)。

グリーントフより上位の層準における火山岩の分布状況は, 茅原(1974)が多数の坑井資料から総括している(第 6 図)。東山丘陵中央部から長岡付近を経て西方にかけての上部中新統-鮮新統(椎谷-西山層準)には, 層準の移動を伴いながらも火山岩類が卓越している。このエリアの火山岩類には熔岩は少なく, 火砕岩(凝灰角礫岩・火山角礫岩・凝灰岩)が優勢である。火山岩優勢層全体の厚さは椎谷層・西山層で最大 2,200 m に達する。厚さ 500 m 以上の火山岩の分布エリアは東西約 20 km, 南北約 20 km の範囲に断続的ではあるが, 全体としてはレンズ状に広がっており, 堆積当時に海底火山群としてマウンド状をなしていた可能性が考えられる。ほかには, 阿賀野川河口部付近の地下 3,500~4,500 m に伏在する椎谷期火山岩類があり, その厚さは 500 m 前後である。ただし, 凝灰岩を主体とするとされており, 物性値の評価における配慮は特に必要ないと判断した。西頸城地区では, 椎谷期に小規模な安山岩が局所的(能生付近)に分布するに過ぎない。地表に露出する火山岩体としては, 米山を中心とする鮮新統の火山岩(厚さ 2,000 m), 魚沼丘陵南部の下部鮮新統の火山岩, 西頸城の上部鮮新統の貫入岩などがある。

#### 2) 難波山層・火打山層の性状と本報告での層序区分

難波山層・火打山層(第 1 表)については, 層序・年代対比の問題と岩石密度の 2 つの留意点がある。

##### ① 層序・年代対比

難波山層と呼ばれる地層は, 元来, 上越市西側の頸城山地を構成する中新統で, 非常に厚いフレッシュ相の砂岩泥岩互層(厚さ 2,000 m 以上)からなる地層である。後に, その下部に対し火打山層という地層名が導入された。化石に乏しく年代がよく判っていないので, 新潟油田地域との地層対比に際し, 幾つもの見解が出されてきた。基礎試錐「新米山」(1992a)において, 火打山層の下位に七谷層が確認され, 現在では下部寺泊層に対比されている(新潟県, 2000)が, コア試料の年代特定も十分ではなく確定的な根拠に乏しい。

西頸城, 東頸城地域における石油ボーリングにおいては, 難波山層・火打山層の地層名が伝統的に用いられている。本論では, 主として石油ボーリングの坑井資料に基づいてモデルを構築するため, 坑井資料における元々の地質区分を採用した上で, 東西の両頸城地域の坑井資料で火打山層, 難波山層とされている地層を, 新潟油田地域の共通層序における下部寺泊層に対比させる。

## ② 岩石密度

基礎試錐「頸城」(石油公団, 1970c) の深度 3,500 m 以深で採取された火打山層の泥岩コアは、密度  $2.7 \text{ g/cm}^3$  に達し、新第三系としては異常に大きい(岩松, 1971; 西田, 1974)。この岩石は弱いスレート劈開が認められ(弱変成岩)、孔隙率はほとんどゼロである。したがって、地震波速度は基盤岩と同程度であることが推測される。ちなみに、同じ坑井の 2,500~3,500 m (難波山層下半部) は、 $2.53 \text{ g/cm}^3$  前後の密度である。上越一東頸城地区の坑井試料で、難波山層あるいは火打山層の岩石密度と弾性波速度をみると、これより東側の地域の相当層に比べてかなり高い値を示すものが多い。新潟堆積盆のうち、西部では、何らかの地殻変動・続成作用の影響で、岩石・地層の圧縮または圧密が強かったことが予測される。新第三紀末のデイサイト-安山岩質貫入岩(西頸城半深成岩類: 赤羽, 1975) が点在するのも本地区の特徴で、これが続成作用・岩石の固結の促進をもたらした可能性もある。

上越一東頸城、西頸城地区の物性値-深度関係式の構築に際し、地盤構造モデル作成対象領域共通の層序区分として新潟油田地域の層序区分を用いる場合、物性値と層序区分・地質構造との相関にかなりの乖離が生じることを留意しなければならない。

## 3) 逆断層に伴うオーバーハング構造のモデル化

新潟地域には多数の逆断層がある。地殻変動量が大きいこともあり、数百 m、数千 m の上下変位を伴って新しい地層の上に古い地層が乗り上がっている(オーバーハング) こともある。

断層等による基盤岩や地層の段差構造は、地震波の干渉を引き起こす。地震波が強めあうように干渉する位置や強め合う度合いは、段差の形状によっても変わる(例えば、Hatayama *et al.*, 1995; 永野ほか, 1998; Graves *et al.*, 1998)。よって、地盤による地震動応答を正しく評価するためには、断層による段差構造の形状も正しくモデル化する必要がある。逆断層に伴ってオーバーハング構造がある場合にはそれをモデル化する必要がある。

しかし、オーバーハングに伴う、同じ地層の 2 重構造や新旧の地層の深度逆転は、3 次元地盤構造のモデル化作業を大幅に複雑にする。後述するように、本研究の地盤構造モデルは、共通層序の各地層境界面深度分布を骨格として構成されている。よって、鉛直方向に同じ地層境界が 2 度現れたり、地層の順序が逆転または繰り返されるような構造を記述するのは困難である。また、反射法地震探査などから 2 次元断面でオーバーハング構造が詳細にわかっている場合でも、3 次元的にどのような構造をなしているかについては、十分な情報が無い場合がほとんどである。

そこで、本研究の 3 次元地盤構造のモデル化にお

いては、逆断層に伴うオーバーハング構造を、垂直断層に置き換えてモデル化することにした。しかし、この簡略化の影響を把握するため、主要な断層についてオーバーハング構造の考慮が必要か否かを検討し、その中のひとつの断層について、オーバーハング構造を正しくモデル化した場合としない場合の比較計算を行って簡略化した影響の度合いを見積もる。

主要な逆断層の性状をまとめる。

### ① 檜形山脈・月岡断層帯

インバージョンテクトニクスによる逆断層であるうえ、下盤側は越後山地の硬い基盤であるため、オーバーハング構造にはなっていない。

### ② 新津丘陵東縁の活断層・平野部伏在断層

反射法地震探査断面(石油公団, 1991d; 石油公団, 2003a) に、同じ地層の 2 重構造や新旧の地層の逆転が見られるため、オーバーハングのモデル化が必要である。

### ③ 長岡平野西縁断層帯

反射法地震探査断面(石油公団, 1999b)、および、基礎試錐の地質断面(石油公団, 1991b; 石油公団, 1994) より、断層を境として地層の新旧が逆転する地質構造が見られる。また、地表で雁行配列をなす断層セグメントの主部は高角逆断層をなし、ステップ部は主部と斜交した低角逆断層という 3 次元形状が見られる。ただし、断層の全長にわたって複雑な逆断層構造をモデル化することは難しい。

オーバーハング構造の簡略化が地震動評価に与える影響を見積もるため、長岡平野西縁断層帯のオーバーハング構造(傾斜角約 73 度、地震基盤の深度差約 4000 m) を模した 2 次元構造モデルで、垂直断層に簡略化した場合と比較計算を行ったところ、最大振幅に影響を与える範囲は断層近傍の 5 km 程度で、最大振幅の空間的ピーク位置はずれるものの大きさはあまり変わらないことがわかった。ただし、後続表面波の振幅にはより広範囲に影響を与えることがわかった。

## 4. 用いた資料・データ

堆積層構造に関するデータを中心に、あらゆる物理探査データと表層地質データを収集した。新潟地域には石油・天然ガス資源調査を目的に、大規模な反射法地震探査と大深度ボーリング調査が多数行われており、これらが地盤構造モデル作成において中心的なデータとなる。以下に詳細を説明する。

### 4.1 表層地質データ

#### (1) 表層地質

第 4 図に示したように、新潟県地質図(新潟県, 2000) と 20 万分の 1 地質図幅をデジタルデータとして読み取り、これを一部簡略化し、表層地質データとした。

## (2) 地質構造

5万分の1地質図幅および20万分の1地質図に記載されている断層、背斜・向斜、地層の走向・傾斜を参考にして、検討地域の地質構造を推定した。5万分の1地質図幅および20万分の1地質図の出典は次のとおりである。

### ・5万分の1地質図幅

「高田西部」(赤羽・加藤, 1989), 「三条」(小林ほか, 2002), 「岡野町」(小林ほか, 1989), 「柏崎」(小林ほか, 1995), 「長岡」(小林ほか, 1991), 「出雲崎」(小林ほか, 1993), 「高田東部」(竹内・加藤, 1994), 「松之山温泉」(竹内ほか, 2000), 「柿崎」(竹内ほか, 1996), 「十日町」(柳沢ほか, 1985), 「小千谷」(柳沢ほか, 1986)

### ・20万分の1地質図

「村上」(土谷ほか, 1999), 「日光」(山元ほか, 2000), 「新潟」(角ほか, 1985), 「高田」(竹内ほか, 1994), 「富山」(原山ほか, 1995)

## (3) 活断層

陸域の活断層は中田・今泉編(2002)の活断層詳細デジタルマップを使用した。平野部の伏在断層は石油公団(1991d)による。海域の活断層および活構造は徳山ほか(2001)のデジタルデータを使用した。断層名は活断層データベース(産業技術総合研究所, 2007)による。

## 4.2 深層ボーリングデータ

深層ボーリングデータとして、石油公団が実施した基礎試錐、および、民間石油会社の深層ボーリングデータを収集した。基礎試錐の出典は文献リストに示す。民間石油会社のボーリングデータは、基礎試錐および基礎物理探査報告書、および、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)に引用・記載されている柱状図から地層の深度分布を読み取った。

第8図に深層ボーリングの位置を表層地質図に重ねて示す。

## 4.3 反射法地震探査データ・地質断面図

反射法地震探査データとして、石油公団の基礎物理探査がある。出典は文献リストの末尾に示す。

反射法地震探査結果は、深度断面に変換されているデータはそのまま読み取り、デジタルデータとした。時間断面で地質が解釈されているデータは、時間断面を読み取り、周辺で得られた検層等によるP波速度構造を参考に各地層のP波速度を設定し、深度断面に変換した。

基礎試錐報告書には、民間石油会社の反射法地震探査結果を参考にして作成された地質断面図が掲載されている。これらの地質断面図は信頼性が高いと考え、反射法地震探査結果と同様に、データとして使用した。

第9図に反射法地震探査測線および地質断面図の位置を示す。

## 4.4 重力データ

地質調査所(2000)の重力ブーゲー異常分布(仮定密度 $2.67\text{ g/cm}^3$ )を使用した(第2図)。

## 4.5 検層データ

検層データとして、基礎試錐のVSPおよび音波・密度検層、防災科学技術研究所のKiK-netおよびK-NET観測点の地震波速度・密度検層がある。これらの検層結果をデジタルデータとして読み取った。音波検層結果は、区間速度が示されているものについてはその値を読み取り、音波走向時間( $\Delta t$ )が示されているものについては読み取り値の逆数を求めた。読み取りの深度方向の刻み値は、各検層結果の細かな起伏(速度差)を再現できるように、任意の刻み値とした。第8図に、検層データがある基礎試錐のボーリング位置を示す。

## 4.6 微動アレイ探査データ

新潟平野に黒瀬ほか(2000)、佐藤ほか(2005)、山中ほか(2005)による探査がある。高田平野では関口ほか(2006)がある。第10図に微動アレイ探査位置図を示す。

## 4.7 地震観測記録

新潟県内のK-NET・KiK-netおよび気象庁観測点で観測された地震記録を収集した。第11図に地震動のR/Vスペクトル解析に用いた地震の位置を示す。第12図に3次元地盤構造モデルを検証するために実施した差分法計算に用いた地震の震央位置と解析を行った観測点の位置を示す。第2表および第3表にそれぞれの地震の諸元を示す。

## 4.8 深部地盤構造全国初期モデル

防災科学技術研究所作成の深部地盤構造全国初期モデル(藤原ほか, 2006)の該当地域部分を用いた。

## 5. 地質構造モデルの作成

### 5.1 モデルの作成方法

地質構造モデル作成の手順は次のとおりである。

① 表層地質、深層ボーリング柱状図、反射法地震探査深度断面、地質断面図から抽出した地層境界の深度のデジタルデータを内挿・外挿して、地層境界ごとに深度分布データを作成する。

② ①で作成した地層境界の深度分布データから東西および南北方向の地質断面図を作成し、地質図幅などに記載されている地層の走向・傾斜、重力異常分布、および、防災科学技術研究所の深部地盤構造全国初期モデルを参考にして、背斜・向斜、断層変位、

堆積盆の形状など地質構造を反映するよう、地層境界深度データに修正を加える。これを、地層境界深度東西断面モデルとする。

③ ①で用いた探査データ・表層地質データに②の地層境界深度東西断面モデルを加え、内挿・外挿を行い、地層境界ごとの深度分布データを再度作成する。

モデル作成領域全体に共通の層序として、新潟油田地域の層序区分(第1表)を用いた。上部から、沖積層、蒲原層、魚沼層群、西山層、椎谷層、上部寺泊層、下部寺泊層、七谷層、グリーンタフ、基盤岩類となる。

①, ③の作業における深度データの内挿・外挿には、Kriging法(Isaaks and Srivastava, 1989)を用いた。Kriging法とは、空間的な現象を確率場でモデル化することによって不規則なサンプリング位置のデータから任意位置の値を予測する手法であり、地球統計学、資源探査の分野で発達し、広く適用されている。同様の予測を行う方法として他に、多項式を用いるスプライン法、ニューラルネットを用いる方法等がある。kriging法はこれらの手法と比較して計算時間はかかるが、精度面で優れている。ここでは、地層境界深度の空間分布が2次元定常の確率場でモデル化できるという仮定のもとに、ボーリングや反射データを用いて任意位置の地層境界深度を予測した。具体的には、データの類似性の距離依存をlinear型として、すなわち2地点間の値の差の2乗の期待値(semivariogramと呼ばれる)が距離に比例して大きくなると仮定して、point krigingと呼ばれる手法によって内挿、外挿を実施した。

②の作業においては、複雑な3次元構造変化をモデル化するため、東西方向の地質断面図は北緯38°30'~36°55'間で5分毎に20断面を作成した。解析作業で使った地質断面図の縮尺は10万分の1である。検討地域の地質構造の軸の走向は大部分が北北東-南南西方向であるので、地質構造の軸におよそ直交する東西方向の地質断面図でモデルを検討し、南北方向の地質断面は地層境界の小規模なうねりと連続性の確認に用いた。

## 5.2 東西地質断面

ここでは、地質断面図を作成するための考え方やその際に考慮した地質構造を述べる。ボーリングや反射法地震探査のデータが多い陸域と沿岸海域を中心に北から南に記述する。第13図(1)~(10)には、上述の手順で作成した地質断面を示す。第16図(1)~(5)に各地層上面深度分布を示す。

### 北緯 38°30', 25', 20', 15' (第13図(1), (2))

モデル作成地域の北端であり、データが少ない地域である。陸域(岩船山地)には基盤岩類(一部、グリーンタフ)が露出している。粟島付近には北北

東-南南西方向の複数の背斜構造が発達しており、粟島隆起帯と呼ばれる。その東縁に西傾斜の逆断層が推定されている。陸域と粟島隆起帯の間の狭い海域が新第三系の堆積盆をなす。

粟島隆起帯の背斜は左雁行状に配列して阿賀野川河口、さらには新津丘陵の背斜に繋がっているようにみえる。重力ブーゲー異常分布(第3図)によると、新潟平野とその北方海域は明瞭な低重力異常をなし、新第三系の広い堆積盆をなすが、粟島隆起帯-新津背斜結ぶ線で東西に2分されている。その境界は阿賀野川流域とほぼ一致している。

粟島隆起帯から東側の堆積盆では、北から南に向かって新第三系が厚くなる。ボーリング村上沖1A-1では約2,300mで七谷層に達しており、基盤岩類の深さは4,000m程度と推定した。

### 北緯 38°10', 5', 0' (第13図(3), (4), 第14, 15図)

沿岸部での反射法地震探査(石油公団, 1991d)や平野部および海域に多数のボーリングデータがある。これらのデータによると、粟島隆起帯-新津背斜から東側ではグリーンタフの上面深度は6,000m以上である。本地区では魚沼~椎谷層が厚く堆積しており、層厚は最大5,000m程度である。寺泊~七谷層は薄い。平野東縁付近のボーリング神林SK-1、紫雲寺SK-21、大中島R-1、および住吉-1付近は基盤岩の隆起部であり、深度1,000~3,000mで基盤岩に達している。ボーリング阿賀沖北IA-2は粟島隆起部-新津背斜の真上に位置しており、周辺のボーリングよりも堆積層が薄い。

### 北緯 37°55', 50', 45', 40' (第13図(4), (5), (6), 第14, 16図)

平野部では新津背斜は伏在背斜としてほぼ真北にのびている。一方、平野の東縁をなす基盤岩類は北北東-南南西にのびている。そのため、新津背斜から東側の堆積盆は南に向かって狭くなる。その南端は北緯37°40'付近にある。新津丘陵より西側は角田・弥彦山までの幅広い堆積盆をなしており、基盤岩類上面深度は新津丘陵から長岡平野西縁断層帯に向かって深くなる(第14図および第15図(2))。新津丘陵西側では魚沼・西山層が厚い。魚沼層群の厚さは3,000m以上である。基礎試錐「新潟平野」の地質断面図(石油公団, 1991b)などによると、グリーンタフ上面深度は4,000~6,000mである。角田・弥彦山は長岡平野西縁断層帯上盤側の背斜部であり、グリーンタフ上面は地表近くにある。

### 北緯 37°35', 30' (第13図(6), (7))

北緯37°35'~40'は新潟平野の中の低重力部に位置しており、新第三系が厚いと推測される。しかし、向斜構造部にあたり石油・天然ガス調査のデータがない。周辺のデータから基盤岩類上面深度を7,000~8,000mと推定した。西側の西山丘陵では、波長の短い背斜・向斜が繰り返しており、平野部と比較して堆積層がやや薄い。

## 北緯 37°25', 20' (第 13 図(7), (8))

東山丘陵から高重力異常が西側・平野側に張り出している。ボーリング長岡-1, 南宮内 SK-1, 新高梨-1 によると, グリーントフ上面深度は 3,000 m 程度であり, 本地区の北および南側よりも堆積層がやや薄い。これは重力ブーゲー異常分布と整合している。東頸城丘陵から柏崎平野まで短波長の褶曲を繰り返しているが, 柏崎平野西方海域で堆積層が厚くなる。反射法地震探査(石油公団, 1992b)によると, グリーントフ上面深度は 6,000 m 程度である。柏崎平野南部では基盤岩類が浅く, ボーリング茨目-1 および吉井 SK-4 では約 3,000 m で基盤岩類に到達している。

## 北緯 37°15', 10', 5' (第 13 図(8), (9))

魚沼丘陵から東頸城丘陵にかけて短波長の背斜・向斜を繰り返している。基礎試錐「新米山」南北地質断面(石油公団, 1992a)によると, 米山西方から下部寺泊層が急激に厚くなる。3.6 章の 2 項で述べた難波山層に相当し, その厚さは 3,000~4,000 m である。一方, 魚沼~椎谷層の厚さは 1,000 m 以下と薄い。

高田平野の西方には難波山背斜と名立向斜がある。これらは規模の大きい褶曲であり, 押しつぶせ褶曲で地層が逆転した構造をなす。3.4 節 3) で述べたように, 地盤構造モデルの作成にあたっては, 同じ地層の 2 重構造や新旧の地層の逆転をモデル化すべきであるが, モデルの記述が難しいため, ここでは地層が直立した形状に簡略化する。

魚沼丘陵の反射法地震探査(石油公団, 1992b)によると, 信濃川向斜(十日町の信濃川沿いをとおる)で堆積層が厚く, グリーントフ上面深度は約 8,000 m である。本地区は重力ブーゲー異常分布でも顕著な低重力異常をなす。

## 北緯 37°00', 36°55' (第 13 図(10))

信濃川沿い(東西断面東端部)では, 南に向かって堆積層は次第に薄くなる。基礎試錐「富倉」(石油公団, 1996a)では下部寺泊層が約 4,000 m と厚い。難波山層に相当するものと考えられる。基礎試錐「富倉」では, 深度 6,000 m でもグリーントフ上面に到達していない。

## 6. 物性値-深度関係式の作成

地層(地質年代)毎に, 物性値-深度関係式を作成する。作業の流れは以下のとおりである。

- ① P 波・S 波速度両方が測定されている, 基礎試錐の室内試験結果, および KiK-net の PS 検層結果から,  $V_p$ - $V_s$  関係式を求める。
- ② 基礎試錐の P 波検層データ, および, KiK-net 観測点の PS 検層データから, P 波速度検層データベースを作成する。
- ③ 基礎試錐の音波検層, 密度検層の (P 波速度, 密度) データと, ③で求めた  $V_p$ - $V_s$  関係式とを用いて,  $V_s$ -密度の関係式を求める。

- ④ ②のデータベースを用いて P 波速度の深度依存曲線を作成する。さらに, ①の  $V_p$ - $V_s$  関係式を使って S 波速度の深度依存曲線を, ③の  $V_s$ -密度の関係式を使って密度の深度依存曲線を作成する。

今回は試みだけであるが, ④に際して, 地質構造の解釈より, 検層データの各地点が過去に経験した最大埋没深度を推定し, 深さの補正を行った場合の深度依存曲線も求めた。

6.1  $V_p$ - $V_s$  関係式の作成 (処理①)

基礎試錐の室内試験結果による  $V_p$ ,  $V_s$  データおよび防災科学技術研究所 KiK-net における検層による  $V_p$ ,  $V_s$  データから  $V_p$ - $V_s$  関係式を作成した。

室内試験では, 試料を地表に取り出して速度測定を行うため, 試料の乱れや応力状態の変化などから原位置での速度と異なる速度が測定される恐れがある。そこで, 室内試験で得られた P 波速度が, 同じ深度の音波検層による P 波速度の  $\pm 10\%$  以内に入るデータだけを用いた。KiK-net のデータは, 地下水位の影響を受けない P 波速度 1.5 km/s 以上かつ室内試験データの少ない P 波速度 3 km/s 以下のデータを用いた。

2 次式により回帰された  $V_p$ - $V_s$  関係は,  $V_s = -0.0506V_p^2 + 1.0446V_p - 1.1869$  (単位は km/s) となった(第 17 図)。

## 6.2 P 波速度検層データベースの作成 (処理②)

基礎試錐の PS 検層のデータでは, 同じ地質層序でも岩質により速度値が大きく異なる場合がある。そこで, 各地層について, その地層の大局的な岩質から大きく外れる層相をデータから除いた。例えば, 椎谷層以上の地層については, 火山岩, 厚い礫岩などの特異な層相を除いた。しかし, 岩層によるデータの取捨選択を行っても, 音波検層のデータにはばらつきが見られる(第 18 図左側)。これは, 音波検層では細かい深度幅毎に平均 P 波速度を求めるので, 局所的な地盤の不均質の影響を受けやすいためと考えられる。そこで, ウィンドウ幅 200 m のメディアアンフィルター(各深度のデータを, その深度を中心にウィンドウ幅内にあるデータの中央値で置き換える)による平滑化処理を施した。なお, 基礎試錐「真人」については, 深度方向のデータの数が少ないため, 平滑化処理前のデータを使用した。

KiK-net 観測点の PS 検層データは, 基礎試錐の PS 検層データが乏しい浅層部の情報を補填する。KiK-net 観測点の浅い部分の P 波速度データには, 地下水の P 波速度が計測されたものと考えられる 1.5 km/s 程度のデータが多く見られる。そこで, 地下水の有無の影響を取り除くため, KiK-net データについては, 6.1 節で求めた  $V_p$ - $V_s$  関係式を用いて S

波速度から変換した P 波速度を用いた。

### 6.3 Vs-密度関係の推定 (処理③)

基礎試錐で行われた音波検層、密度検層の (P 波速度、密度) データと、6.1 節で求められた  $V_p$ - $V_s$  関係式とを用いて、 $V_s$ -密度の関係を得る (第 19 図)。基礎試錐では、魚沼層群より古い時代の地層の情報しかないが、得られた  $V_s$ -密度関係をより新しい時代の地層にも適用する。

### 6.4 各地点の上下地殻変動量の推定

地層の圧密は深度の影響を受ける。ある地層が堆積し、ある最大深度まで達した後に隆起や上層の削剥により深度が小さくなった場合、圧密の度合いは僅かしか戻らず、その地層が経験した最大埋没深度下の圧密に近い状態を保存していると考えられる。新潟地方は地殻変動量が大きいため、検層データにも最大埋没深度と現在の深度が大きく異なるものがある可能性があり、そのようなデータは P 波速度の深度依存性を求める際に大きな誤差の原因になると考えられる。そこで、本節では、基礎試錐報告書に記載されている地質断面図に描かれた地層の形状・層厚変化から、基礎試錐地点周辺における隆起・沈降の時空間変化や上下変動量、削剥量などの地殻変動量の推定を試みた。以下に、推定結果をまとめる。

新竹野町 (第 20 図(1))：西側の断層の活動によって形成されたハーフグラベン。断層の落ち側に位置する。試錐地点では、堆積後の地層の削剥はほとんどないと考えられる。よって、深度の修正の必要は無いと考えられる。

新潟平野 (第 20 図(2))：新竹野町断面と同様。現在も堆積進行中のハーフグラベン。堆積後の地層の削剥はほとんどないと考えられる。よって、深度の修正の必要は無いと考えられる。

新津 (第 20 図(3))：(少なくとも) 椎谷層堆積時以降は背斜構造が成長。新津地点の灰爪層以後の隆起削剥量は 1000 m 以下。西山層については 400 m 以下と見積られる。よって、最大埋没深度は魚沼層群+灰爪層で+1000 m、西山層およびそれより古い時代の地層で+1400 m である。

三島 (第 20 図(4))：f2~f4 は、椎谷層以降の褶曲断層。西山層~魚沼層群の堆積を形成している。この間も褶曲・断層が発達 (f1 は灰爪~魚沼以降)。三島地点は沈降域。地層の削剥はほとんどない。よって、西山層・魚沼層群+灰爪層は修正の必要無し、椎谷層およびそれより古い時代の地層は、最大埋没深度を+500 m とする。

東山 (第 20 図(5))：椎谷層以前は沈降域、その後は隆起域。隆起量は椎谷層 4000 m、上部寺泊層 3400 m、下部寺泊層 2500 m、七谷層 500 m。最大埋没深度を得るためには、この分深度を大きくする必要がある。

新米山・高田平野 (第 20 図(6))：西山層と魚沼層群境界でインバージョンの可能性はある。西山層の削剥量は 200 m 程度と見積られる。よって、西山層以前の地層の最大埋没深度は+200 m とする。新米山地点では、沈降側の沈降量が、下部寺泊層 1600 m、難波山層 2200 m、火打山層 3000 m、七谷層 3000 m であるため、最大埋没深度を得るためには、この分深度を大きくする必要がある。

小国 (第 20 図(7))：魚沼層群以降に隆起したと考えた。隆起量は、魚沼層群+灰爪層、西山層 1100~1200 m、椎谷層 900~950 m、上部寺泊層以前 600~800 m とした。最大埋没深度を得るためには、平均値を取り全層について 900 m 深くする。

佐渡沖 (第 20 図(8))：基本的に沈降域。よって、深度の修正の必要は無いと考えられる。

富倉 (第 20 図(9))：資料とした地質断面図だけでは、地殻変動量を推定できなかった。よって、修正量無しとする。

柏崎沖 (第 20 図(10))：椎谷層以降に背斜構造が形成されたと考えられる。西山層堆積時も隆起。推定削剥量 1100 m。よって、最大埋没深度を得るためには、西山層より以前の地層について 1100 m 深くする。

下五十嵐、西頸城はほぼフラットな断面であるため、修正量無しとした。

東頸城、真人、直江津沖北については、反射法探査の資料がなく推定できなかった。このため、修正量無しとする。

これらの推定量を用いて深さを補正した基礎試錐の音波検層データの、P 波速度と深度の関係を第 17 図(1)~(7)右側に示す。魚沼層群+灰爪層では、小国の修正量が大きい。西山層・椎谷層では、新津および柏崎沖のデータが他のデータより優位に速度が小さくなった。上部寺泊層のデータでは、東山の修正量が大きく、三島および修正後の小国のデータ分布に近づいた。下部寺泊層では、柏崎沖・新米山・東山の変動量が大きい。東山のデータは他の観測点のデータに近づいたが、柏崎沖・新米山はやや小さい値を示している。

本節で検討を行った補正深度は、次節で行う深度依存曲線の作成時には用いないこととした。主な理由は、いくつかの試錐のデータが補正により全体のトレンドから外れる方向に移動したこと、および、補正深度を基に推定された深度依存曲線を領域全体に当てはめる際には領域全体で最大埋没深度を推定する必要があるが現実的にはそれが難しいことである。深度の未補正が物性値の深度依存曲線の大きな誤差原因になることは明らかであり、地盤構造モデルの精度を向上させる上で今後の課題である。

## 6.5 深度依存曲線の作成

6.2 節で作成した P 波速度検層データベースの P

波速度と深さの関係を見ると、基礎試錐「東頸城」・「小国」・「真人（まっと）」および「高田平野」と、それ以外の基礎試錐で特徴が異なっている。そこで、基礎試錐「東頸城」・「小国」・「真人（まっと）」周辺およびその南側の地域（便宜的に南部領域と呼ぶ）と、それ以北（北部領域と呼ぶ）に分け、それぞれの地域について P 波速度の深度依存曲線を推定した。なお、基礎試錐「高田平野」のデータは「小国」などの南部領域のデータと近い傾向を示したため、位置的には北部領域に入るが、南部領域のデータとして扱うことにした。また、KiK-net 観測点の P 波速度データは S 波速度から変換しているという事情があるため（6.1 節）、KiK-net データを加えた場合と加えない場合の関係式も求めた。

P 波速度－深度データの分布状況から、南部領域の魚沼層群＋灰爪層と西山層の KiK-net データを含めた場合については、P 波速度を深度のべき乗の関数で近似し、それ以外は直線で近似することにした。グリーンタフの P 波速度については、データのばらつきが大きいこともあり、5.2 km/s で一定とした。各地層について求めた P 波速度の深度依存曲線を、第 21 図(1)～(4) に示す。

S 波速度の深度依存曲線は、6.1 節で求めた  $V_p$ - $V_s$  関係式により推定した。第 22 図に速度の深度依存曲線を示す。ただし、同じ深度で比べた場合に新しい地層ほど速度が小さくなるように曲線を調整した。例えば、KiK-net データを使用しない場合の新潟平野北部の椎谷層では、深度約 4000 m 以深において上部寺泊層の曲線と同じ形にした。また、検層のデータがない深度では、その深度以深では速度を一定にした。第 4 表および第 5 表に速度の深度依存式を示す。

密度の深度依存性は、6.3 節で求めた  $V_s$ -密度関係式を用いて S 波速度から変換して求めた。

### 7. 3 次元地盤構造モデルの検証

5 章で作成した地質構造モデルと 6 章で作成した物性値－深度関係式を合わせたものが、地盤構造モデルの初期モデルである。本章では、この初期モデルを、次の 4 項目に関して検証する。

項目 1) 表面波位相速度を微動アレイ探査結果と比較

項目 2) H/V スペクトルを観測地震記録と比較

項目 3) 小地震波形を観測記録と比較

項目 4) 柏崎刈羽原子力発電所敷地内で 2008 年に実施されたボーリング調査の結果と比較

上記項目 1), 2) を終えた段階で、これらの結果を踏まえて地盤構造モデルを修正した。深度依存の物性値を持つ 3 次元地盤構造モデルを理論位相速度や H/V スペクトルの計算に導入するため、S 波速度に関し 0.2 km/s 幅の均一な細層に分割して表現した（第 6 表）。

#### 7.1 微動アレイデータによる表面波位相速度の検証（項目 1）

第 25 図に初期モデルから計算される理論位相速度と微動アレイ探査での観測位相速度との比較を示す。物性値構造モデルには、KiK-net データを使用して作成したモデルと、KiK-net データを使用しないで作成したモデルの 2 つを用いた。第 23 図に示すのは、KiK-net データを使用して作成したモデルを用いた場合である。

北部領域の観測点では、新潟平野中央部の NIG で周波数 0.2 Hz 以上、WNI で全帯域で概ね観測位相速度を説明できている。MKI では 0.2～0.3 Hz が、SRN, NIT では周波数 0.2～0.5 Hz で観測データからやや乖離している。KiK-net データを使用したモデルの場合と使用しないモデルの場合で大きな違いは見られない。

南部領域の観測点では、小千谷で 1 Hz 以下、川口で 0.2～0.5 Hz、越後で 0.4～1.2 Hz で概ね観測位相速度を説明できている。川井では、全帯域でやや観測位相速度を説明できている。高田平野では、全帯域を通してまったく説明できていない。KiK-net データを使用したモデルの場合と使用しないモデルの場合で理論位相速度にやや違いが見られるが、どちらがより良く観測位相速度を説明するかは微動アレイ探査地点によって異なった。

#### 7.2 観測地震記録による H/V の検証（項目 2）

第 24 図に初期モデル（KiK-net データを使用して作成したモデルを用いた場合）から計算されるレイリー波 H/V スペクトルと観測地震記録（第 2 表）の H/V スペクトルとの比較を示す。理論値は、レイリー波の基本モードから 4 次モードまでの水平動と上下動の振幅をそのモードの相対振幅に応じて足し合わせ、それらの比をとることにより計算した。観測地震記録の H/V スペクトルは、S 波主要動以降のスペクトルの radial 成分と上下動成分の比である。NIGH03 ではピーク周期を良く説明できている。NIG008, NIGH05, NIG009, NIG013, NIG014, NIG015, NIG017, NIG019 では、ピーク周期が一致しないという観点から、観測データを説明できていない。そのような観測点は、平野の端に位置するものが多い。また、NIG010 や NIGH05 ではピーク周期は一致しないが、谷を示す周期は概ね観測データと一致する。NIG017, NIG019 は微動アレイ探査の山中ほか(2005)の長岡と小千谷の観測点の近くである。NIG017 と NIG019 において理論位相速度は微動アレイの観測位相速度と概ね一致していたが、特に NIG017 で理論 H/V スペクトルは観測 H/V スペクトルを説明できていない。

#### 7.3 表面波位相速度および H/V スペクトルの検証結果を用いたモデルの修正

前節で、表面波位相速度やH/Vスペクトルのピーク周期が微動アレイ探査結果や地震観測記録と整合しなかった観測点について、これらを整合させるよう、それぞれの地点直下の物性値構造モデルの修正を行った。理論と観測が整合しなかった原因としては、地質構造モデル（地層深度）、および、物性値－深度関係式の誤差が考えられるが、本論においては、物性値－深度関係式のみを修正した。物性値－深度関係式の修正は、修正対象とする地層の物性値の深度依存曲線を深さ方向に様に伸び縮みさせることによって行う（蛇腹修正）。伸縮倍率は、試行錯誤で求める。第25図は、深度1000mから4000mに位置する地層のS波速度深度依存曲線を0.5倍に修正する様子を示す。S波速度深度依存曲線は深度方向に圧縮される一方、地層境界深度には変化を与えないので、物性値－深度関係としては赤い折線部のみが変化することになる。すなわち、深さ1000mから2000mに存在する地層の修正前のS波速度は1000m/sから2000m/sだが、この修正により1200m/sから2200m/s（深さ2200mから4000mの間で速度一定）となる。

第23図右側に微動の位相速度に即したモデルの修正状況を示す。KiK-netデータを使用した場合の結果である。平野の縁のSRN・NITや川井で大きな修正量を要した。

第24図右側に観測地震記録のH/Vスペクトルに即したモデルの修正状況を示す。平野の縁に近いNIG009, NIG011, NIG013, NIG014, NIG015などで大きな修正量を要した。

各地点で得られた修正量を3次元モデルに反映させるには、次のような作業を行った。微動アレイ探査地点および地震観測地点における修正後の細層境界深度をデータとして、Kriging法により内・外挿し、細層地盤構造モデルを再構成した。この作業は、地質構造モデルの地層別に行った。Kriging法のタイプは、地質構造モデル作成時に用いたものと同じである（5章）。この修正により、主として、岩層の空間変化などに起因する物性値の水平方向不均質に対する対処がなされると期待される。

#### 7.4 3次元差分法による検証（項目3）

3次元差分法を用いた小地震の再現計算（周期2.5～10秒）により3次元地盤構造モデルの妥当性を検証する。

計算に用いた地震は、新潟県中越地方の地震（2004年10月23日18時57分、Mj5.3）である。第26図に周期2.5～10秒における水平成分の最大速度分布を示す。

第7表に差分法の計算条件を示す。震源はベル型の震源時間関数を持つ点震源とし、ライズタイムは引間・瀧瀬（2005）を参考に1秒とした。

差分法計算に用いた地盤構造モデルは、以下の3つである。

モデル1：KiK-net 不使用 蛇腹修正なし

モデル2：KiK-net 使用 蛇腹修正なし

モデル3：KiK-net 使用 蛇腹修正あり

地震基盤以深では、Zhao *et al.* (1994) を参考にモホ面とコンラッド面の構造を考慮した。

Q値は、同じくGraves (1996) の定式を用いて長周期地震動の計算を行った川辺・釜江 (2004) を参考に、地震基盤以浅・以深ともにS波速度(m/s)の5分の1とした。Q値の基準周期は4秒とした。

観測波形と計算波形の比較を第27図に示す。波形では、モデル1とモデル2に大きな違いは見られない。

岩盤の観測点では、NIGH09, NIGH10, NIGH12のS波初動付近は観測波形と概ね調和的であった。ただし、NIGH09, NIGH10では、後続位相が過小評価であり、岩盤地域でもある程度の風化帯の設定を行う必要があると考えられる。

観測波形と計算波形のフーリエスペクトル振幅における一致度の指標として、Anderson (2004) による指標、

$$s(p_1, p_2) = \exp \left\{ - \left[ \frac{(p_1 - p_2)}{\min(p_1, p_2)} \right]^2 \right\}$$

を導入し、波形の最初の163.84秒間のフーリエスペクトルを用いて計算した。ここで、 $p_1$ ,  $p_2$  はそれぞれある周期における観測波形、計算波形のフーリエスペクトルである。Sは第28図のような関数になる。 $p_1$ を2とした場合の $p_2$ の変化によるSの変化を示したものである。同図に示される通り、Sは0と1の間の値を取り、 $p_1$ と $p_2$ が完全に一致していれば1、一致が悪くなると0に近づく指標である。いわゆる倍半分の精度というのは、Sの値は概ね0.4を示す。

周期帯域を2.5から4秒、4秒から6秒、6秒から10秒の3帯域に分け、各地点の各成分のスペクトルに対し、それぞれの周期帯域でSの平均値を求めた（第27図）。14観測点のSの平均は、モデル2、モデル1、モデル3の順で高い値を示した（第29図）。

特に長周期側で、物性値－深度関係式を修正した方が、スペクトルの一致度が低い結果になった。NIGH05ではこの傾向が特に顕著であり、後続位相の振幅も過小評価である（第27図(2)）。理論H/Vスペクトルのピーク周期を短くするように全体を浅く修正した（第28図(1)）ことにより、長周期側の応答が小さくなったことによると考えられる。ピーク周期の調整だけに焦点をあてた修正では、必ずしも、全体としては地盤応答特性の改善にならないことを示唆している。

### 7.5 柏崎における検層結果との比較 (項目 4)

平成 19 年新潟県中越沖地震を受け、柏崎刈羽原子力発電所敷地の地震動増幅特性評価を目的とした、ボーリング調査 (速度検層を含む)、微動アレイ観測、反射法地震探査が実施された (原子力安全・保安院, 2008)。時期的な問題から、これらの結果を本地盤構造モデルには取り入れられなかったため、本節では、我々の物性値構造モデルとこれらの探査結果を比較する。

発電所敷地内で実施された主なボーリング調査は、N 孔: 約 1000 m, S 孔: 約 1300 m, H 孔: 約 500 m, サービスホール: 約 400 m の 4 つである。ボーリング調査の深度範囲は、西山層と椎谷層にあたる。

第 30 図に前節で示した物性値構造モデルとの比較を示す。西山層の S 波速度が柏崎の検層結果に比べやや遅い傾向にある。また、KiK-net データで作成した P 波速度と S 波速度の回帰式に比べ、同じ P 波速度で柏崎地域の S 波速度が速いことが原因であると考えられる (第 31 図)。

## 8. まとめ

新第三紀-第四紀の厚い堆積層からなる新潟堆積盆地について、およそ周期 2 秒以上の長周期地震動の数値シミュレーションに用いることを目的として、3次元地盤構造モデルを作成した。モデル作成には、利用可能なあらゆる物理探査データ (ボーリング調査、速度・密度検層、反射法地震探査、微動アレイ探査、重力データ)、地質研究文献 (地質図、研究文献) を用い、モデルの検証には当該地区内の強震観測点の地震観測データを用いた。

まず、物理探査データによる堆積層の境界深度データを抽出し、データの無い区間を地質学的知見により補間して、地質構造モデル (地層境界深度分布モデル) を作成した。ここでは、石油・天然ガス調査が豊富に存在しているため、物理探査データのみで堆積層構造の概要を把握することができた。

次に、検層データなど物性値に関するデータを整理し、各地層について物性値-深度関係式を作成した。この地域は、それぞれの地層が厚く、褶曲等による地殻変動量が大きいので、物性値の設定において同一層内を均質とするのは無理がある。そこで、物性値には深度依存性を考慮するとともに地殻変動量に応じた補正、すなわち過去の埋没最大深度による補正、が必要と考えた。まず、地層毎に現在深度-物性値関係をまとめ物性値の深度依存式を作成した。さらに、検層地点の埋没最大深度を推定し、地殻変動量を考慮した物性値の深度依存式を作成したが、深度補正の効果が良好でない地点があったこと、モデル領域内各部に反映させるために必要な域内各点の地殻変動履歴を推定するデータが十分でないことにより、3次元地盤構造モデルへの適用はあきらめ

た。埋没最大深度の考慮は、物性値の深度依存モデルの信頼性を高めるうえで避けて通れない問題である。

また、岩層の空間変化に対応するため、モデル地域を 2 つに分けて物性値の深度依存式を推定したが、岩層変化は河川による分級や火山など、様々なメカニズムによるものがより小さい空間スケールで多数存在している (3 章)。局所的な火山岩優勢層や礫優勢層の分布をコンパイルはしたが、空間分布や物性値特性などについて不十分な点が残ったため、3次元地盤構造モデルには取り込めなかった。7 章で行った、観測値に基づく物性値-深度関係式の修正は、岩層の空間変化に対応している可能性が高いと考えられるが、地質構造と物性値構造の誤差の切り分けができていない問題がある。今後の課題である。

最後に、地質構造モデルと物性値-深度関係式を合わせた地盤構造モデルの初期モデルについて計算される地盤応答特性と、地震観測や微動アレイ観測から得られた地盤応答特性を比較することにより、モデルの地震動シミュレーション能力を検証するとともに、差異を用いてモデルの修正を行った。しかし、今回の修正では、特に長周期帯で、地盤応答特性の比較により物性値-深度関係式を修正した方が初期モデルよりも地震動シミュレーション結果のスペクトルの再現性が悪い結果になった。ピーク周期の調整だけに焦点をあてた修正では、必ずしも、全体としては地盤応答特性の改善にならないことを示唆しており、より妥当なモデル修正方法の開発が今後の課題である。

謝辞 石油天然ガス・金属鉱物資源機構には、基礎試錐および基礎物理探査の資料の公開を許可していただきました。防災科学技術研究所の深部地盤構造全国初期モデルを提供していただきました。佐藤氏には、微動アレイ探査データを提供していただきました。防災科学技術研究所 K-NET, KiK-net のデータを使用させていただきました。

## 文 献

- (石油公団基礎試錐・基礎物理探査報告書については、数が膨大になるため、末尾にまとめて示してあることに注意されたい。)
- 赤羽貞幸 (1975) 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造, 地質学雑誌, 81, 737-754.
- 赤羽貞幸・加藤碩一 (1989) 高田西部地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 89p.
- 青木 滋・歌代 勤・高野武男・茅原一也・長谷川 正・長谷川康雄・藤田至則 (1979) 新潟平野の形成とその災害をめぐって, アーバンクボタ 特集=信濃川と新潟平野, 17, 22-43.

