8）関東山地東縁測線地震探査断面の地学的解釈

a）桐生測線

桐生測線は関東平野北西部を南北に縦断する測線で、稠密なバイブロサイスによる発震によって詳細な堆積盆地の地下構造が明らかになっている。図 77 に深度断面と地表地質との対応関係を示した。関東平野北西部の下には深谷周辺で最も厚く、南北両方向に薄くなる連続性の良好な反射層が卓越する領域が顕著である。この部分は周辺の地質や既存のボーリングなどから判断して、新第三紀以降の堆積物によって構成されていると判断される。これらの堆積物は盆地北縁と南縁で一部地表に露出しており、深谷地域では松山層群・児玉層と呼ばれる中部中新統下部の地層から構成される 10)。先新第三系は測線北端の大間以北では足尾帯の中生界が露出し、南端の関東山地には三波川帯に相当する岩石が分布する。反射断面上での先新第三系上面は、盆地北部では振幅が大きくかつ周波数の低い反射波が卓越する領域とほぼ一致し、地表地質ともよく対応している。この層準は盆地北部ではなだらかな傾斜で、良好な連続性を示して利根川下の地下 3km 程度まで追跡できる（図 78)。

測線南部における先新第三系上面の形状は、北部に比べ複雑である。北部で良好なマーカーになった低周波数の反射波群が異なる深度で現れる。図 78 に示した暫定的な解釈図では、地表地質との対応と速度構造から深い深度に現れる低周波数の波群の層準として、先新第三系上面を解釈した。

堆積盆地内の堆積層は、反射層のパターンから盆地中央部に向かって層厚を増大させるユニットと、そのユニットに向かってオンラップするユニットが識別できる。この層準は図 78 で A として表記した層準である。層準 A より下位の堆積層は堆積盆地中央部ではほぼ水平であるが、盆地北部では南に、盆地南部では北傾斜を示す。深谷地域に露出する中部中新統は、25 度から 50 度までの北傾斜を示している。

測線沿いには、関東平野北西縁断層帯 11）を構成する深谷断層や櫛引断層が分布する。櫛引断層は、反射断面では地表の断層線の北側では一様な北傾斜を示す反射層が卓越し、その南側では反射層が複雑なパターンを示す境界部に位置している。このパターンの境界部を地下に延長すると、地下 3km 程度まで、ほぼ 50 度の北傾斜を示す断層の形状が推定される（図 78、79 の矢印 B)。寄居北方で中部中新統と先新第三系の境界をなす平井断層の地下延長は、堆積盆地形成時の断層の再活動と判断されるため、先新第三系と新第三系の境界部に沿って延長されると判断した。平井断層は、西北西方向の延長部では左横ずれを示す活断層となっている 12)。深谷市に位置する深谷断層の地表トレースの地下延長では、反射層のパターンの変化が顕著である（図 79 の矢印 A)。北側では周波数の高いほぼ水平な反射波群が卓越するのに対して、その南側では周波数の低い北傾斜の反射層が卓越する。また、前述した層準 A もこの断層を境に北側低下の変位を示している（図 78)。反射パターンの不連続からは、地下 3 km 程度まで断層が推定可能で、推定される断層の傾斜はほぼ垂直である。より深部の断層の傾斜については、反射層のパターンからは追跡が困難であるが、先新第三系上面に相当する低周波数の層準を変位させている可能性がある。この他、図 79 に矢印 C で示した部分には反射層の不連続的な変化が推定され、断層が伏在している可能性がある。今後の検討を要する。

反射断面から得られる全体の堆積盆地構造の特徴は、平井断層の地下延長部の正断層運動を基本とするハーフグラーベンの形状に類似し、構造形態は現在の別府湾の反射断面とよく類似している 13、14)。別府湾の場合は、北傾斜の中央構造線の運動によって形成されたハーフグラーベンである。関東平野北西部を隔てて、関東山地の先新第三系の構造方向は西北西-東南東方向であり、足尾山地に分布する先新第三系の北北東-南南西方向の主要構造とは大きな隔たりを示している。また、西南日本から連続する地体構造の上から、三波川帯北縁には中央構造線の存在が推定され、関東平野北西部の下に伏在する

