e）深部反射強調処理（北関東測線、大宮－野田測線）

前節の反射法処理においては、広角反射データも含めて解析されており、下記の処理の追加により、深部（2 秒以深）のイメージングの強調処理が行われている。

・インサイドミュート(Mute)

広角反射波を強調する処理として、特に深部で’Far’オフセット側のデータにウエイトを高くする目的で、インサイドミュート処理を CMP アンサンブル毎に設計して適用した。具体的なパラメータは上述したとおりである。

・S/N 比に応じたショット記録の重み付け、ミュート

基盤反射のイメージを強調する目的で、S/N 比の低い発振記録に対しては時間方向にミュート処理を追加した。さらに、S/N 比の高い発振記録に対しては、重みづけをして、ノイズに埋もれている深部イメージの改善を試みた。具体的なパラメータは上述したとおりである。

この処理により、2 秒以降のイメージングには、バイブレータ 2 台、フォース 80%の発振エネルギー以上の発振記録しか使われていない。また、前節の出力結果は、往復走時 4 秒、深度 5000m であるが、ここでは、往復走時 6 秒記録、深度 15km までの結果を示す。北関東測線に対して、図 60 の時間マイグレーション断面図、図 61 の深度断面図が得られた。また、大宮－野田測線に対して、図 62 の時間マイグレーション断面図、図 63 の深度断面図が得られた。