- Anderson, J. G. (2004) Quantitative measure of the goodness-of-fit of synthetic seismograms, 13th World Conference on Earthquake Engineering, 243.
- Cerjan, C., Kosllof, D., Kosllof, R. and Reshef, M. (1985) A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic boundary condition, *Geophysics*, 50, 705-708.
- 茅原一也 (1974) 新潟地区の火山層序について. 地質調査所報告, 250-1, 183-234.
- 地質調査所 (2000) 日本重力 CD-ROM.
- 長 郁夫・西開地一志・柳沢幸夫・長谷川 功・桑原保人 (2006) 地質構造形成史を考慮した 3 次元地質構造の簡便なモデル化 - 新潟県中越地方南部の地震空白域を例として -, 日本地震工学会論文集, 第 6 巻, 第 4 号, 74-93.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・先名重樹・大井昌弘・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・早川 讓 (2006) 強震動評価のための深部地盤構造全国初期モデル, 第 12 回日本地震工学シンポジウム論文集, 340.
- 原子力安全・保安院 (2008) 柏崎刈羽原子力発電所における平成 19 年新潟県中越沖地震時に取得された地震観測データの分析及び基準地震動に係る報告等について 添付 1~添付 2 地質調査の結果について, 第 34 回原子力安全委員会臨時会議, <http://www.nsc.go.jp/anzen/shidai/genan2008/genan034/shiryo34-b1-4.pdf>
- Graves, R. W. (1996) Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staged-grid finite differences, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 1091-1106.
- Graves, R. W., Pitarka, A. and Somerville, P. G. (1998) Ground-motion amplification in the Santa Monica Area: Effects of shallow basin-edge structure, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88 (5), 1224-1242.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (1995) 20 万分の 1 地質図幅「富山」. 地質調査所.
- Hatyama, K., Matsunami, K., Iwata, T. and Irikura, K. (1995) Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin. *Journal of Physics of the Earth*, 43, 131-155.
- 引間和人・瀬瀬一起 (2005) 強震記録から見た 2004 年新潟県中越地震本震・余震群の震源過程, 月刊地球/号外, 53, 148-155.
- 引間和人・鈴木晴彦・三宅弘恵・古村孝志・瀬瀬一起 (2007) 新潟地域の 3 次元速度構造一次モデルの構築, 日本地震学会講演予稿集 2007 年度秋季大会, D22-01.
- 堀川晴央・吉見雅行・関口春子・吉田邦一・杉山雄一・佐竹健治・福和伸夫・鈴木晴彦・松山尚典・劉 瑛・滝沢文教 (2008) 中京地域の 3 次元地盤構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 8, 203-254.
- Isaaks, E. H. and Srivastava, R. M. (1989), *An Introduction to applied Geostatistics*, Oxford University Press, New York, 561.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 岩松 暉 (1971) 基礎試錐「頸城」のコアに認められたスレートへき開, *地球科学*, 24, 181-182.
- 鴨井幸彦・安井 賢・小林巖雄 (2002) 越後平野中央部における沖積層層序の再検討. *地球科学*, 56, 123-138.
- 柏崎平野団体研究グループ (1979) 柏崎平野の地形発達史と下谷地遺跡周辺の地形. 新潟県埋蔵文化財調査報告書第 19, 下谷地遺跡, 83-116.
- 川辺 秀憲・釜江 克宏 (2004) 大阪平野における 3 次元地下構造モデルの Qs 値の推定, 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会予稿集, S046-030.
- 小林巖雄 (1996) 越後平野地下の第四系. 第四紀研究, 35, 191-205.
- 小林巖雄・立石雅昭・小松原 琢 (2002) 三条地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 98p.
- 小林巖雄・立石雅昭・黒川勝己・吉村尚久・加藤碩一 (1989) 岡野町地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 112p.
- 小林巖雄・立石雅昭・吉村尚久・上田哲郎・加藤碩一 (1995) 柏崎地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 102p.
- 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫 (1991) 長岡地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 132p.
- 小林巖雄・立石雅昭・植村 武 (1993) 出雲崎地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 91p.
- 国土地理院 (2001) 数値地図 50 m メッシュ (標高) 日本-2, CD-ROM.
- 工藤一嘉・坂上 実 (1984) 1983 年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について - 新潟における石油溢流の問題点 -, 地震研究所彙報, 59, 361-381.
- 国松 直・吉見雅行・関口春子・堀川晴央・吉田邦一・竿本英貴・馮 少孔・杉山長志 (2005) 微動アレイ探査による勇払平野深部地下構造の推定, 活断層・古地震研究報告, No. 5, 1-15.
- 黒瀬 健・山中浩明・衣笠善博 (2000) 微動アレイ観測による新潟平野の S 波速度構造の推定. 地球惑星科学関連合同大会, Sg-001.
- Levander, A. R. (1988) Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics*, 53, 1425-1436.

- 永野正行・大野 晋・古山田耕司・加藤研一 (1998) 兵庫県南部地震時の神戸市内における基盤地震動および地盤増幅特性, 日本建築学会構造系論文集, 第 511 号, 77-84.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 新潟地区地盤沈下調査委員会 (1959) 新潟の地盤沈下, 第一輯, 8-12.
- 新潟県 (2000) 新潟県地質図説明書 (2000 年版), 新潟県地質図改訂委員会編, 野崎印刷.
- 西田彰一 (1974) フォッサマグナ最北部の新第三系 (その 2) - 柏崎〜銚子線の意義 -, 地質調査所報告, no. 250-1, 169-182.
- 岡村行信・森尻理恵・土谷信之・佐藤幹夫 (1996) 粟島周辺海底地質図説明書, 海洋地質図 No.47, 地質調査所, 34p.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1994) 佐渡島南方海底地質図説明書, 海洋地質図 No.43, 地質調査所, 43p.
- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫 (1995) 佐渡島北方海底地質図説明書, 海洋地質図 No.46, 地質調査所, 43p.
- 大森昌衛 (1960) フォッサ・マグナの地質学的意義. 地球科学, 50-51, 75-82.
- 太田外氣晴・引田智樹 (2004) 64 年新潟地震と 03 年十勝沖地震における石油タンクの溢流とやや長周期地震動, 地震工学研究レポート, (90), 55-66.
- Robertsson, J. O. A., Blanch, J. O. and Symes, W. W. (1994) Viscoelastic finite-difference modeling, *Geophysics*, 59, 1444-1456.
- 産業技術総合研究所 (2009) 活断層データベース 2009 年 7 月 23 日版. 産業技術総合研究所 DB095, 産業技術総合研究所. <http://riodb02.ibase.aist.go.jp/activefault/index.html>
- 佐藤浩章・東 貞成・佐藤清隆 (2005) : 新潟平野を対象とした微動アレイ観測による S 波速度構造探査, 物理探査学会学術講演会講演論文集, 113, 71-74.
- 佐藤浩章・東 貞成・佐藤清隆・山中浩明 (2008) 地震記録の分散性を利用した新潟平野における深部 S 波速度構造の評価 日本建築学会学術講演梗概集 B-2 構造 2, 巻 : 2007 頁 : 199-200
- 佐藤浩章 (2009) 広帯域強振動予測のための新潟平野における深部地盤のモデル化とサイト増幅特性評価, 東京工業大学総合理工学研究科・博士論文.
- 佐藤芳徳・山県耕太郎・三浦博英 (1992) 高田平野における不圧地下水の流動系, 日本地理学会予稿集, 41, 141-145.
- 角 靖夫・笹田政克・広島俊男・駒澤正夫 (1985) 20 万分の 1 地質図幅「新潟」, 地質調査所.
- 関口春子・吉見雅行・堀川晴央・吉田邦一・国松 直・杉山長志・馮 少孔・徳丸哲義 (2006) 高田平野北東部における微動アレイ探査, 活断層・古地震研究報告, No. 6, 21-37.
- 高田平野団体研究グループ (1981) 高田平野の第四系と形成史—新潟県の第四系・その X X I V—, 新潟大学高田分校研究紀要, 25, 209-272.
- 高橋雅紀 (2005) 日本海拡大時の東北/西南日本弧境界の右横ずれリフト帯, 日本地質学会第 112 年学術大会, P-131.
- 竹内圭史・加藤碩一 (1994) 高田東部地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 67p.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊男 (1994) 20 万分の 1 地質図「高田」, 地質調査所.
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝 (2000) 松之山温泉地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 76p.
- 竹内圭史・吉村尚久・加藤碩一 (1996) 柿崎地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 48p.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992) 改訂版 日本の石油・天然ガス資源, 37-172.
- 土谷信之・高橋 浩・柳沢幸夫・山元孝広・久保和也・駒澤正夫・広島俊男・内藤一樹 (1999) 20 万分の 1 地質図幅「村上」, 地質調査所.
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦 寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐 垣・日野亮太・野原 壮・阿部寛信・坂井真一・向山建次郎 (2001) 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, 13, 第 1 号, 別添 CD-ROM.
- 植村 武・山田哲雄編 (1993) 日本の地質 4 中部地方 I, 共立出版株式会社, 332p.
- Virieux, J (1986) P-SV wave propagation in homogeneous media: Velocity-stress difference method, *Geophysics*, 51, 889-901.
- 山元孝広・滝沢文教・高橋 浩・久保和也・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久 (2000) 20 万分の 1 地質図幅「日光」, 地質調査所.
- 山下 昇 (1970) 柏崎—銚子線と提唱. 星野通平ほか編 島弧と海洋, 179-191, 東海大学出版会.
- 柳沢 幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤碩一 (1985) 十日町地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104p.
- 柳沢 幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一 (1986) 小千谷地域の地質 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 177p.
- 山中浩明・元木健太郎・福元俊一・山田伸之・浅野公之 (2005) 2004 年新潟県中越地震の余震・微動の観測と地盤特性の評価, 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, S079P-010.
- 吉田邦一・吉見雅行・鈴木晴彦・森野道夫・滝沢文教・関口春子・堀川晴央 (2007) 長周期地震動計算

のための石狩平野および勇払平野の3次元堆積盆地構造モデル, 活断層・古地震研究報告, No. 7, 1-29.

吉見雅行・吉田邦一・関口春子・堀川晴央・竿本英貴・松浦旅人 (2008) 微動アレイ探査で推定した大分平野のS波速度構造, 活断層・古地震研究報告, No. 8, 295-315.

Zhao D., Hasegawa, A., Kanamori, H. (1994) Deep structure of Japan subduction zone as derived from local regional and teleseismic events, *Journal of Geophysical Research*, 22, 313-327.

【石油公団基礎試錐・基礎物理探査報告書】

石油公団 (1968a) 昭和42年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「下五十嵐」調査報告書, 20p.

石油公団 (1968b) 昭和42年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「大淵」調査報告書, 25p.

石油公団 (1968c) 昭和42年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「新潟平野」調査報告書, 14p.

石油公団 (1969a) 昭和43年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「升湯」調査報告書, 21p.

石油公団 (1969b) 昭和43年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「新潟・長岡平野」調査報告書, 17p.

石油公団 (1969c) 昭和44年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「高田平野」調査報告書, 12p.

石油公団 (1969d) 昭和44年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「長岡平野」調査報告書, 16p.

石油公団 (1970a) 昭和44年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「吉田」調査報告書, 25p.

石油公団 (1970b) 昭和44年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「真人」調査報告書, 31p.

石油公団 (1970c) 昭和45年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「頸城」調査報告書, 31p.

石油公団 (1970d) 昭和44年度 天然ガス基礎調査 基礎物理探査「新潟平野」調査報告書, 12p.

石油公団 (1971) 昭和46年度 天然ガス基礎調査 基礎試錐「月湯」調査報告書, 46p.

石油公団 (1977) 昭和51年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「北海道西部-新潟海域」調査報告書, 29p.

石油公団 (1982a) 昭和56年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「直江津沖北」調査報告書, 97p.

石油公団 (1982b) 昭和56年度 大陸棚石油・天然ガス基礎調査 基礎物理探査「富山沖・北陸～隠岐沖・山陰沖」調査報告書, 48p.

石油公団 (1987) 昭和61年度 国内石油天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「安田～松之山地域」調査報告書, 35p.

石油公団 (1988a) 昭和61年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「高田平野」調査報告書, 143p.

石油公団 (1988b) 昭和62年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「柏崎沖」調査報告書, 80p.

石油公団 (1988c) 昭和62年度 国内石油天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「西津軽～新潟沖」調査報告書, 44p.

石油公団 (1988d) 昭和62年度 国内石油天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「頸城～田麦山地域」調査報告書, 45p.

石油公団 (1989a) 昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「佐渡沖」調査報告書, 96p.

石油公団 (1989b) 昭和63年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「新井～中子地域」調査報告書, 16p.

石油公団 (1990) 平成元年度 国内石油天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「頸城～能生地域」「中頸城地域」調査報告書, 30p.

石油公団 (1991a) 平成元年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「東頸城」調査報告書, 112p.

石油公団 (1991b) 平成元年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「新潟平野」調査報告書, 132p.

石油公団 (1991c) 平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「上越地域」調査報告書, 30p.

石油公団 (1991d) 平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書, 28p.

石油公団 (1992a) 平成2年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「新米山」調査報告書, 121p.

石油公団 (1992b) 平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 海上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書, 29p.

石油公団 (1992c) 平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「魚沼地域」調査報告書, 29p.

石油公団 (1993a) 平成3年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「三島」調査報告書, 118.

石油公団 (1993b) 平成4年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「新潟～富山浅海域」調査報告書, 29.

石油公団 (1993c) 平成4年度 国内石油・天然ガス基礎調査 陸上基礎物理探査「上越地域」調査報告書, 23.

石油公団 (1994) 平成4年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「新竹野町」調査報告書, 130.

石油公団 (1996a) 平成6年度 国内石油・天然ガス基礎調査 基礎試錐「富倉」調査報告書, 140.

石油公団 (1996b) 平成 7 年度 国内石油・天然ガス  
基礎調査 基礎試錐「西頸城」調査報告書,  
72p.  
石油公団 (1996c) 平成 7 年度 国内石油・天然ガス  
基礎調査 陸上基礎物理探査「西頸城」調査報  
告書, 30p.  
石油公団 (1999a) 平成 9 年度 国内石油・天然ガス  
基礎調査 基礎試錐「東山」調査報告書, 89p.  
石油公団 (1999b) 平成 10 年度 国内石油・天然ガ  
ス基礎調査 陸上基礎物理探査「西山・中央油帯」  
調査報告書, 61p.  
石油公団 (2001) 平成 11 年度 国内石油・天然ガス  
基礎調査 陸上基礎試錐「小国」調査報告書,  
56p.

石油公団 (2002) 平成 12 年度 国内石油・天然ガス  
基礎調査 陸上基礎物理探査「新津」調査報告書,  
49p.  
石油公団 (2003a) 平成 13 年度 国内石油・天然ガ  
ス基礎調査 基礎試錐「新津」調査報告書,  
96p.  
石油公団 (2003b) 平成 13 年度 国内石油・天然ガ  
ス基礎調査 基礎物理探査「佐渡沖南西」調査  
報告書, 48p.

(受付: 2009 年 8 月 22 日, 受理: 2009 年 10 月 27 日)

第 1 表. 新潟地域の層序区分. 本表の層序は, 主に以下の文献をもとに作成した。「新潟県地質図及び  
説明書」(新潟県, 2000), 「日本の地質 4 中部地方 I」(植村・山田編, 1993), 鴨井ほか (2002),  
小林 (1996), 高田平野団体研究グループ (1981). また, 調査範囲内の 20 万分の 1 地質図幅,  
5 万分の 1 地質図幅 (4.1 節参照) の記載も参照した.

Table 1. Geology of Niigata area. This stratigraphy is based on Niigata Prefecture (2000), Uemura and  
Yamada (1993), Kamo *et al.* (2002), Kobayashi (1996), Takada Plain research group (1981), and  
1:200,000 and 1:50,000 geological maps for the study area.

地質時代		本報告の区分 (新潟油田地域)	東頸城地域	西頸城地域		
第四紀	完新世	沖積層	沖積層	沖積層		
	更新世	後期	蒲原層	段丘堆積物 中部・上部更新統		
		中期				
		前期				
新第三紀	鮮新世	魚沼層群 灰爪層	魚沼層群 灰爪層	魚沼層群 灰爪層		
		後期	西山層	西山層	谷浜層 名立層	
	中新世	前期	椎谷層	椎谷層	川詰層	
		中期	後期	上部寺泊層	上部寺泊層	能生谷層
			下部寺泊層	下部寺泊層	下部寺泊層 難波山層 火打山層	難波山層 火打山層
				七谷層	七谷層	七谷層
		前期	グリーンタフ	グリーンタフ	グリーンタフ	
先新第三紀	足尾帯・上越帯(中古生層、花崗岩類、変成岩類)					

第2表. H/V スペクトル解析に用いた地震の諸元.  
Table 2. Earthquakes applied for H/V spectra analyses.

番号	発震年月日	経度	緯度	深さ(km)	Mj
1	1996年08月11日 03:12:17.9	140.6333	38.9067	9	6.1
2	1996年08月11日 08:10:46.6	140.6717	38.8650	10	5.8
3	1996年09月11日 11:37:14.3	141.2167	35.6383	52	6.4
4	1996年12月04日 00:49:13.9	139.6333	37.4400	146	5.5
5	1996年12月21日 10:28:47.7	139.8600	36.0950	53	5.6
6	1997年05月12日 07:59:38.2	141.2450	37.0600	54	5.7
7	1997年11月23日 12:50:58.6	138.8050	39.9750	29	5.8
8	1998年08月16日 03:31:07.8	137.6250	36.3267	3	5.6
9	1998年09月03日 16:58:17.2	140.9000	39.8050	8	6.2
10	2000年06月07日 06:16:43.2	135.5617	36.8250	21	6.2
11	2000年07月21日 03:39:18.6	141.1183	36.5283	49	6.4
12	2000年08月06日 16:27:13.3	140.0850	28.8200	445	7.2
13	2001年02月25日 06:53:50.8	142.2550	37.1900	16	5.9
14	2001年10月02日 17:19:50.2	141.8133	37.7283	41	5.5
15	2001年12月02日 22:01:55.2	141.2617	39.3983	122	6.4
16	2002年02月12日 22:44:37.9	141.0817	36.5883	48	5.7
17	2002年07月24日 05:05:30.3	142.3150	37.2317	30	5.9
18	2002年11月03日 12:37:43.6	142.1383	38.8950	46	6.3
19	2003年03月03日 07:46:47.6	141.7833	37.6867	41	5.9
20	2003年05月26日 18:24:33.4	141.6500	38.8200	72	7.1
21	2003年07月26日 00:13:08.2	141.1633	38.4333	12	5.6
22	2003年07月26日 07:13:31.5	141.1700	38.4050	12	6.4
23	2003年07月26日 16:56:44.5	141.1883	38.5000	12	5.5
24	2003年09月20日 12:54:52.2	140.3000	35.2183	70	5.8
25	2003年09月26日 04:50:07.4	144.0783	41.7783	45	8.0
26	2003年09月26日 06:08:01.8	143.6900	41.7083	21	7.1
27	2003年10月31日 10:06:30.6	142.6950	37.8317	33	6.8
28	2003年11月12日 17:26:42.6	137.0333	33.1633	395	6.5
29	2003年11月15日 03:43:51.6	141.1650	36.4317	48	5.8
30	2004年04月04日 08:02:00.6	141.1533	36.3900	49	5.8
31	2004年05月29日 12:47:10.1	142.0200	37.6633	38	5.9
32	2004年09月01日 11:49:26.0	141.7800	36.9217	31	5.6
33	2004年09月05日 19:07:07.5	136.7967	33.0317	38	7.1
34	2004年09月05日 23:57:16.8	137.1400	33.1367	44	7.4
35	2004年10月23日 17:56:00.3	138.8667	37.2917	13	6.8
36	2004年10月23日 18:03:12.6	138.9833	37.3533	9	6.3
37	2004年10月23日 18:34:05.6	138.9300	37.3050	14	6.5
38	2004年10月23日 19:45:57.1	138.8750	37.2950	12	5.7

第3表. 差分法の計算に用いた地震の諸元.  
Table 3. Earthquake used for finite-difference calculation.

発震年月日	経度 (度)	緯度 (度)	深さ (km)	走向 (度)	傾斜 (度)	すべり角 (度)	モーメント (Nm)	Mj
2000/10/23 18:57:26.2	138.863	37.205	8	222 <sup>#</sup>	55 <sup>#</sup>	98 <sup>#</sup>	4.86E+16 <sup>#</sup>	5.3

# 防災科学技術研究所 F-net のメカニズム情報より. それ以外は気象庁 HP よりライズタイムは引間・額額 (2005) を参考に1秒とし, 震源時間関数はベル型とした.

第4表. 速度の深度依存式. KiK-net データを使用しない場合.

Table 4. Vp-depth and Vs-depth relations obtained without KiK-net logging data.

魚沼灰爪	$V_p(m/s)=0.50985*Dep(m)+1680$ 深度4500mまで	$V_p(m/s)=0.5505*Dep(m)+1631$
西山層		$V_p(m/s)=0.4692*Dep(m)+1729$
椎谷層	$V_p(m/s)=0.4266*Dep(m)+2169$ 深度4200m以深は上部寺泊層と同じ	
上部寺泊層	$V_p(m/s)=0.32351*Dep(m)+2618$ 深度6200mまで	
下部寺泊層	$V_p(m/s)=0.5028*Dep(m)+2500$ 深度4600m以深は七谷層と同じ	
七谷層	$V_p(m/s)=0.10688*Dep(m)+4390$ 深度7500mまで	
グリーンタフ	$V_p(m/s)=5200$	

魚沼灰爪	$V_s(m/s)=-$
西山層	$0.0000131*Dep^2+0.446*Dep+425$
椎谷層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000092*Dep^2+0.352*Dep+841$ 深度4300mまで
上部寺泊層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000053*Dep^2+0.252*Dep+1201$ 深度6200mまで
下部寺泊層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000128*Dep^2+0.398*Dep+1109$ 深度4600mまで
七谷層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000006*Dep^2+0.064*Dep+2425$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$V_s(m/s)=2878$

南部領域

魚沼灰爪	$V_p(m/s)=0.7412*Dep(m)+1893$ 深度1000mまで
西山層	$V_p(m/s)=0.3961*Dep(m)+2461$ 深度2000mまで
椎谷層	$V_p(m/s)=3340$
上部寺泊層	$V_p(m/s)=3910$
下部寺泊層	$V_p(m/s)=0.5028*Dep(m)+2500$ 深度3000m以浅は上部寺泊層と同じ 深度4600m以深は七谷層と同じ
七谷層	$V_p(m/s)=0.10688*Dep(m)+4390$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$V_p(m/s)=5200$

魚沼灰爪	$V_s(m/s)=-$ $0.0000278*Dep^2+0.632*Dep+609$ 深度4500mまで
西山層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000079*Dep^2+0.315*Dep+1078$ 深度4500mまで
椎谷層	$V_s(m/s)=1738$ 深度4300mまで
上部寺泊層	$V_s(m/s)=2125$ 深度6200mまで
下部寺泊層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000128*Dep^2+0.398*Dep+1109$ 深度4600mまで
七谷層	$V_s(m/s)=-$ $0.0000006*Dep^2+0.064*Dep+2425$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$V_s(m/s)=2878$

第5表. 速度の深度依存式. KiK-net データを使用した場合.

Table 5. Vp-depth and Vs-depth relations obtained from data including KiK-net logging.

北部領域

魚沼灰爪	$Vp(m/s)=0.5164*Dep(m)+1661$	$Vp(m/s)=0.53871*Dep(m)+1652$
西山層	深度4500mまで	$Vp(m/s)=0.4941*Dep(m)+1670$
椎谷層	$Vp(m/s)=0.4266*Dep(m)+2169$ 深度4300m以深は上部寺泊層と同じ	
上部寺泊層	$Vp(m/s)=0.32351*Dep(m)+2618$ 深度6200mまで	
下部寺泊層	$Vp(m/s)=0.50277*Dep(m)+2500$ 深度4600m以深は七谷層と同じ	
七谷層	$Vp(m/s)=0.10688*Dep(m)+4391$ 深度7500mまで	
グリーンタフ	$Vp(m/s)=5200$	

魚沼灰爪	$Vs(m/s)=-$
西山層	$0.0000135*Dep^2+0.453*Dep+409$
椎谷層	$Vs(m/s)=-$ $0.0000092*Dep^2+0.352*Dep+841$ 深度4300mまで
上部寺泊層	$Vs(m/s)=-$ $0.0000053*Dep^2+0.252*Dep+1201$ 深度6200mまで
下部寺泊層	$Vs(m/s)=-$ $0.0000128*Dep^2+0.398*Dep+1108$ 深度4600mまで
七谷層	$Vs(m/s)=-$ $0.0000006*Dep^2+0.064*Dep+2425$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$Vs(m/s)=2878$

南部領域

魚沼灰爪	$Vp(m/s)=1173*Dep(m)^{0.114}$ 深度1000mまで
西山層	$Vp(m/s)=903*Dep(m)^{0.169}$ 深度2000mまで
椎谷層	$Vp(m/s)=3340$
上部寺泊層	$Vp(m/s)=3910$
下部寺泊層	$Vp(m/s)=0.50277*Dep(m)+2500$ 深度3000m以浅は上部寺泊層と深度4600m以深は七谷層と
七谷層	$Vp(m/s)=0.10688*Dep(m)+4391$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$Vp(m/s)=5200$

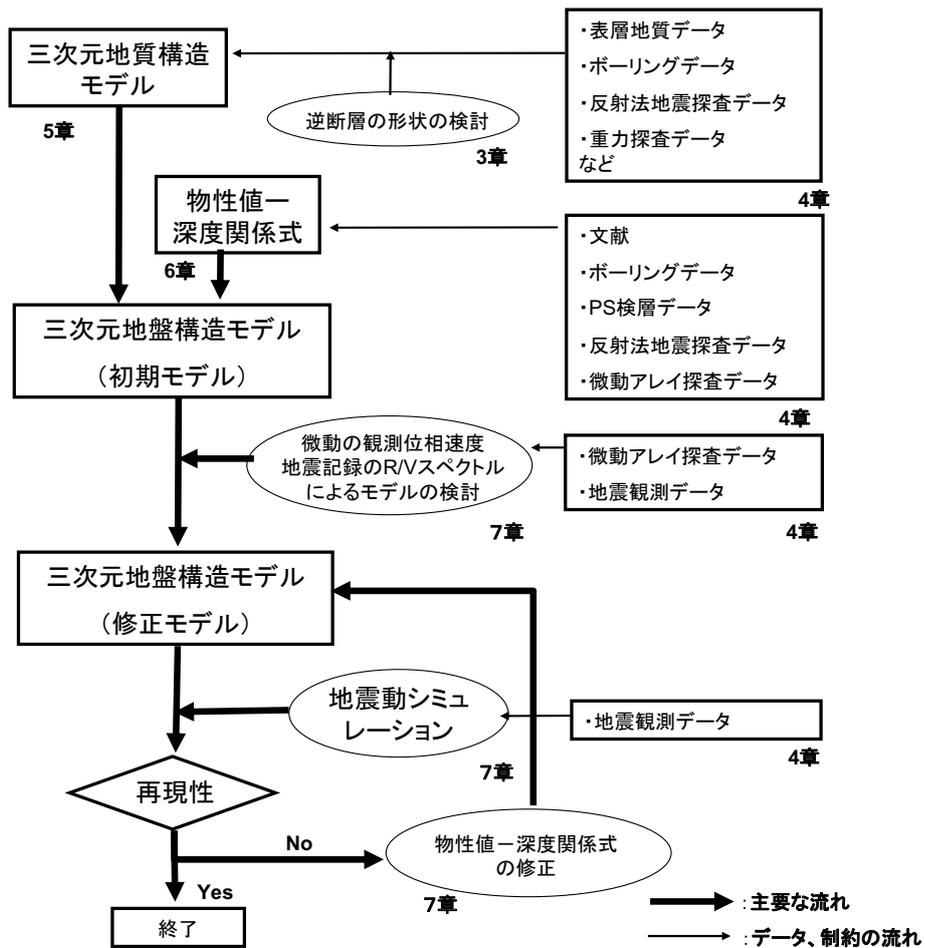
魚沼灰爪	$Vs(m/s)=-69.54*D^{(2*0.114)}+1225*D^{0.114}-1187$ 深度1000 mまで
西山層	$Vs(m/s)=-41.24*D^{(2*0.169)}+943*D^{0.169}-1187$ 深度2000 mまで
椎谷層	$Vs(m/s)=1738$
上部寺泊層	$Vs(m/s)=2125$
下部寺泊層	$Vs(m/s)=-0.0000128*Dep^2+0.398*Dep+1108$ 深度3000m以浅は上部寺泊層と深度4600m以深は七谷層と
七谷層	$Vs(m/s)=-0.0000006*Dep^2+0.064*Dep+2425$ 深度7500mまで
グリーンタフ	$Vs(m/s)=2878$

第6表. S波速度 0.2 km/s 間隔の細層における各層の物性値.  
Table 6. Material properties for finely divided layers at 0.2 km/s interval about S-wave veloc.

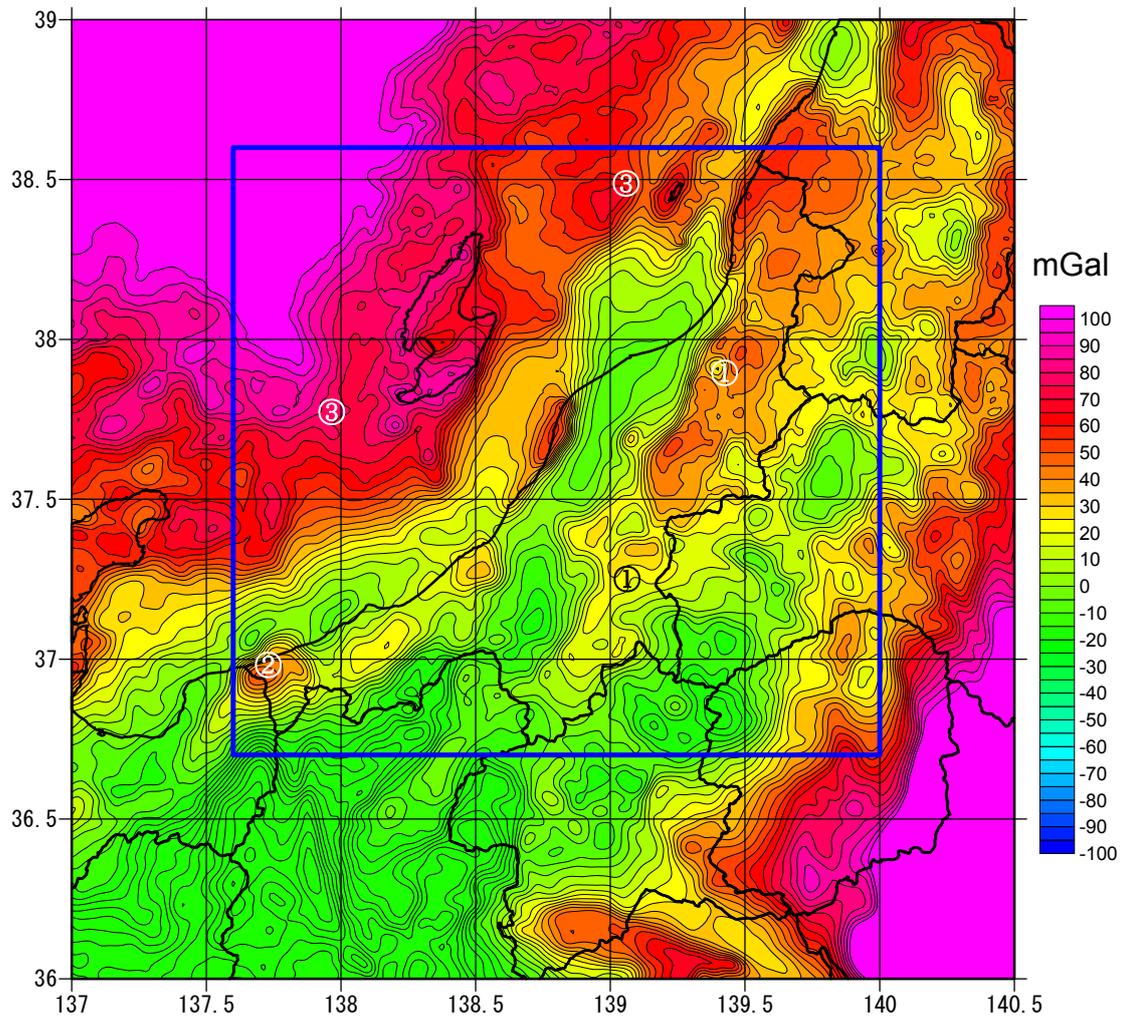
地質	番号	層番号	Vs(km/s)	Vp(km/s)	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )
魚沼層群 および 灰爪層	1	1	0.4	1.65	1.99
	2	2	0.6	1.88	2.04
	3	3	0.8	2.12	2.08
	4	4	1	2.36	2.12
	5	5	1.2	2.62	2.17
	6	6	1.4	2.88	2.21
	7	7	1.6	3.15	2.25
	8	8	1.8	3.43	2.3
西山層	1	9	0.4	1.65	1.99
	2	10	0.6	1.88	2.04
	3	11	0.8	2.12	2.08
	4	12	1	2.36	2.12
	5	13	1.2	2.62	2.17
	6	14	1.4	2.88	2.21
	7	15	1.6	3.15	2.25
	8	16	1.8	3.43	2.3
	9	17	2	3.72	2.35
	10	18	2.2	4.03	2.41
椎谷層	1	19	0.8	2.12	2.08
	2	20	1	2.36	2.12
	3	21	1.2	2.62	2.17
	4	22	1.4	2.88	2.21
	5	23	1.6	3.15	2.25
	6	24	1.8	3.43	2.3
	7	25	2	3.72	2.35
	8	26	2.2	4.03	2.41
	9	27	2.4	4.35	2.49
上部寺泊層	1	28	1.2	2.62	2.17
	2	29	1.4	2.88	2.21
	3	30	1.6	3.15	2.25
	4	31	1.8	3.43	2.3
	5	32	2	3.72	2.35
	6	33	2.2	4.03	2.41
	7	34	2.4	4.35	2.49
	8	35	2.6	4.69	2.55
下部寺泊層	1	36	1.2	2.62	2.17
	2	37	1.4	2.88	2.21
	3	38	1.6	3.15	2.25
	4	39	1.8	3.43	2.3
	5	40	2	3.72	2.35
	6	41	2.2	4.03	2.41
	7	42	2.4	4.35	2.49
	8	43	2.6	4.69	2.55
	9	44	2.8	5.05	2.6
七谷層	1	45	2.4	4.35	2.49
	2	46	2.6	4.69	2.55
	3	47	2.8	5.05	2.6
グリーンタフ	1	48	2.878	5.2	2.6
基盤岩類	1	49	3.3	5.97	2.7

第7表. 差分法計算の条件.  
Table 7. Conditions of finite-difference calculation.

格子配置	応力-速度スタッガードグリッド Virieux(1986)
計算精度	時間 2 次 空間 4 次 Levander (1988)
震源の導入	モーメントテンソルを等価な体積力として表現する方法 Graves (1996)
吸収境界条件	Cerjan (1985) による。 厚さ 20 格子
粘弾性条件	メモリバリアブルによる Robertsson et al.(1994) 基準周期 4 秒 $Q_p, Q_s = V_s(m/s) / 5$
バンドパスフィルター	2.5-10 秒

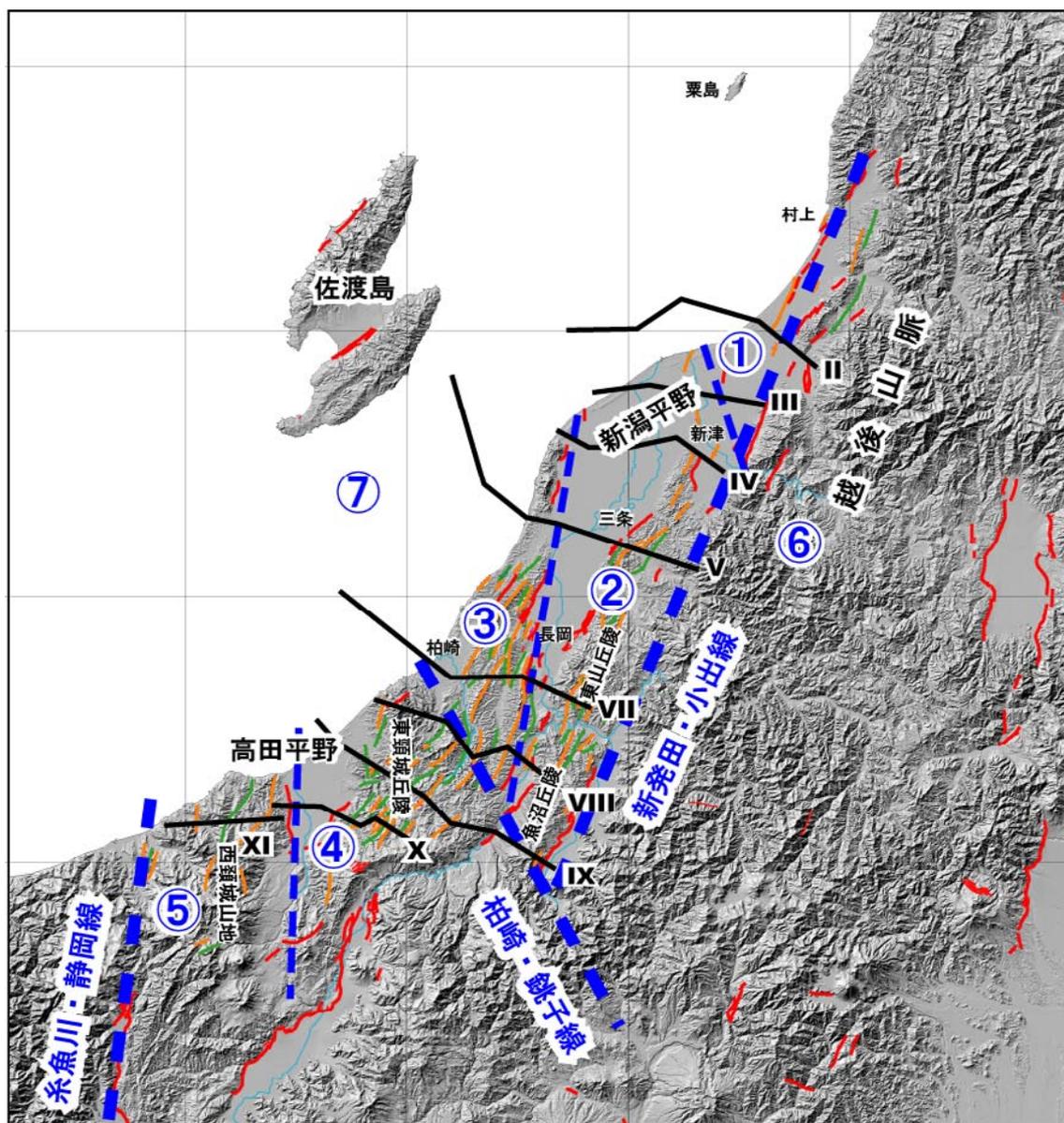


第1図. モデル作成の流れ.  
Fig. 1. Flow of model construction.

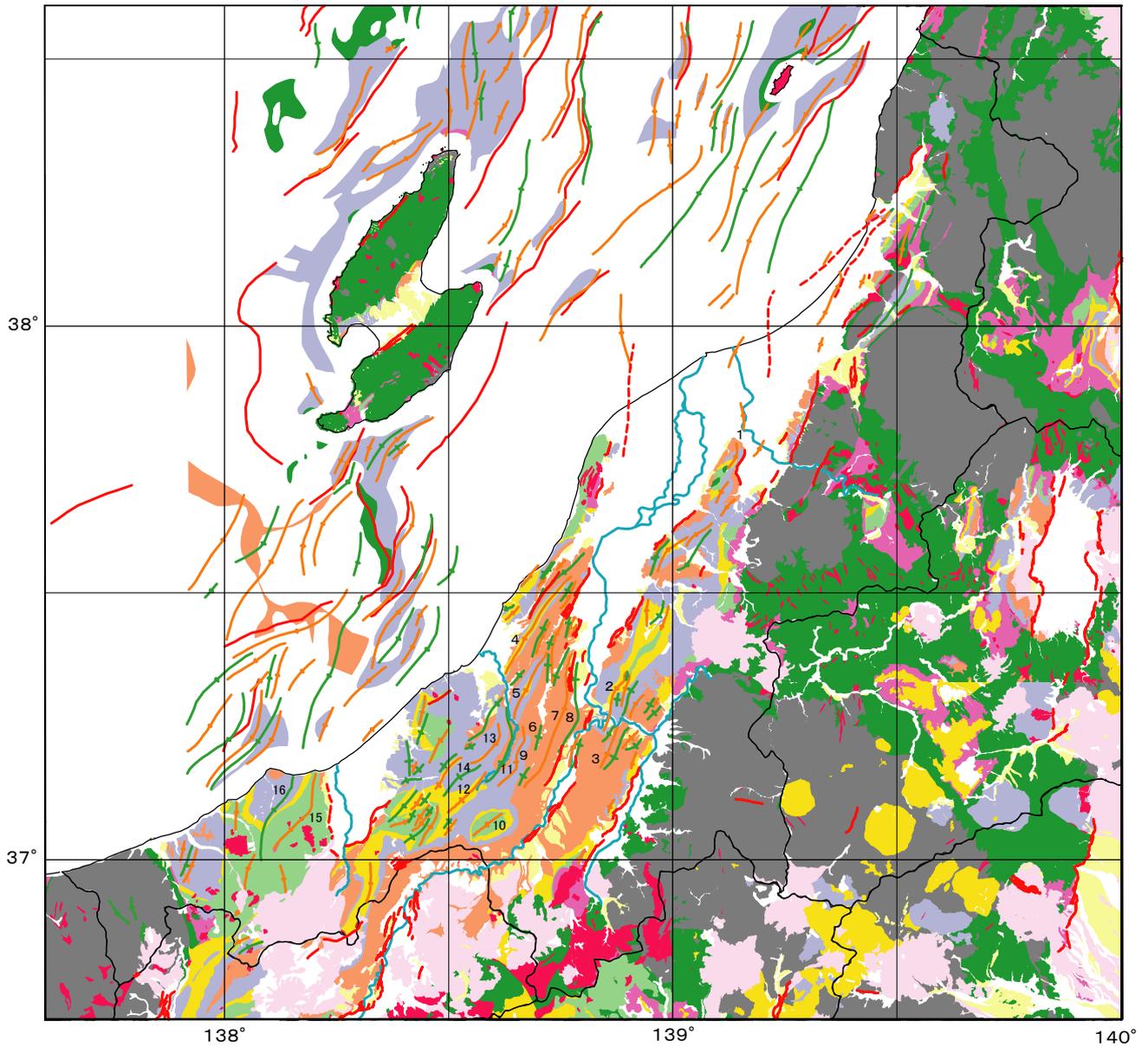


第2図. 新潟地域におけるブーゲー異常分布 (仮定密度  $2.67\text{g/cm}^3$ ). 青色の枠は詳細な地盤構造モデルを作成した範囲.