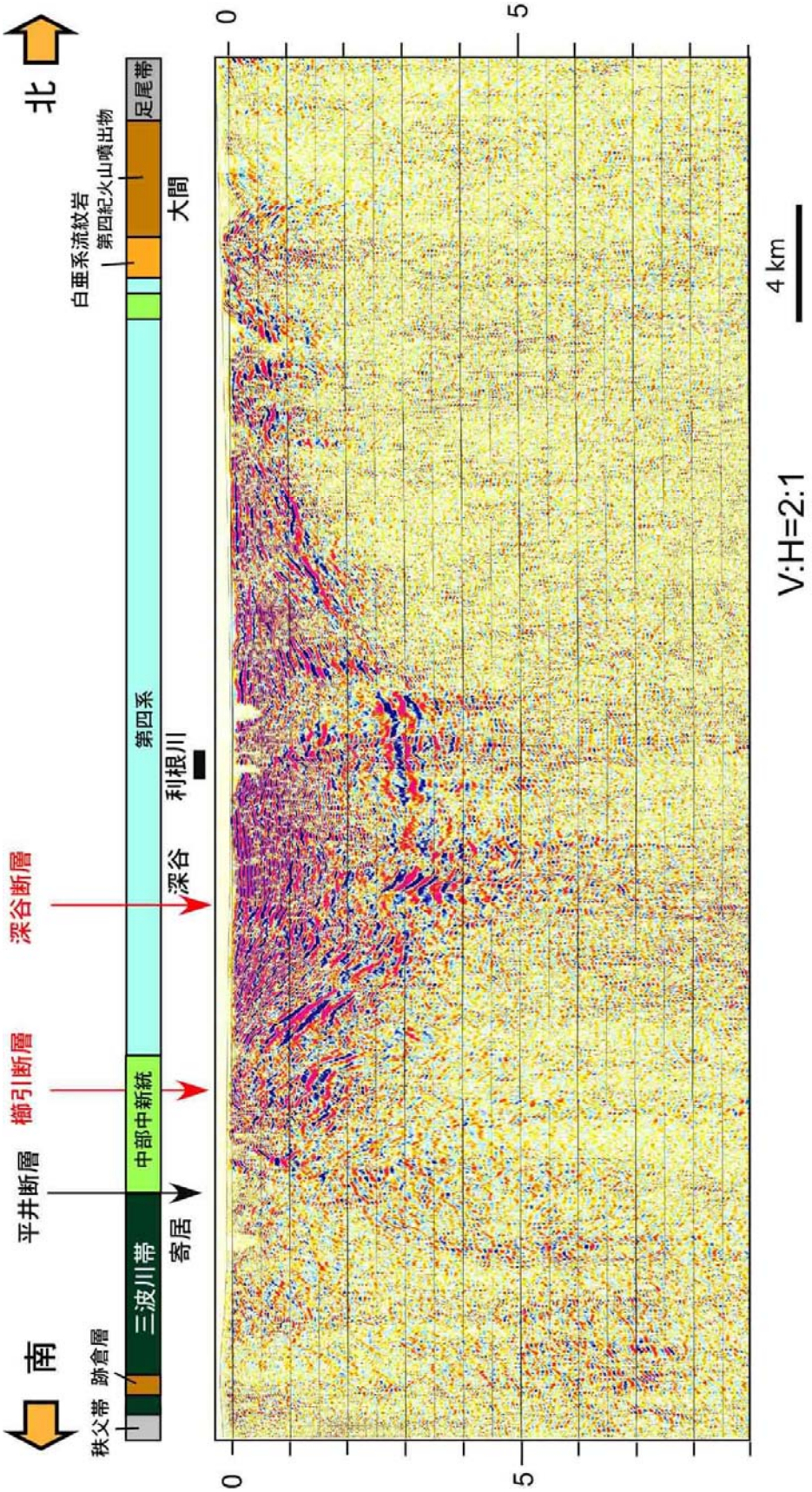

図 77　桐生測線の深度変換断面と地表地質の対応。

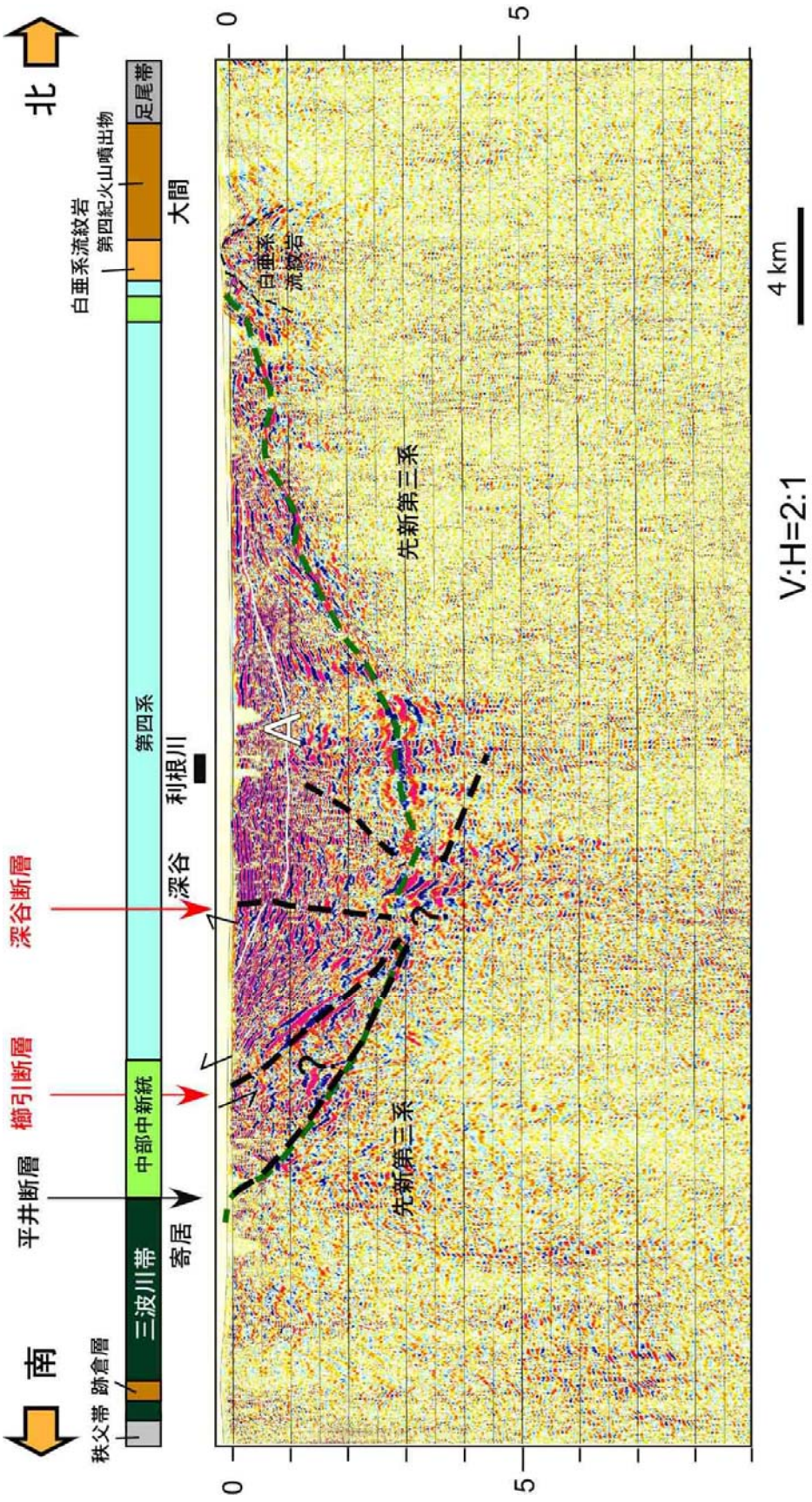

図 78　桐生測線深度変換断面の地学的解釈

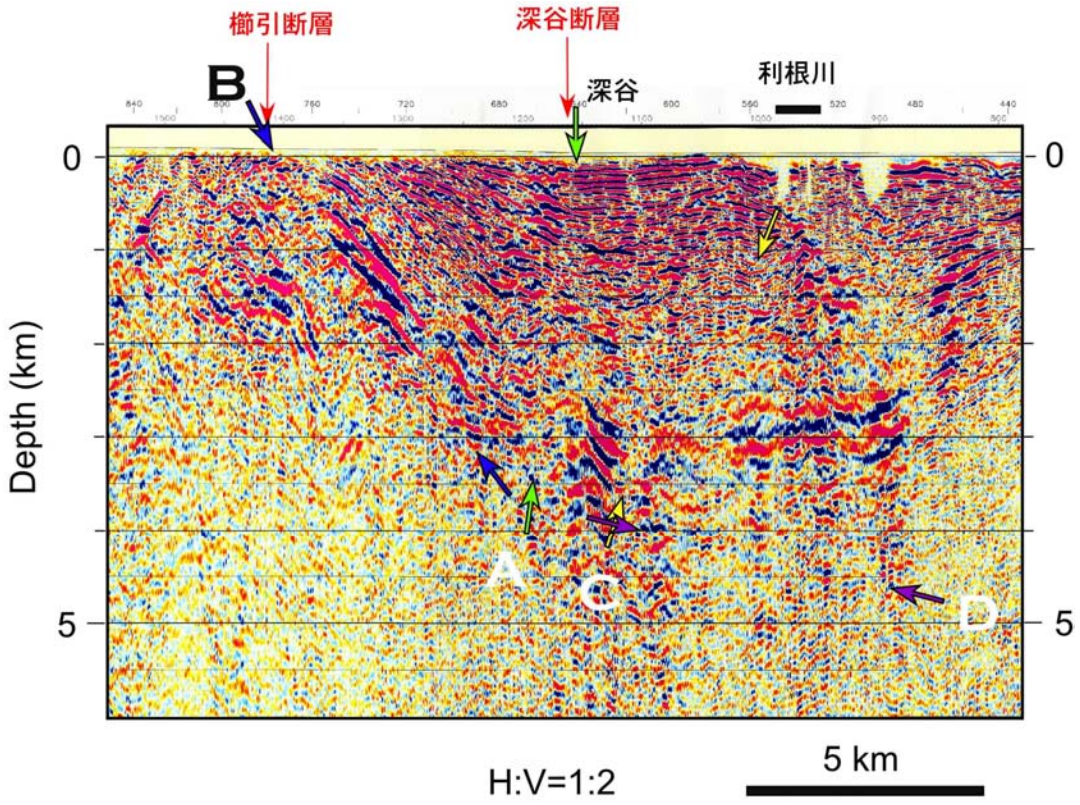

図 79　桐生測線深度変換断面の深谷周辺の拡大図。矢印で推定断層の位置を示す。

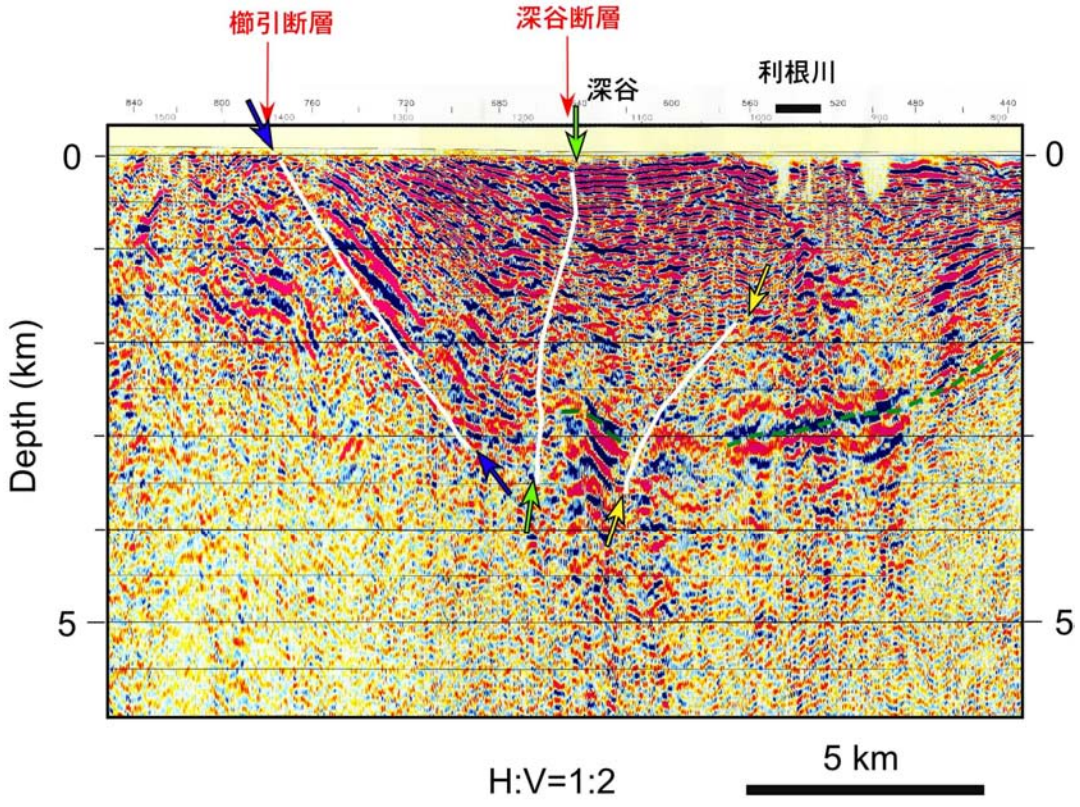

図 80　桐生測線深度変換断面の深谷周辺の拡大図における地学的解釈。

ものと多くの研究者によって指摘されている。中新世に活動し、堆積盆地を形成した正断層は中央構造線の再活動である可能性が高い。図 79 の矢印 D の反射イベントは北傾斜の中央構造線の深部延長に相当する可能性がある。