なお、基盤以深の深度変換の際に使用した速度モデルは、平成 14 年度、15 年度調査と同様に、下記の RMS 速度を用いた。

往復走時　6 秒	RMS 速度　5700m/s
往復走時　9.5 秒	RMS 速度　6200m/s
往復走時　16 秒	RMS 速度　6600m/s

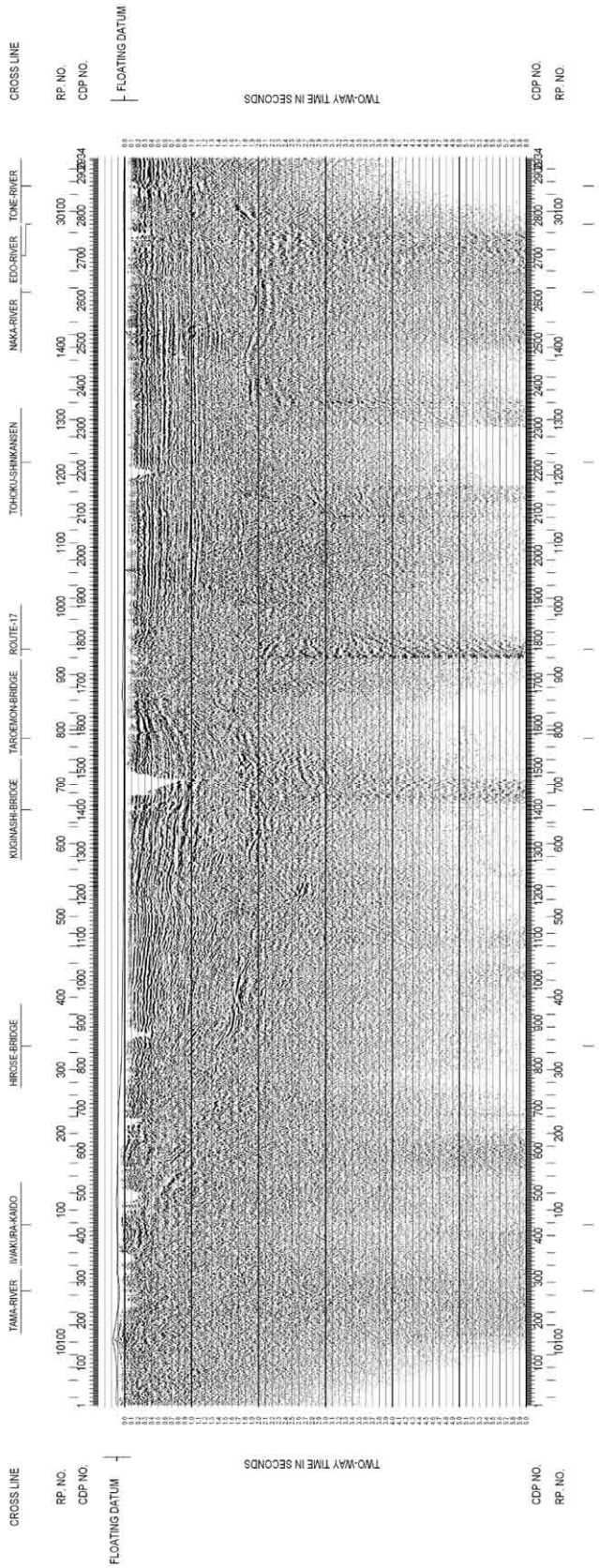

図 60　時間マイグレーション断面図（深部、北関東測線）

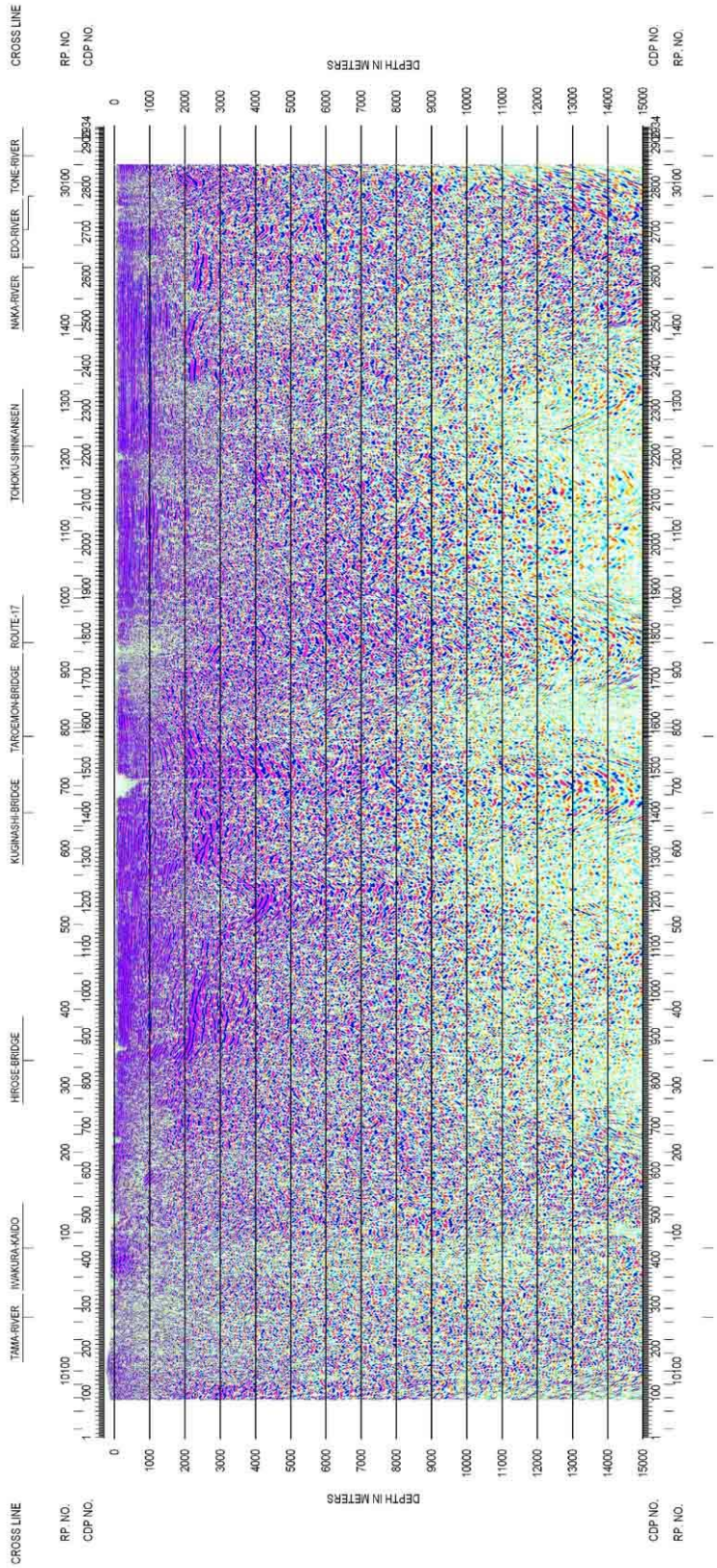

図 61　深度断面図（深部、北関東測線）

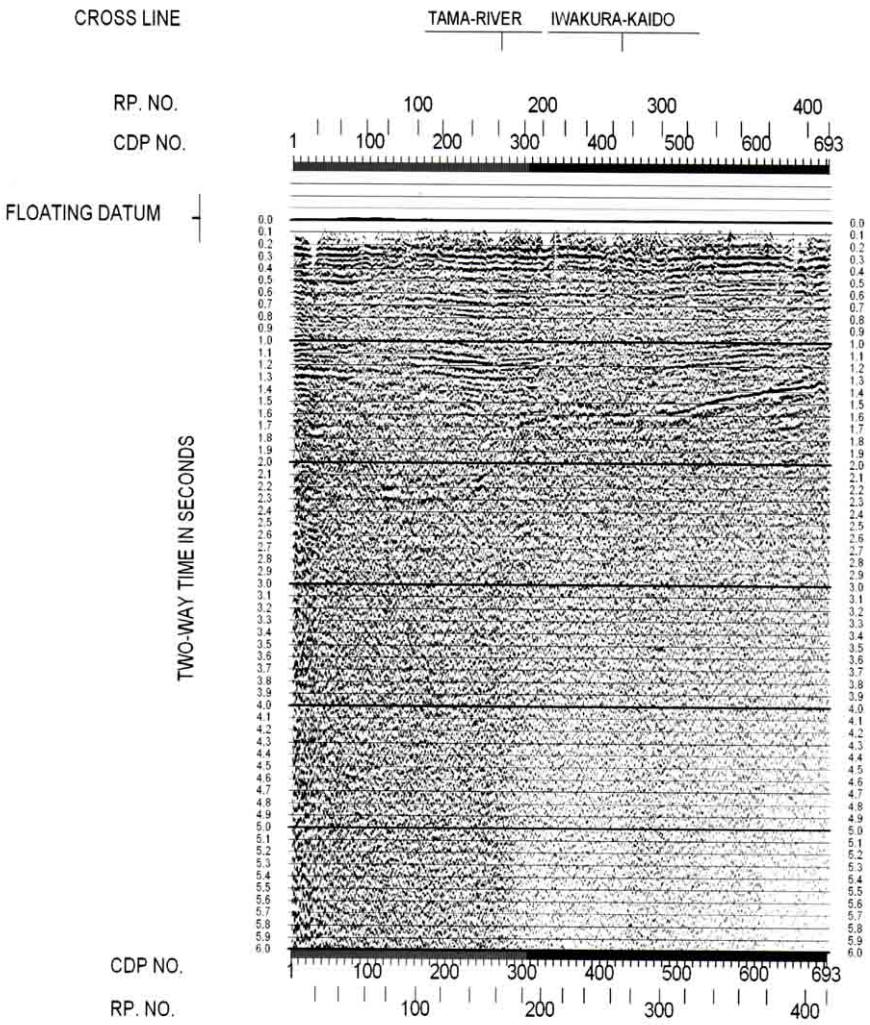

図 62　時間マイグレーション断面図（深部、大宮－野田測線）