Fig. 2. Bouguer anomaly around Niigata area ( $2.67\text{ g/cm}^3$ ) Blue rectangle indicates modeled area.



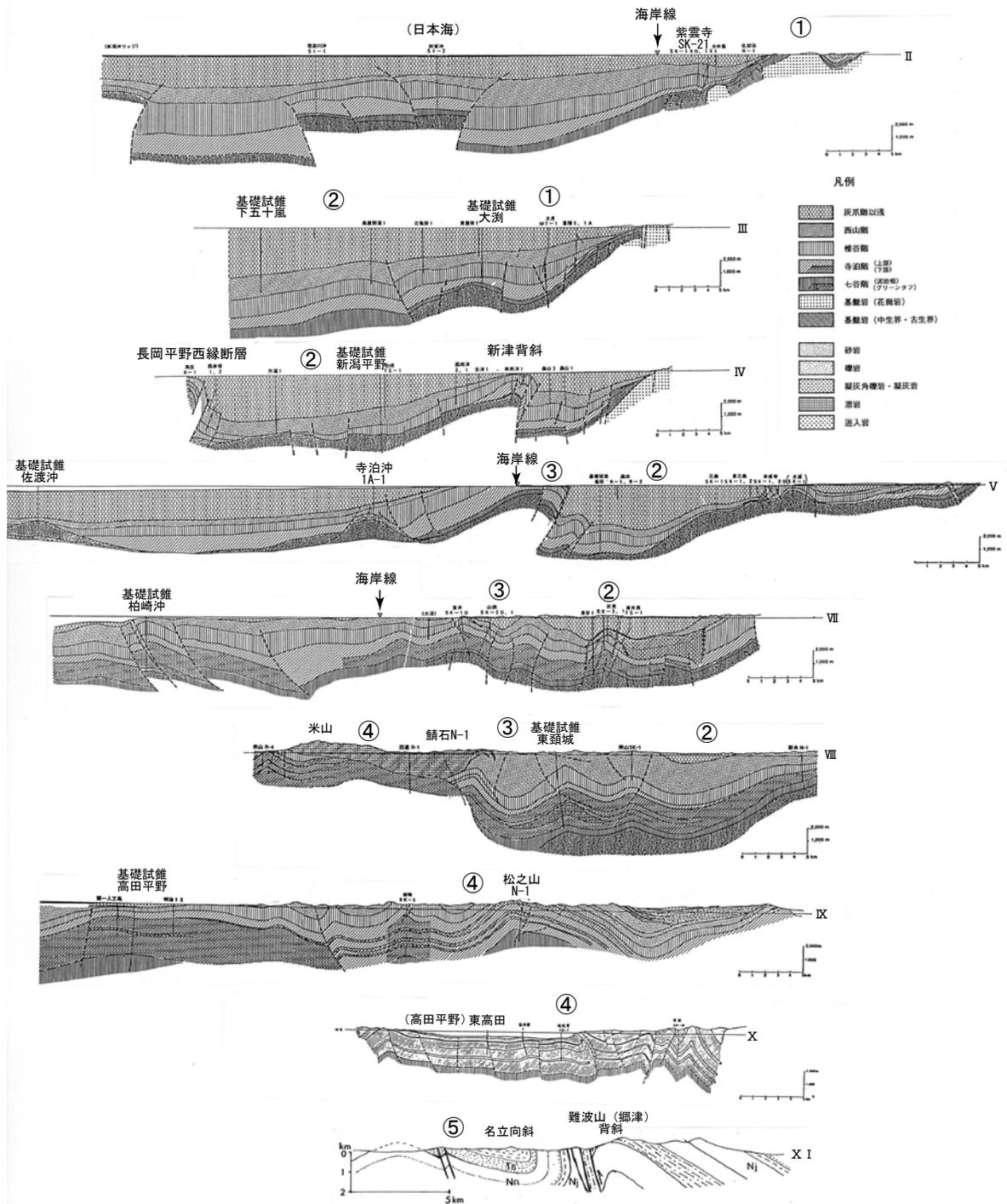
第3図. 新潟平野周辺地域の地形. 赤: 活断層, 橙: 背斜, 緑: 向斜, 黒線: 第5図の地質断面図位置, 青破線: 構造境界. 地形描画には, 数値地図 50 m メッシュ (国土地理院, 2001) を用いた.  
 Fig. 3. Topography around Niigata area. Red: active fault, orange: anticline, green: syncline, black: location of geologic cross section, yellow-green: structural boundary. Shaded relief of topography is based on Digital Map 50 m Grid (Elevation) (Geographical Survey Institute, 2001).



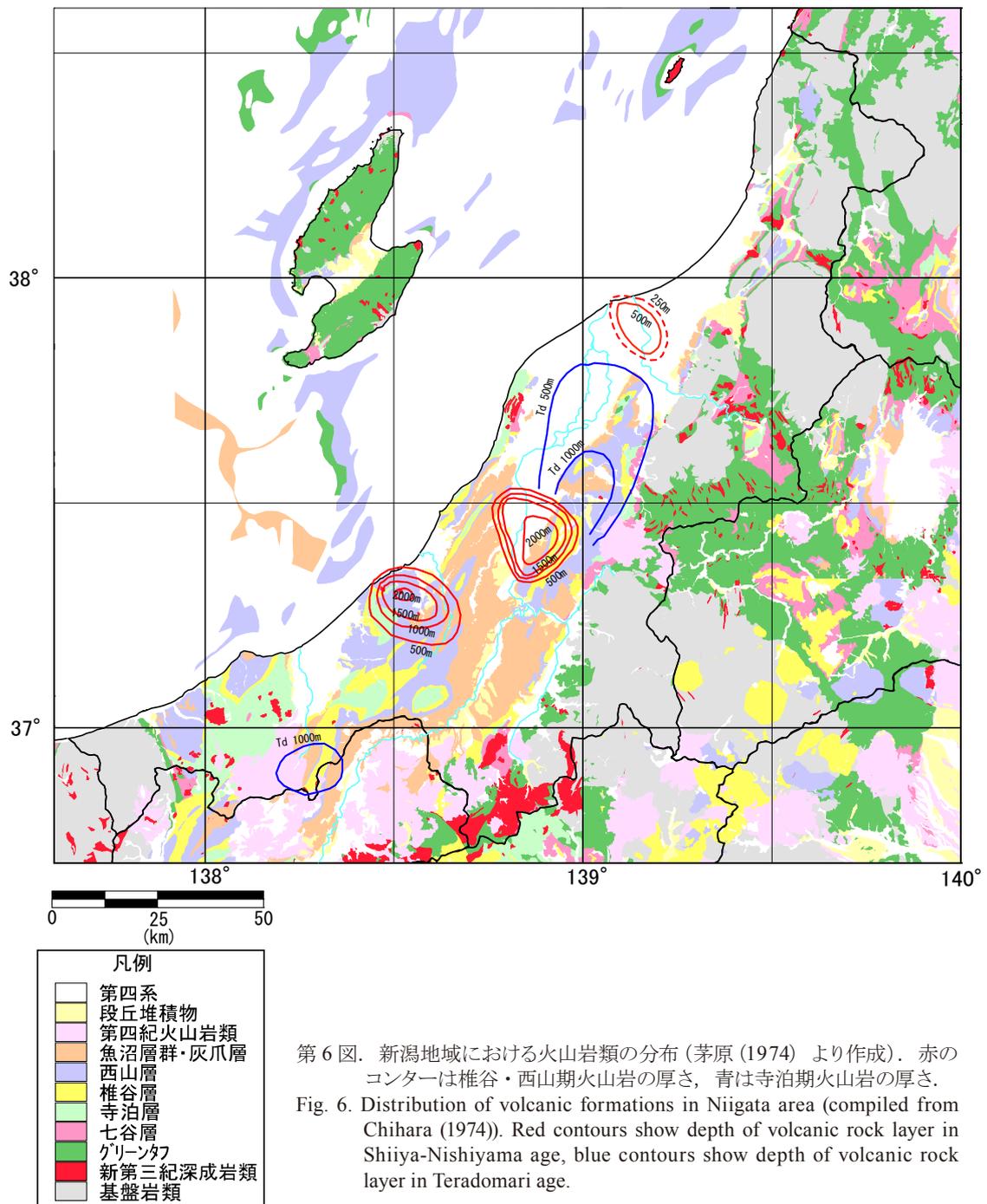
凡例	
	沖積層
	段丘堆積物
	第四紀火山岩類
	魚沼層群
	西山層
	椎谷層
	寺泊層
	七谷層
	グリーンタフ
	新第三紀深成岩類
	基盤岩類

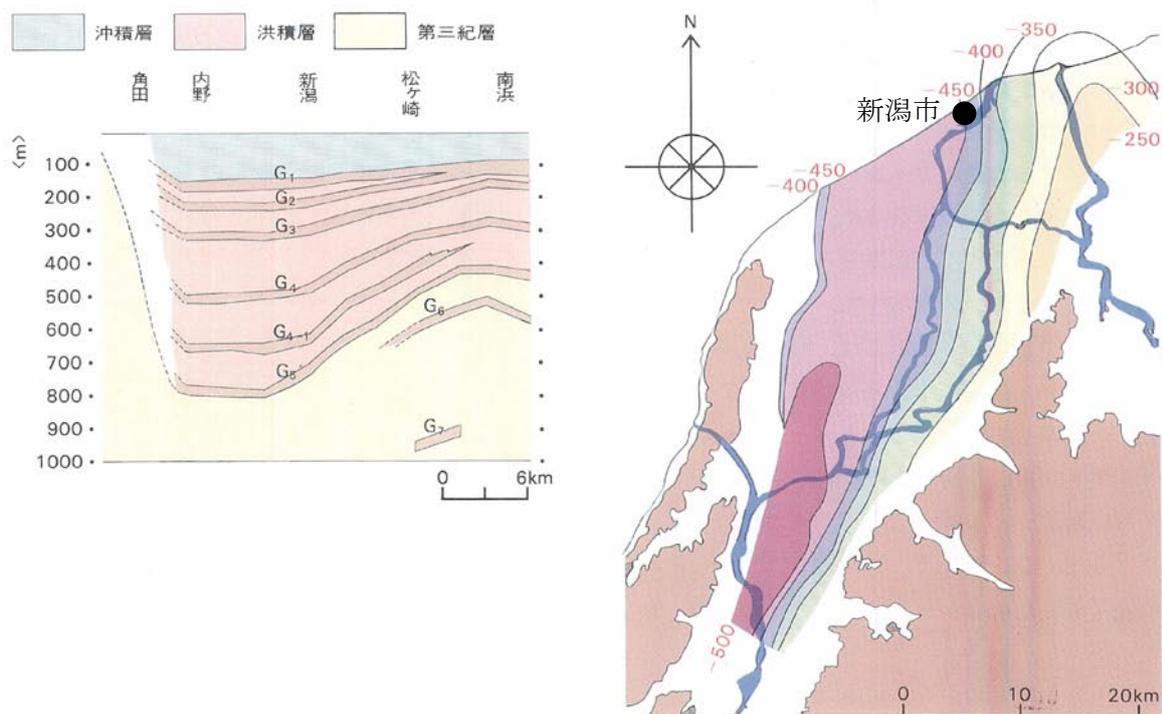
第4図. 新潟地域の地質. 新潟県内は新潟県地質図(新潟県, 2000)を簡略化. 県外は20万分の1地質図「村上」(土谷ほか, 1999), 「日光」(山元ほか, 2000), 「新潟」(角ほか, 1985), 「高田」(竹内ほか, 1994), 「富山」(原山ほか, 1995)による. 赤:活断層, 橙色:背斜, 緑:向斜. 1:新津背斜, 2:東山背斜, 3:田麦山背斜, 4:小木ノ城背斜, 5:八石背斜, 6:洪海川向斜, 7:片貝-真人背斜, 8:小千谷向斜, 9:山中-桐山背斜, 10:松之山背斜, 11:鯖石川向斜, 12:儀名背斜, 13:石黒背斜, 14:田麦川向斜, 15:難波山背斜, 16:名立向斜.

Fig. 4. Surface geology. Geology maps of Niigata Prefecture (Niigata Prefecture, 2000), of 200,000:1 series in "Murakami" (Tsuchiya *et al.*, 1999), in "Nikko" (Yamamoto *et al.*, 2000), in "Niigata" (Kaku *et al.*, 1985), in "Takada" (Takeuchi *et al.*, 1994), and in "Toyama" (Harayama *et al.*, 1995) are compiled to illustrate the surface geology of the target area. Red lines: active fault, orange line: anticline, green line: syncline.



第 5 図. 地区別の代表的地質断面 (II~Xは天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会 (1992), XIは赤羽 (1975) による).  
 ①から⑤は文中の地区区分番号. 断面位置は第 3 図に示す.  
 Fig. 5. Geological cross sections. (From II to X are after Japan Natural Gas Association and Japan Offshore Petroleum Development Association (1992), XI is after Akabane(1975)). Each number in circle corresponds to region tag shown in Fig. 3. Locations of the cross sections are shown in Fig. 3.

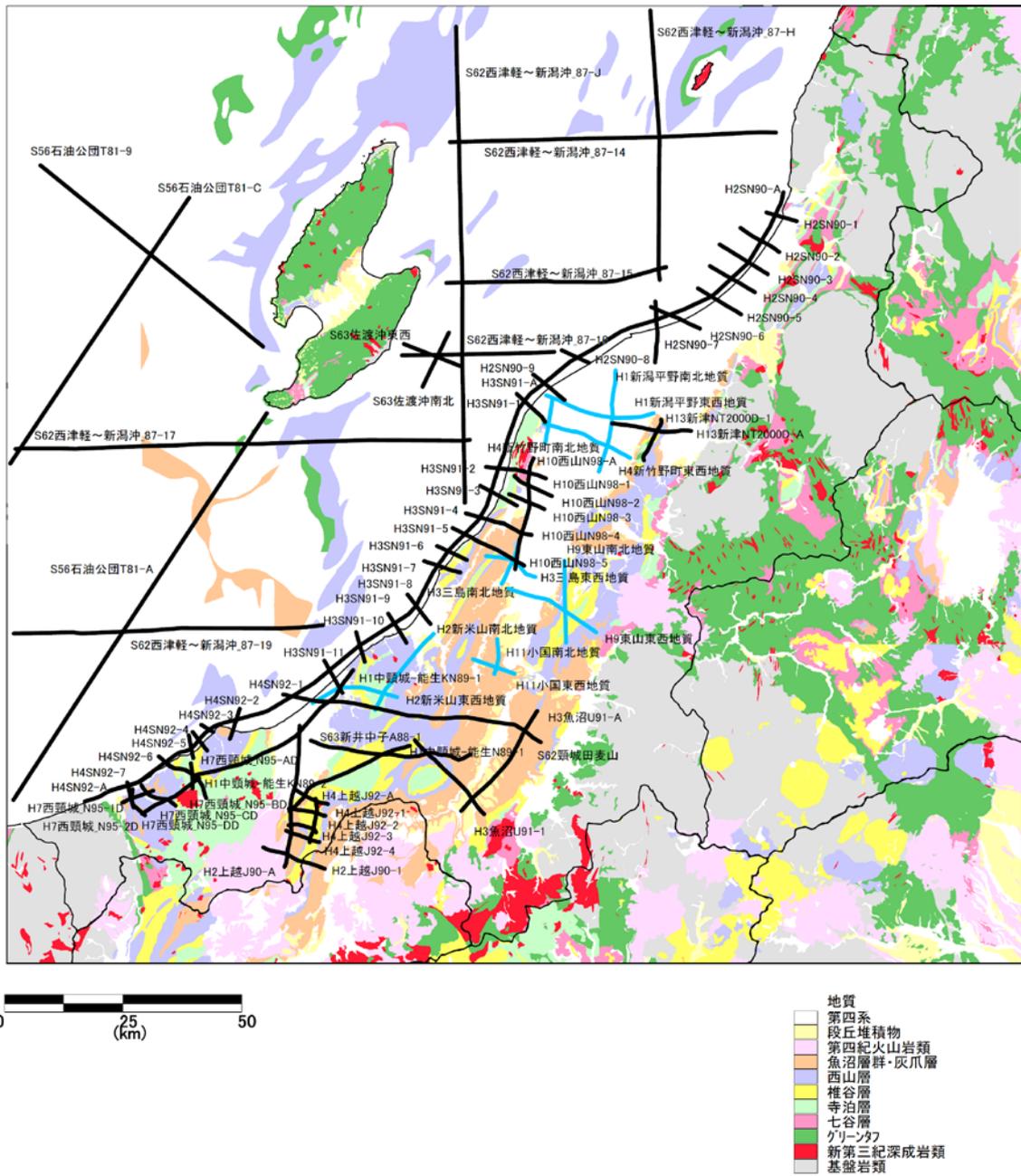




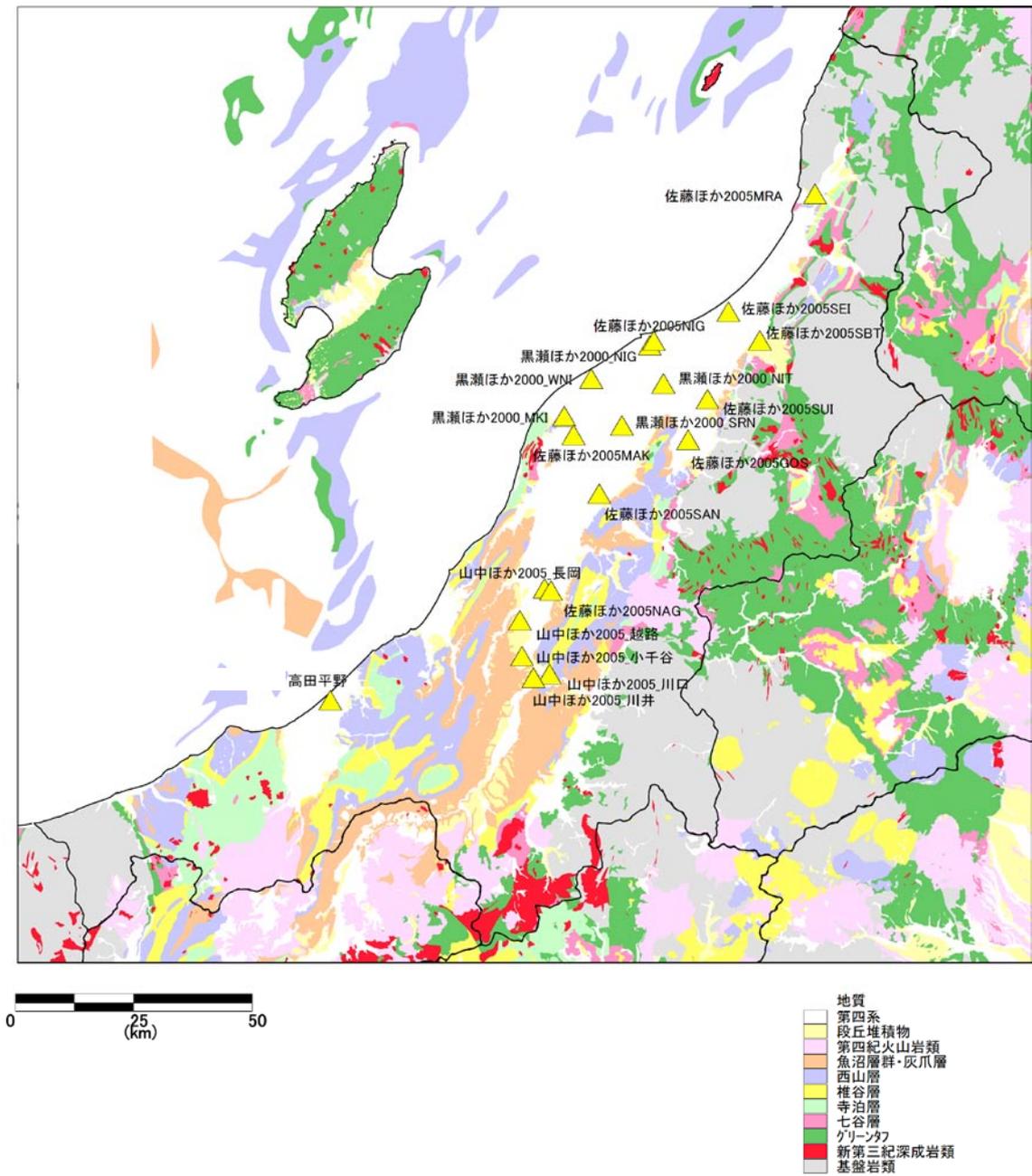
第7図. 新潟平野におけるG層の分布. アーバンクボタ NO.17 (青木ほか, 1979) に地名を加筆. 左:断面図, 右:G4層上面の等深線図 (G1は沖積層基底の礫層, G1~G5は蒲原層 (上部・中部更新統), G6・G7は魚沼層群.)

Fig. 7. Distribution of the layers G in the Niigata plain after URBAN KUBOTA NO.17 (Aoki *et al.*, 1979). Left: cross section. Right: iso-surface of depth to the G4 layer top. (G1: gravel layer at Holocene bottom, G1-G5: Kanbara formation (Upper to Middle Pleistocene), G6 and G7: Uonuma group.)

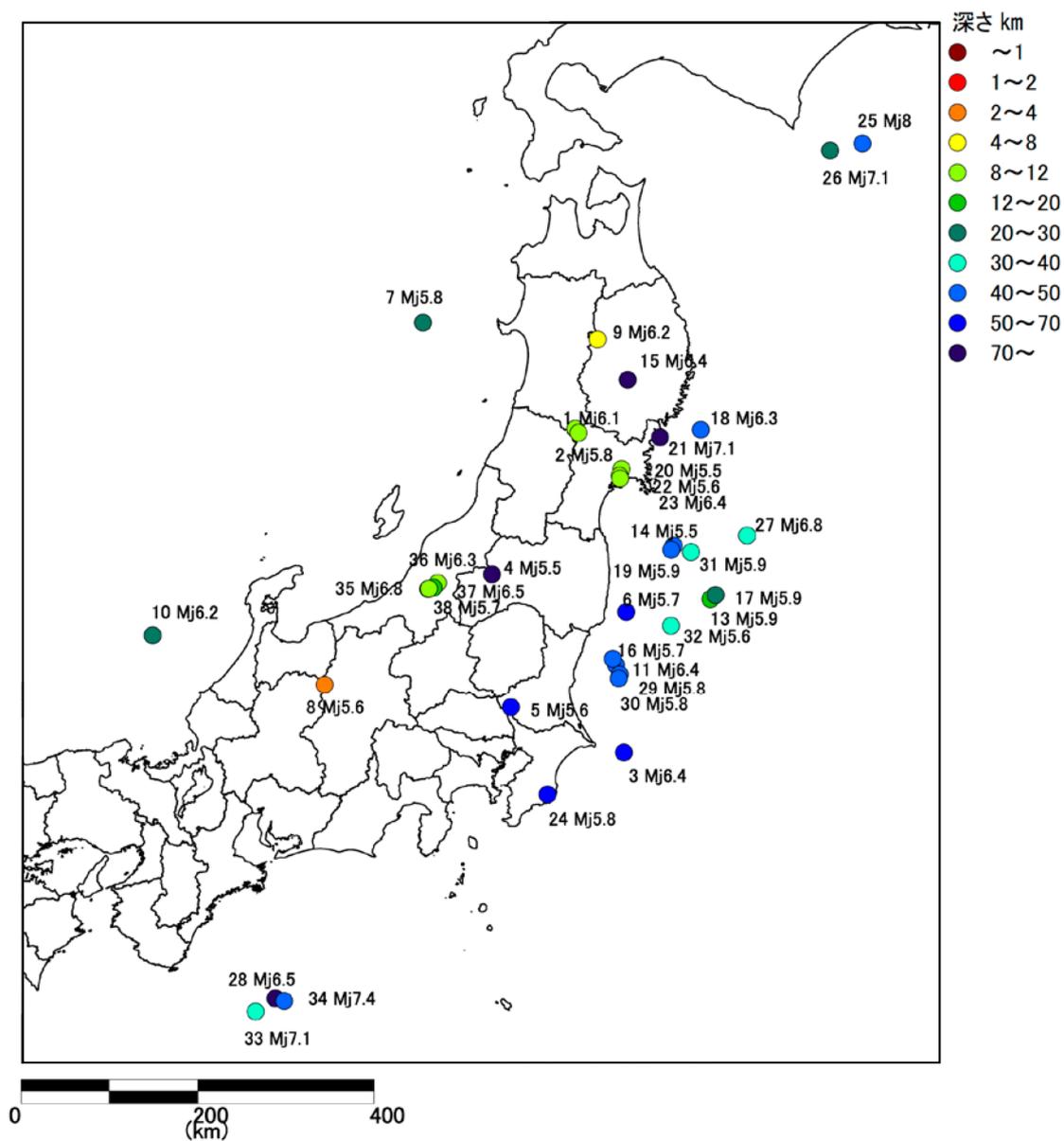




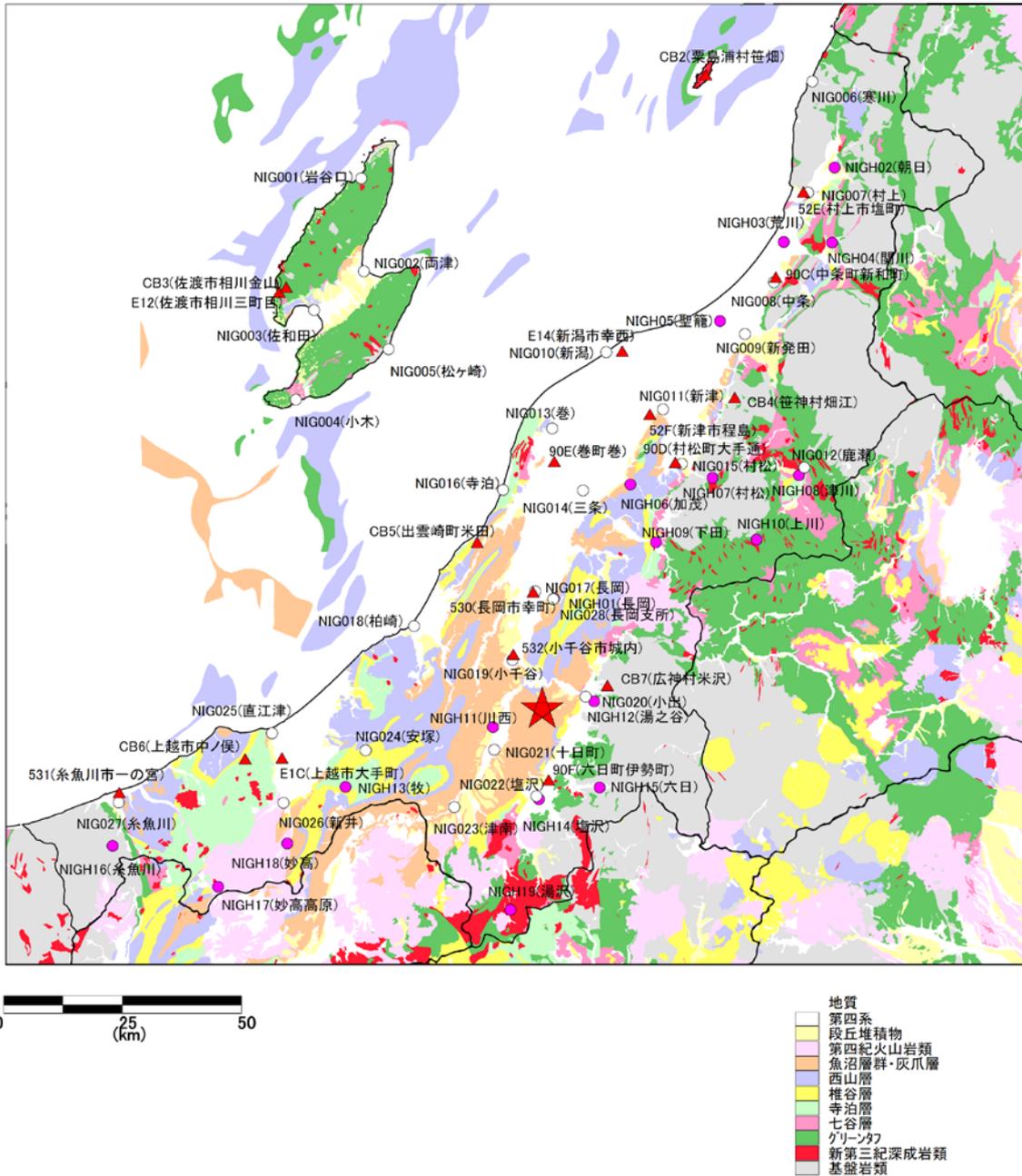
第9図. 反射法地震探査および地質断面図の位置. 黒: 反射法地震探査, 青: 地質断面図位置.  
 Fig. 9. Locations of seismic reflection surveys (black) and geological cross sections (blue).



第10図. 微動アレイ探査の位置.  
Fig. 10. Locations of microtremor array surveys.

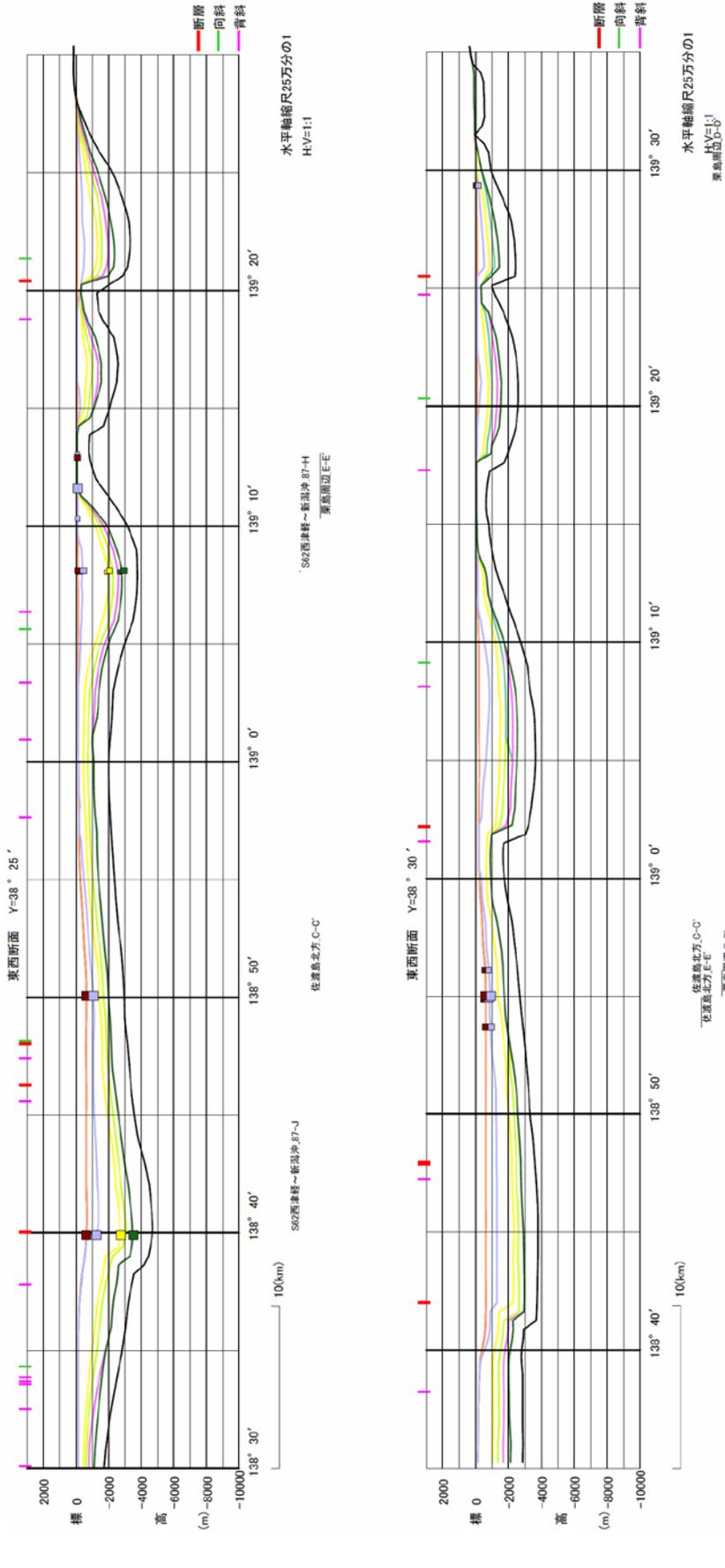


第11図. H/V スペクトル解析に用いた地震の震央分布図.  
 Fig. 11. Epicenters of earthquakes used for H/V spectra analyses.



第12図. 差分法計算に用いた地震の震央位置(星印). 白丸: K-NET 観測点, 赤丸: KiK-net 観測点, 赤三角: 気象庁観測点.

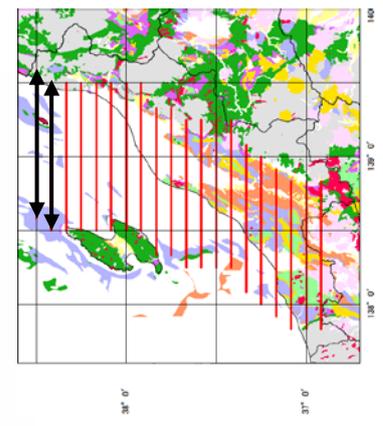
Fig. 12. Epicenter of the earthquake employed for finite-difference calculation (star). White circle: K-NET station, red circle: KiK-net station, red triangle: JMA station



- 沖積層
- 礫原層
- 鬼沼層群+灰瓜層
- 西山層
- 椎谷層
- 上部寺泊層
- 下部寺泊層
- 七谷層
- グリーンター
- 基礎岩類

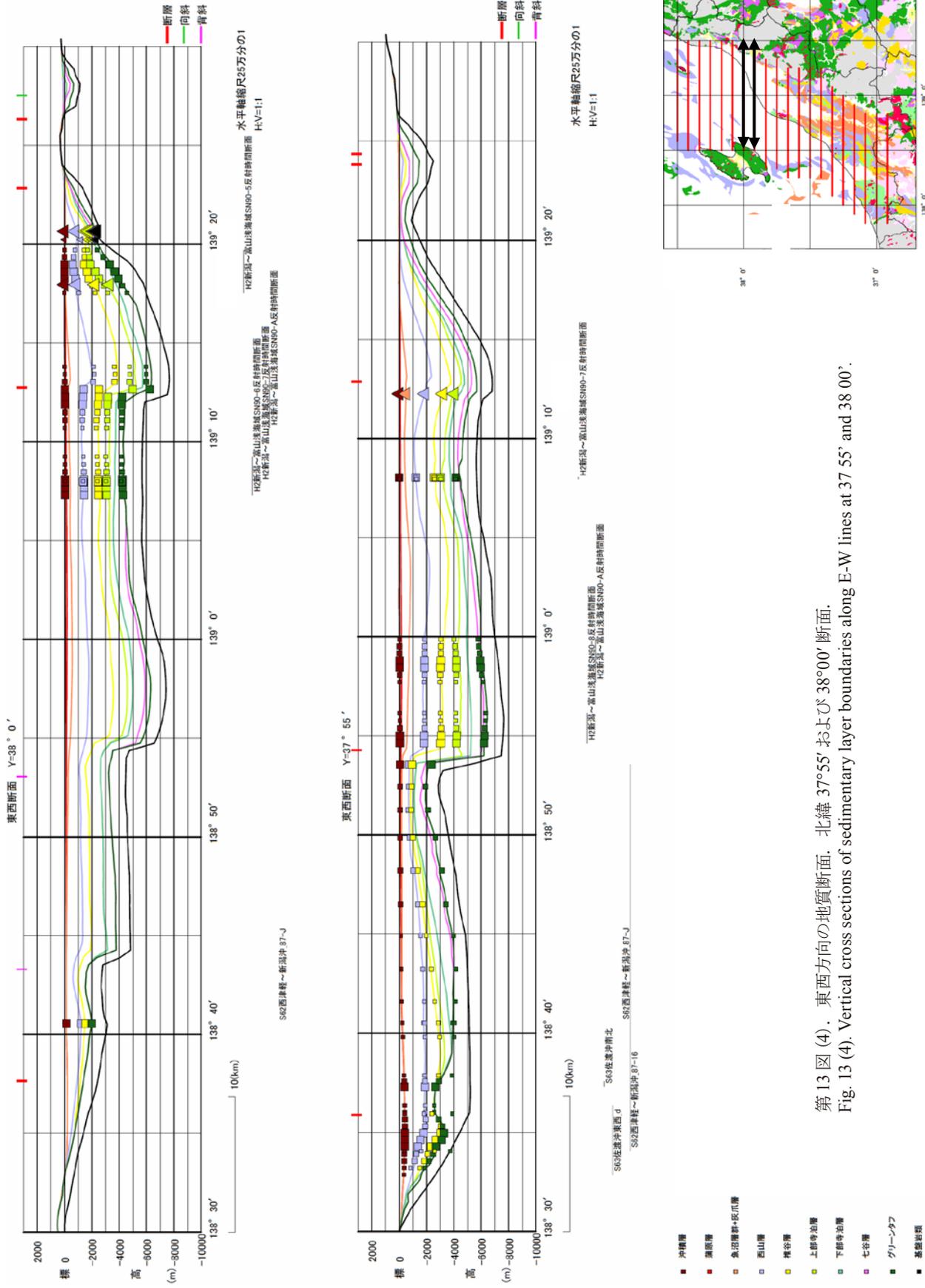
第13図(1). 東西方向の地質断面. 北緯38°25′および38°30′断面. 断面位置を右図に示す. ▲は東西断面から緯度方向に±0.01°以内に含まれる深層ボーリング, ■は同じ範囲内の反射法地震探査および地質断面図(基礎試験報告書に掲載)による地層境界深度データを示す. ■および▲の色は, インデックスに示す地層の上面深度であることを示す. ■および▲の大きさは, 小さいほどデータ位置の東西断面から遠いことを示す. 断面図の下には, たデータの緒言を示す. 断面の上辺の短い縦線は, 地表の活断層, 向斜, 背斜位置を示す.

Fig. 13 (1). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 38°25′ and 38°30′. Location of the vertical cross sections are shown in the map to the right. A line of a certain color shows the upper surface of the layer indicated in the index. Squares and triangles indicate layer top depth obtained by geophysical prospecting whose references are indicated below the cross sections. Size of the symbols shows the closeness of the geophysical prospecting points to the cross sections. Small vertical lines on the top margin of the cross section indicate the location of the active faults, anticlines and synclines on the surface.