しかしながら、前述した深谷断層の深部延長は先第三系上面にも変位を与えている可能性が大きく、この場合、北傾斜の中央構造線を切断することになる（図 80)。櫛引断層や深谷断層さらには利根川下に伏在する断層も含め、深谷断層の深部延長の横ずれ断層に伴う花弁状構造（flower structure）と見なした場合、ほぼ垂直な震源断層が推定されている西埼玉地震の震源モデル 15)と調和的である。

これら活断層群の深部延長を a)新第三紀に関東平野北西縁の堆積盆地を形成した中央構造線に相当する可能性の高い低角度の断層からの分岐断層とみなすか、b)ほぼ垂直な断層からの分岐断層と見なすかについては、今後、詳細な基盤形状の決定などの総合的な検討が必要である。

b) 松田測線の地学的解釈

松田測線は国府津-松田断層・渋沢断層などの活断層の形状を理解するために設定した測線であり、足柄平野から秦野盆地西縁部にいたる。測線周辺に家屋が密集しており、発震が制限されたことと、交通ノイズため地下深部までの明瞭な記録は得られていない。暫定的な解釈を図 81 に示した。国府津-松田断層の北側に分布する足柄層群では南傾斜の反射層が卓越するのに対して、足柄平野下の地下 500m までの反射層は、波状の形態を示すが全体としては、北傾斜が卓越する。反射層のパターンから、これらの境界は、変動地形学的に明らかにされている国府津-松田断層の地表トレースよりも 500m 程度南側に位置している。隆起側の南傾斜と低下側の北傾斜の反射層の境界は、地下 1km 程度まで追跡され、この部分に断層が推定できる。地表の国府津-松田断層の地下延長では、反射層の傾斜の変化として認識可能で、前述した断層に地下 500m 程度で収れんすると判断される。低下側の足柄平野下の堆積層を示す反射層は褶曲構造を示しており、その下位に断層が推定される。この伏在断層は笠原ほか 3)の反射断面ではほぼ同位置でより明瞭に捉えられている。