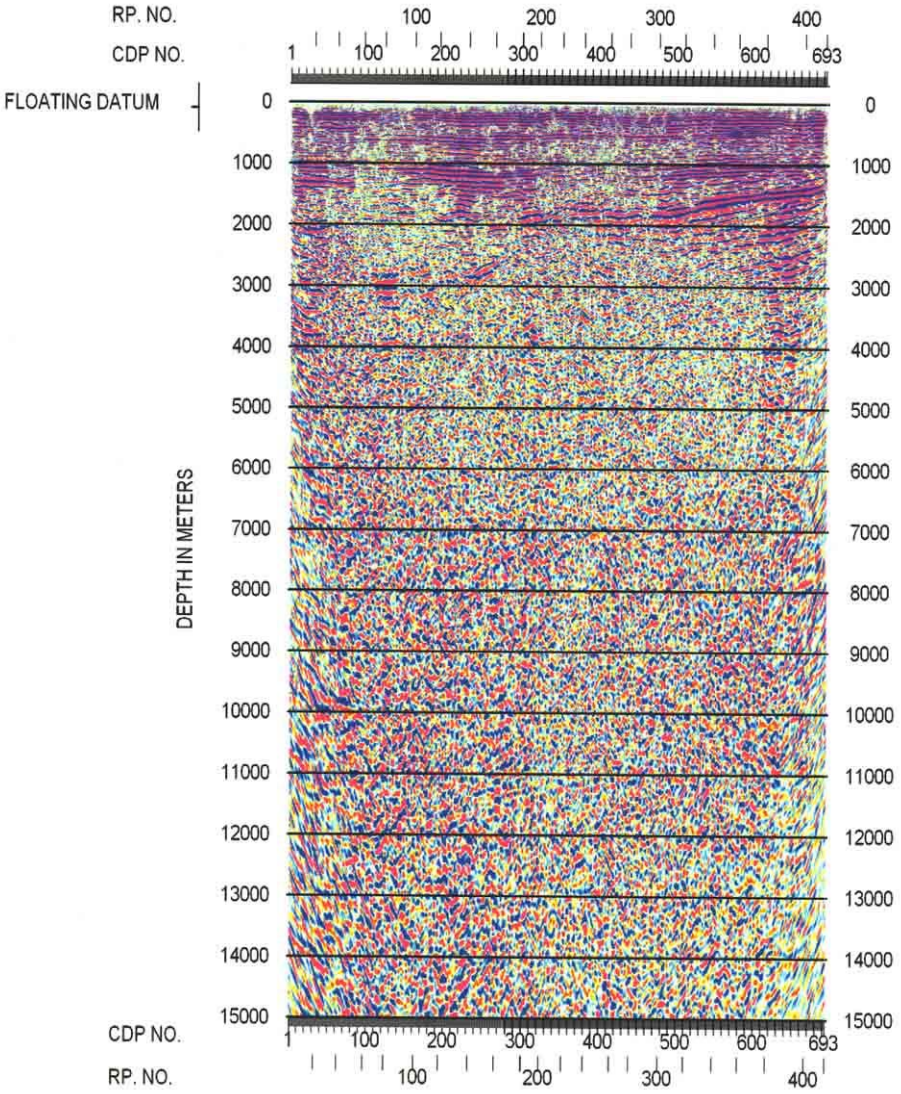

図 63　深度断面図（深部、大宮－野田測線）

f）地質学的解釈

関東平野は新第三紀から第四紀にかけての堆積物が厚く分布する（日本の地質「関東地方」編集委員会編[4]、1985；鈴木[5]、2002）。これらの堆積層の基盤を構成する先新第三系上面の形状や、堆積層の速度構造を明らかにすることは、強震動予測の高精度化にとって重要であり、本探査の重要な目的の一つとなった。関東平野北部においても、関東山地と同様の北西-南東方向の地質構造が認められ（林他[6]、2006）、立川断層・荒川断層・綾瀬川断層など北西-南東方向の活断層が分布する（活断層研究会[7]、1991）。こうした活断層の深部形状を明らかにすることも、本探査の重要な目的の一つとなった。

図 64 には、北関東測線および大宮-野田測線の反射法地震探査深度変換断面を示した。スケールは、深度方向に 4 倍に誇張している。図 65 には、反射法深度変換断面と屈折法による速度構造モデルを同一スケールで示した。屈折法解析による速度モデルにおける層境界を反射断面に重複表示している。これらのホライズンは、下図に示した屈折解析による速度モデルの層区分であり、地層の解釈線ではない。一般的に、屈折法解析により基盤深度と基盤速度が精度よく求められるので、基盤反射が不明瞭になる部分は、図 65 の反射法と屈折法の結果を総合して地下構造の解釈を行うことが合理的である。ただし、屈折法（波線追跡法）は、波線の通らない部分（シャドーゾーン）では形状がやや大局的なものになりやすいため、こうした領域では逆に反射波の特徴などからの構造の推定が必要となる。