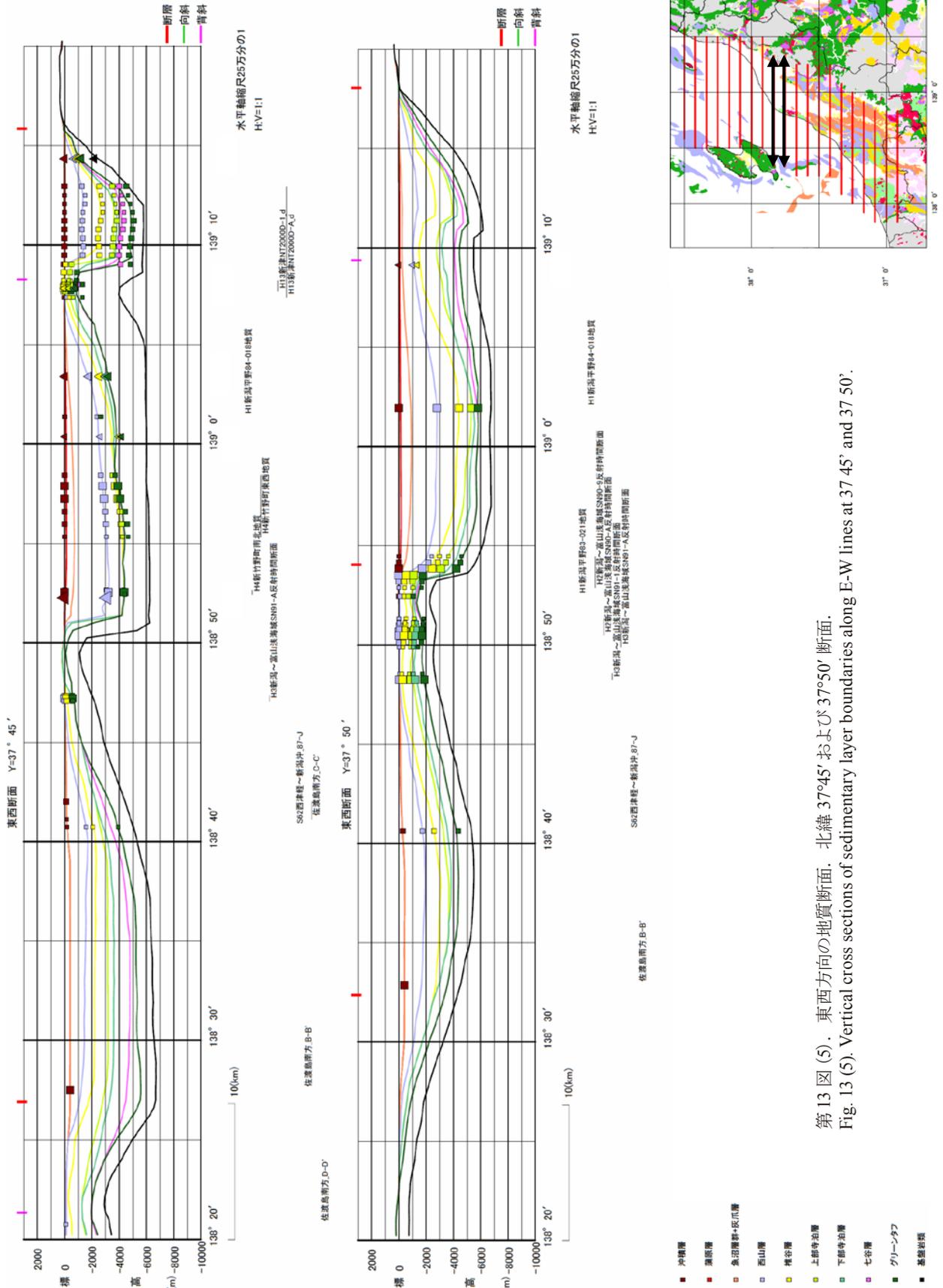




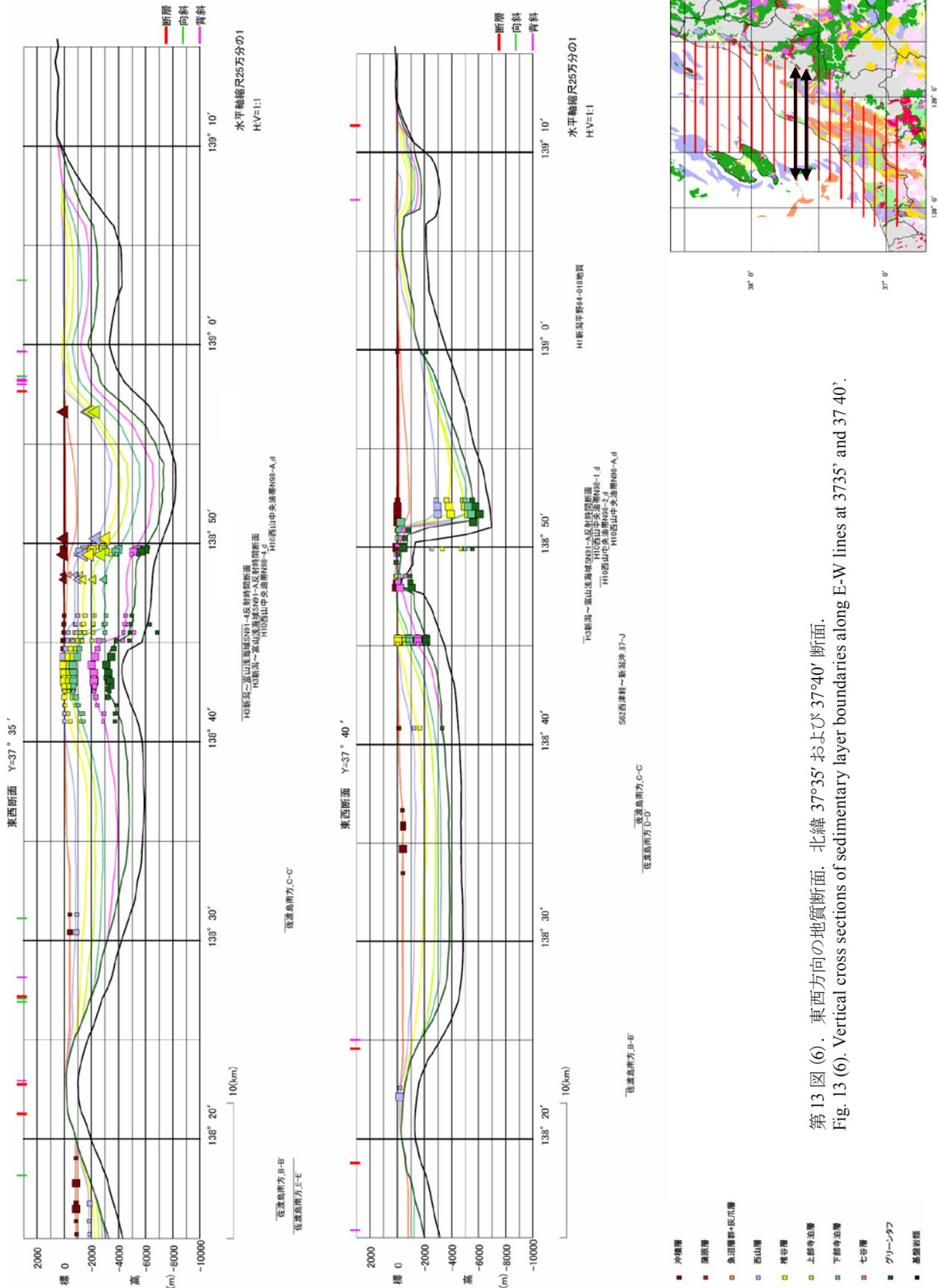




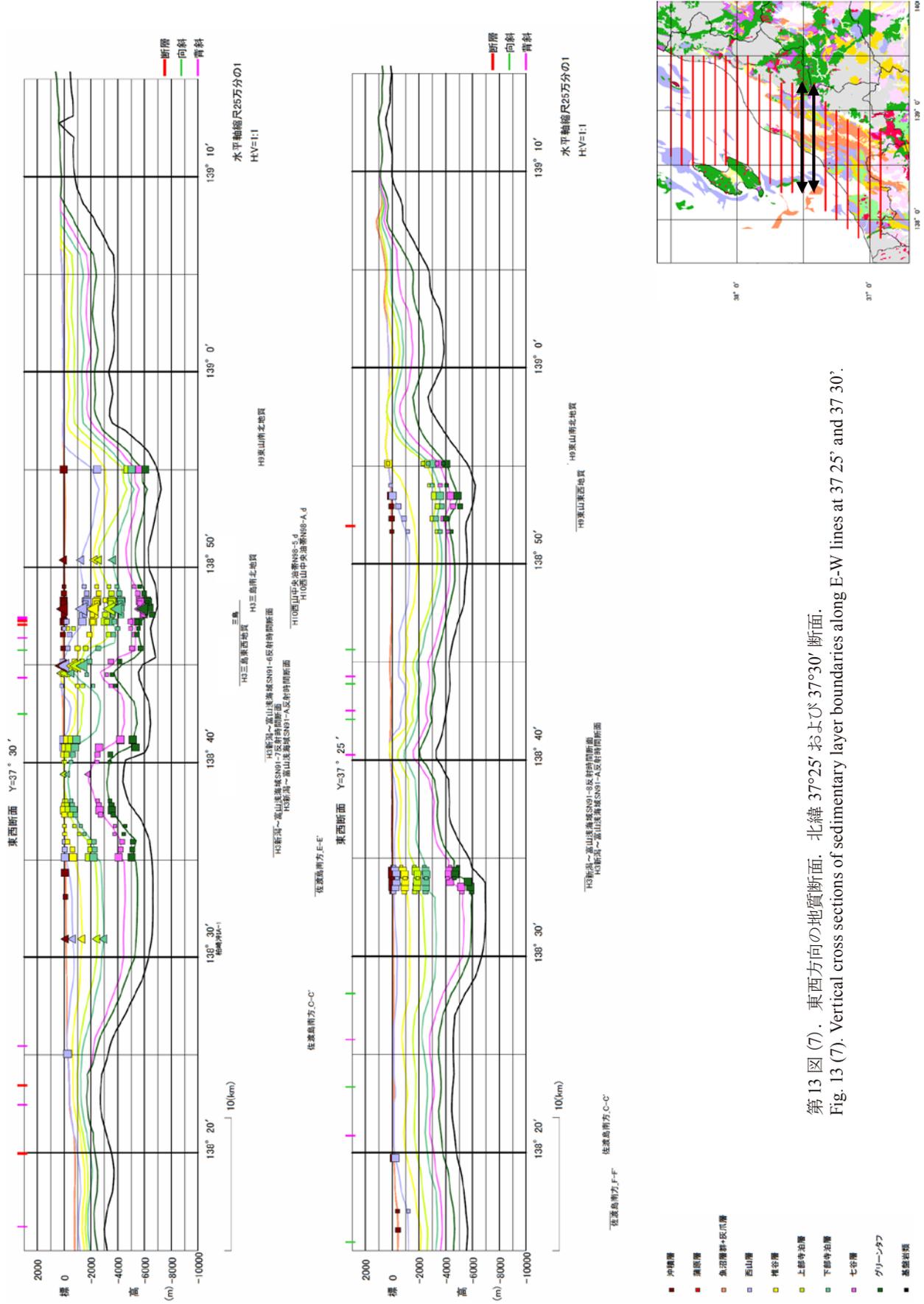
第13図(4). 東西方向の地質断面. 北緯 37°55' および 38°00' 断面.  
Fig. 13 (4). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°55' and 38°00'.



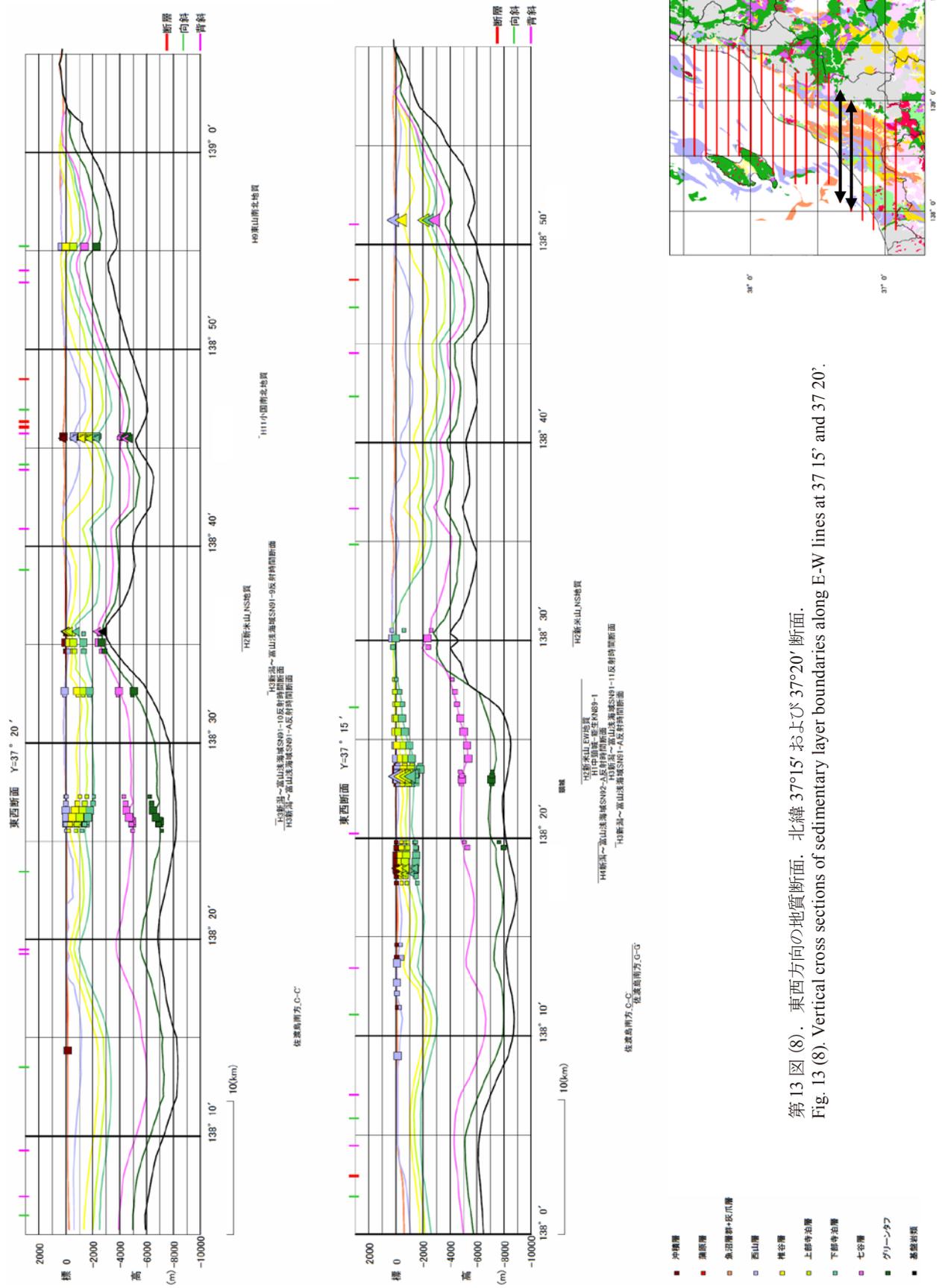
第13図(5). 東西方向の地質断面. 北緯37°45'および37°50'断面.  
 Fig. 13 (5). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°45' and 37°50'.



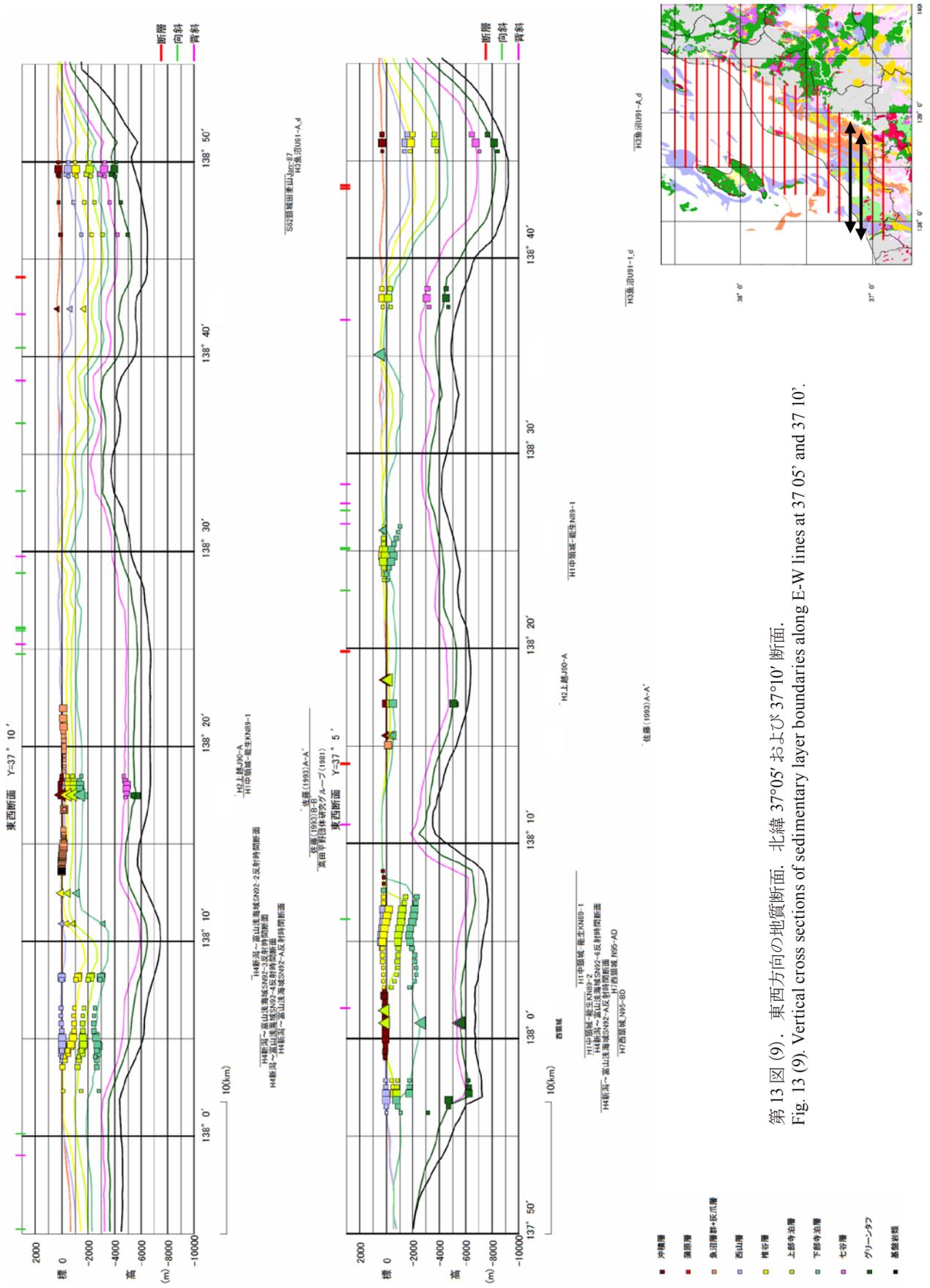
第13図(6). 東西方向の地質断面. 北緯 37°35' および 37°40' 断面.  
Fig. 13 (6). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°35' and 37°40'.



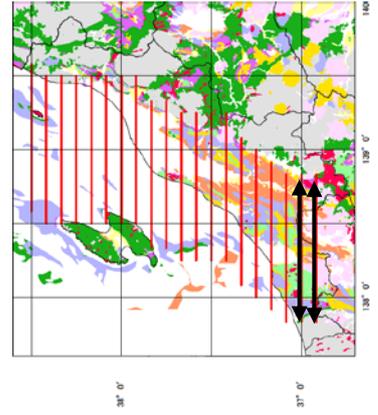
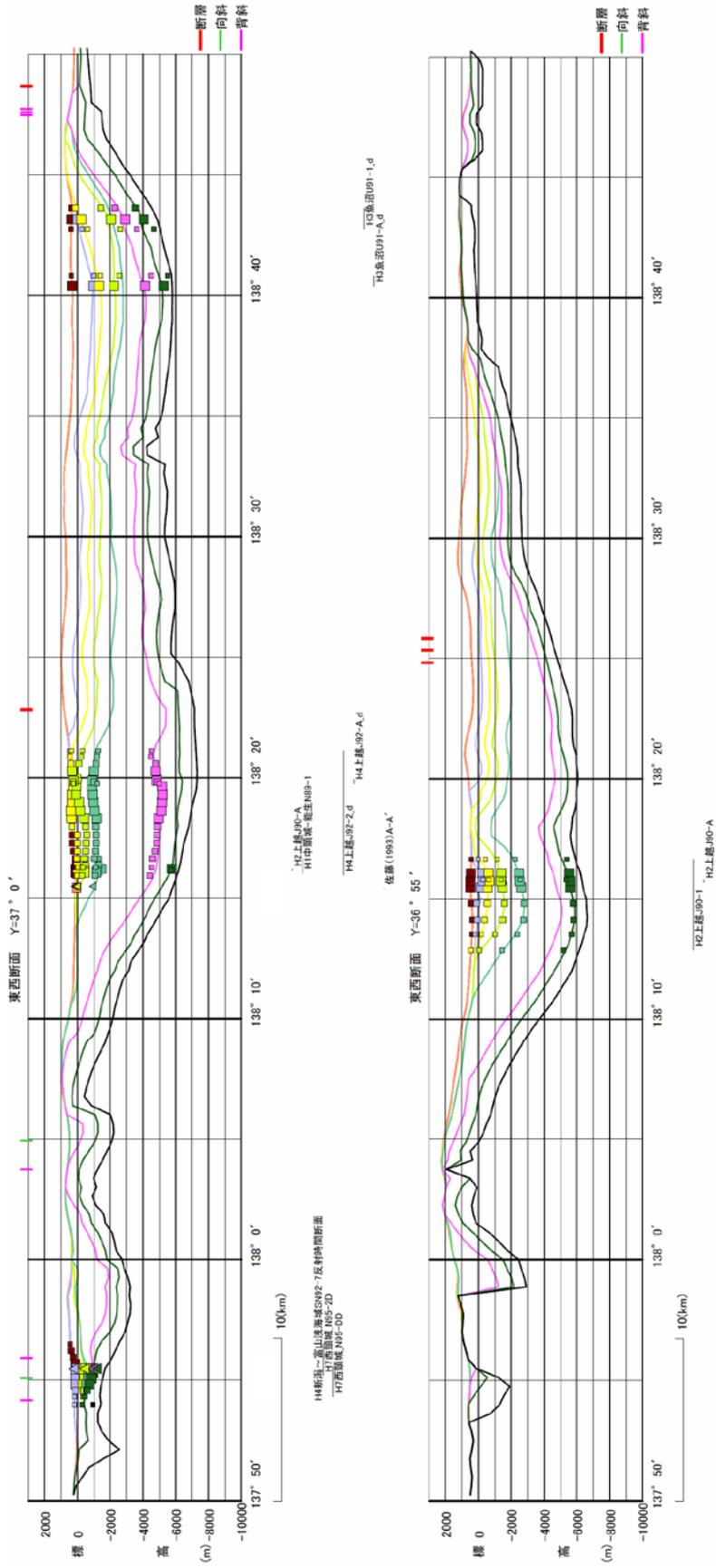
第13図(7)．東西方向の地質断面、北緯37°25'および37°30'断面。  
 Fig. 13 (7). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°25' and 37°30'.



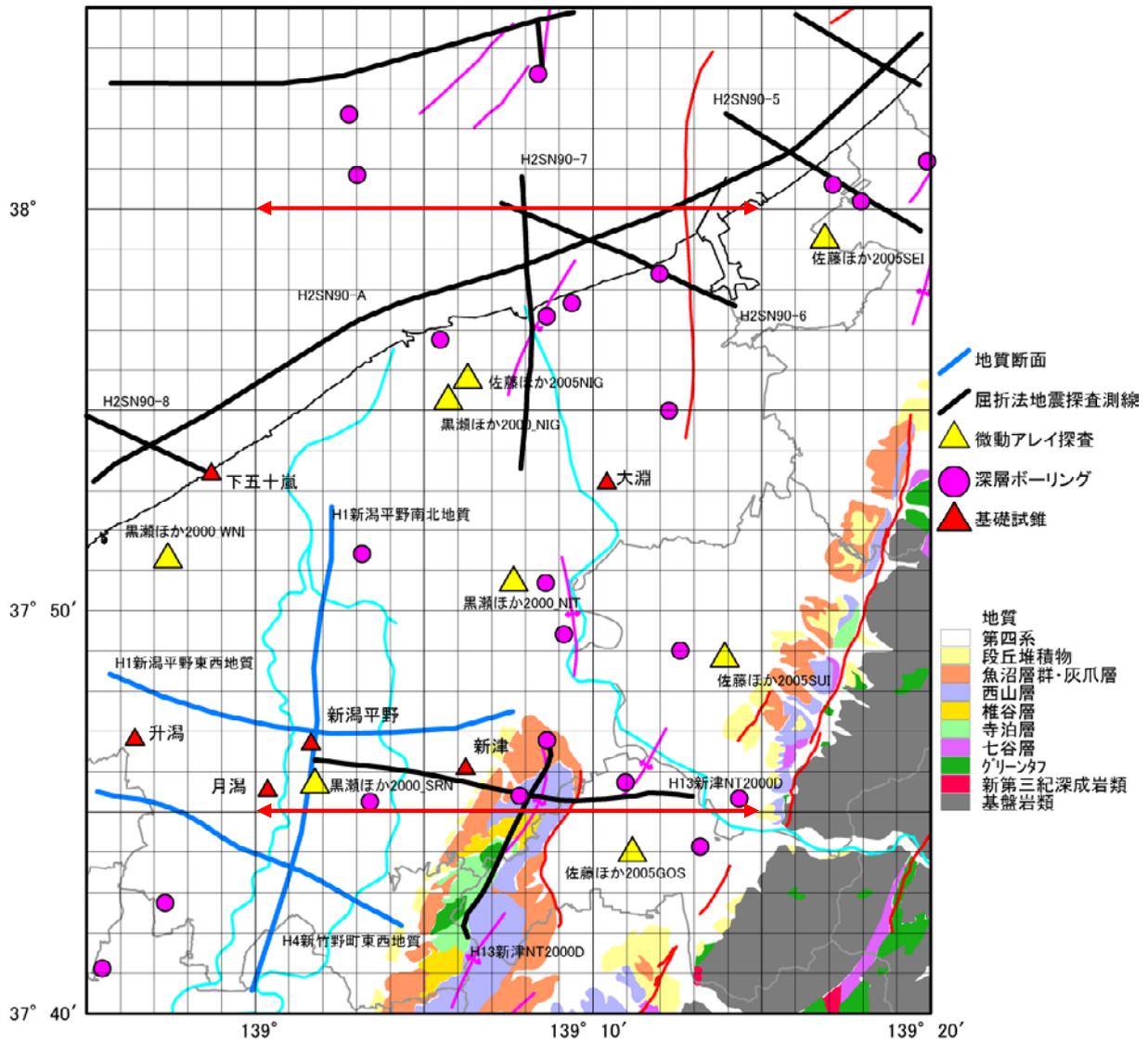
第13図(8). 東西方向の地質断面、北緯37°15'および37°20'断面。  
 Fig. 13 (8). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°15' and 37°20'.



第13図(9)．東西方向の地質断面、北緯 37°05' および 37°10' 断面。  
 Fig. 13 (9). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 37°05' and 37°10'.

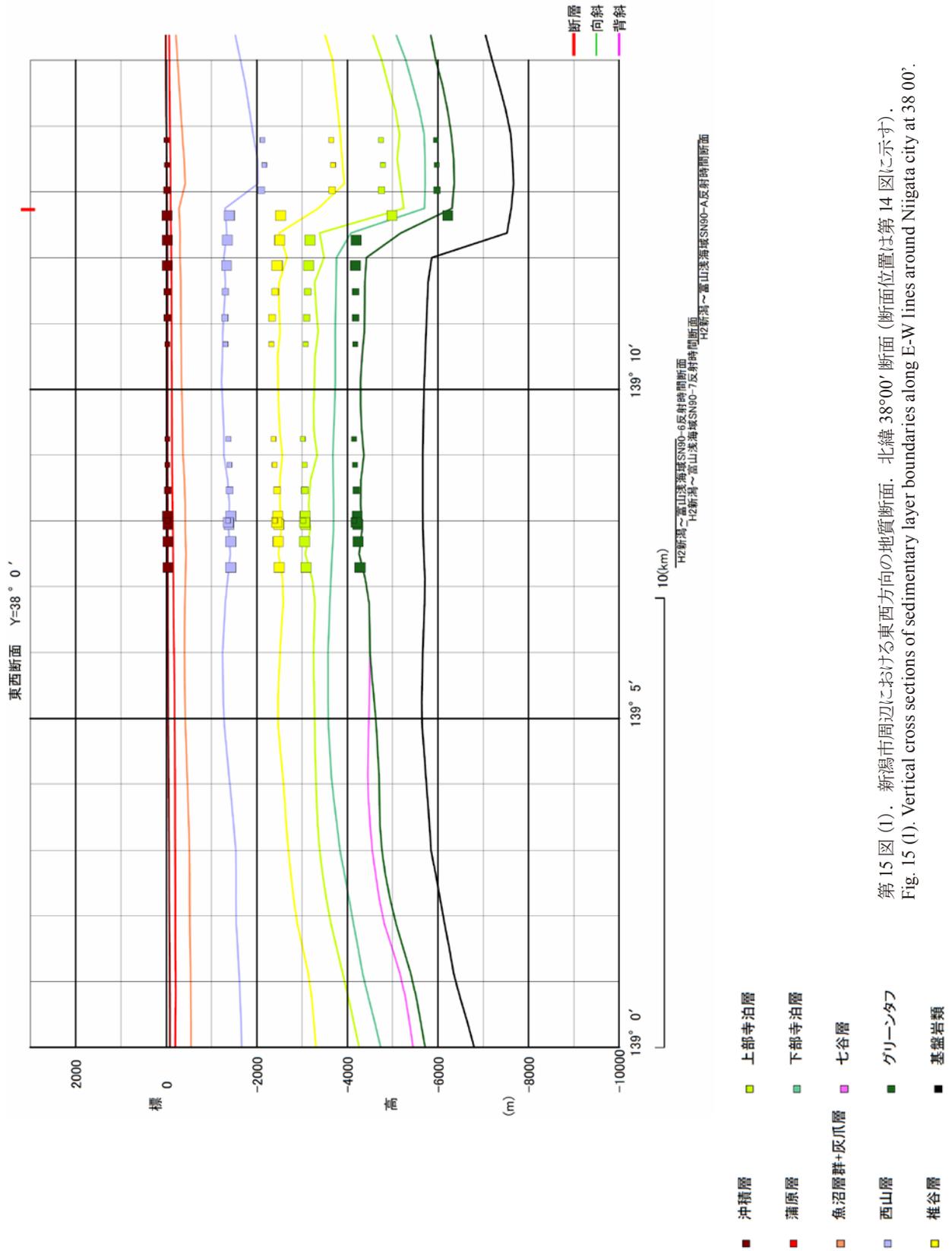


第13図(10). 東西方向の地質断面. 北緯 36°55′ および 37°00′ 断面.  
Fig. 13 (10). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines at 36°55′ and 37°00′.

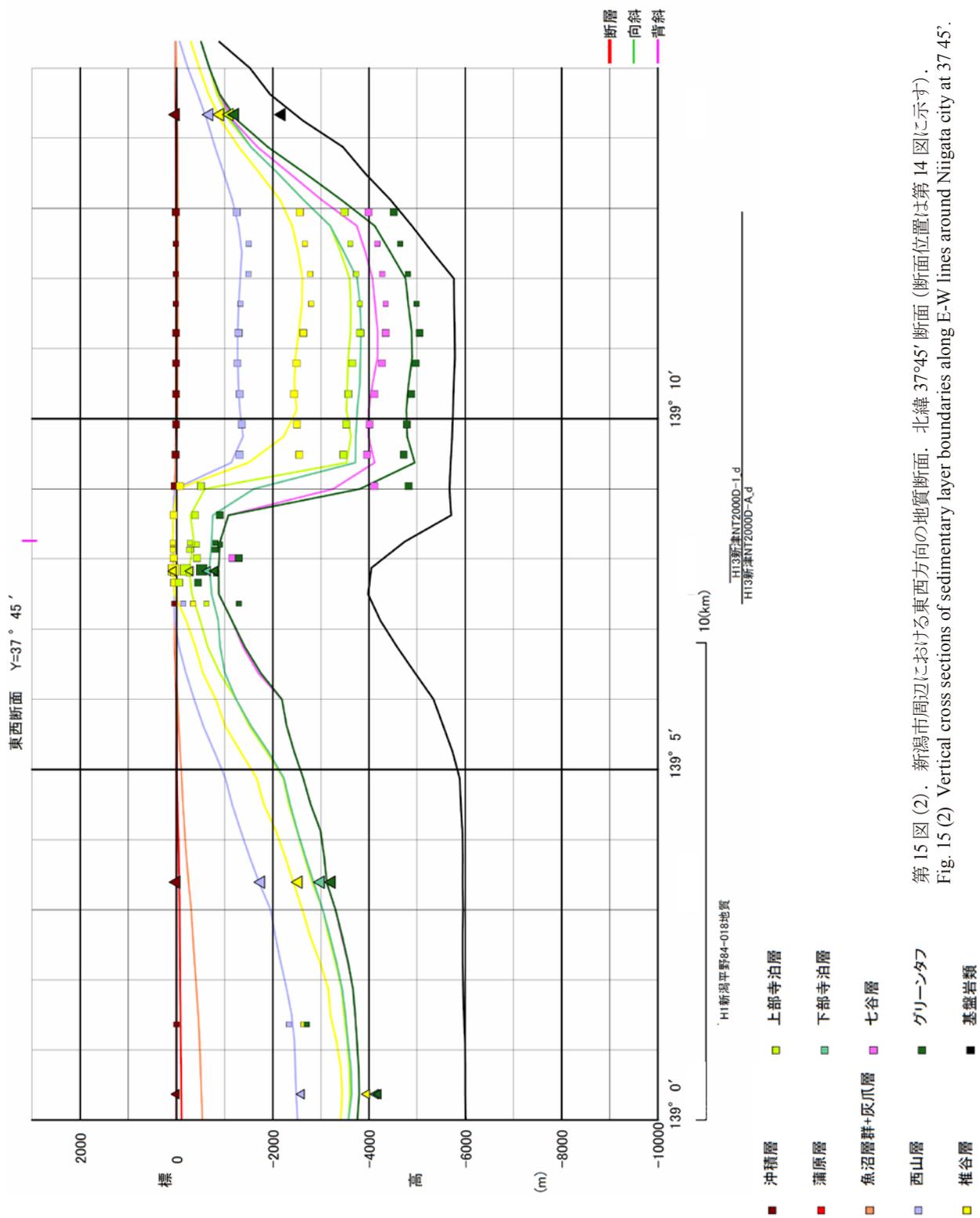


第14図. 新潟市周辺における物理探査データ。黒：反射法地震探査，青：地質断面図，黄色三角：微動アレイ探査，赤三角：基礎試錐，赤丸：民間深層ボーリング。図中の赤矢印は第15図に示す地質断面図位置を表す。

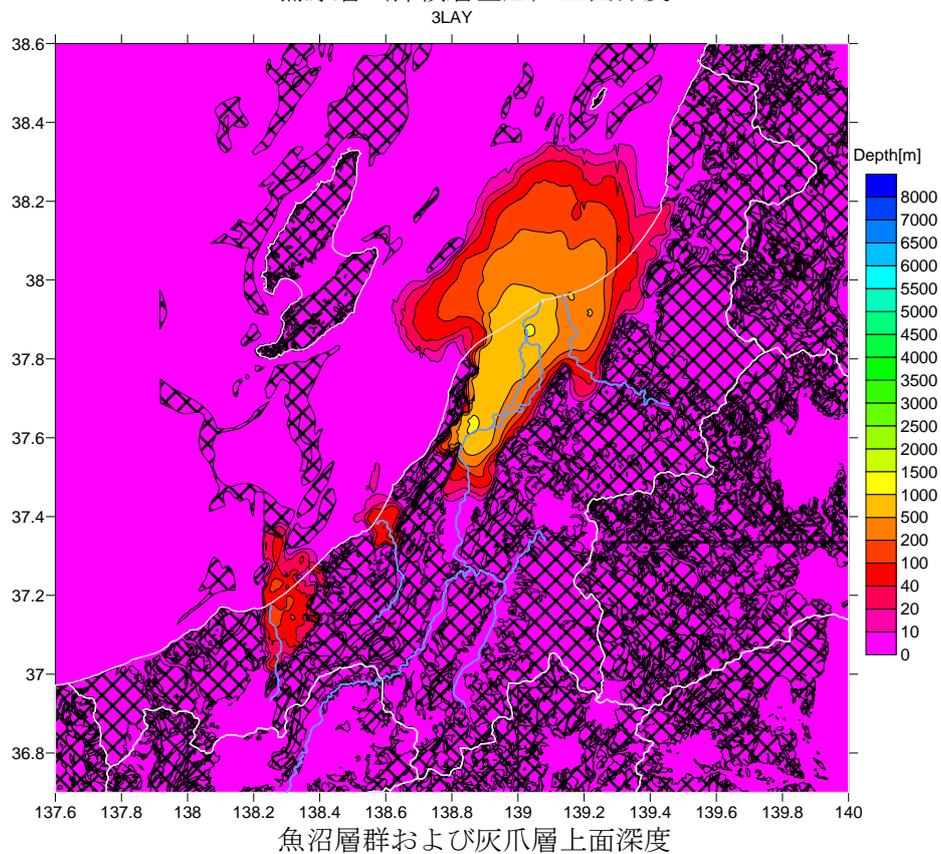
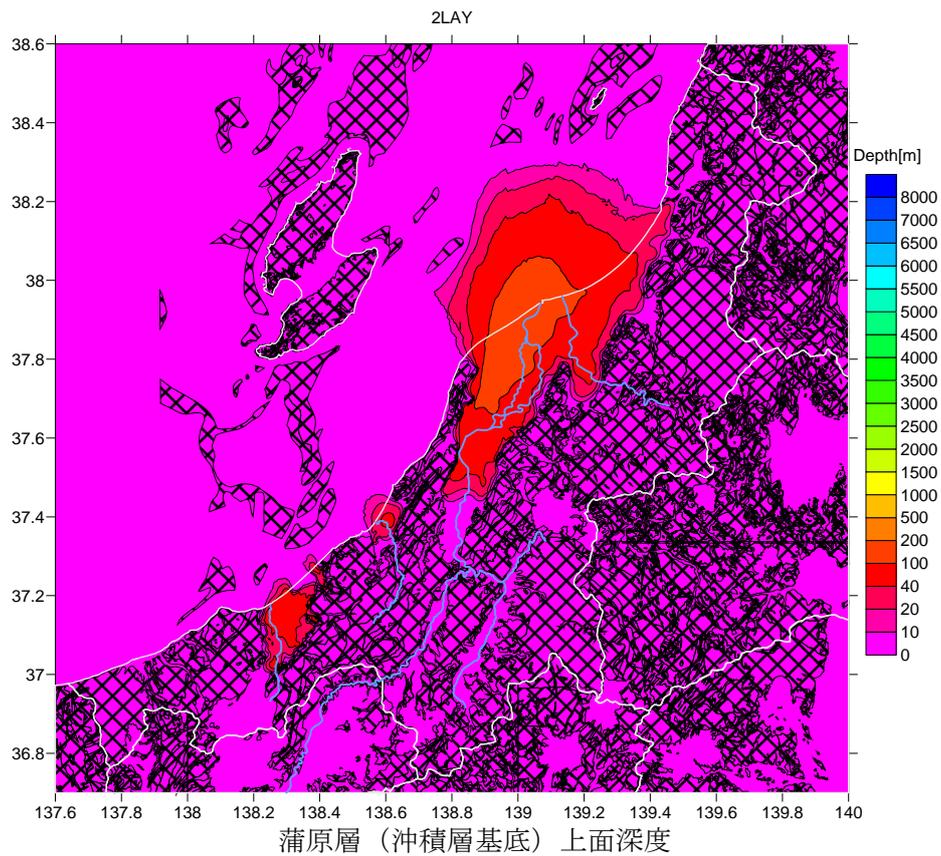
Fig. 14. Physical prospecting in and around the Niigata City. Black line: reflection survey lines, blue lines: lines of geological interpretation, yellow triangles: microtremor array observation, red triangle: METI fundamental exploration test well, pink circle: other deep borehole. The red arrows indicate the location of the cross sections shown in Fig. 15.



第 15 図 (1). 新潟市周辺における東西方向の地質断面. 北緯 38°00' 断面 (断面位置は第 14 図に示す).  
Fig. 15 (1). Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines around Niigata city at 38 00'.

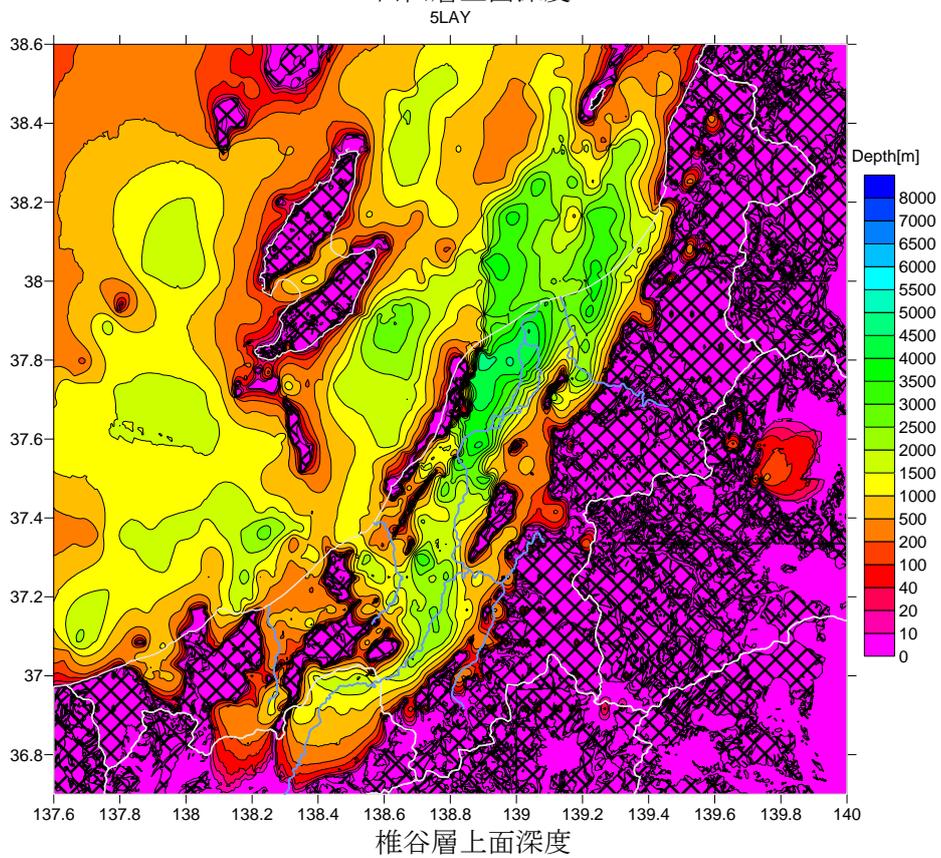
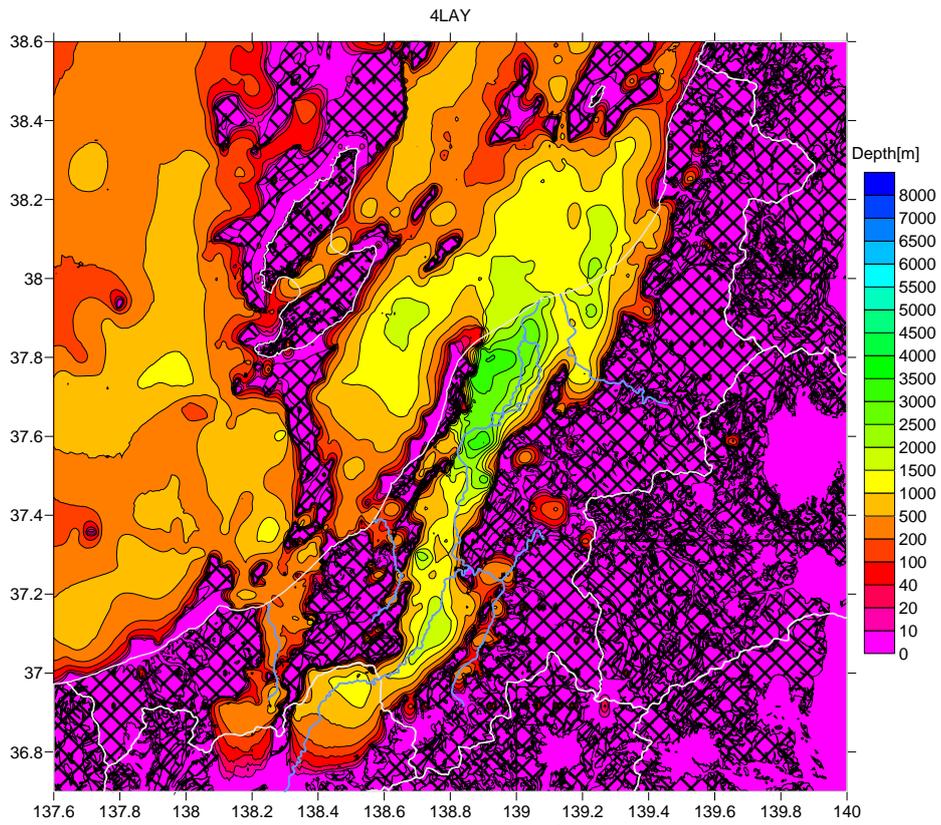


第15図(2). 新潟市周辺における東西方向の地質断面. 北緯37°45'断面(断面位置は第14図に示す).  
Fig. 15 (2) Vertical cross sections of sedimentary layer boundaries along E-W lines around Niigata city at 37°45'.