秦野盆地南縁の渋沢断層については、より北に位置する断層トレースの地下延長で、反射パターンの不連続が見られ、南傾斜の高角な断層が推定され、地下 500m 程度まで追跡できる。渋沢断層の南方の断層の地表トレースの深部延長については、反射パターンからは識別できない。

c) 関東山地東縁地殻構造探査断面についての地学的な解釈

図 82 に、関東山地東縁測線の低重合反射法時間マイグレーション断面を示す。最も顕著な反射イベントは、測線南端での往復走時 2.5 秒付近から北に傾斜するイベントである。この北傾斜の反射波群は青梅市の地下、往復走時 8 秒付近までほぼ連続的に追跡できる。図 63・64 に示した屈折法による解析によっても、北傾斜のイベント A より下位では、深度 3km で 5.9km/s、深度 15km で 6.8km/s と、相対的に大きな P 波速度を示している。こうした特徴から判断して、北傾斜のイベント A はフィリピン海プレート上面に相当する。

この他、顕著な地殻深部の反射イベントとしては、関東山地北部下の往復走時 6ー7 秒に、南に緩傾斜する反射層が見られる（図 82、B)。また、図 78 の C で示したように、関東山地のあきる市下、往復走時 3ー6 秒には北傾斜の反射層が卓越している。この北傾斜の構造は屈折法、波線追跡法による速度解析結果からも支持される。波線追跡法から得られた速度構造モデルは、測線南部の中部地殻に北側よりも速度が小さい（5.8 km/s）領域が存在し、この低速度領域が楔状をなして測線北部の中部地殻に