図 66 には、大宮-野田測線上に位置する岩槻地殻活動観測井の坑井データ[8]と、大田他(1977)[9]による S波速度構造をまとめて示したものである。今回の地震探査による速度解析結果（P波速度）をグラフおよび数値で示しているが、今回の結果と既存の音波検層の結果は調和的である。

ｉ）北関東測線（反射法及び屈折法）

本測線では屈折法による速度解析にとって充分な測線長が確保され、とくに関東山地から関東平野の北東部にかけての先第三系基盤までの速度構造モデルが得られている。測線上に観測井など深部まで掘削された坑井は存在しないが、防災科学技術研究所による反射法地震探査データ[10),11),12)]を通して、北関東測線と接続することが可能であるため、防災科学技術研究所の岩槻地殻活動観測井の坑井データ[8),13)]と対比することが可能である。

先新第三系基盤の形状は、図 65 に示した屈折法による速度構造モデルの P 波速度 5.1-5.4km/s 層上面に沿ったものを基に解釈される。これに対比される反射ホライズンとして、強反射でやや低周波のイベントがあり、これが基盤反射と同定される。ただし、所々でこの強反射でやや低周波の反射面が不明瞭であり、全測線にわたっての追跡は難しい。これは、データ取得上の問題、つまり、高エネルギー発震点の確保が不十分な地域でノイズの大きな地域では、基盤反射がノイズに埋もれている結果であると考えられる。この部分では、屈折法速度モデルの基盤面をもとに、内挿、外挿して解釈した。

ただし、上述したように、屈折法ではシャドーゾーンの問題があり、細かな構造変化に対しては、有意に構造形状を求めることが出来ない。今回の基盤構造でも、CDP1200 周辺のように局所的な落ち込み（深度約 4000m）が明瞭に確認できる地域に対して、屈折法の解析結果によるとこの落ち込みが表現されていない。ここでは、断面上で基盤反射と屈折法から求めた速度構造境界が異なる場合には、反射法による結果を重視して解釈した。