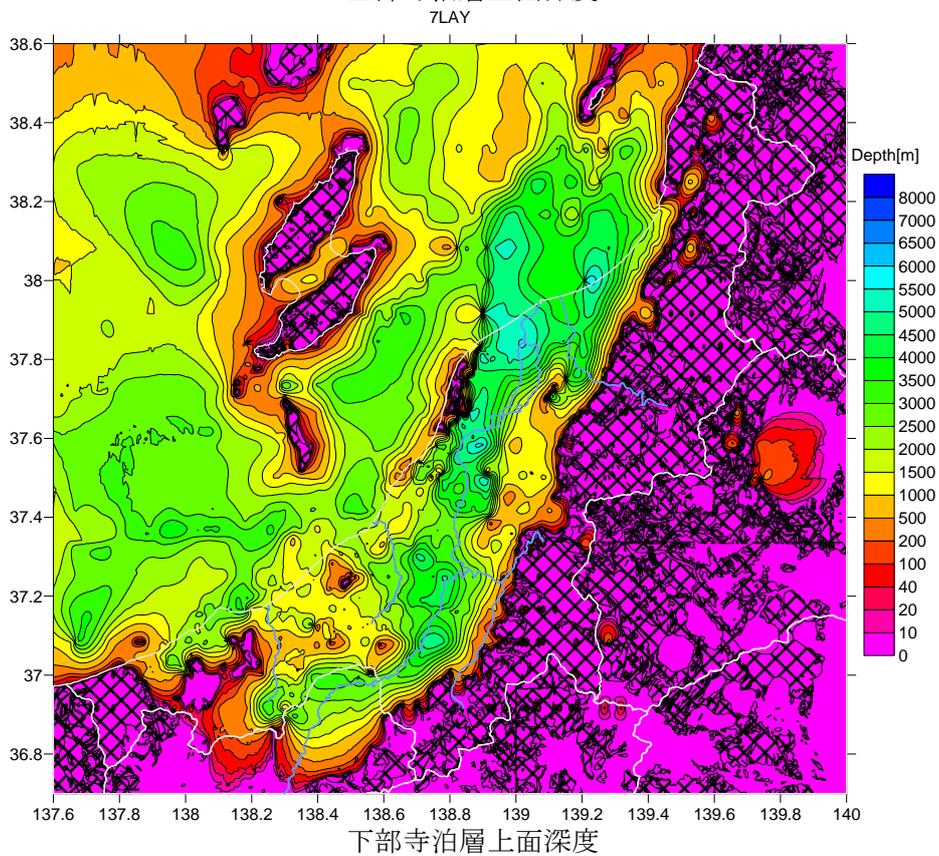
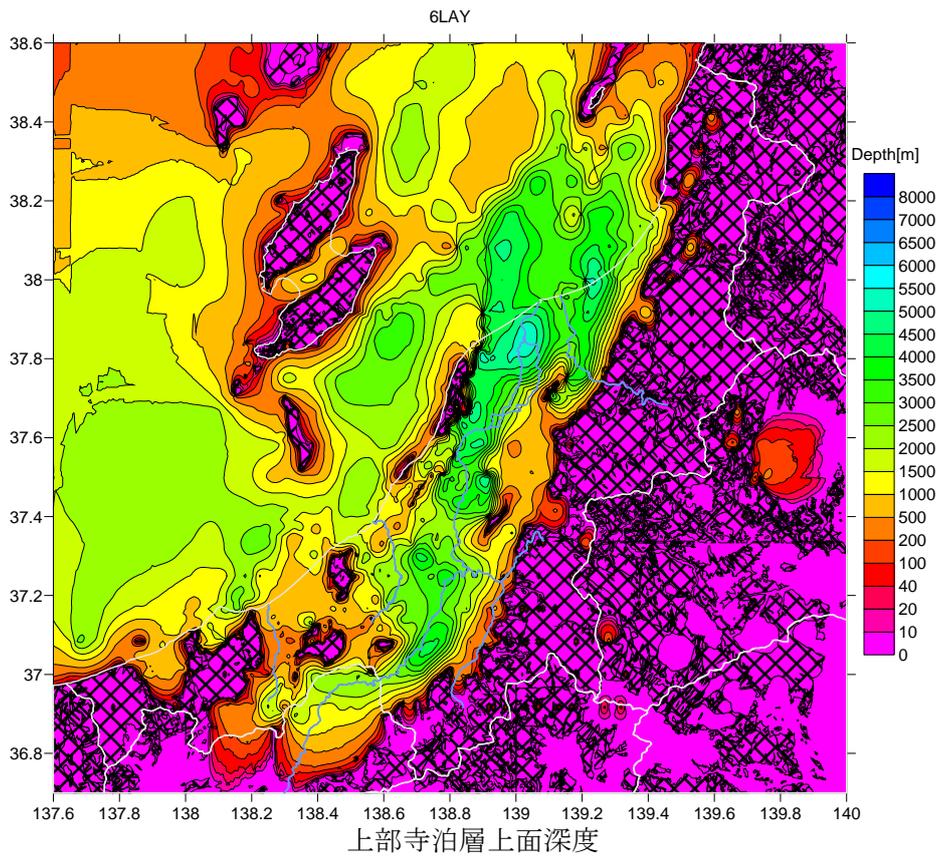
第 16 図 (1). 各層の上面深度分布.

Fig. 16 (1). Distributions of the top depth of Kanbara formation corresponding to the alluvium basement (upper) and Unuma group and Haidume formation (lower).



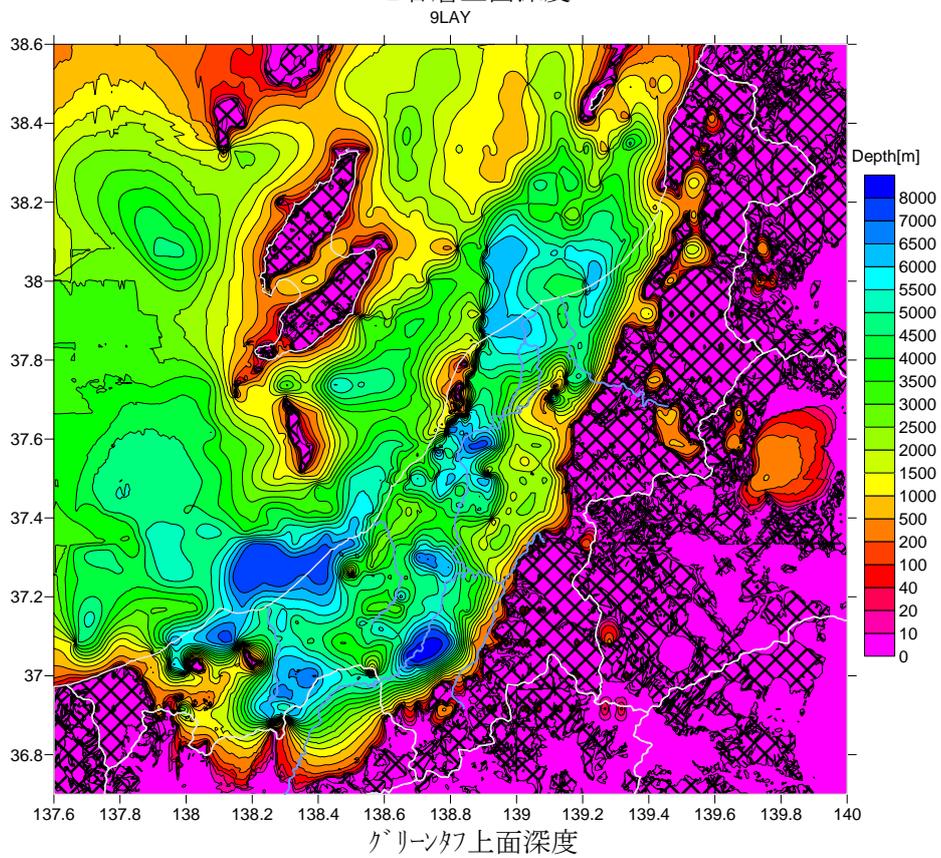
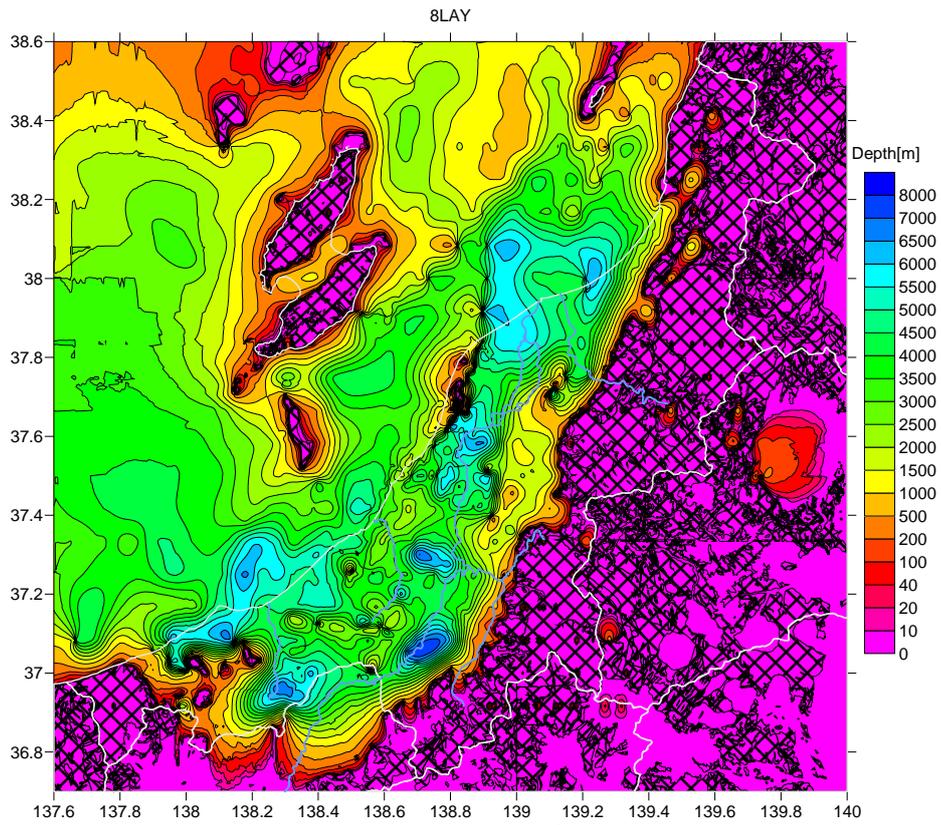
第 16 図 (2). 各層の上面深度分布.

Fig. 16 (2). Distributions of the top depth of Nishiyama formation (upper) and Shiiya formation (lower).



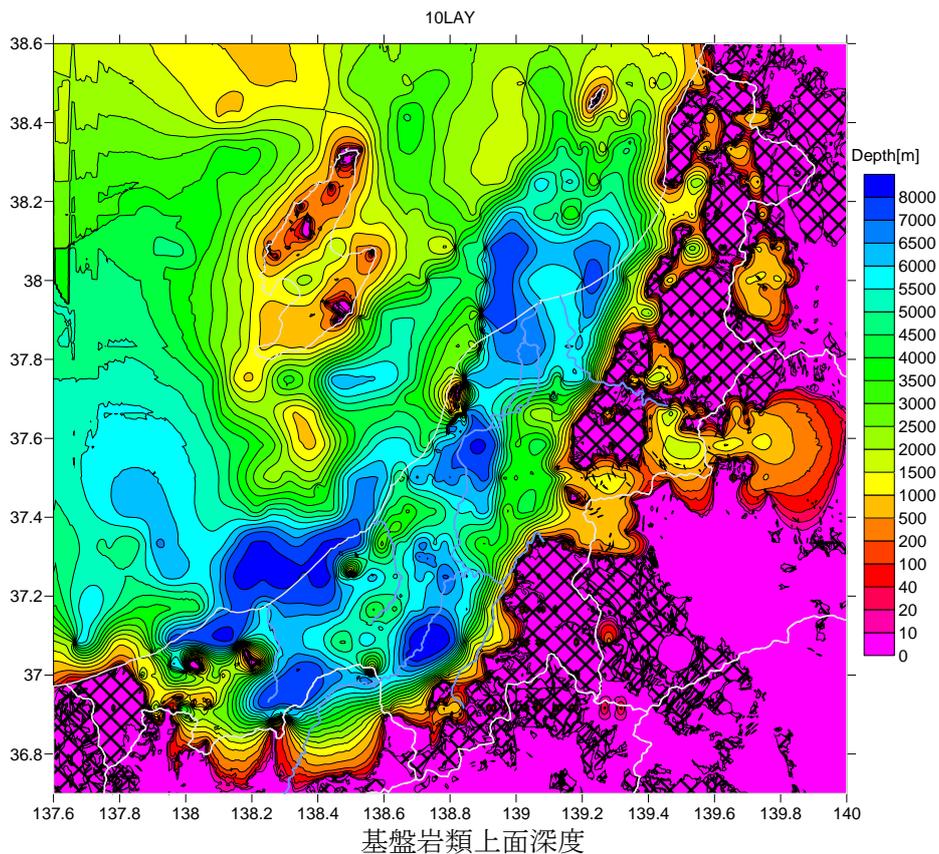
第 16 図 (3). 各層の上面深度分布.

Fig. 16 (3). Distributions of the top depth of Upper Teradomari formation (upper) and Lower Teradomari formation (lower).

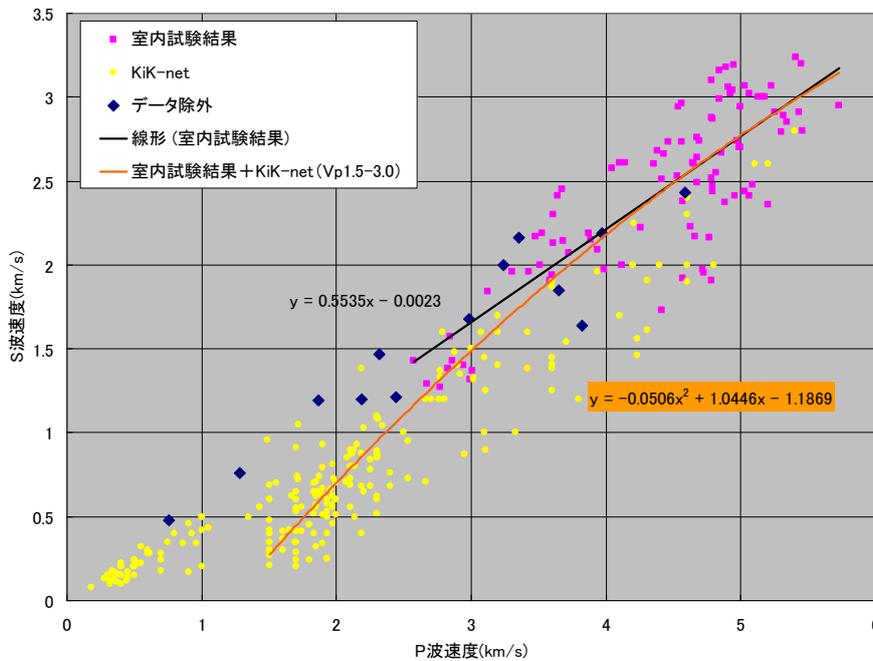


第16図(4). 各層の上面深度分布.

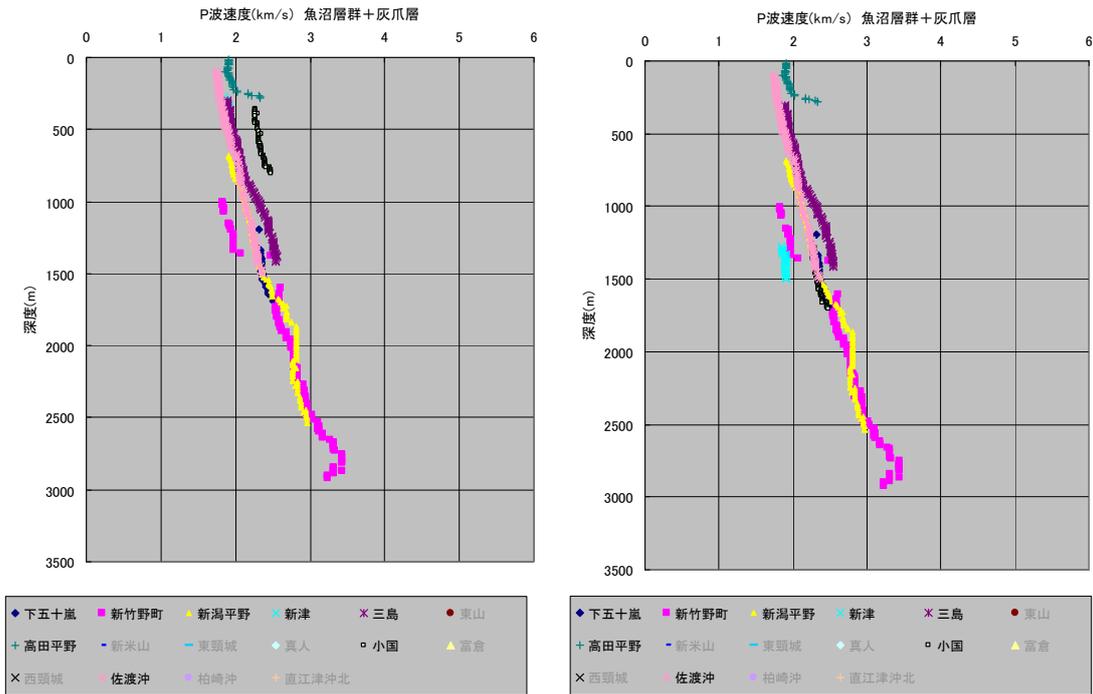
Fig. 16 (4). Distributions of the top depth of Nanatani formation (upper) and Green tuff (lower).



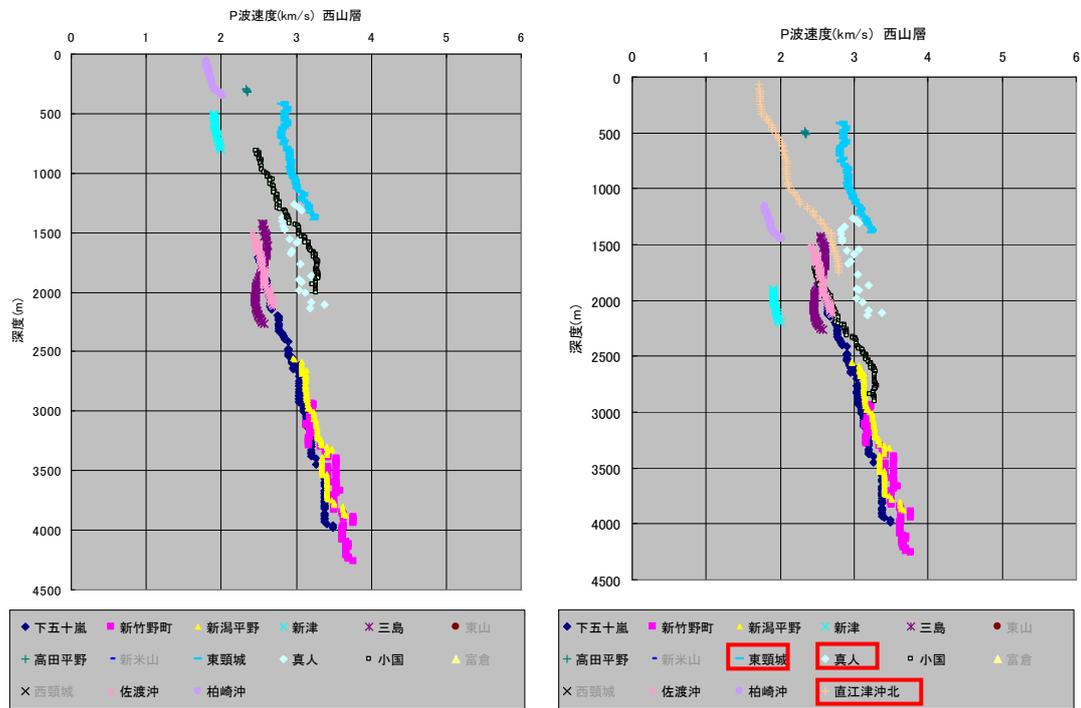
第 16 図 (5). 各層の上面深度分布.  
Fig. 16 (5). Distributions of the top depth of basement rock.



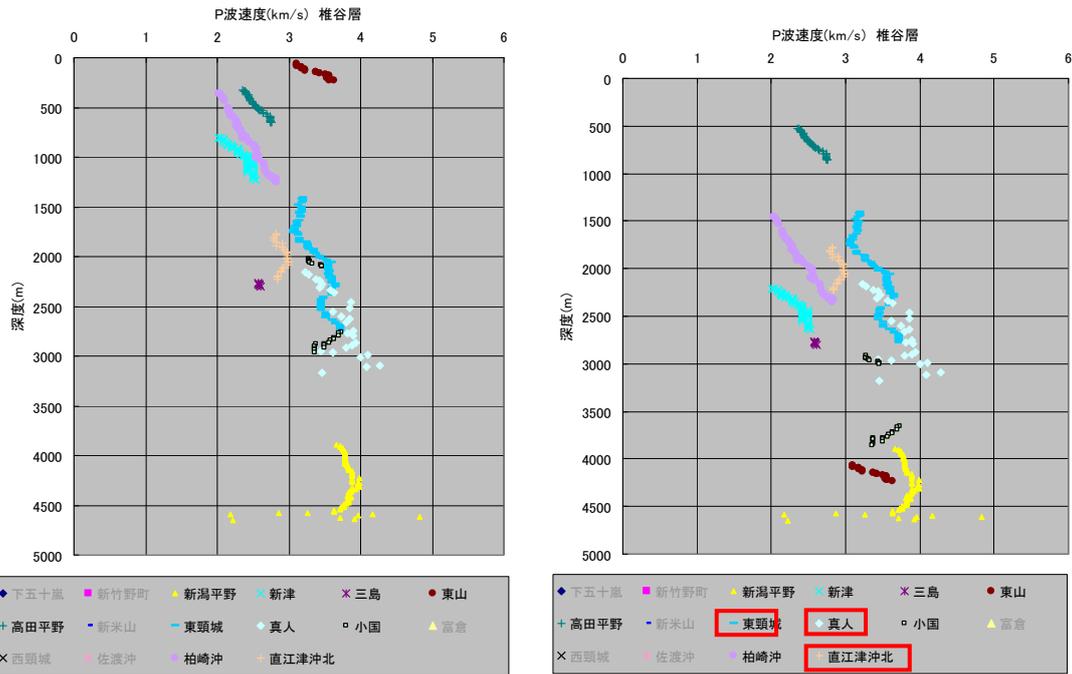
第 17 図. P 波速度と S 波速度の関係. 回帰された Vs と Vp の関係:  
 $V_s = -0.0506V_p^2 + 1.0446V_p - 1.1869$   
Fig. 17.  $V_p$ - $V_s$  distribution of velocity prospecting data. Regression curve:  
 $V_s = -0.0506V_p^2 + 1.0446V_p - 1.1869$ .



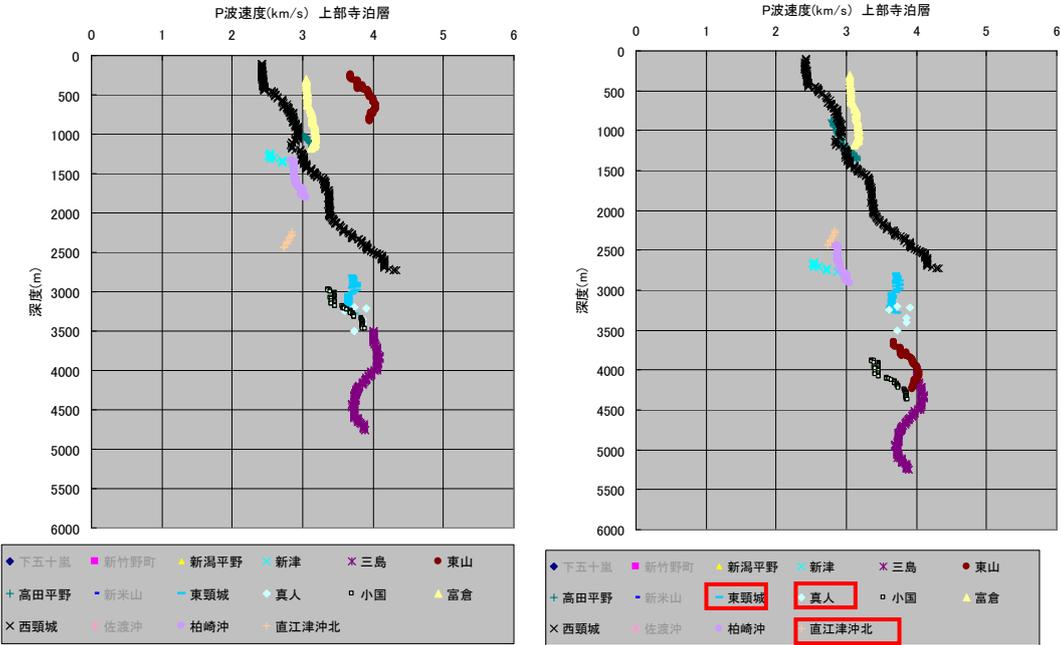
第 18 図 (1). 魚沼層群, 灰爪層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり).  
 Fig. 18 (1).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Unuuma group and Haidume formation without depth correction (left) and with depth correction (right).



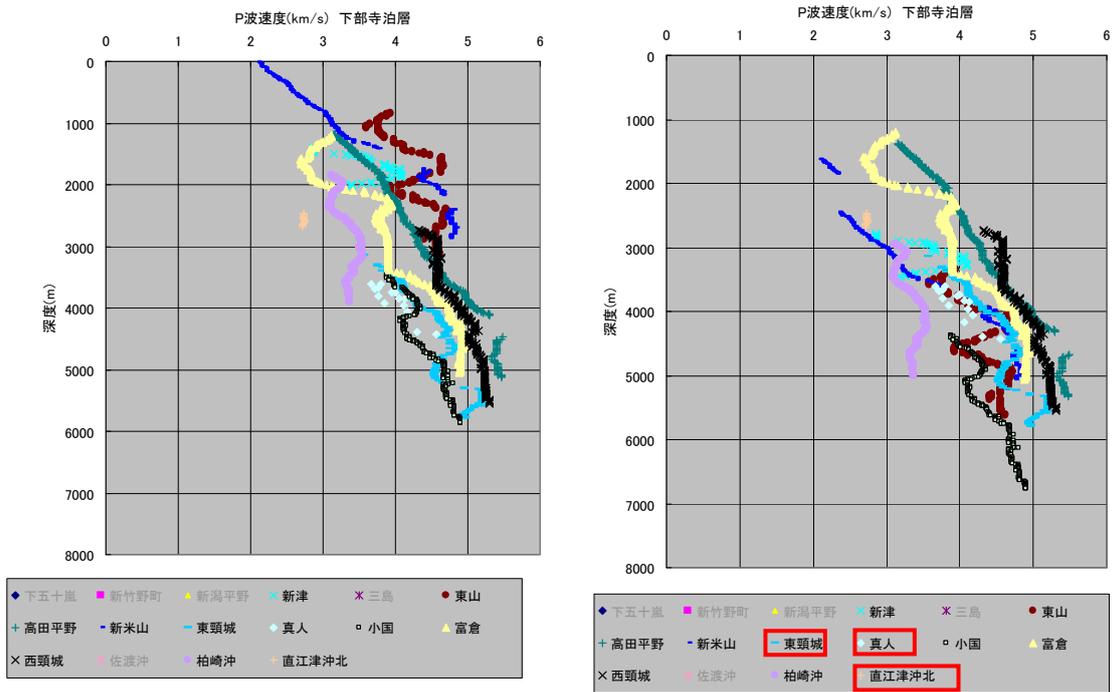
第 18 図 (2). 西山層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (2).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Nishiyama formation without depth correction (left) and with correction of depth (right). Red boxes indicate data without depth correction.



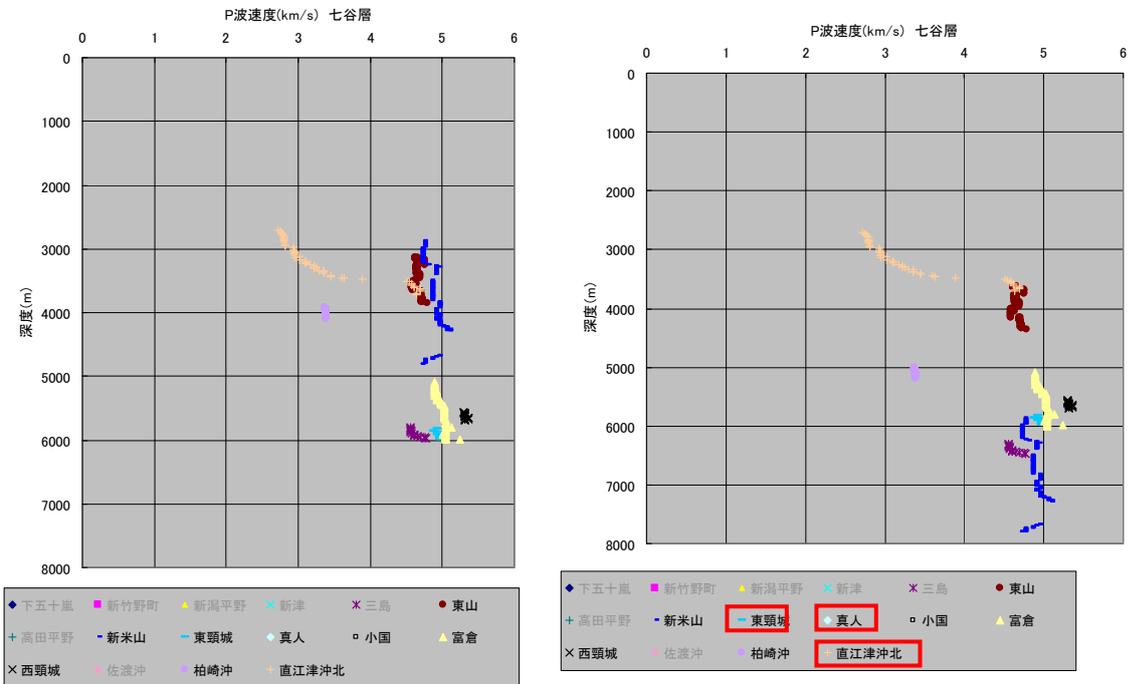
第 18 図 (3). 椎谷層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (3).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Shiiya formation without depth correction (left) and with correction of depth (right). Data with peculiar rock formation are excluded.



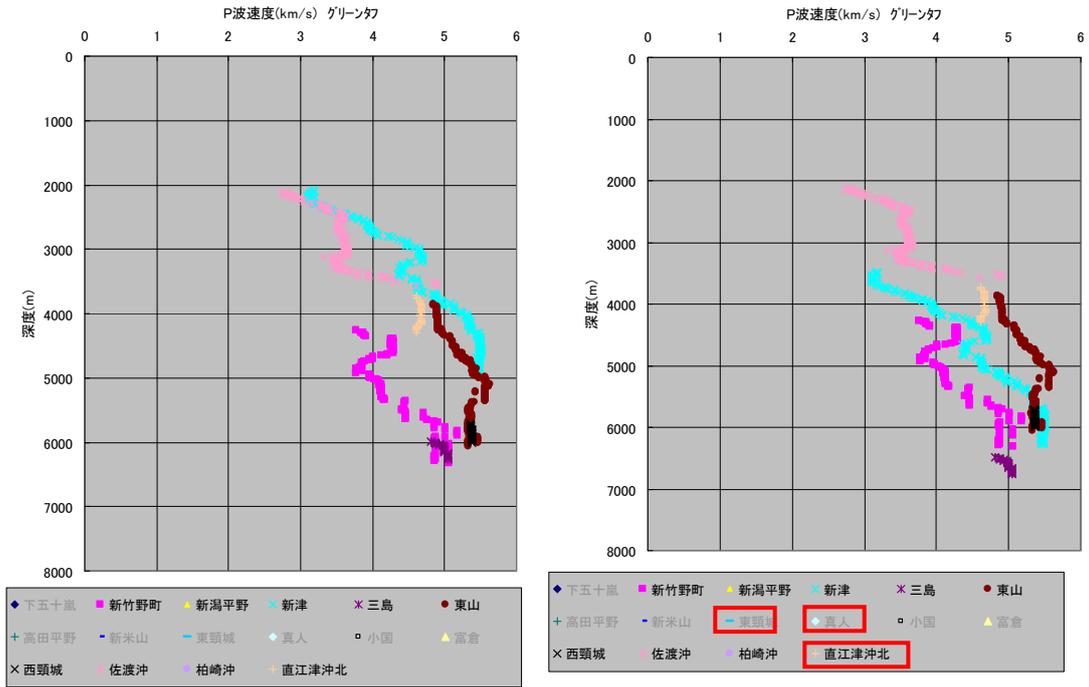
第 18 図 (4). 上部寺泊層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (4).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Upper-Teradomari formation without depth correction (left) and with correction of depth (right). Data with peculiar rock formation are excluded.



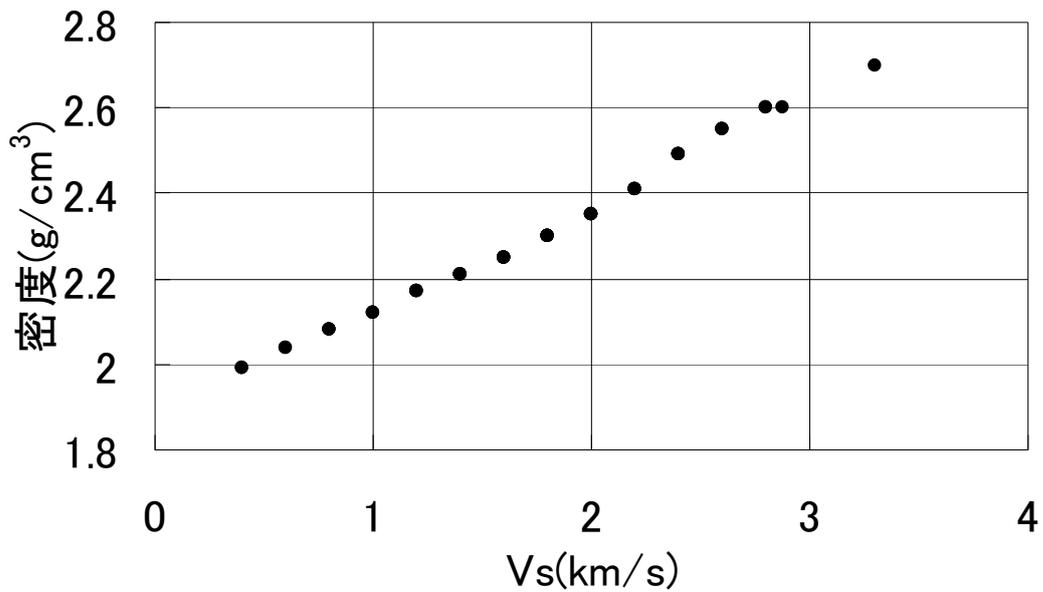
第 18 図 (5). 下部寺泊層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (5).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Lower-Teradomari formation without depth correction (left) and with correction of depth (right). Data with peculiar rock formation are excluded.



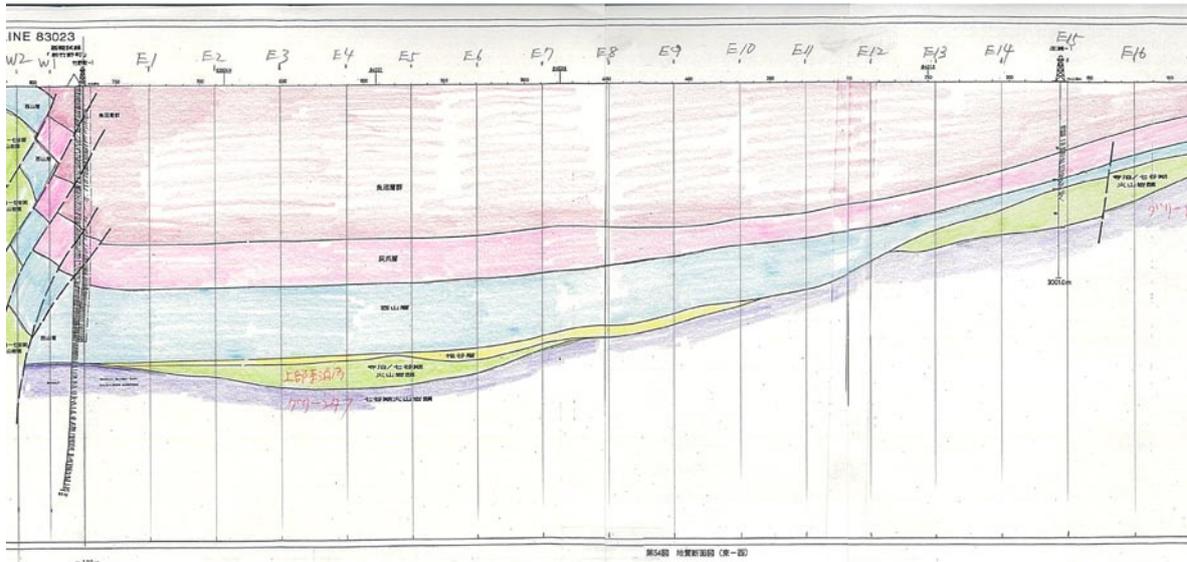
第 18 図 (6). 七谷層の  $V_p$ -深度関係 (左: 深度補正なし, 右: 深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (6).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Nanatani formation without depth correction (left) and with correction of depth (right). Data with peculiar rock formation are excluded.



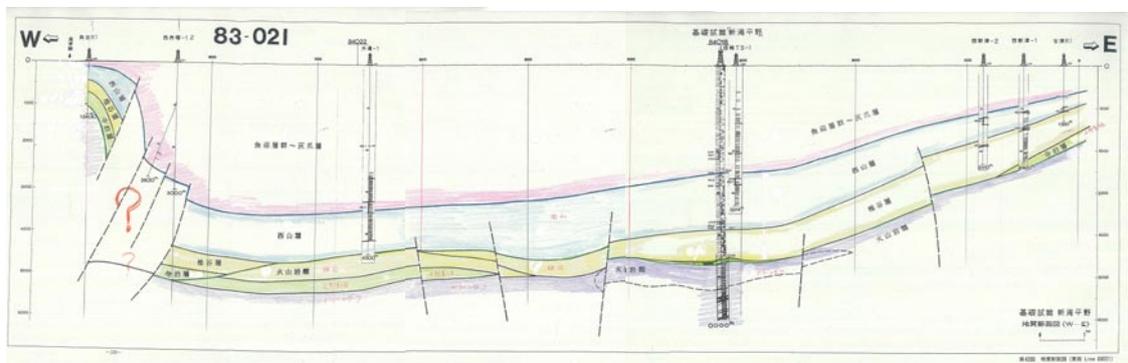
第 18 図 (7). グリーンタフの  $V_p$ -深度関係 (左:深度補正なし, 右:深度補正あり) 赤枠は深度補正なし.  
 Fig. 18 (7).  $V_p$ -depth distribution of PS logging data measured for Green tuff layer without depth correction (left) and with correction of depth (right). Data with peculiar rock formation are excluded.



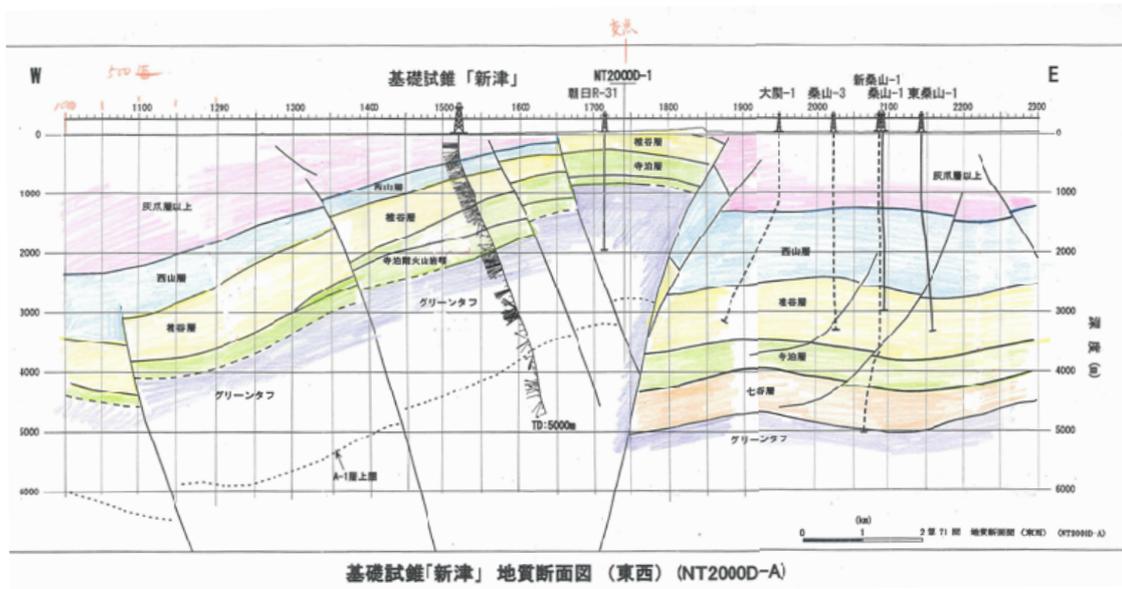
第 19 図. S 波速度と密度の関係.  
 Fig. 19.  $V_s$ -density relation.



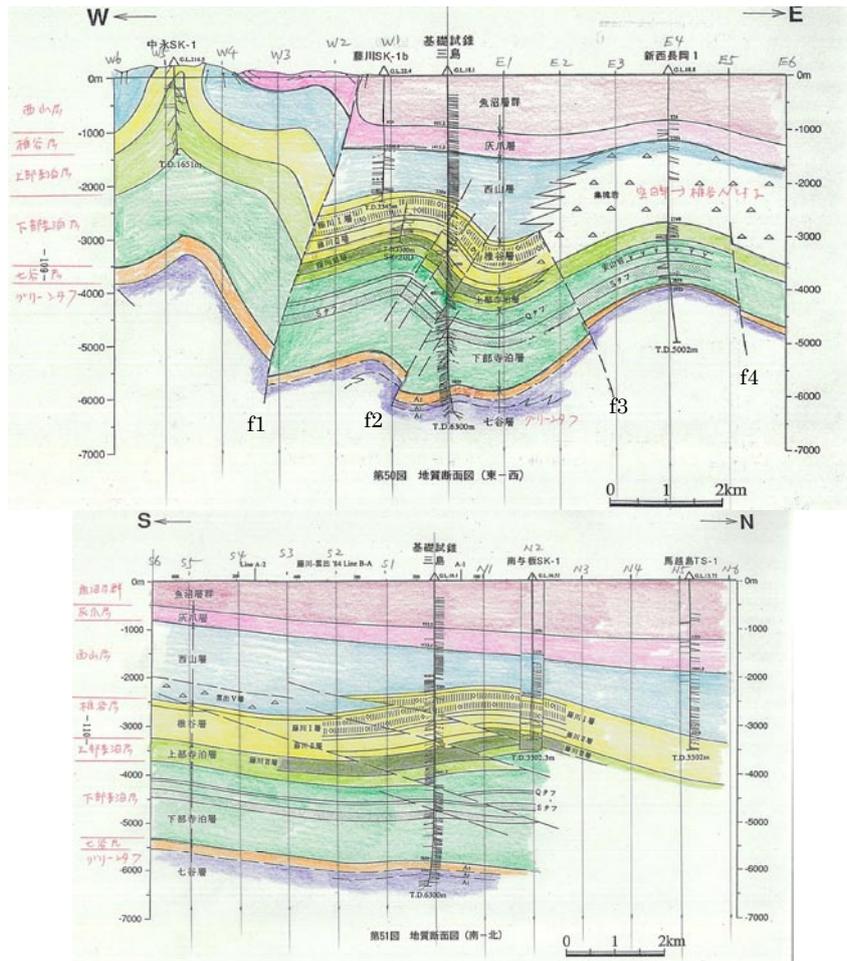
第 20 図 (1). 新竹野町地質断面図. 基礎試錐「新竹野町」調査報告書 (石油公団, 1944) に加筆.  
 Fig. 20 (1). Cross section of geological structure in Shin-Takeno area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report “SHINTAKENOCHO” (Japan National Oil Corporation, 1994).



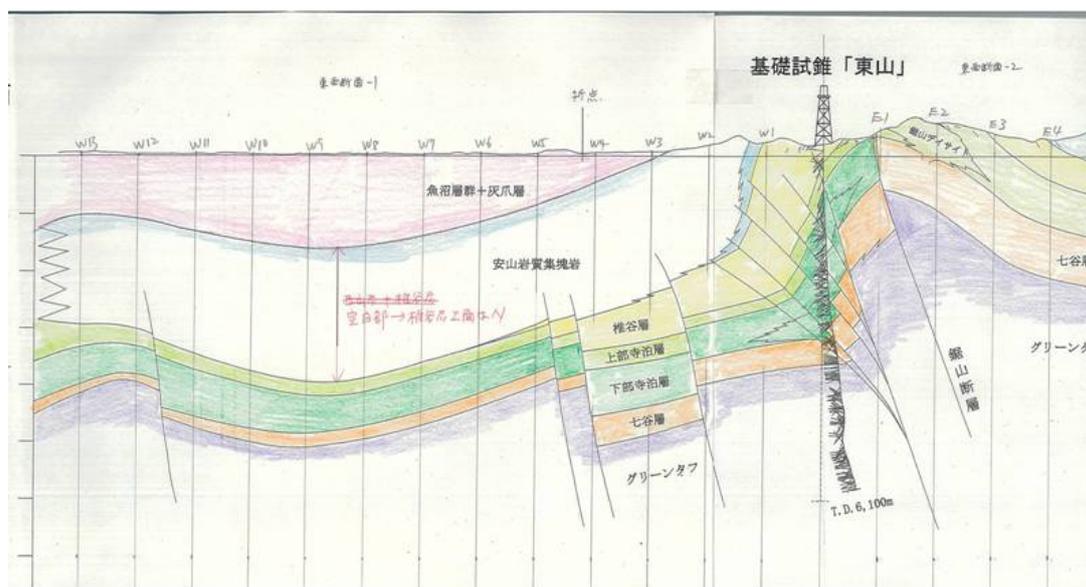
第 20 図 (2). 新潟平野地質断面図. 基礎試錐「新潟平野」調査報告書 (石油公団, 1991b) に加筆.  
 Fig. 20 (2). Cross section of geological structure in Niigata plain modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report “NIIGATAHEIYA” (Japan National Oil Corporation, 1991b).