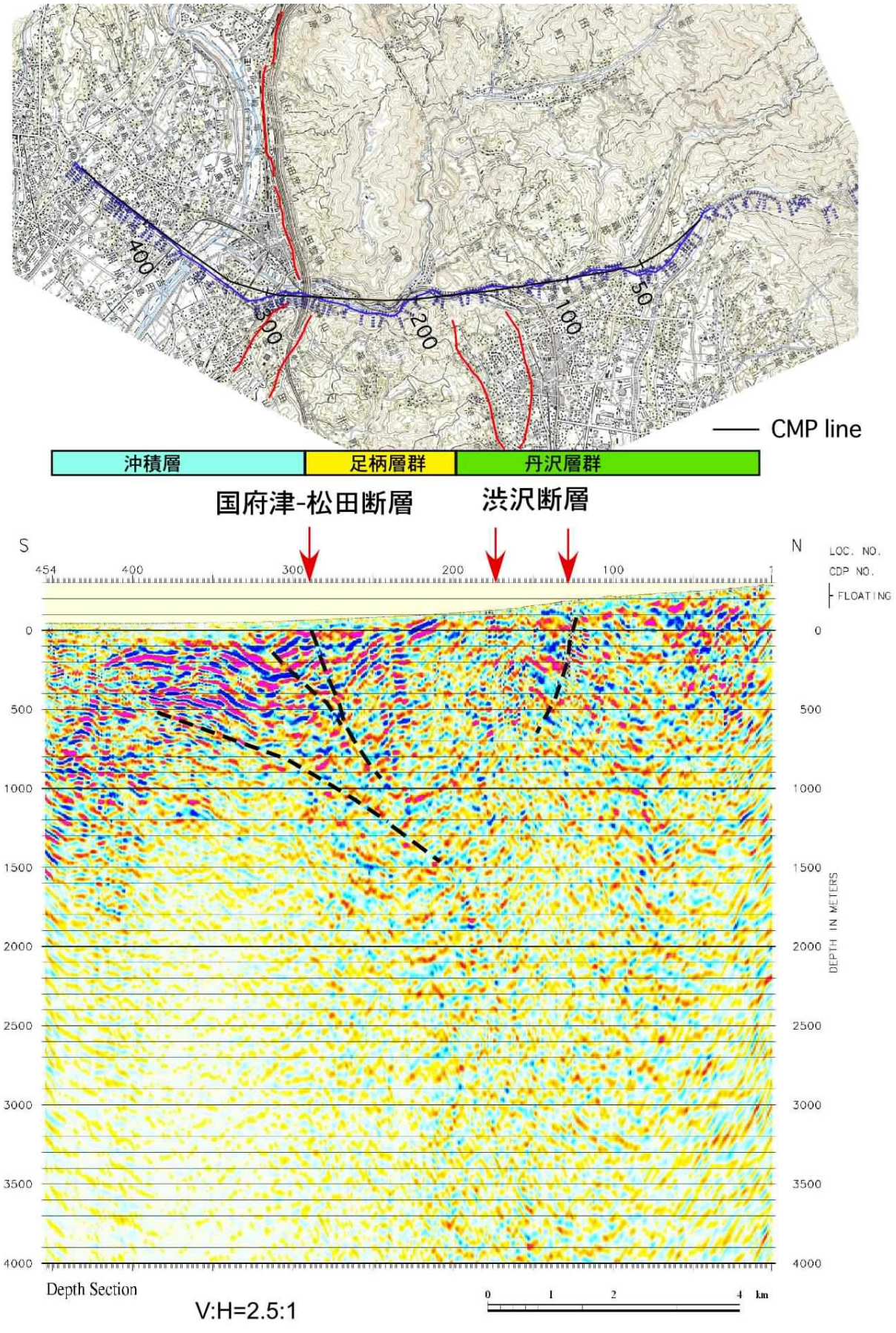

図 81　松田測線の深度変換断面の地学的解釈。

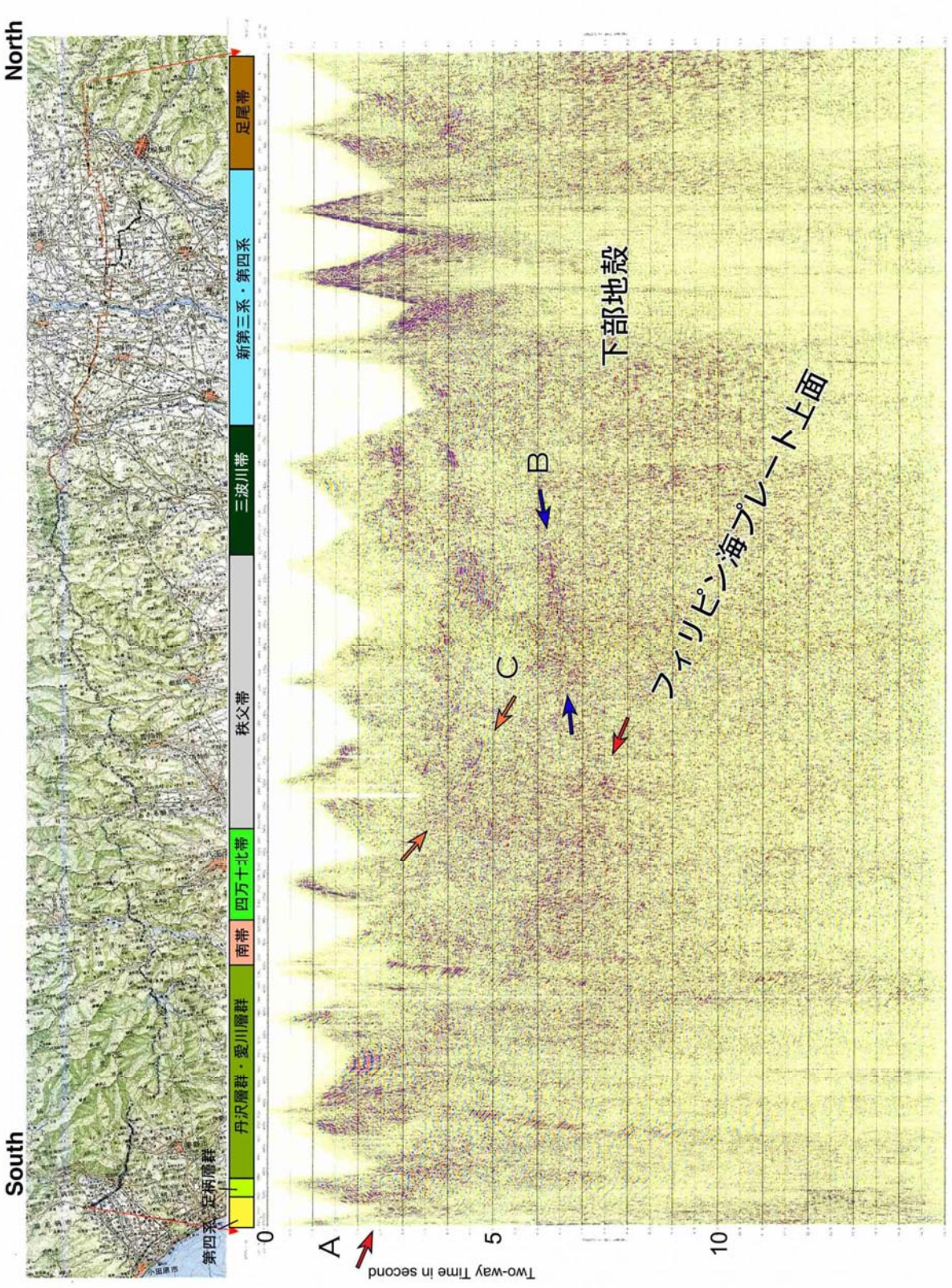

図 82　関東山地東縁低重合反射法地震探査、時間マイグレーション断面における地学的な解釈。

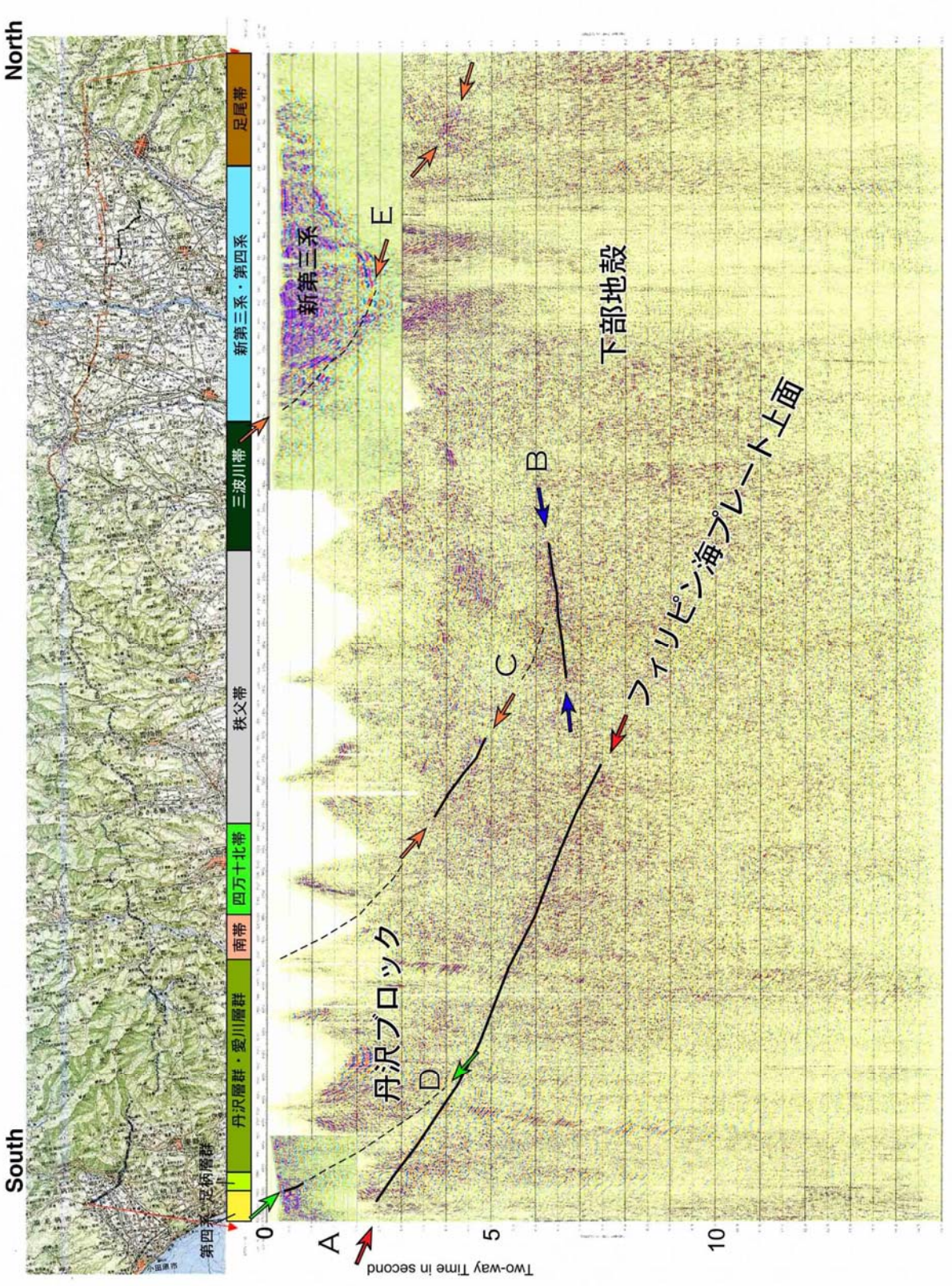

図 83　関東山地東縁地殻構造探査断面の暫定的な地学的解釈。

接していることを示している（図64）。この低速度領域の楔型の形状は、前述した図72のイベントB、Cにほぼ対応する。

図83には、関東山地東縁低重合時間断面に、バイブレーターの稠密発震によって得られた桐生測線の時間マイグレーシュン断面とバイブレーター発震による松田測線の時間マイグレーション断面を貼り付けた時間断面を示す。この断面には基本的に地殻構造についての暫定的な解釈線も付記してある。前述したように、フィリピン海プレートに相当する領域が識別される。この境界は、安定して北傾斜の反射層が卓越する上限としてマークした。図83の矢印Dは、可能な国府津-松田断層の深部延長として記入した。