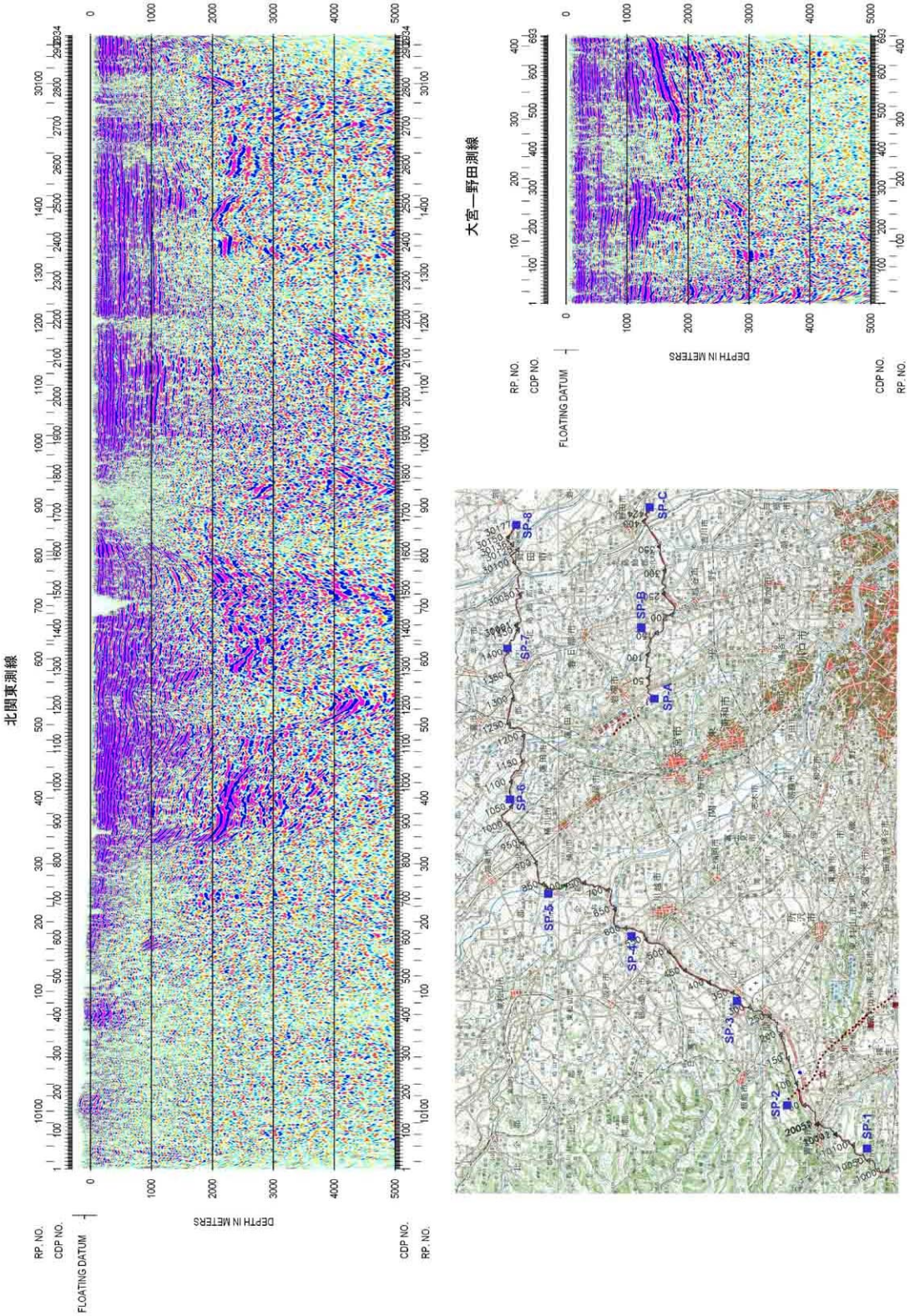

図 64　反射法深度変換断面

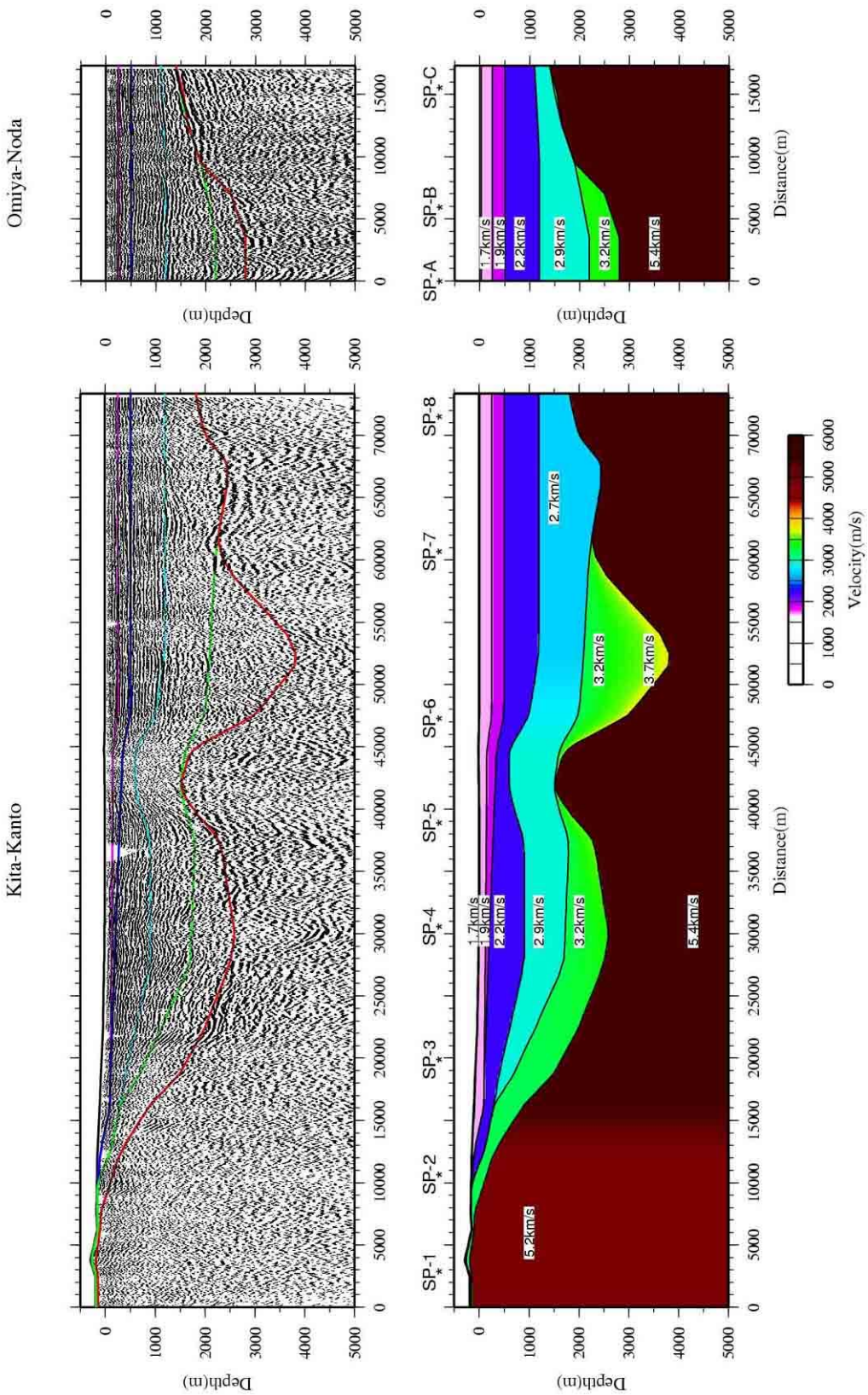

図 65　反射法断面図と屈折法による速度構造モデル