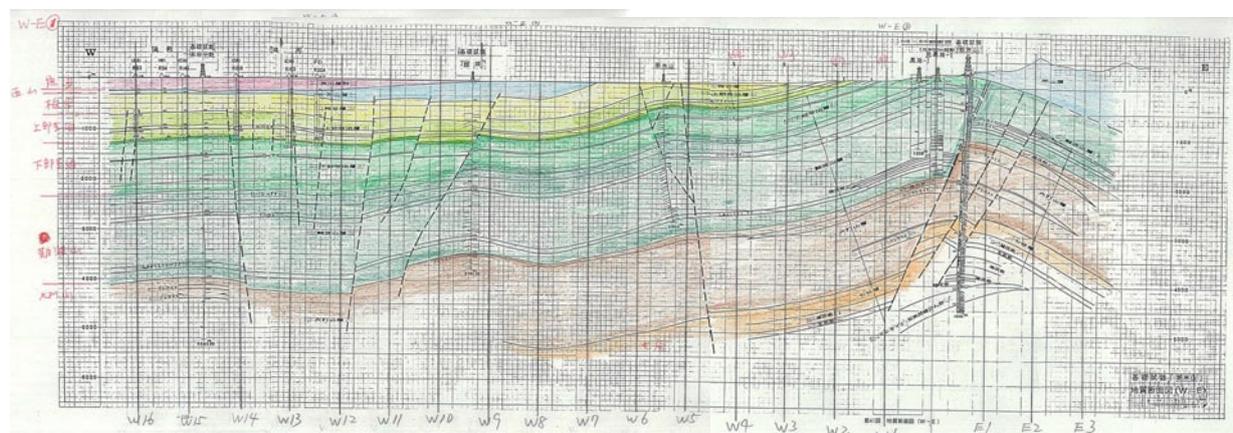
第 20 図 (3). 新津地質断面図. 基礎試錐「新津」調査報告書 (石油公団, 2003a) に加筆.  
 Fig. 20 (3). Cross section of geological structure in Niitsu area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report “NIITSU” (Japan National Oil Corporation, 2003a).



第 20 図 (4). 三島地質断面図. 基礎試錐「三島」調査報告書 (石油公団, 1993a) に加筆.  
 Fig. 20 (4). Cross section of geological structure in Mishima area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report “MISHIMA” (Japan National Oil Corporation, 1993a).

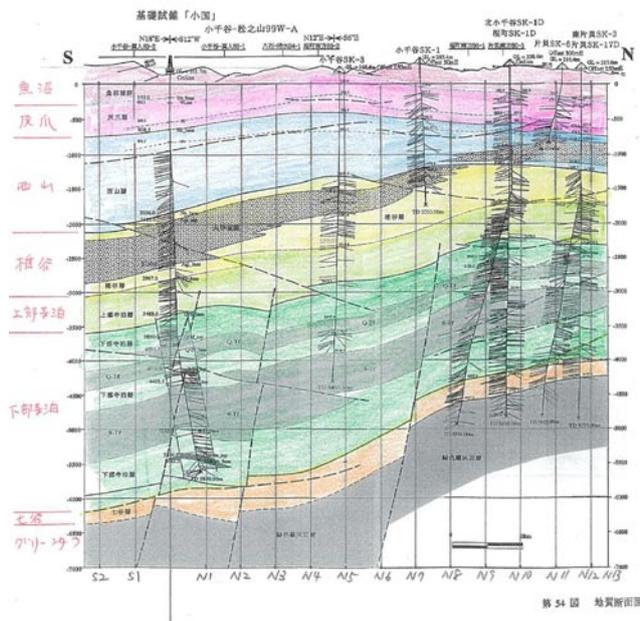
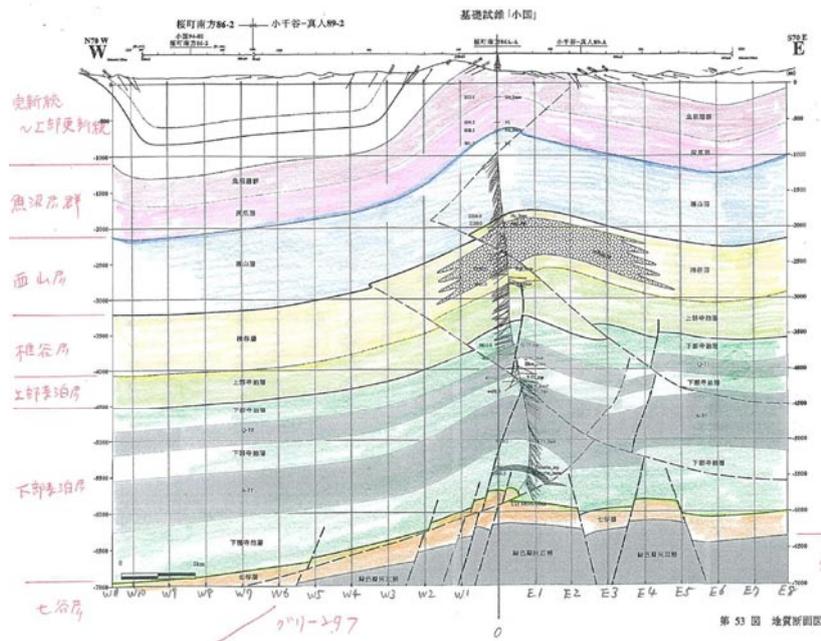


第 20 図 (5). 東山地質断面図. 基礎試錐「東山」調査報告書 (石油公団, 1999a) に加筆.  
 Fig. 20 (5). Cross section of geological structure in Higashiyama area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report "HIGASHIYAMA" (Japan National Oil Corporation, 1999a).

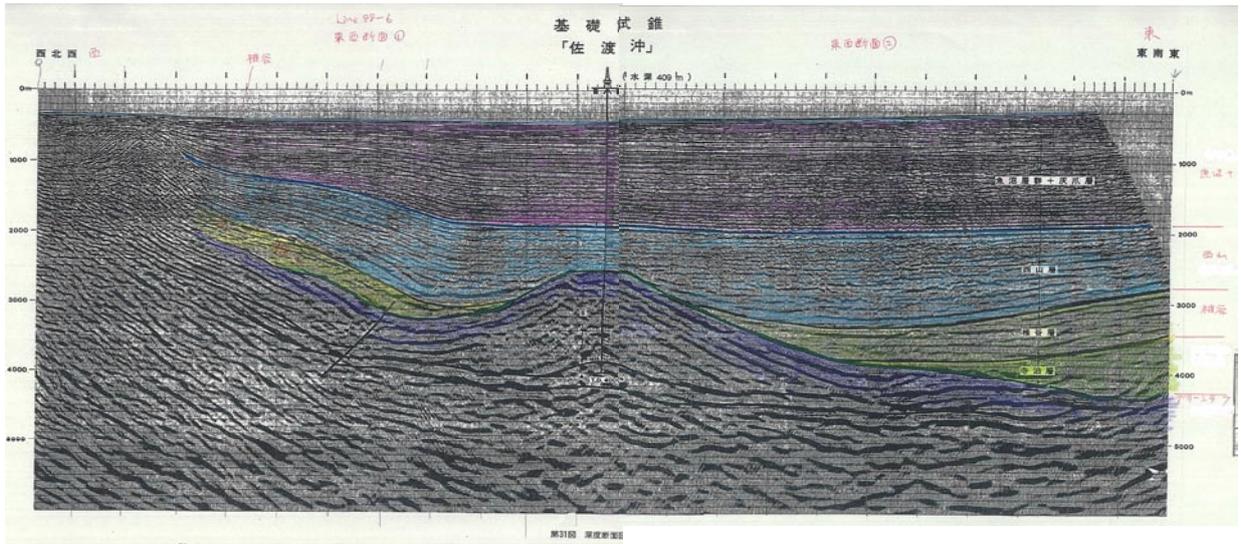


第 20 図 (6). 新米山・高田平野地質断面図. 基礎試錐「新米山」調査報告書 (石油公団, 1992a) および  
 基礎試錐「高田平野」調査報告書 (石油公団, 1988a) に加筆.  
 Fig. 20 (6). Cross section of geological structure in Shinyonoyama-Takada area modified after METI  
 Fundamental Exploration Test Well Reports "SHINYONEYAMA" (Japan National Oil Corporation, 1992a) and  
 "TAKADAHEIYA" (Japan National Oil Corporation, 1998a).

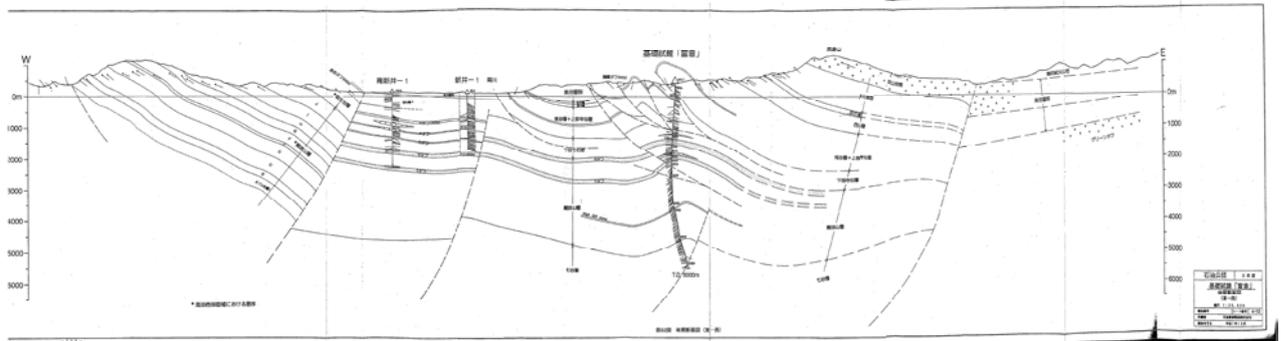
新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化



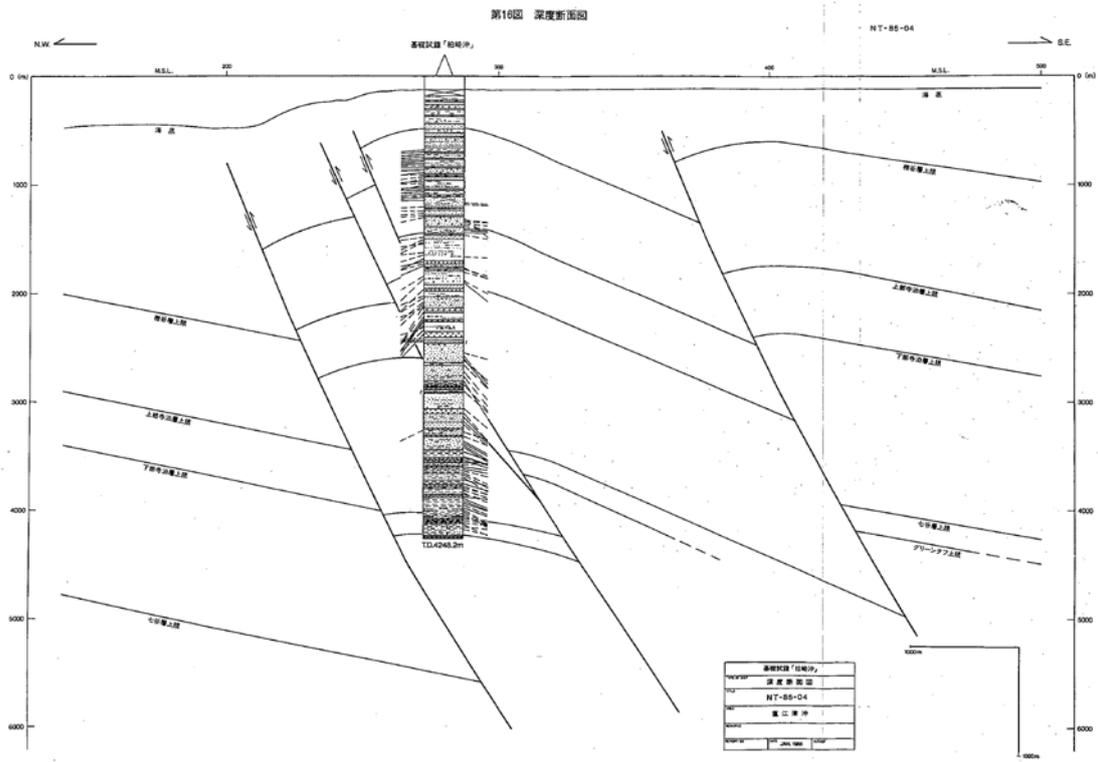
第20図(7). 小国地質断面図. 陸上基礎試錐「小国」調査報告書(石油公団, 2001)に加筆.  
 Fig. 20 (7). Cross section of geological structure in Oguni area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report "OGUNI" (Japan National Oil Corporation, 2001).



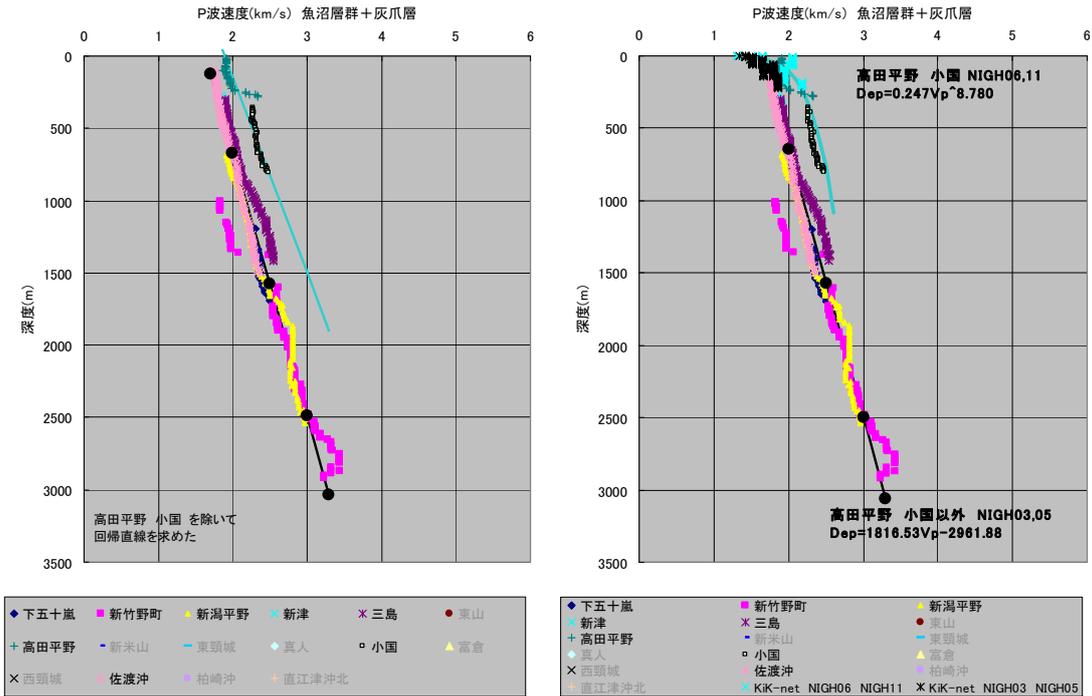
第 20 図 (8). 佐渡沖地質断面図. 基礎試錐「佐渡沖」調査報告書 (石油公団, 1989a) に加筆.  
 Fig. 20 (8). Cross section of geological structure in Off Sado area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report "SADOOKI" (Japan National Oil Corporation, 1989a).



第 20 図 (9). 富倉地質断面図. 基礎試錐「富倉」調査報告書 (石油公団, 1996a) に加筆.  
 Fig. 20 (9). Cross section of geological structure in Tomikura area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report "TOMIKURA" (Japan National Oil Corporation, 1996a).

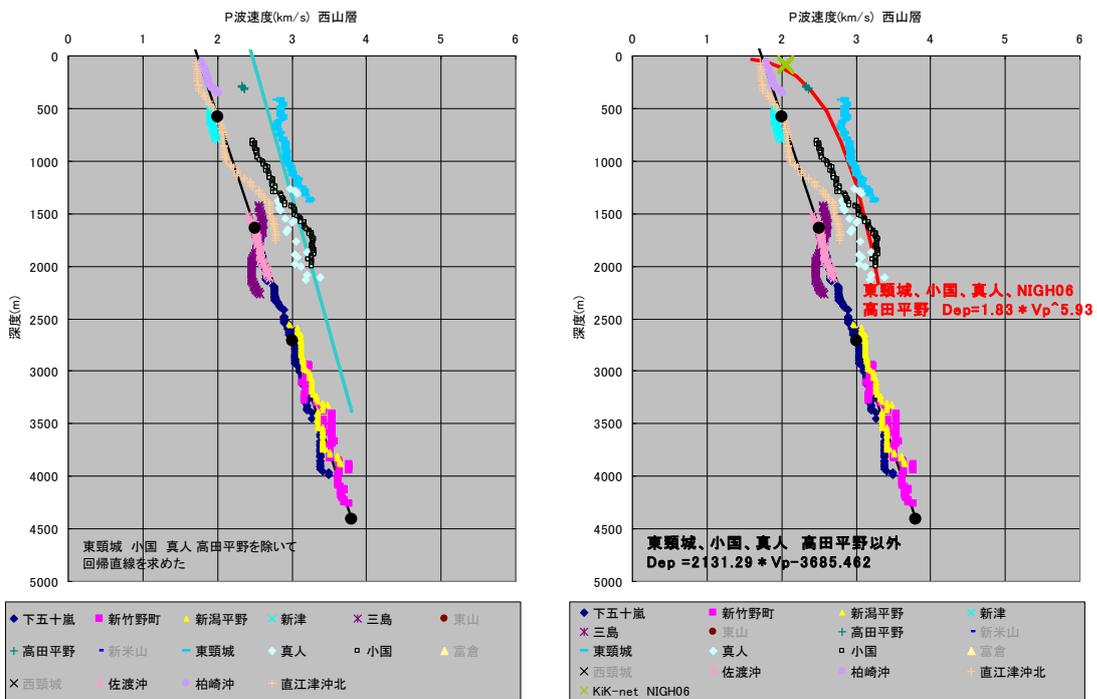


第 20 図 (10). 柏崎沖地質断面図. 基礎試錐「柏崎沖」調査報告書 (石油公団, 1988) に加筆.  
 Fig. 20 (10). Cross section of geological structure in Off Kashiwazaki area modified after METI Fundamental Exploration Test Well Report "KASHIWAZAKI" (Japan National Oil Corporation, 1988).



第 21 図 (1). 魚沼層群および灰爪層の P 波速度と深度の関係. 左図: KiK-net データ不使用, 右図: KiK-net データ使用. 黒線: 北部領域, 青線: 南部領域. 凡例が灰色のものはデータが無いことを示す.

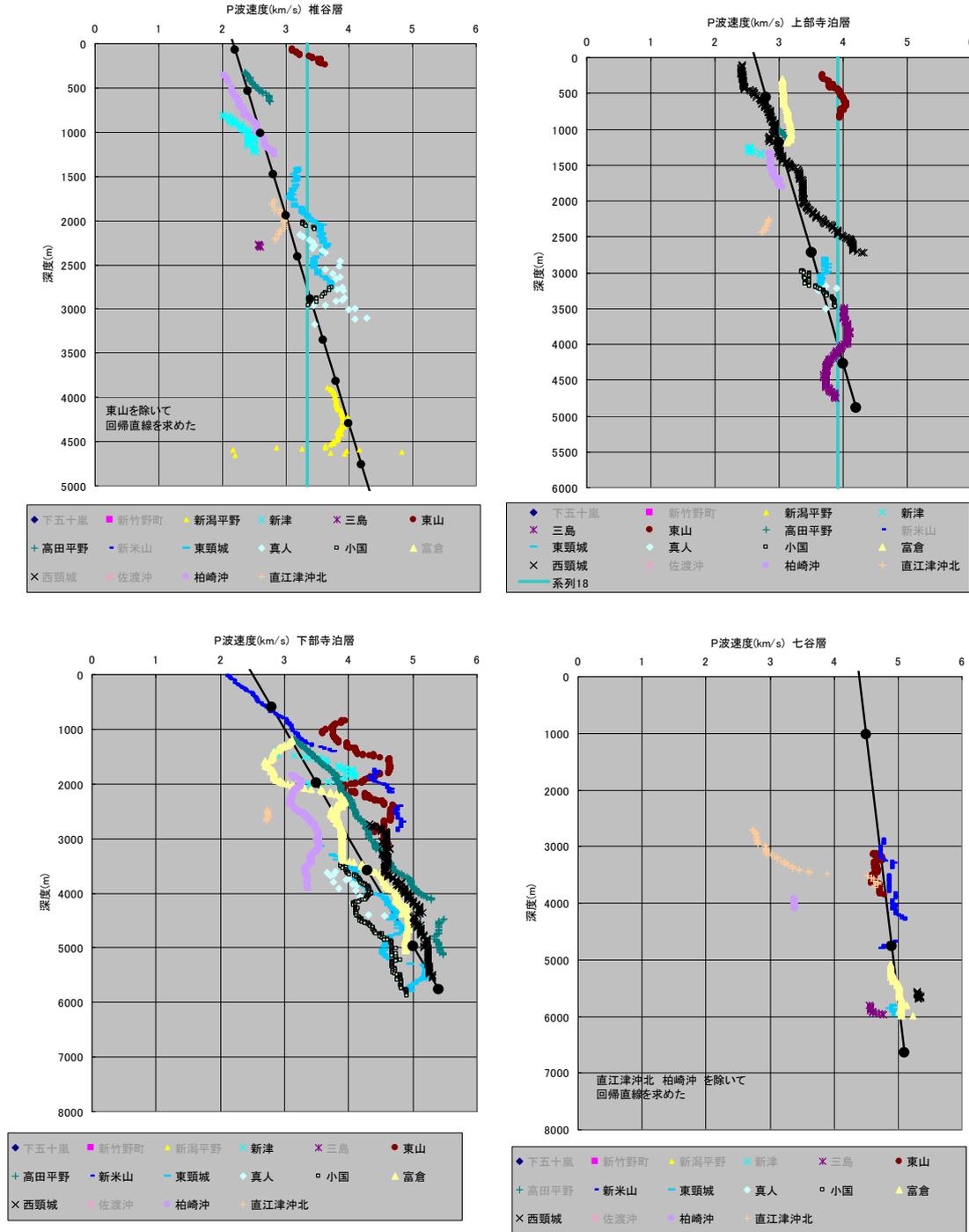
Fig. 21 (1). Vp-depth relations derived from Vp prospecting data measured for Uonuma and Haidume formation. Left: Data obtained at METI fundamental exploration test wells are used. Right: Data obtained at METI fundamental exploration test wells and KiK-net strong motion stations are used. Black line: for northern area, blue line: for southern area. Site names in gray mean no available data.



第 21 図 (2). 西山層の P 波速度と深度の関係. 凡例等は第 21 図 (1) と同じ.

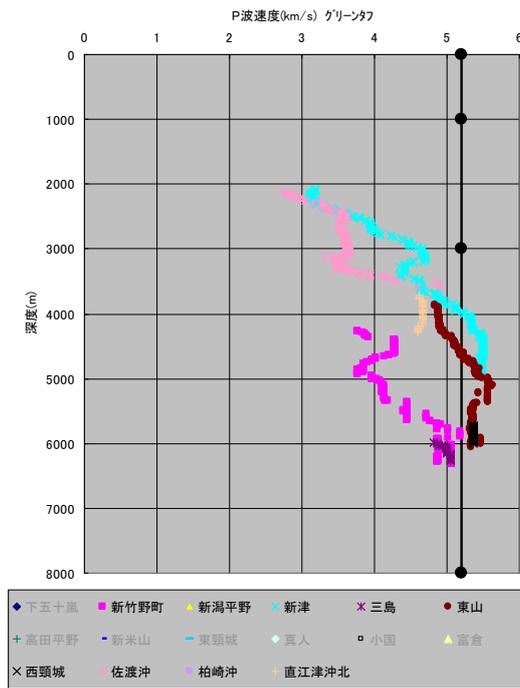
Fig. 21 (2). Same as Fig 21 (1) but for Nishiyama formation.

新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化



第 21 図 (3). P 波速度と深度の関係. (左上:椎谷層, 右上:上部寺泊層, 左下:下部寺泊層, 右下:七谷層). 黒線: 北部領域, 青線: 南部領域. 凡例が灰色のものはデータが無いことを示す.

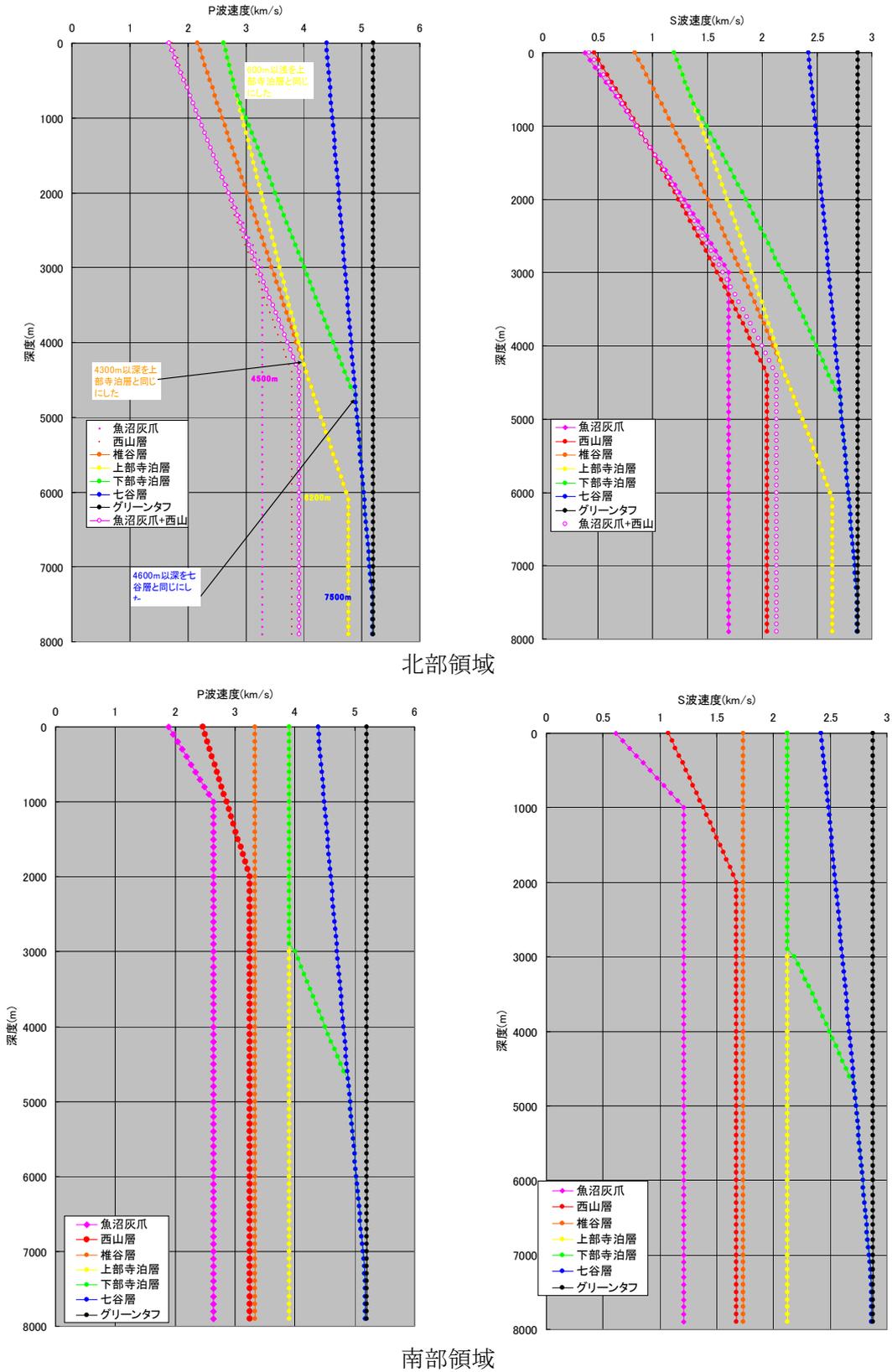
Fig. 21 (3).  $V_p$ -depth relations derived from  $V_p$  prospecting data measured for Shiya formation (upper left), Upper Teradomari formation (upper right), Lower Teradomari formation (lower left) and Nanatani formation (lower right). Data obtained at METI fundamental exploration test wells are used. Site names in gray mean no available data.



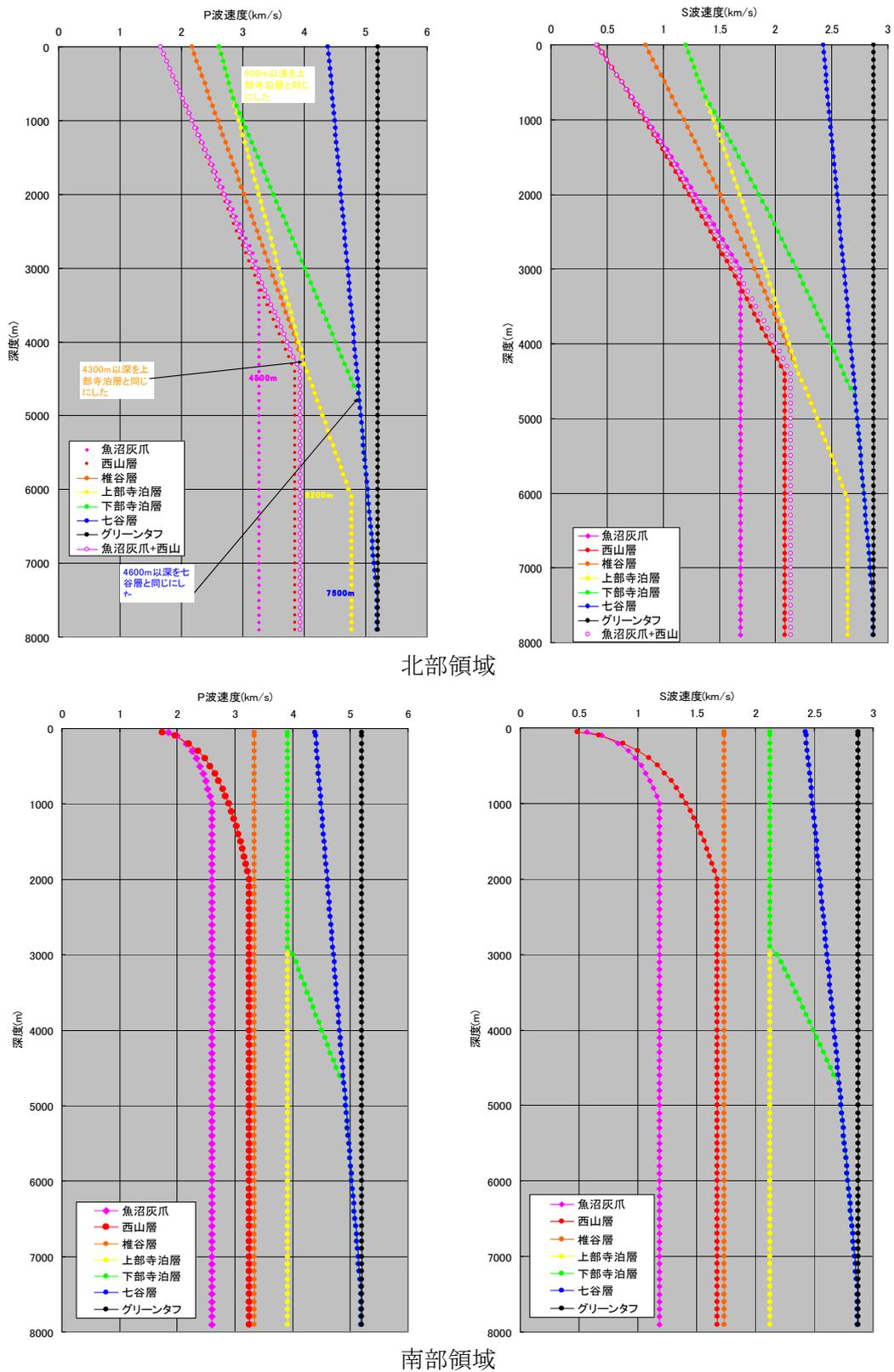
第 21 図 (4). グリーンタフの P 波速度と深度の関係. 凡例が灰色のものはデータが無いことを示す.

Fig. 21 (4). Vp-depth relations derived from Vp prospecting data measured Green tuff. Site names in gray mean no available data.

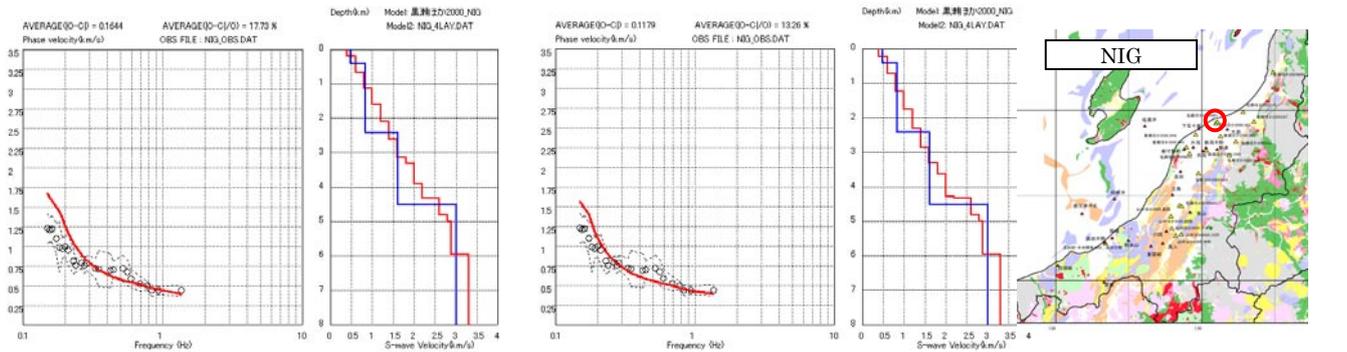
新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化



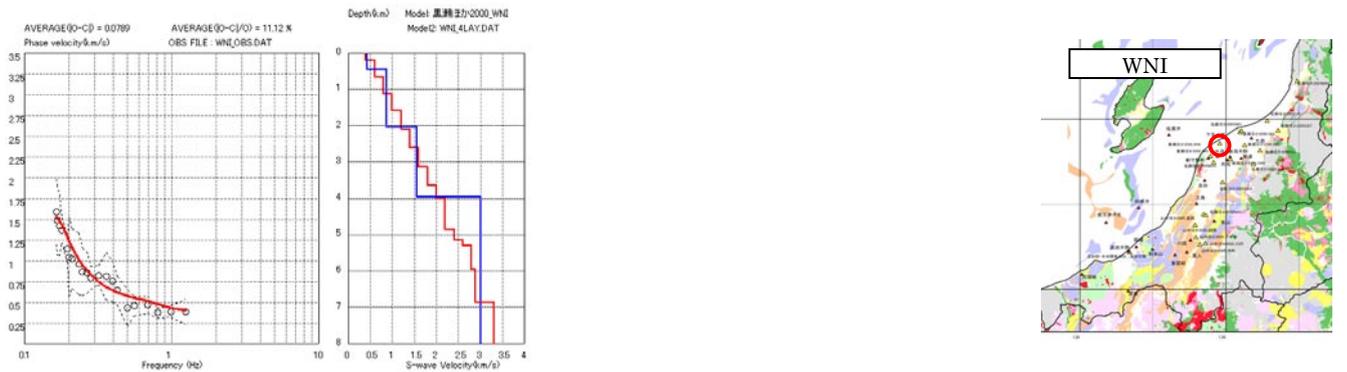
第22図(1). P波, S波速度の深度依存曲線. KiK-net データを使用しない場合.  
 Fig. 22 (1). Vp- and Vs-depth curve derived by Vp prospecting data obtained at METI fundamental exploration test wells. The data obtained at KiK-net strong motion stations are not used. Upper: Northern area, lower: southern area.



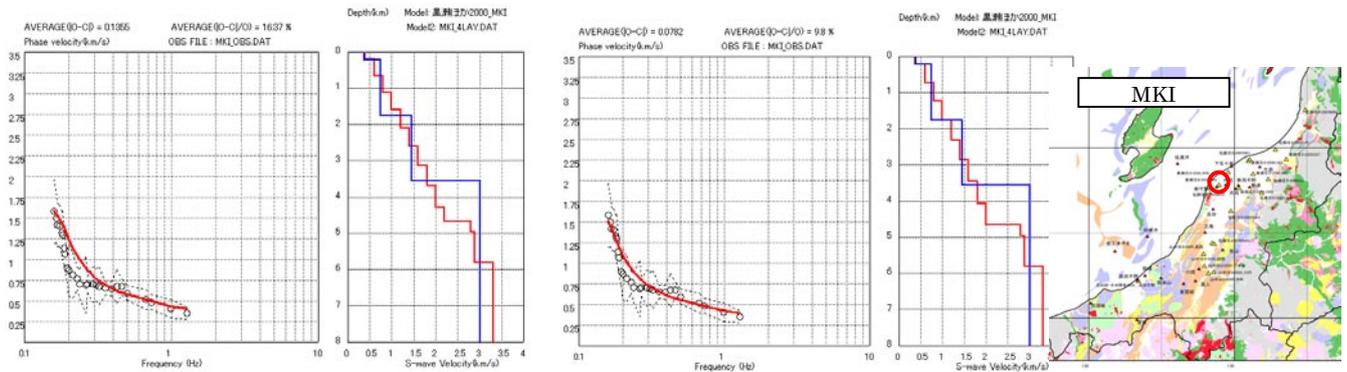
第22図(2). P波, S波速度の深度依存曲線. KiK-net データを使用した場合.  
 Fig. 22 (2).  $V_p$ - and  $V_s$ -depth curve derived by  $V_p$  prospecting data obtained at METI fundamental exploration test wells and at KiK-net strong motion stations. Upper: Northern area, lower: southern area.



黒瀬ほか (2000) NIG (右：上部寺泊層までの深度依存曲線を 1.1 倍)



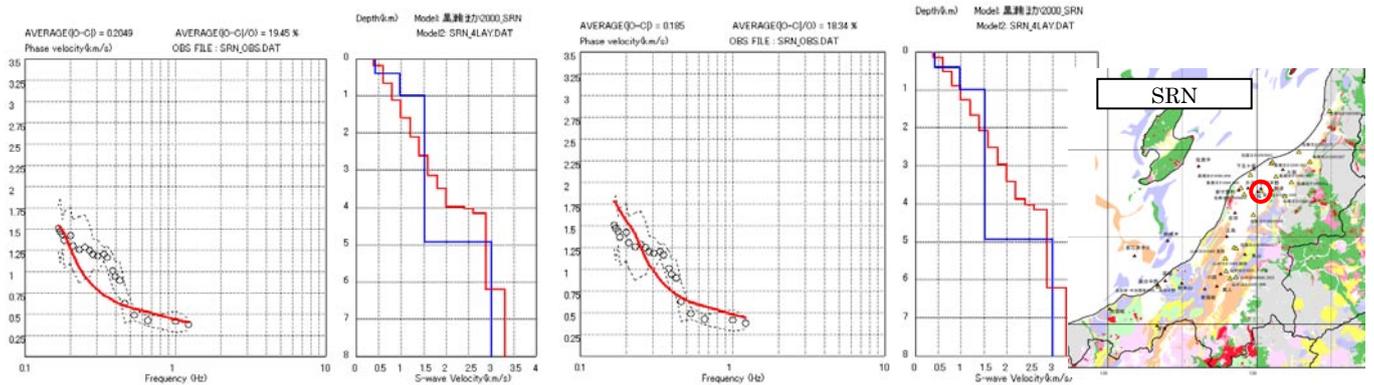
黒瀬ほか (2000) WNI



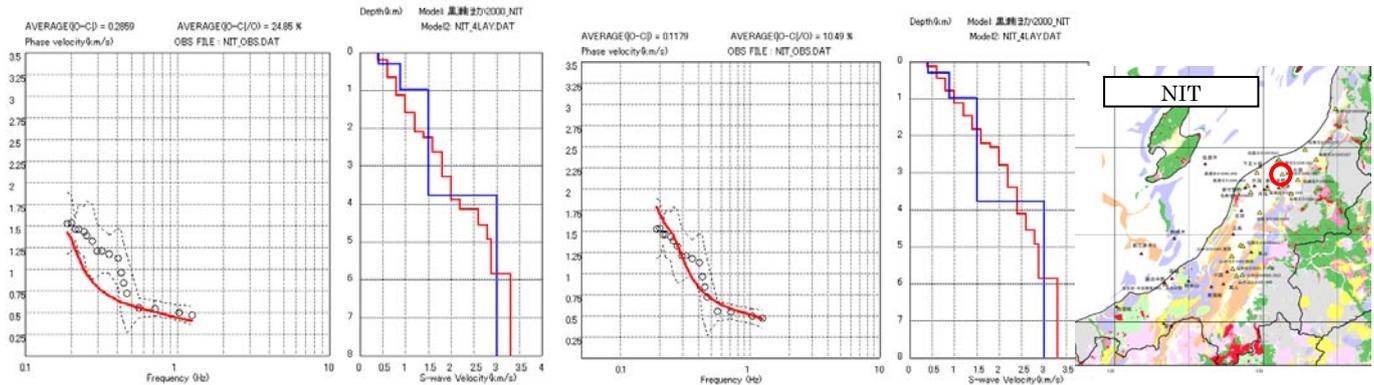
黒瀬ほか (2000) MKI (上部寺泊層までの深度依存曲線を 1.1 倍)

第 23 図 (1). 微動の位相速度との比較 (北部領域). 左: 初期モデル, 右: 修正モデル, 赤線: 本研究のモデルの S 波速度構造と対応する位相速度曲線, ○: 微動アレイ探査で観測された位相速度, 青線: 微動アレイ探査結果に基づく S 波速度構造, 地図: 微動アレイ探査地点を示す.

Fig. 23 (1). Comparison of observed and theoretical phase velocity spectrum of surface wave in “northern area”. Left: Theoretical phase velocity is calculated with the initial subsurface structure model. Right: Theoretical phase velocity is calculated with the corrected subsurface structure model. Open circle: Observed phase velocity by microtremor array observations. Blue: S-wave derived based on the observed phase velocity spectrum. Red: S-wave of initial or corrected subsurface structure model and corresponding theoretical phase velocity spectrum. From top to bottom, at microtremor observation sites, NIG, WNI, and MKI (Kurose *et al.*, 2000).