往復走時2ー3秒の北傾斜の反射層によって推定している。国府津-松田断層がフィリピン海プレート上面に収れんすることは、相模湾の地殻構造探査によって明らかになったが、関東山地東縁測線でも同様の傾向を示している。国府津-松田断層の深部延長は、往復走時4-5秒でプレート境界の断層に収れんする可能性が高い。矢印Cの延長の実線部分の周辺には、この実線の傾斜と平行な北傾斜の反射層が分布している。矢印Cの地表延長はほぼ、愛川層群の北縁に延長される可能性が高い。丹沢山地は伊豆弧の衝突に先立って、本州弧に付加した伊豆-小笠原の島弧地殻の上部と考えられている。この丹沢山地の地下延長部、波線Cの南側の領域は波線追跡法により、P波速度が同一深度の北側の領域に比べ低速度を示している。図83に丹沢ブロックとして表記した領域は、本州弧に衝突付加した伊豆-小笠原弧の上部地殻である可能性が大きい。矢印Bで示した南傾斜の下部地殻の反射層と北傾斜の反射層によって示唆される楔型の形状から、丹沢ブロックの本州弧への付加には本州側地殻のデラミネーションを伴って達成された可能性が高い。図83のEには、関東平野北西部の中新世の盆地形成に関与した断層とその深部延長に相当する反射イベントを示した。