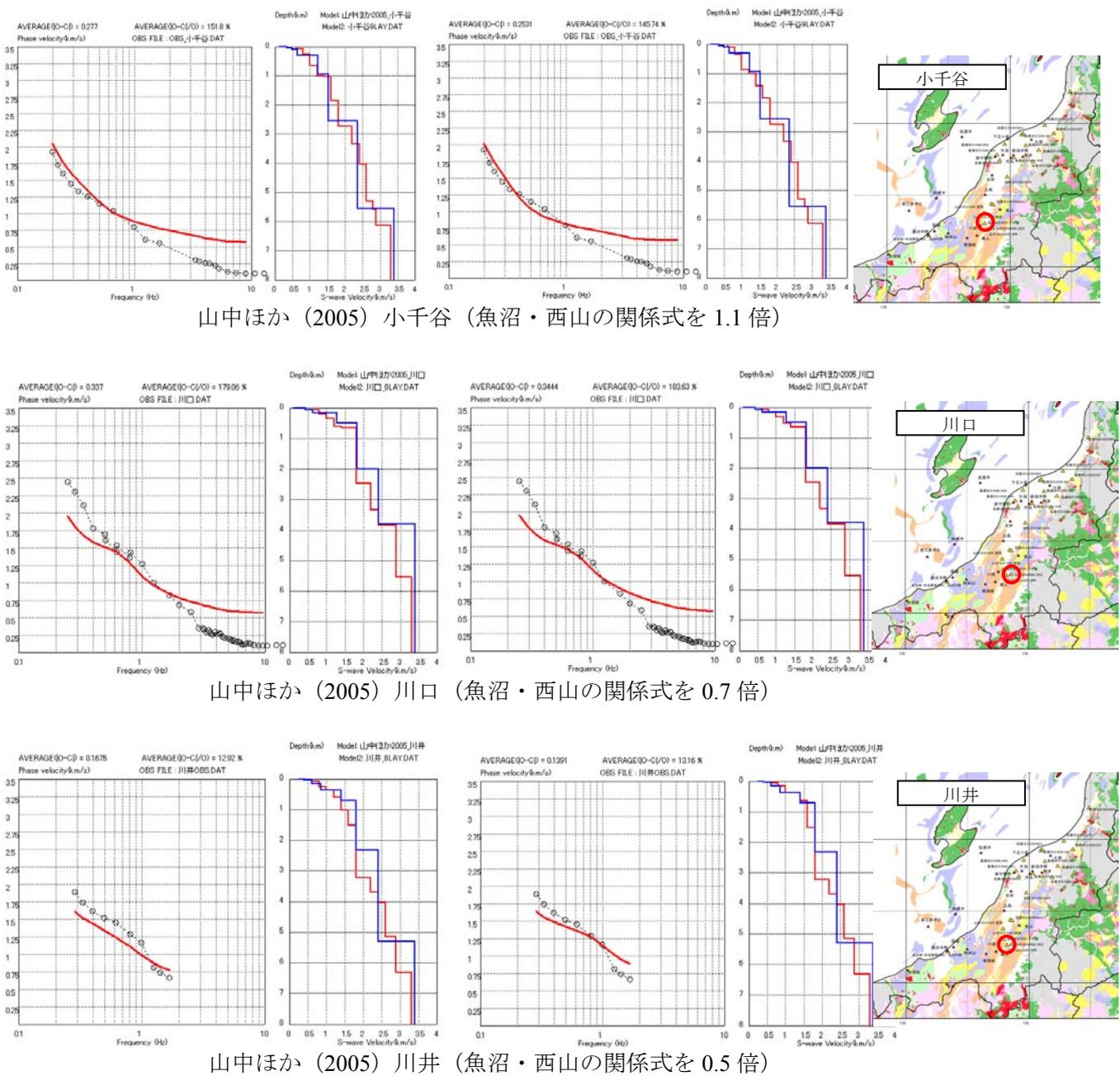
黒瀬ほか (2000) SRN (上部寺泊層までの深度依存曲線を 0.8 倍)



黒瀬ほか (2000) NIT (上部寺泊層までの深度依存曲線を 0.7 倍)

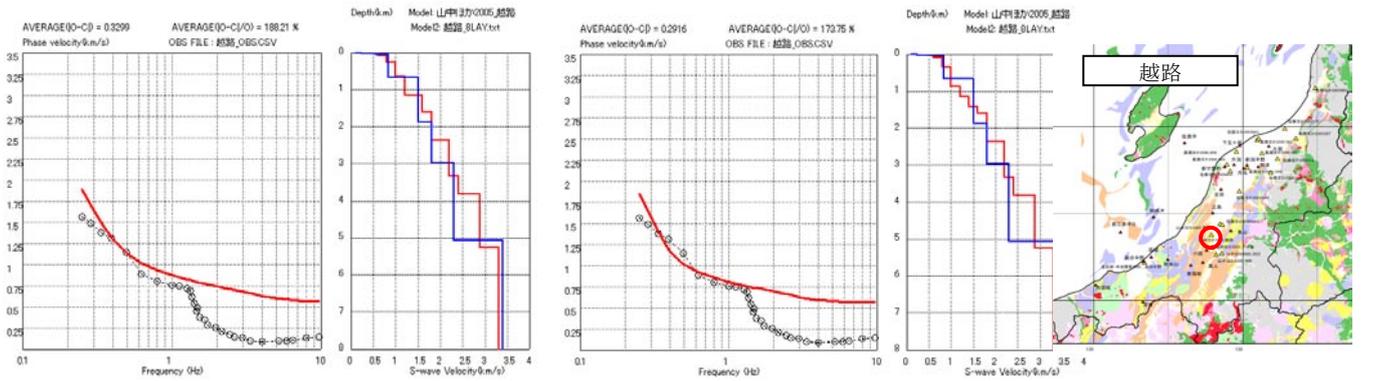
第 23 図 (2). 微動の位相速度との比較 (北部領域). 線やシンボルについては, 第 23 図 (1) と同じ.

Fig. 23 (2). Comparison of observed and theoretical phase velocity spectrum of surface wave in “northern area”. The same as Fig. 23 (1) about lines, symbols, etc., but for microtremor observation sites, SRN and NIT (Kurose *et al.*, 2000) from top to bottom.

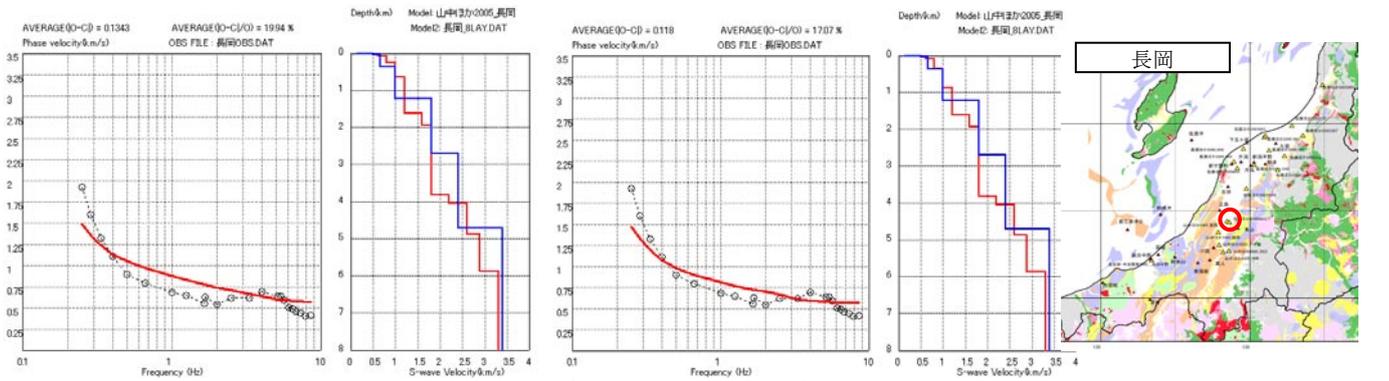


第 23 図 (3). 微動の位相速度との比較 (南部領域). 線やシンボルについては, 第 23 図 (1) と同じ.

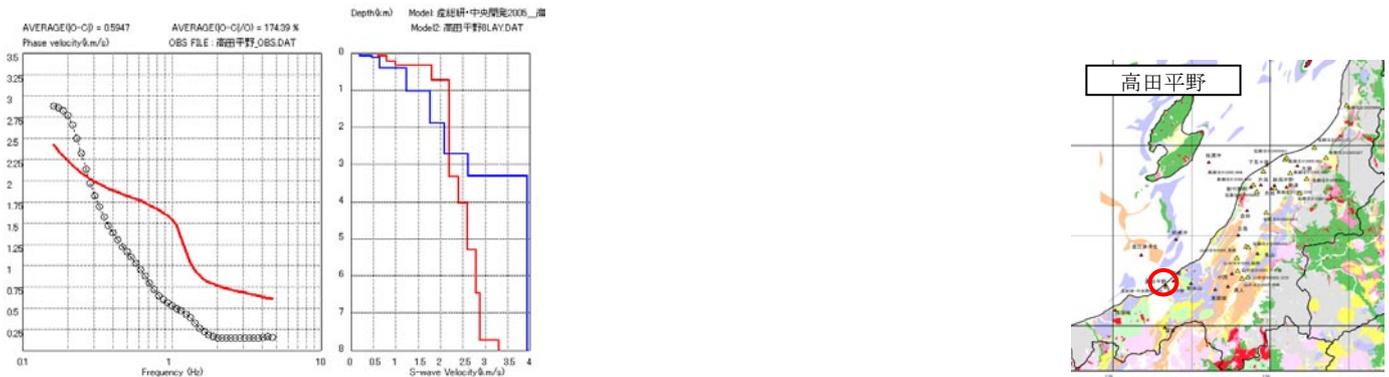
Fig. 23 (3). Comparison of observed and theoretical phase velocity spectrum of surface wave in “southern area”. The same as Fig. 23 (1) about lines, symbols, etc., but for microtremor observation sites, Ojiya, Kawaguchi and Kawai (Yamanaka *et al.*, 2005) from top to bottom.



山中ほか (2005) 越路 (魚沼・西山の関係式を 1.1 倍)



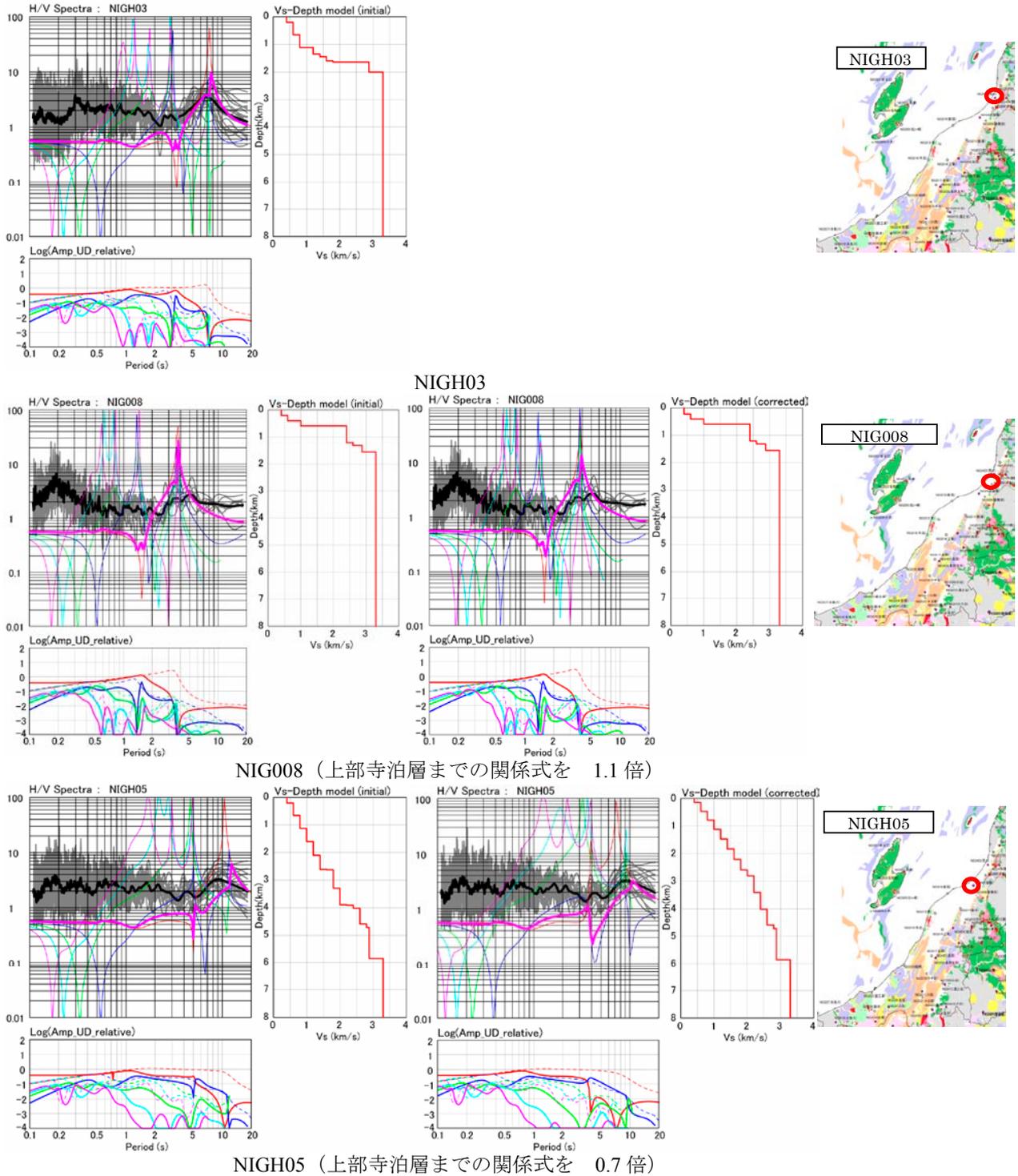
山中ほか (2005) 長岡 (魚沼・西山の関係式を 1.1 倍)



高田平野 (乖離が大きいため修正せず)

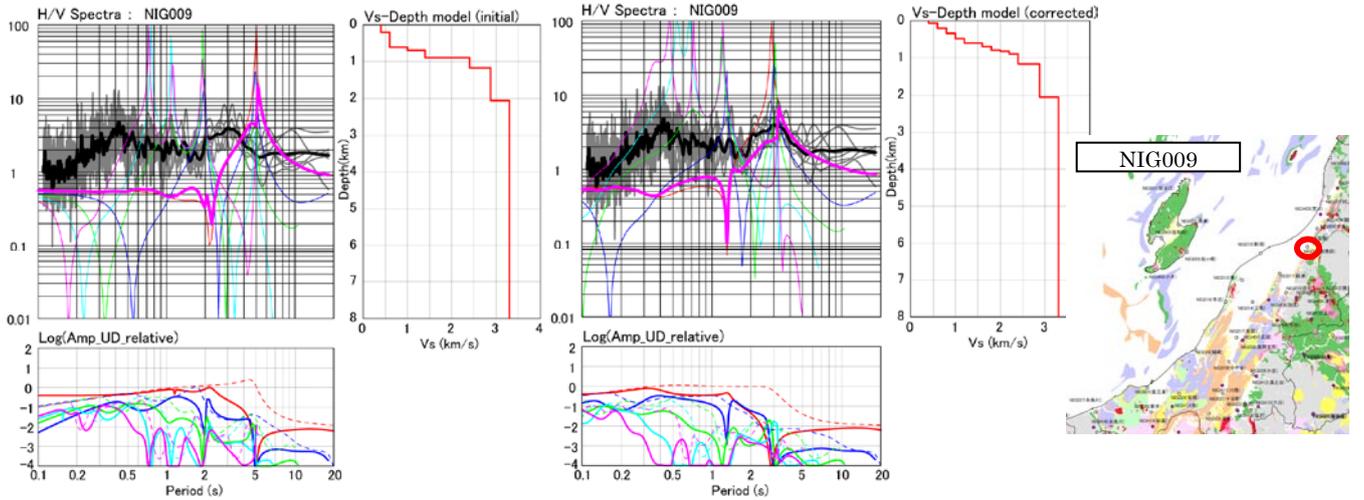
第 23 図 (4). 微動の位相速度との比較 (南部領域). 線やシンボルについては, 第 23 図 (1) と同じ.

Fig. 23 (4). Comparison of observed and theoretical phase velocity spectrum of surface wave in “southern area”. The same as Fig. 23 (1) about lines, symbols, etc., but for microtremor observation sites, Koshiji, Nagaoka (Yamanaka *et al.*, 2005) and Takada (Sekiguchi *et al.*, 2006) from top to bottom.

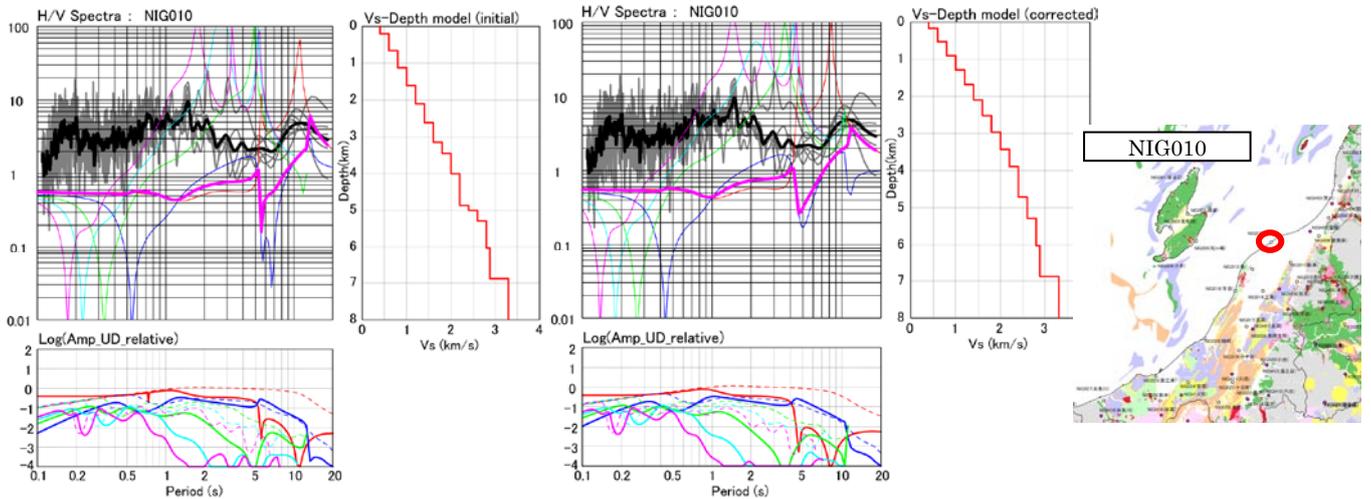


第 24 図 (1). 地震観測記録の H/V スペクトルとの比較 (北部領域) 左: 初期モデル, 右: 修正モデル. 各パネル左上: 桃色太線: レイリー波の理論 H/V スペクトル, 灰色線: 各地震の観測 H/V スペクトル, 黒線: 観測 H/V スペクトルの平均値, 細線: レイリー波各モードの理論 H/V スペクトル (赤: 基本, 青: 1 次, 緑: 2 次, 水色: 3 次, 桃色: 4 次). 左下: 実線: レイリー波各モードの上下動成分相対振幅 (赤: 基本, 青: 1 次, 緑: 2 次, 水色: 3 次, 桃色: 4 次), 点線: ラブ波各モードの上下動成分相対振幅 (赤: 基本, 青: 1 次, 緑: 2 次, 水色: 3 次, 桃色: 4 次). 右上: この地点の S 波速度構造. 地図: 赤丸はこの地点の位置を示す.

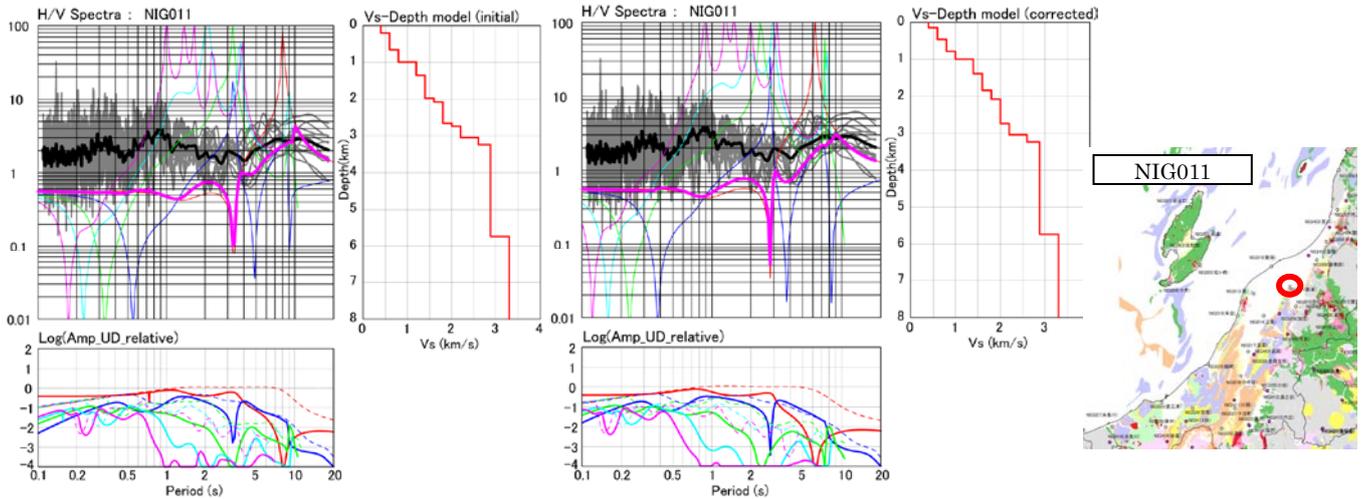
Fig. 24 (1). Comparison of observed and theoretical H/V spectrum in “northern area”. Theoretical H/V with the initial subsurface structure model (left) and with the corrected one (right). Upper left of each partition: Bold pink line is theoretical H/V spectrum. Gray lines are observed H/V spectrum for each earthquakes. Bold black line is the average of the observed H/V spectrum. Thin lines in colors are the theoretical H/V spectrum for different modes (Red: fundamental mode, Blue: first mode, Green: second mode, Light blue: third mode, Pink: fourth mode). Bottom left of each partition: Relative amplitudes of up-down component of the modes of Rayleigh wave (bold lines) and Love wave (dotted lines) (Red: fundamental mode, Blue: first mode, Green: second mode, Light blue: third mode, Pink: fourth mode). Upper right of each partition: S-wave velocity structure at the site. Map: The site is marked with open red circle.



NIG009 (下部寺泊層までの関係式を 0.3 倍)



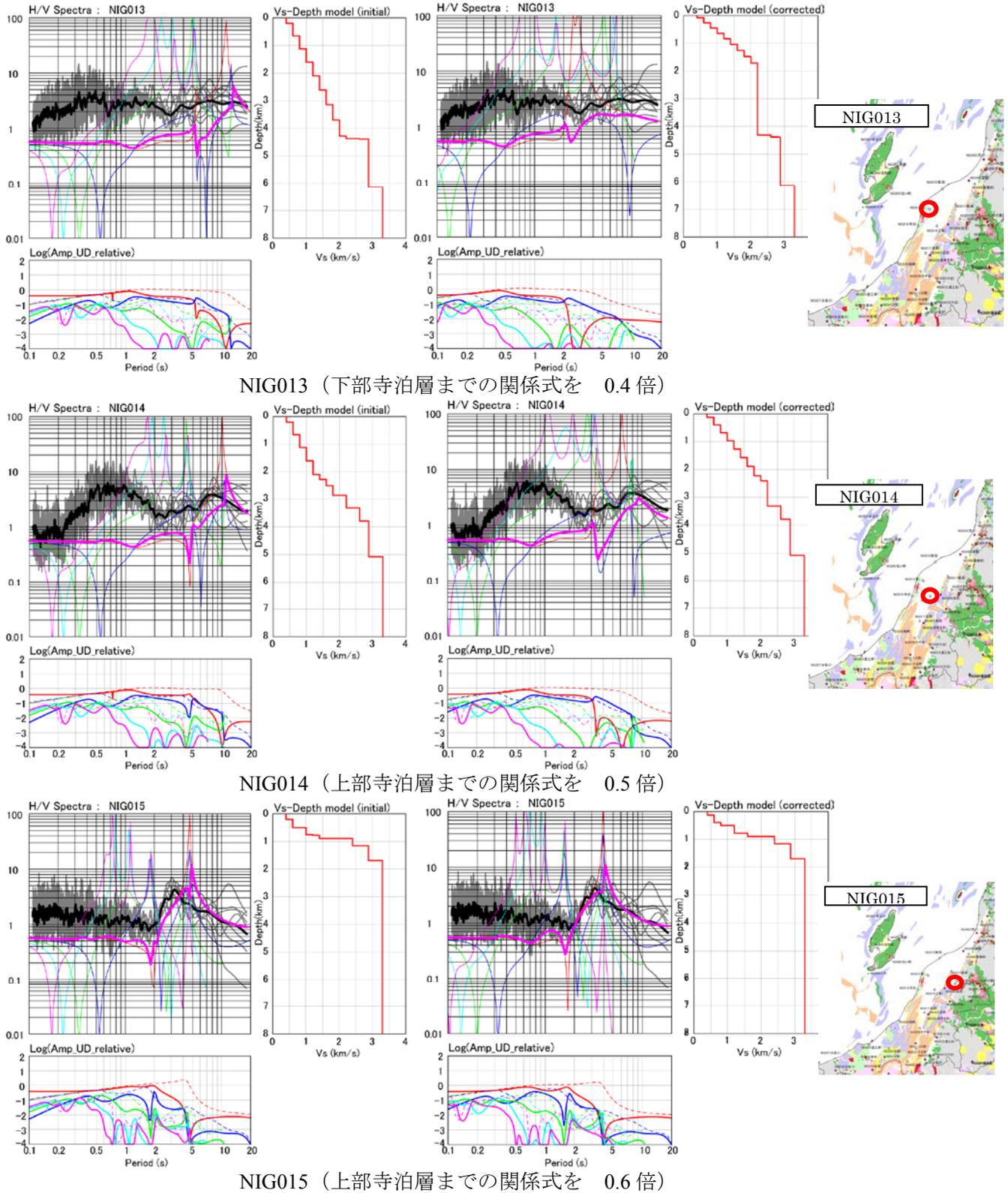
NIG010 (上部寺泊層までの関係式を 0.8 倍)



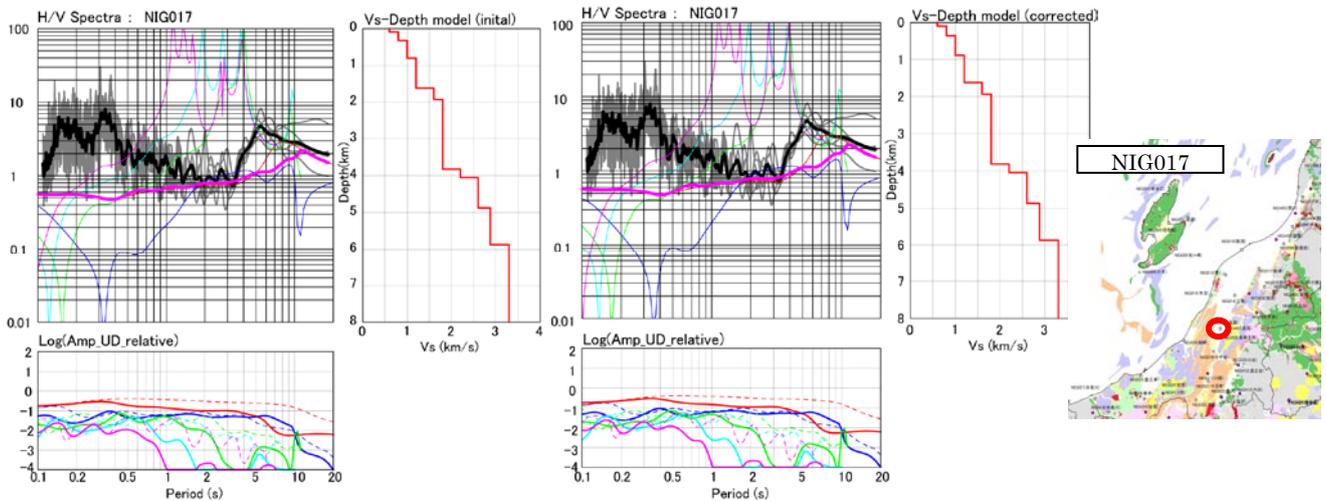
NIG011 (NIT の修正に合わせ上部寺泊層まで 0.7 倍)

第 24 図 (2). R/V スペクトルとの比較 (北部領域). 左: 初期モデル, 右: 修正モデル. 凡例は第 24 図 (1) と同じ.

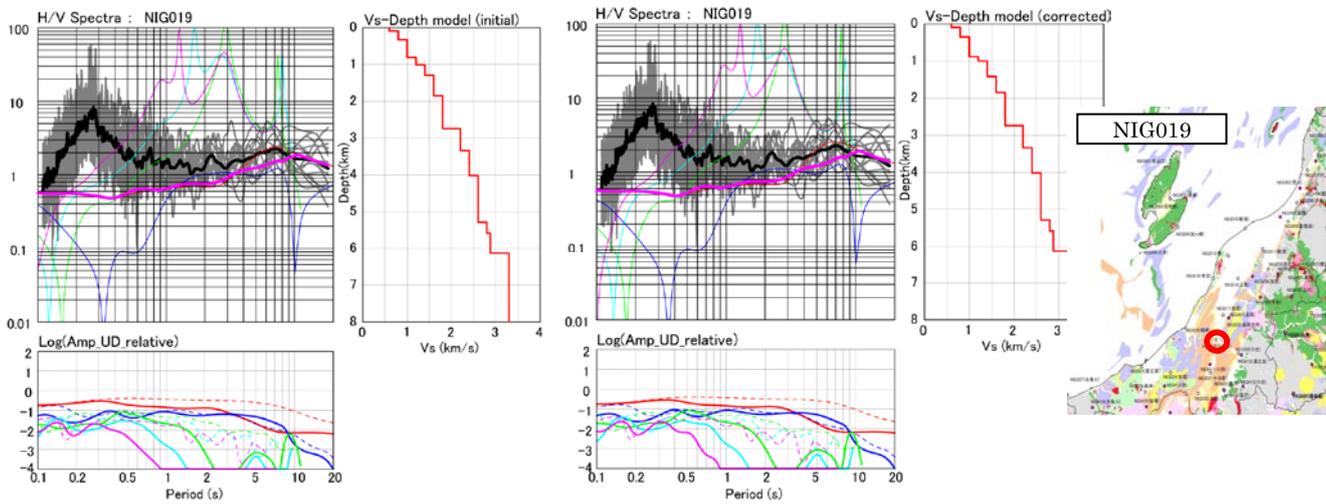
Fig. 24 (2). Comparison of observed and theoretical H/V spectrum in “northern area”. The index is the same as in Fig. 24 (1).



第 24 図 (3). R/V スペクトルとの比較 (北部領域). 左: 初期モデル, 右: 修正モデル. 凡例は第 24 図 (1) と同じ.  
 Fig. 24 (3). Comparison of theoretical H/V and observed R/V in “northern area”. The index is the same as in Fig. 24 (1).

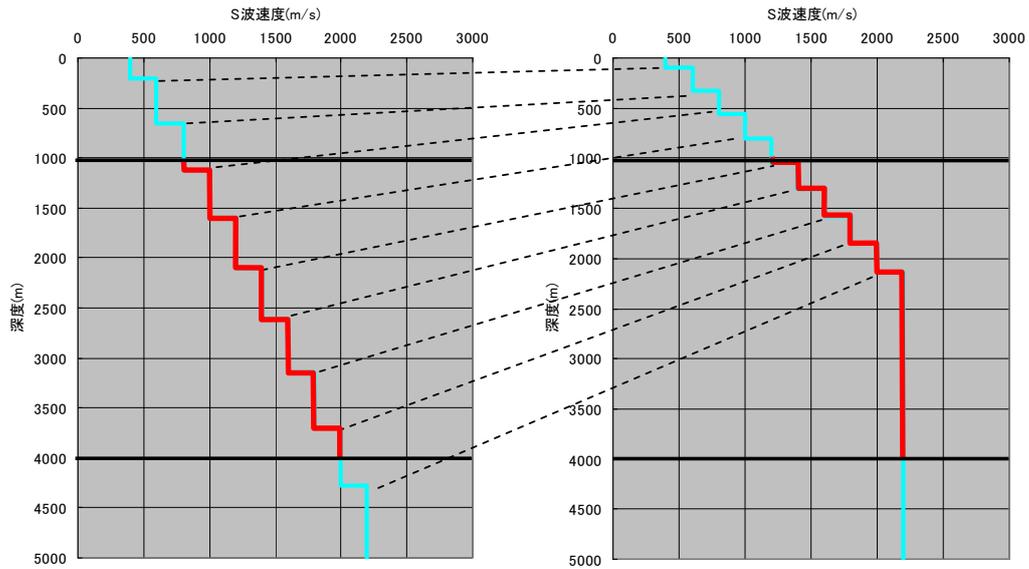


NIG017 (魚沼西山 1.1 倍 微動アレーの調整を採用)

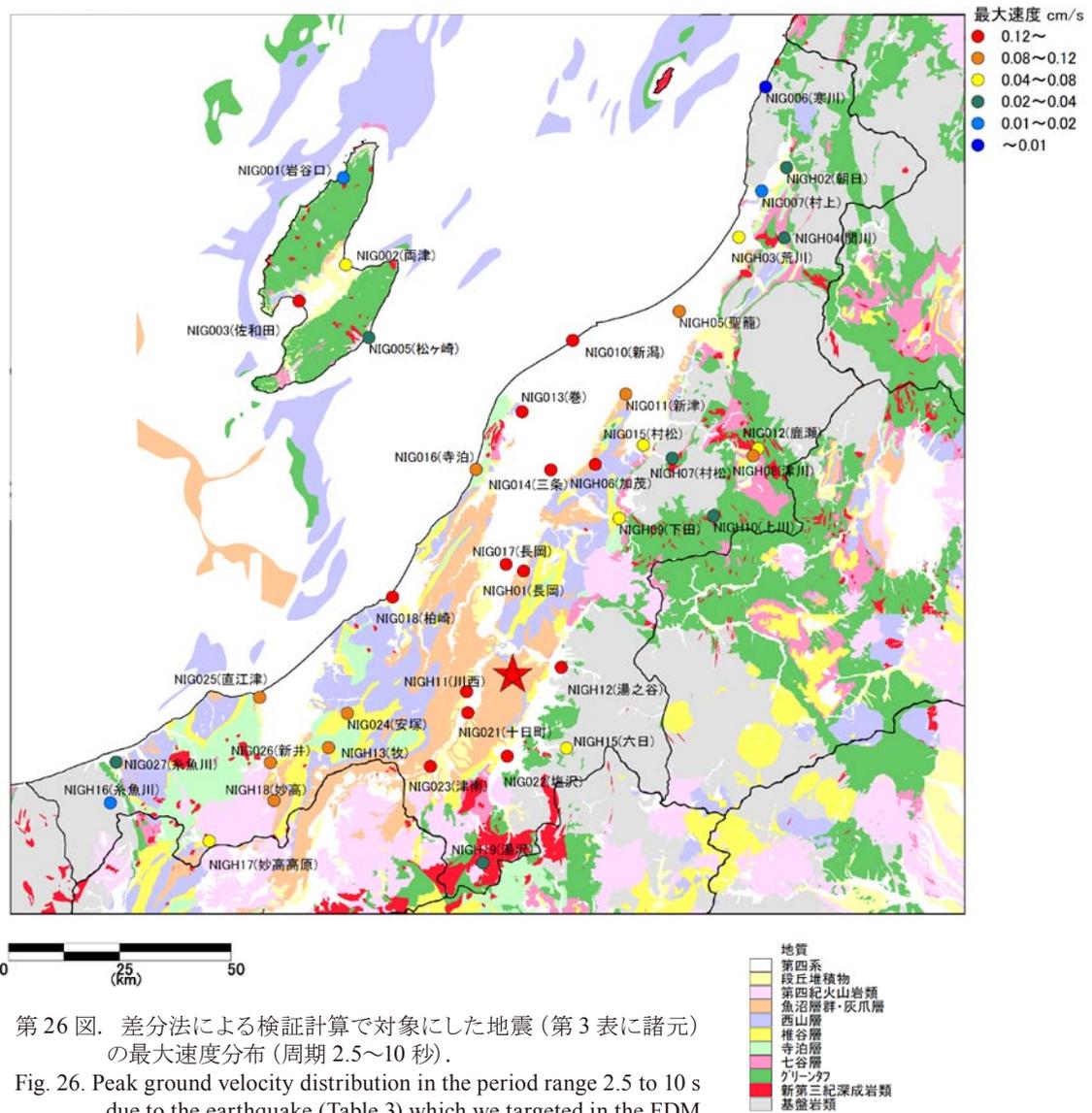


第 24 図 (4). R/V スペクトルとの比較 (南部領域). 左: 初期モデル, 右: 修正モデル. 凡例等は第 24 図 (1) と同じ.  
 Fig. 24 (4). Comparison of theoretical H/V and observed R/V in “southern area”. The index is the same as in Fig. 24 (1).

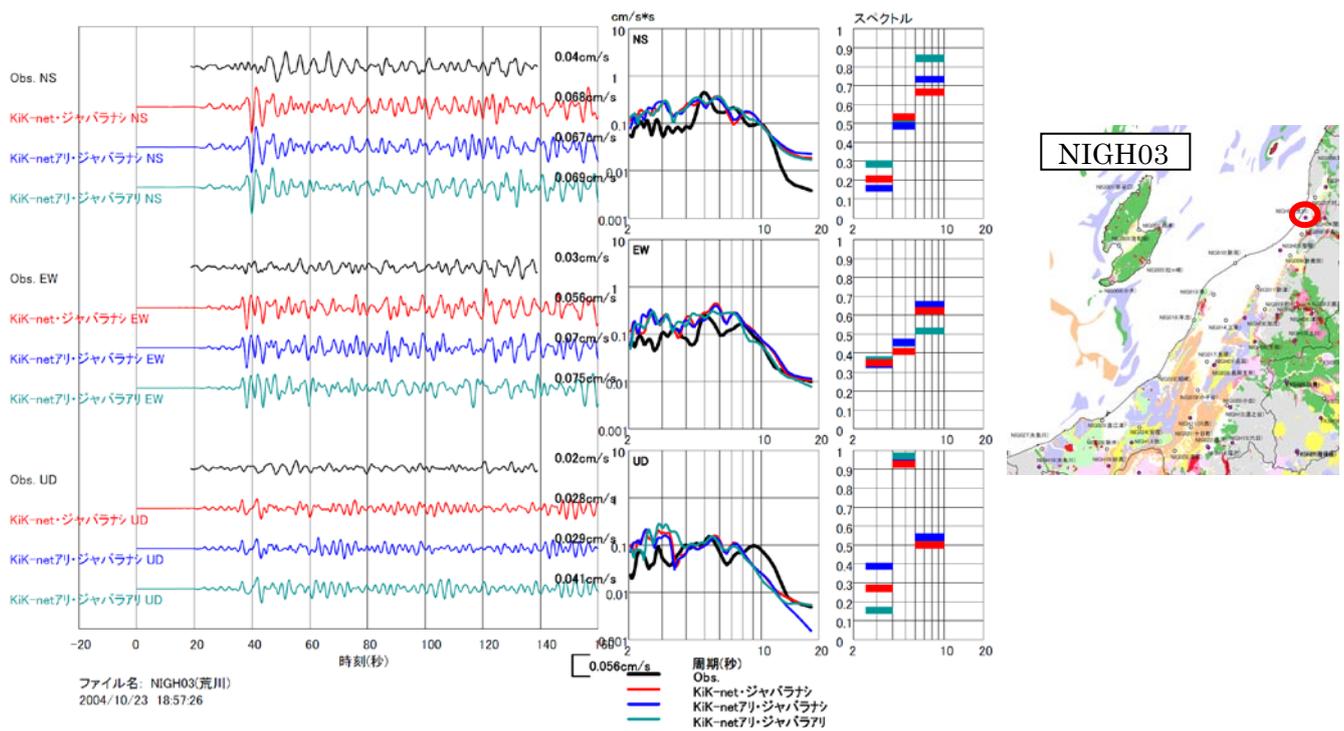
新潟堆積盆地 3次元地盤構造のモデル化



第 25 図. 深度依存曲線の修正方法.  
Fig. 25. Schematic image of how to correct the Vs-depth curve.

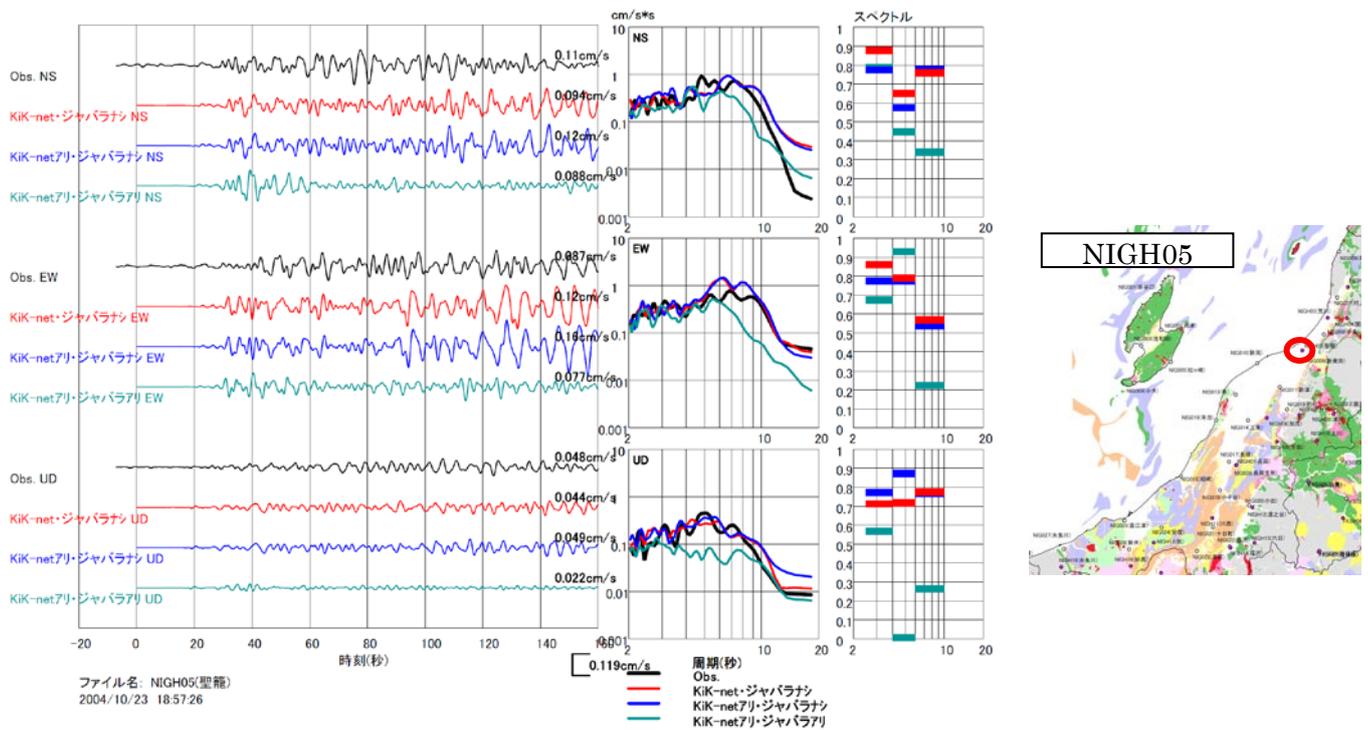


第 26 図. 差分法による検証計算で対象にした地震 (第 3 表に諸元) の最大速度分布 (周期 2.5~10 秒).  
Fig. 26. Peak ground velocity distribution in the period range 2.5 to 10 s due to the earthquake (Table 3) which we targeted in the FDM simulation for validation of the subsurface structure model.