(d) 結論ならびに今後の課題

関東山地地殻構造探査の目的は、1)フィリピン海プレート上面の位置・形状を解明すること、2) 地殻上部の速度構造を明らかにすること、3) 活断層の深部形状を明らかにすることである。1)については、低重合反射法地震探査断面において一定して北傾斜を示す反射イベントが足柄平野下の往復走時2.5秒から関東山地あきるの市下8秒まで認められ、屈折法による速度構造では高速度の領域であることから、これらの反射イベントはフィリピン海プレート上面を示しているものと判断される。今後、屈折法による速度構造の検討を進めるとともに、自然地震による速度構造解析なども総合し、フィリピン海プレート上面の高精度マッピングを行う予定である。

地殻上部のP波速度構造を求めるための基本的なデータは取得され、基本的な速度構造は明らかにすることができた。とくに、丹沢山地の地下延長部で楔型の反射層が見いだされ、その内側の丹沢ブロックは低速度を示すことが明らかになった。伊豆-小笠原弧の本州弧への衝突により、丹沢山地を構成する丹沢ブロックが本種弧の中に付加している状況が、地殻構造からも明らかになりつつある。今後、相模湖-青梅低重合バイブレータ測線の解析を進め、詳細な地殻構造を明らかにしていく。また、バイブロサイスによる発振データも含め、より詳細な解析を通じて地殻上部の速度構造を求めていく予定である。

活断層の深部形状については、国府津-松田断層の深部延長がフィリピン海プレートとの境界断層に収れんする可能性が高いこと、渋沢断層は国府津-松田断層のバックリムの断層として捉えられることが明らかになった。関東平野北西縁断層帯の活断層については、深さ3kmまでの形状は明らかになったが、より深部の形状については構造探査データの解析をはじめ、詳細な検討が必要である。

(e) 引用文献

1) 関東地方土木地質図編纂委員会:関東地方土木地質図,(財)国土開発技術センター20 万分の 1, 1996.
2) 地質調査所編: 日本重力 CD-ROM, 地質調査所, 2000.
3) 笠原敬司, 田中　環, 井川　猛, 太田陽一, 川崎慎治, 伊藤谷生:足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS, 91-TAN データの再解析, 地震研究所彙報, Vol. 77, pp. 267-275, 2002.
4) 天野一男, 高橋治之, 立川孝志, 横山健治, 横田千秋, 菊池　純:足柄層群の地質−伊豆微小大陸の衝突テクトニクス−,北村信教授退官記念地質学論文集, pp.7-29,1986.
5) 藤本治義: 日本地方地質誌, 関東地方, 朝倉書店, 314 pp., 1951.
6) 日本の地質「関東地方」編集委員会編:日本の地質 3, 関東地方, 335 pp., 共立出版, 1986.
7) 武井けん朔:関東山地北縁部の領家帯,地質学雑誌,Vol. 88,No. 6,pp.431-435,1982.
8) 矢島敏彦: 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造, 地質学論集, No. 26, pp. 187-206.
9) 鈴木宏芳:関東平野の地下地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, Vol.63, pp. 1-15, 2002.
10) 牧本　博,竹内圭史:寄居地域の地質,地域地質研究報告(５万分の１地質図幅),8 Tokyo,27,v,136,1 sheet,地質調査所, 1992.
11) 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編:日本の地震活動　−被害地震から見た地域別の特徴−, 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会,　391pp., 1997.
12)松田博幸, 羽田野誠一, 星埜由尚: 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造線状地形について, 地学雑, Vol.86, pp. 93-109.
13) Ikawa, T., Yusa, Y., Takemura, T., and Ito, T. Marine seismic profiling across the Beppu bay, northeastern extreme of the Beppu-Shimabara graben, southwest Japan. Abstract for 8th International Symposium on deep seismic profiling of the continents and their margins, Brcerona, pp. 70, 1998.
14) 佐藤比呂志・伊藤谷生・池田安隆・平田　直・今泉俊文・井川　猛 : 活断層−震源断層システムのイメージングの意義と現状. 地学雑誌, **110**, 838-848, 2001.
15) Abe, K.: Seismic displacement and ground motion near a fault: the Saitama earthquake of September 21, 1931, Jour. Geophys. Res., Vol.79, 4393-4399.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

なし

(g) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定

1)特許出願

なし

2)ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成１６年度業務計画案

関東山地東縁地殻構造探査で得られた波形データについての解析を継続する。とくに、相模湖−青梅バイブレーター低重合測線の解析、バイブレーターの発振記録も活用した詳細な屈折法による速度構造

解析を行う。屈折法による速度構造を反射法断面にフィードバックさせ、反射イベントのより高精度のマッピングを行う。また、既存の地表地質やボーリングのデータも加え、新たな反射断面に対してより妥当な地学的解釈を行う。