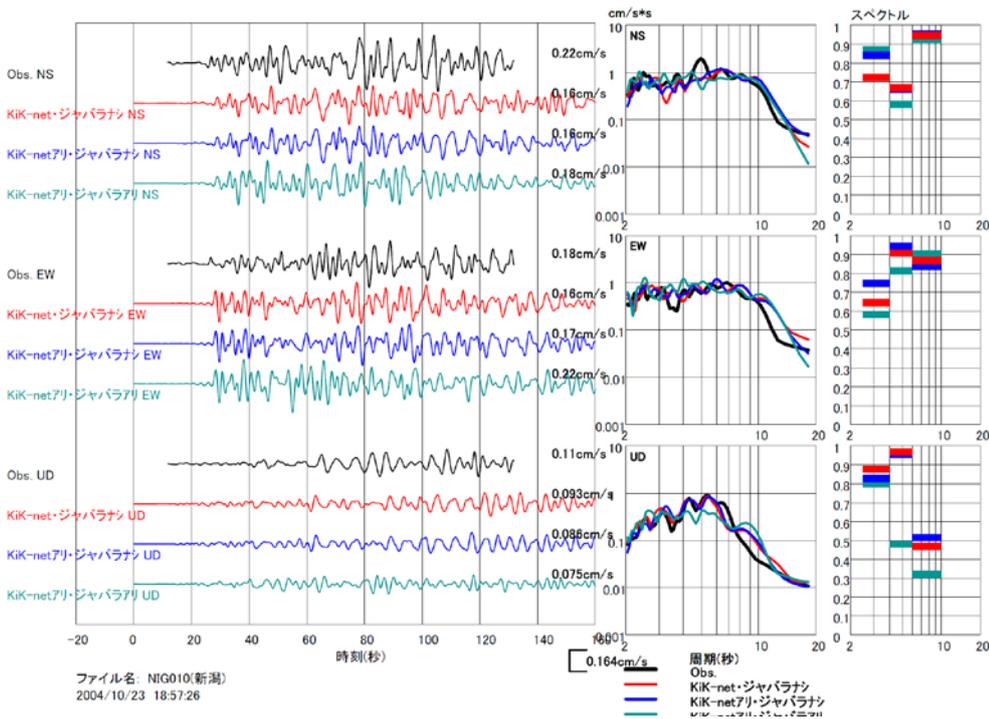
第 27 図 (1). 差分法計算結果 (NIGH03). 速度波形, 速度スペクトル, S の値. 黒: 観測速度波形, 赤: モデル 1, 青: モデル 2, 青緑: モデル 3. 地図: 赤丸は観測点位置を示す.

Fig. 27 (1). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH03. Black: observation, red: model1, blue: model2, green: model3 Map: Red circle indicates the location of the site.



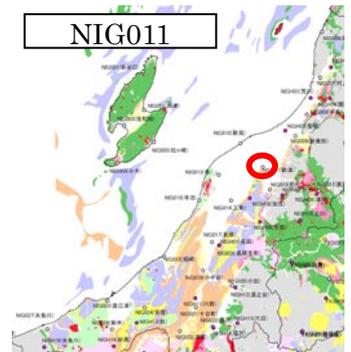
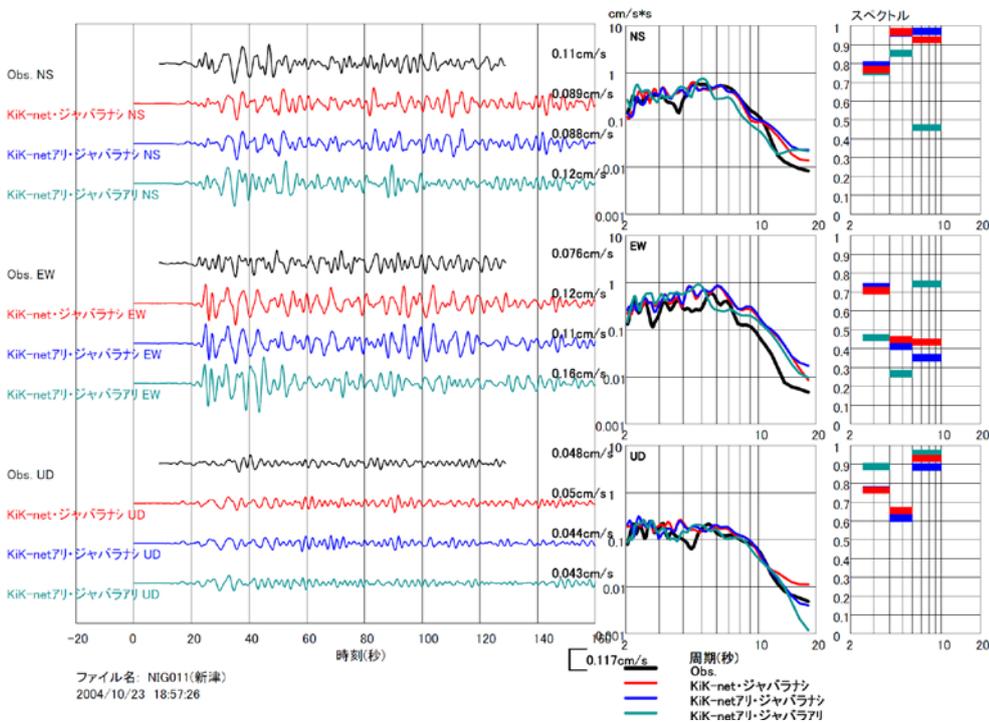
第 27 図 (2). 差分法計算結果 (NIGH05). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

Fig. 27 (2). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH05. The index is the same as for Fig. 27 (1).



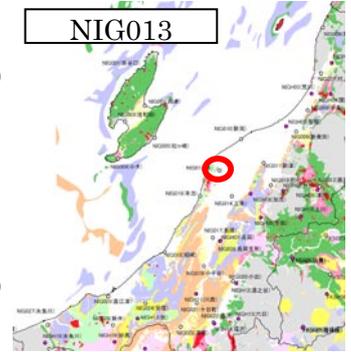
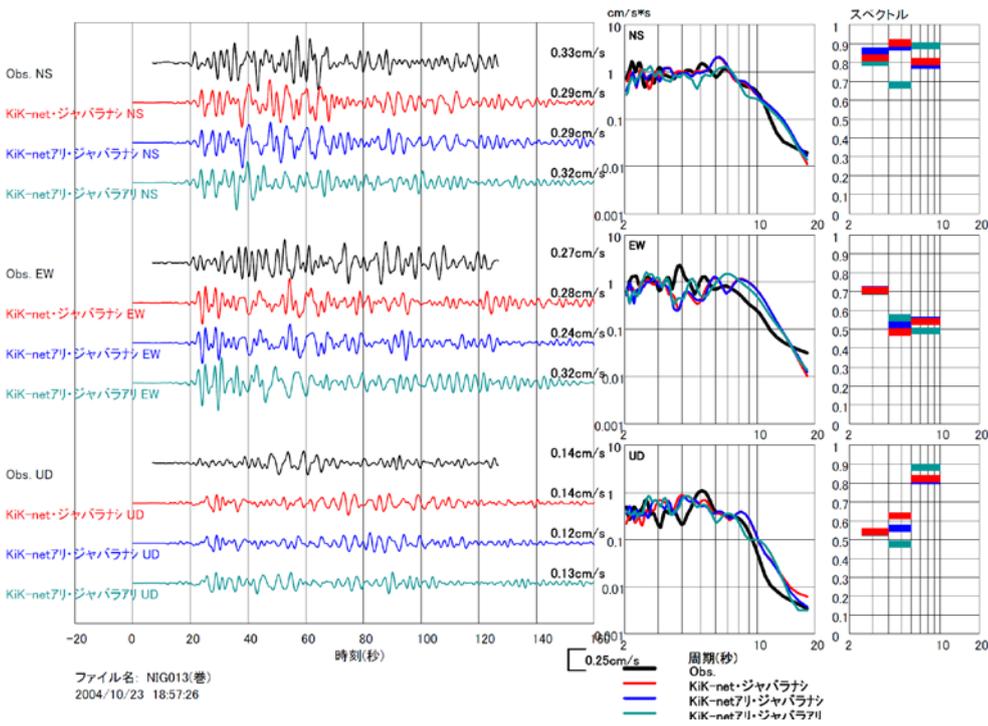
第 27 図 (3). 差分法計算結果 (NIG010). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

Fig. 27 (3). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG010. The index is the same as for Fig. 27 (1).



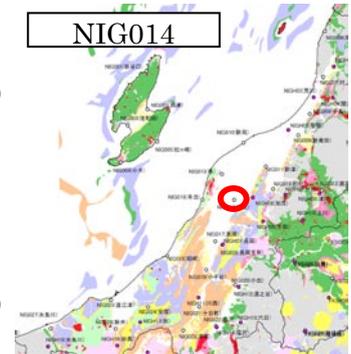
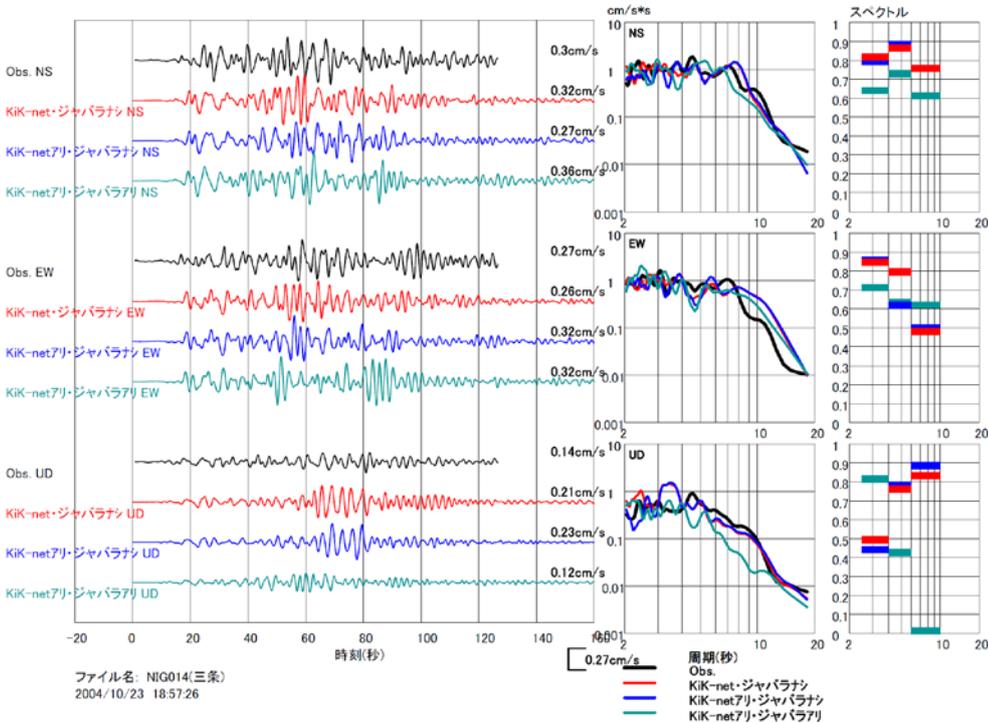
第 27 図 (4). 差分法計算結果 (NIG011). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

Fig. 27 (4). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG011. The index is the same as for Fig. 27 (1).



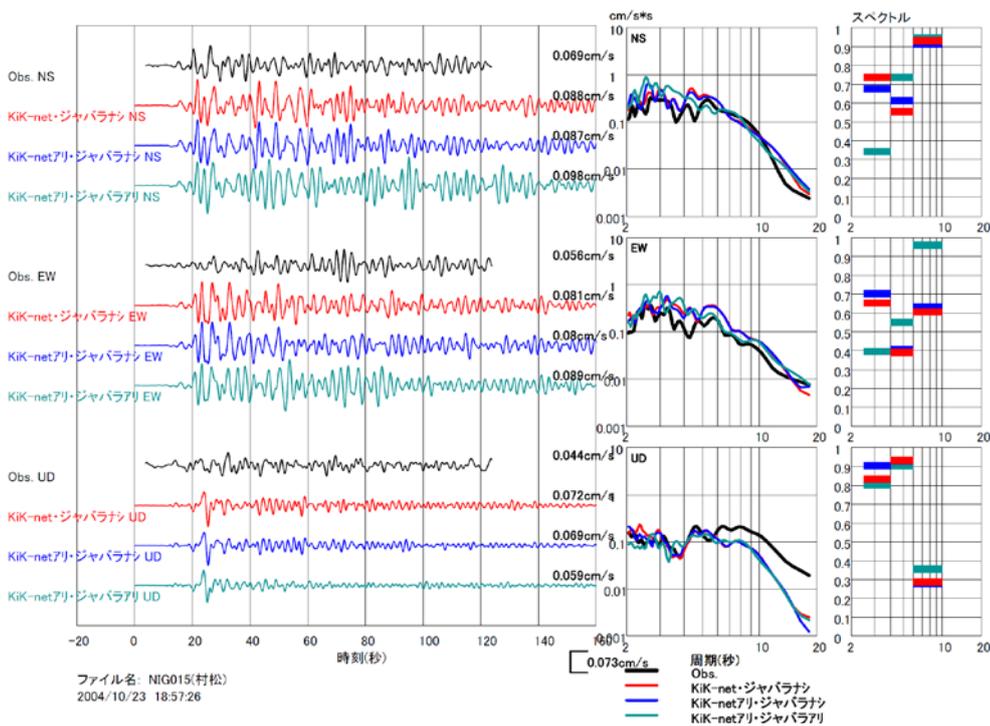
第 27 図 (5). 差分法計算結果 (NIG013). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

Fig. 27 (5). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG013. The index is the same as for Fig. 27 (1).

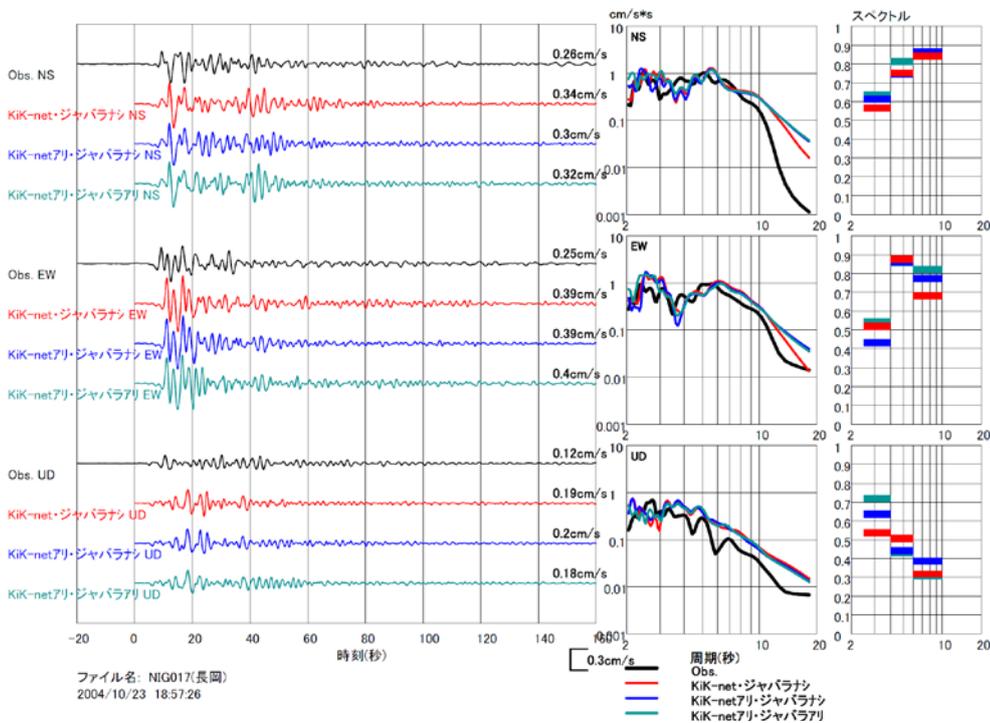


第 27 図 (6). 差分法計算結果 (NIG014). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

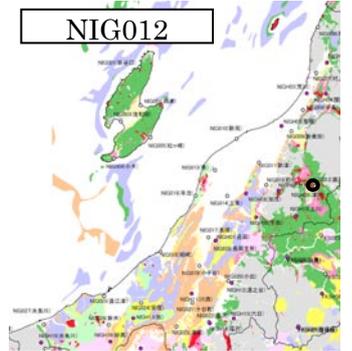
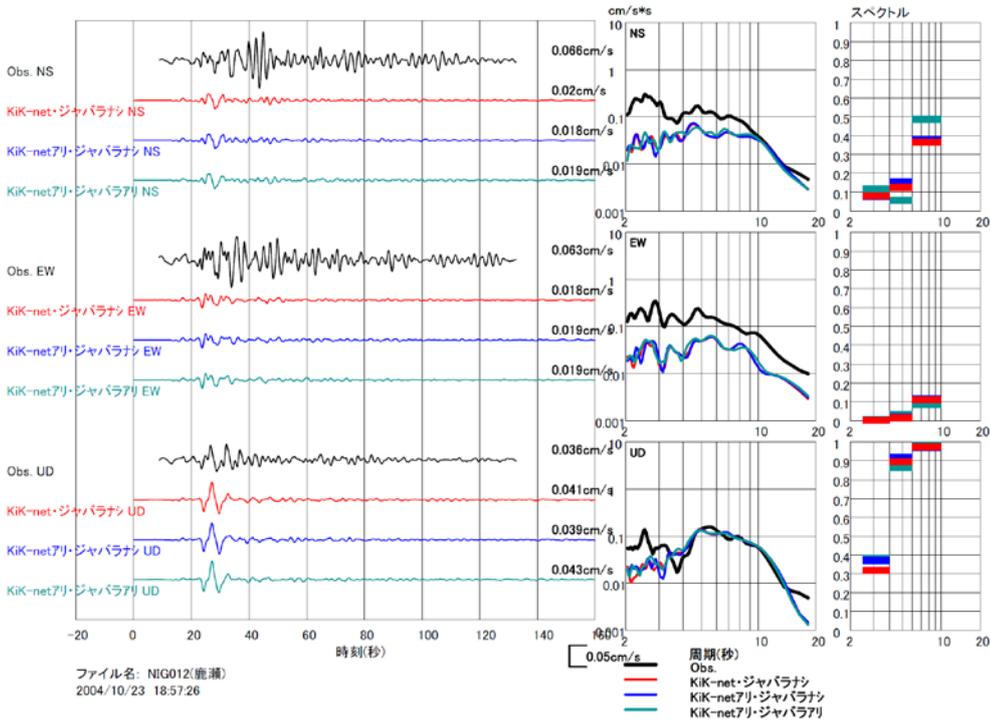
Fig. 27 (6). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG014. The index is the same as for Fig. 27 (1).



第 27 図 (7). 差分法計算結果 (NIG015). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.  
 Fig. 27 (7). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG015. The index is the same as for Fig. 27 (1).

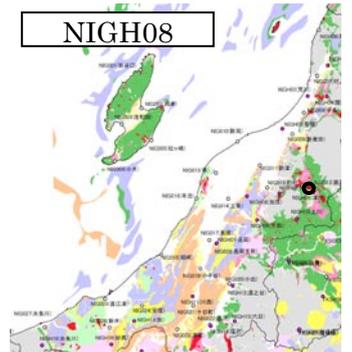
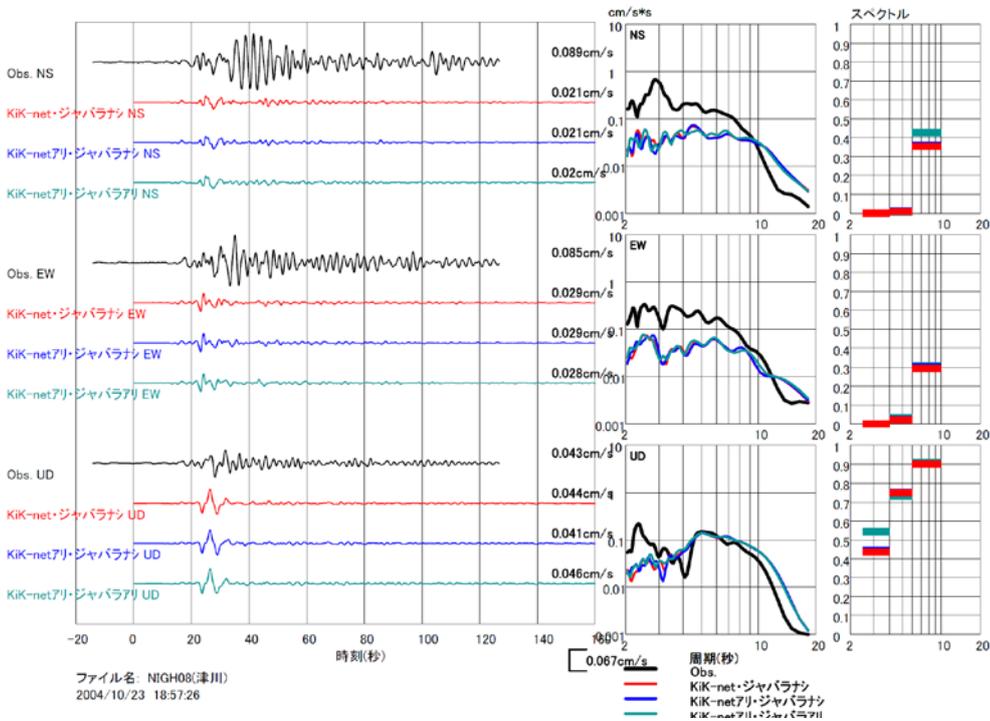


第 27 図 (8). 差分法計算結果 (NIG017). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.  
 Fig. 27 (8). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG017. The index is the same as for Fig. 27 (1).



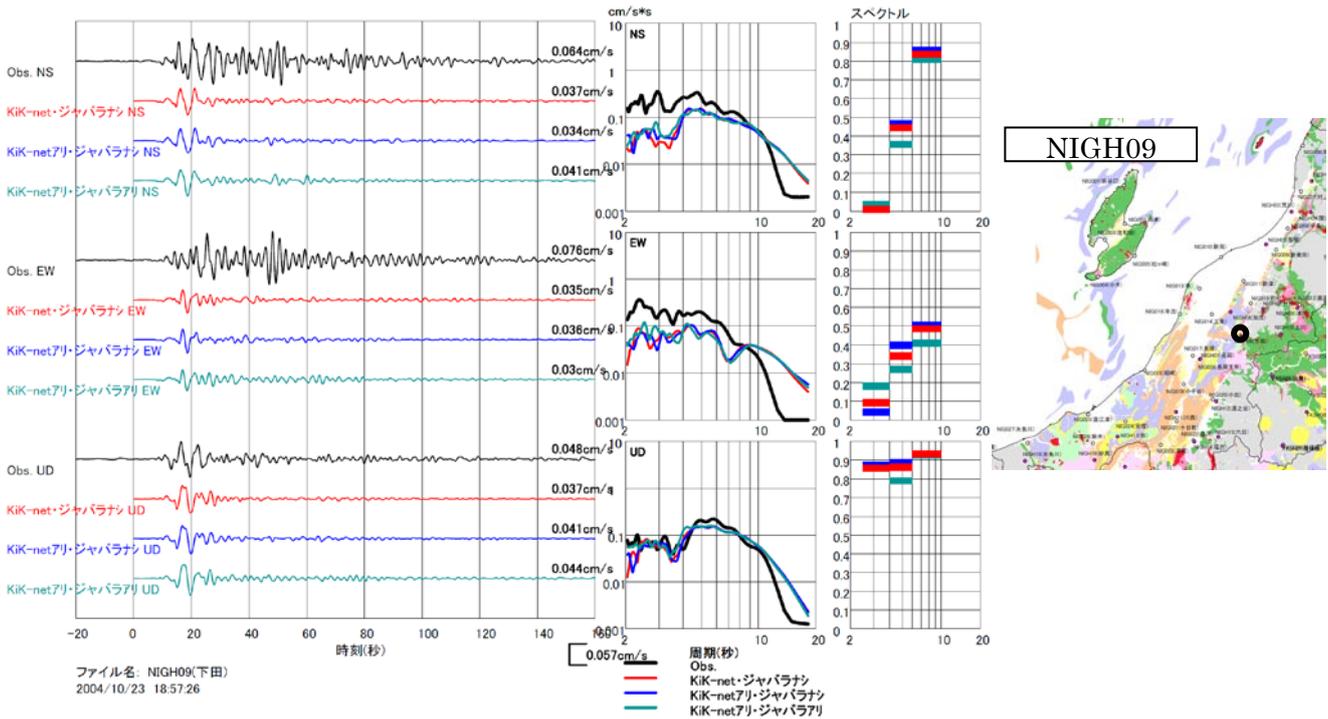
第 27 図 (9)．差分法計算結果 (NIG012)．凡例は第 27 図 (1) と同じ。

Fig. 27 (9). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIG012. The index is the same as for Fig. 27 (1).

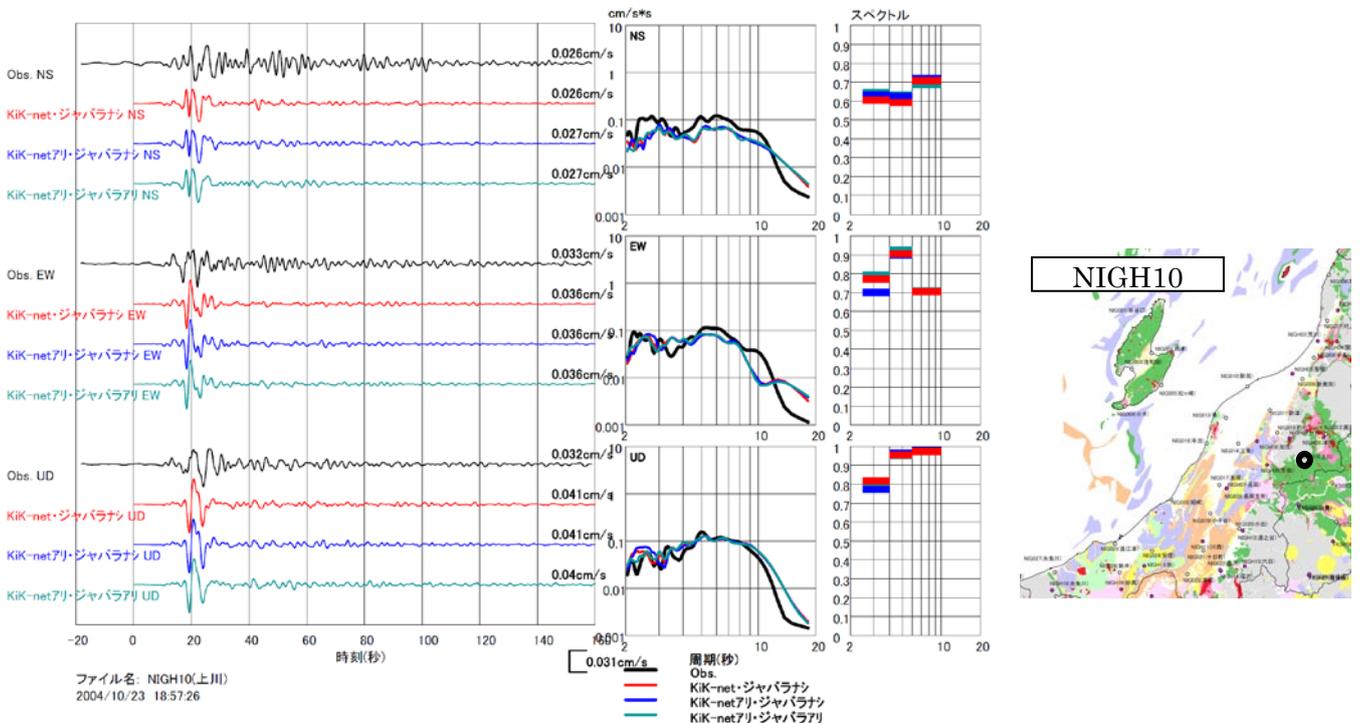


第 27 図 (10)．差分法計算結果 (NIGH08)．速度波形，速度スペクトル，S の値．黒：観測速度波形，赤：モデル 1，青：モデル 2，緑：モデル 3。

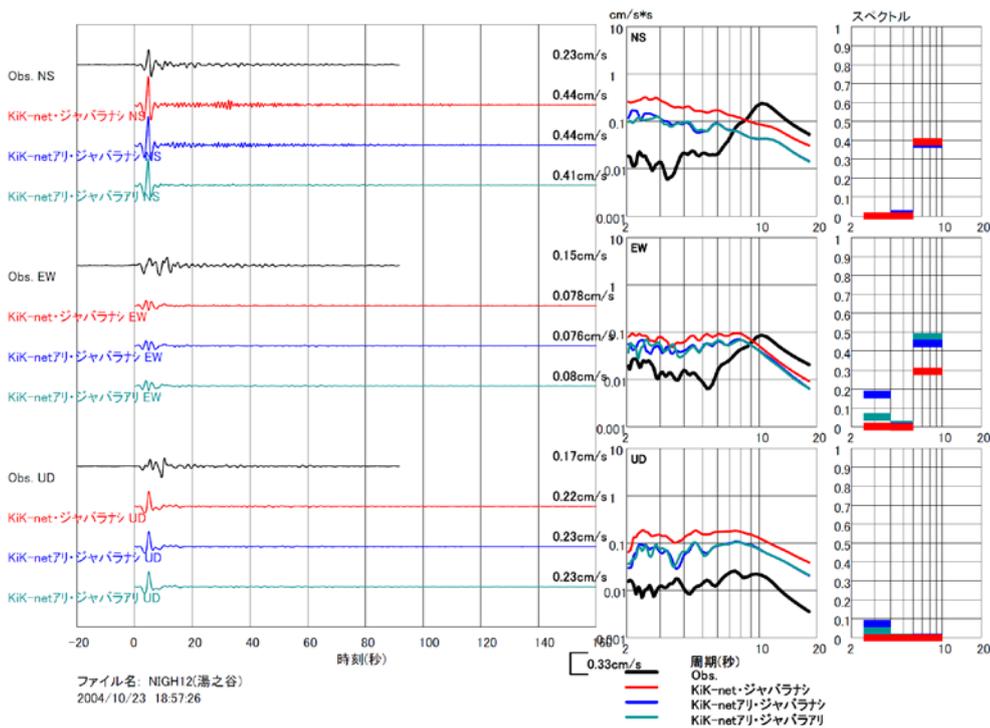
Fig. 27 (10). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH08. The index is the same as for Fig. 27 (1).



第 27 図 (11). 差分法計算結果 (NIGH09). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.  
 Fig. 27 (11). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH09. The index is the same as for Fig. 27 (1).

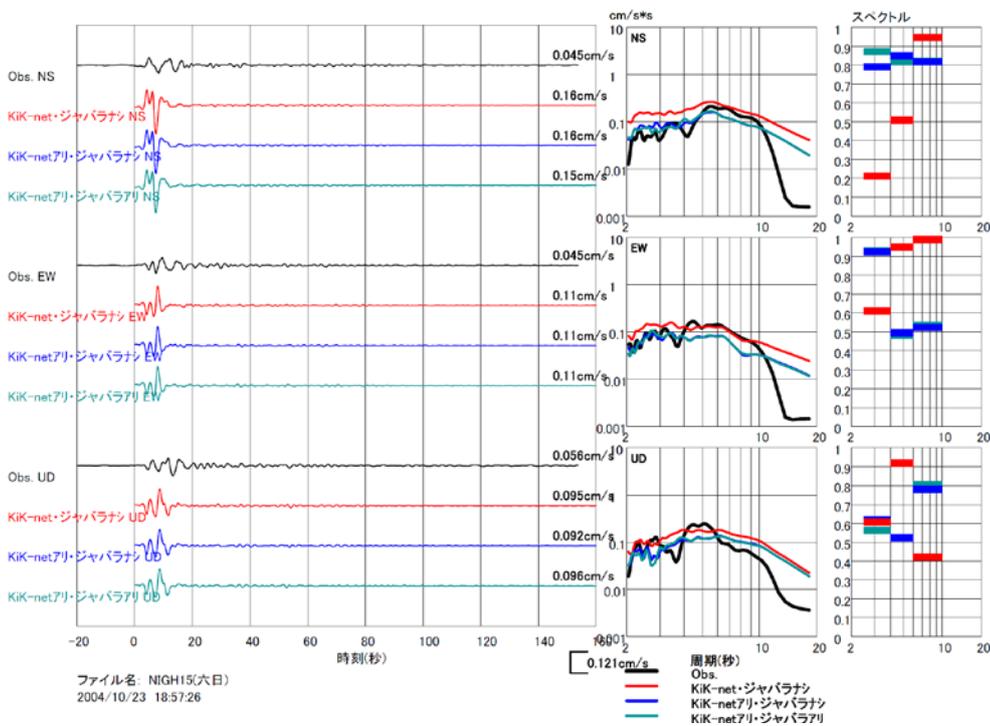


第 27 図 (12). 差分法計算結果 (NIGH10). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.  
 Fig. 27 (12). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH10. The index is the same as for Fig. 27 (1).



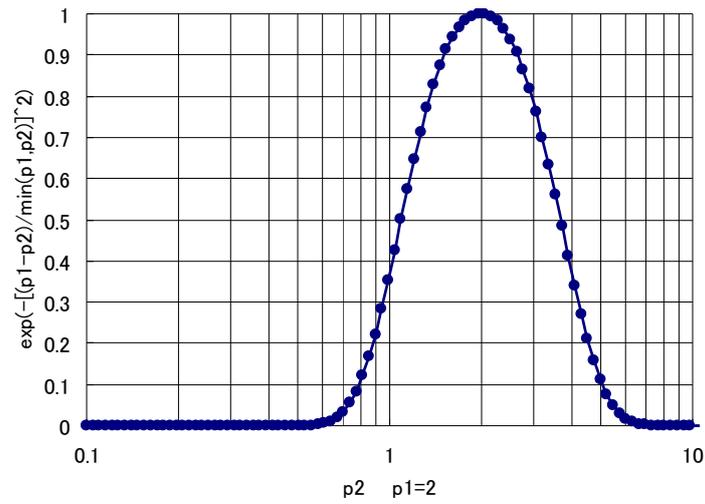
第 27 図 (13). 差分法計算結果 (NIGH12). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

Fig. 27 (13). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH12. The index is the same as for Fig. 27 (1).

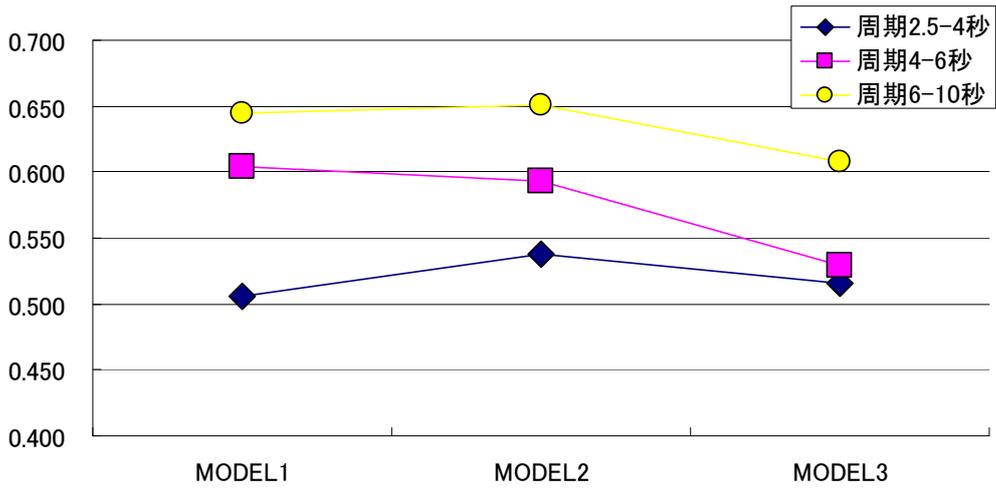


第 27 図 (14). 差分法計算結果 (NIGH15). 凡例は第 27 図 (1) と同じ.

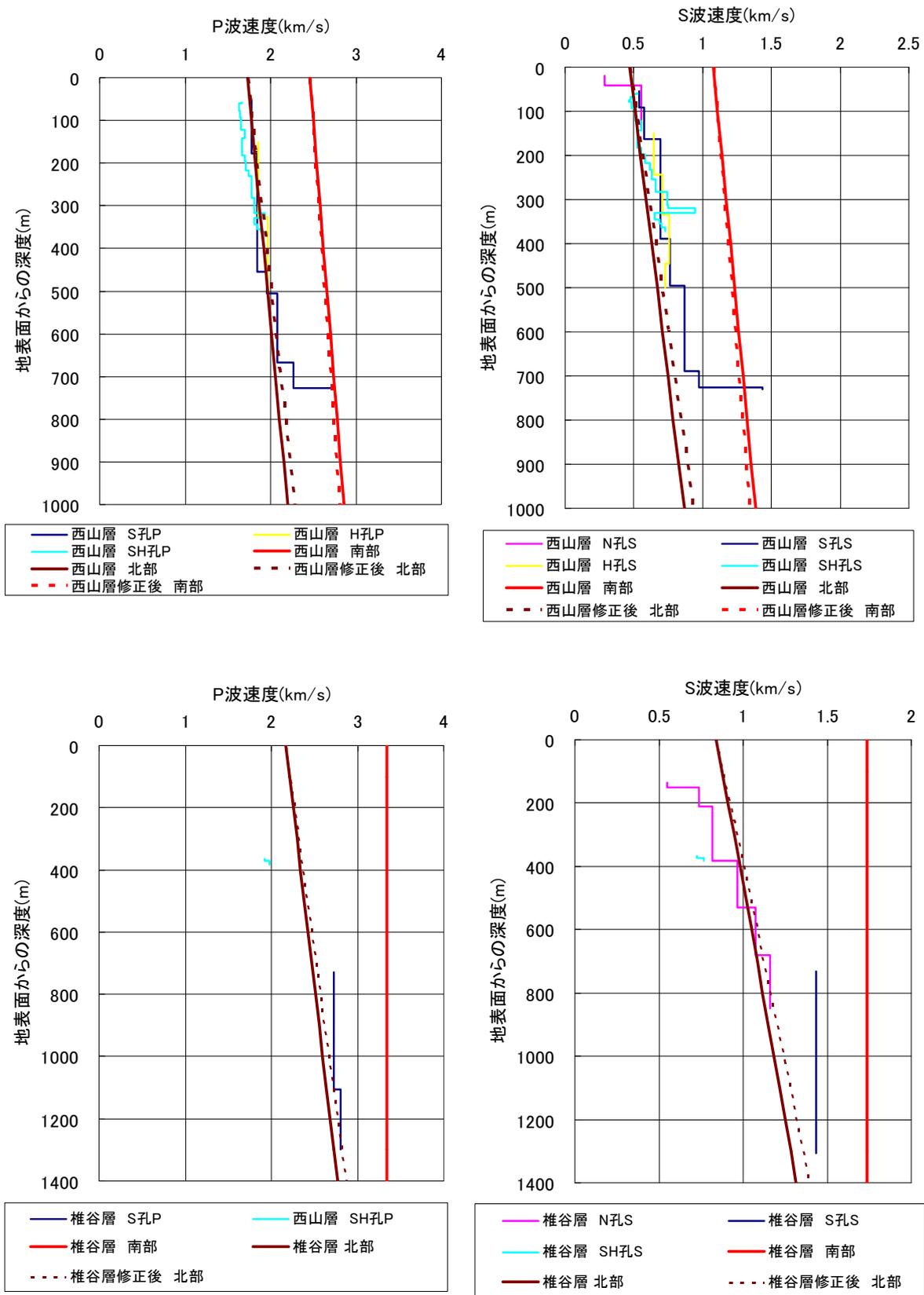
Fig. 27 (14). Comparison of velocity waveforms, velocity spectrum and S-value between observation and synthetics by FDM simulation at NIGH15. The index is the same as for Fig. 27 (1).



第 28 図. 指標 S の分布 (p1 が 2 の場合).  
 Fig. 28. Distribution of S-value when p1=2.

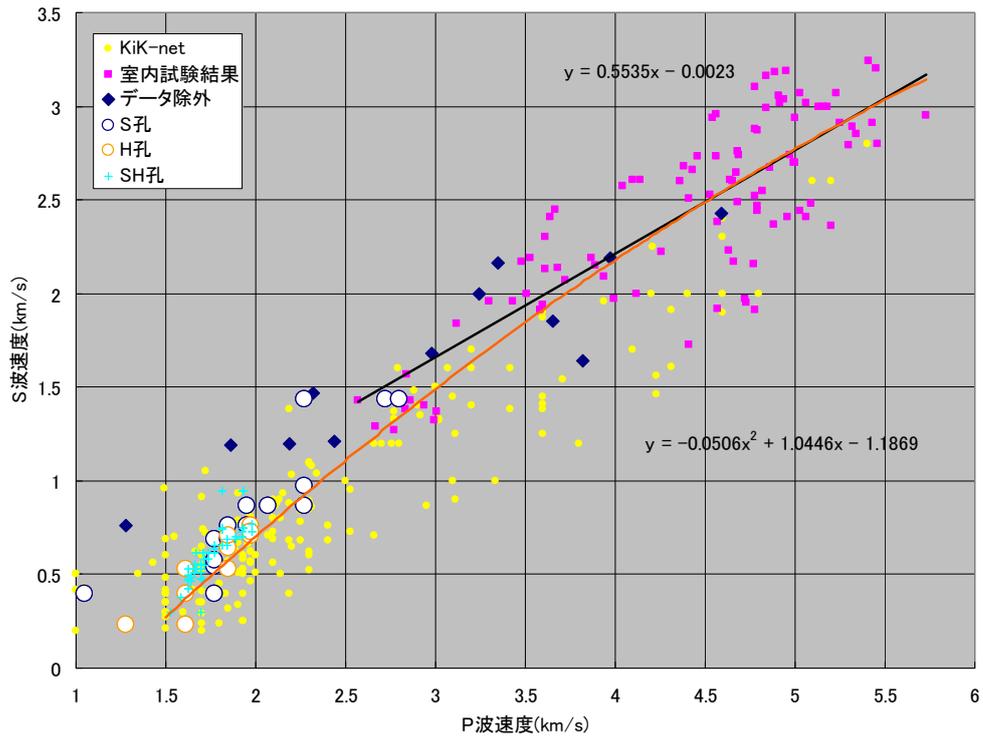


第 29 図. モデル毎の指標 S.  
 Fig. 29 Obtained S-values for each period band and for model1, 2 and 3.



第30図. 深度依存曲線との比較. 上左: 西山層 P波速度. 上右: 西山層 S波速度. 下左: 椎谷層 P波速度. 下右: 椎谷層 S波速度.

Fig. 30. Comparison between observed P- and S- wave velocities at Kasiwazaki nuclear power plant site with those deduced from the  $V_p$ -depth and  $V_p$ - $V_s$  relations. Upper left: P-wave in Nishiyama formation, upper right: S-wave in Nishiyama formation, lower-left: P-wave in Shiiya formation, lower right: S-wave in Shiiya formation.



第 31 図. P 波速度と S 波速度の関係. 柏崎地域においては, 回帰式に比べ S 波速度がやや速い傾向がある.

Fig. 31. Vp-Vs distribution of velocity logging data obtained at Kasiwazaki nuclear power plant site compared with that based on METI fundamental exploration test wells.