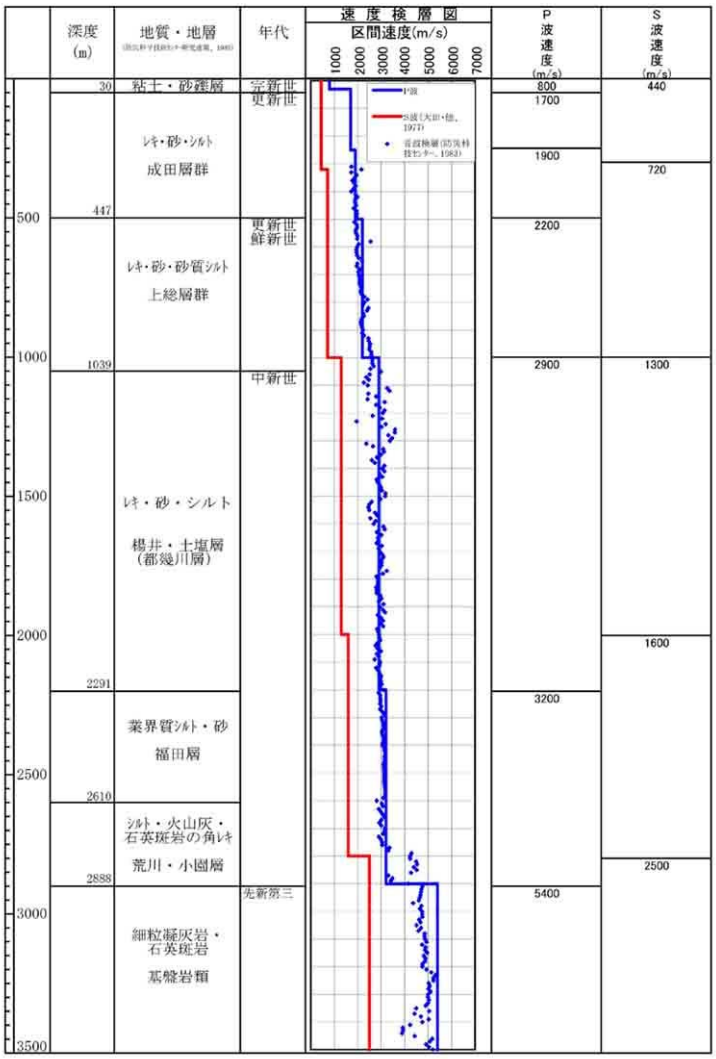

図 66　岩槻地殻活動観測井の坑井データ（防災科学技術ｾﾝﾀｰ研究速報、1983）[8]と、大田他(1977)[9]によるS波速度構造図。今回の地震探査によるP波速度を重ねている。

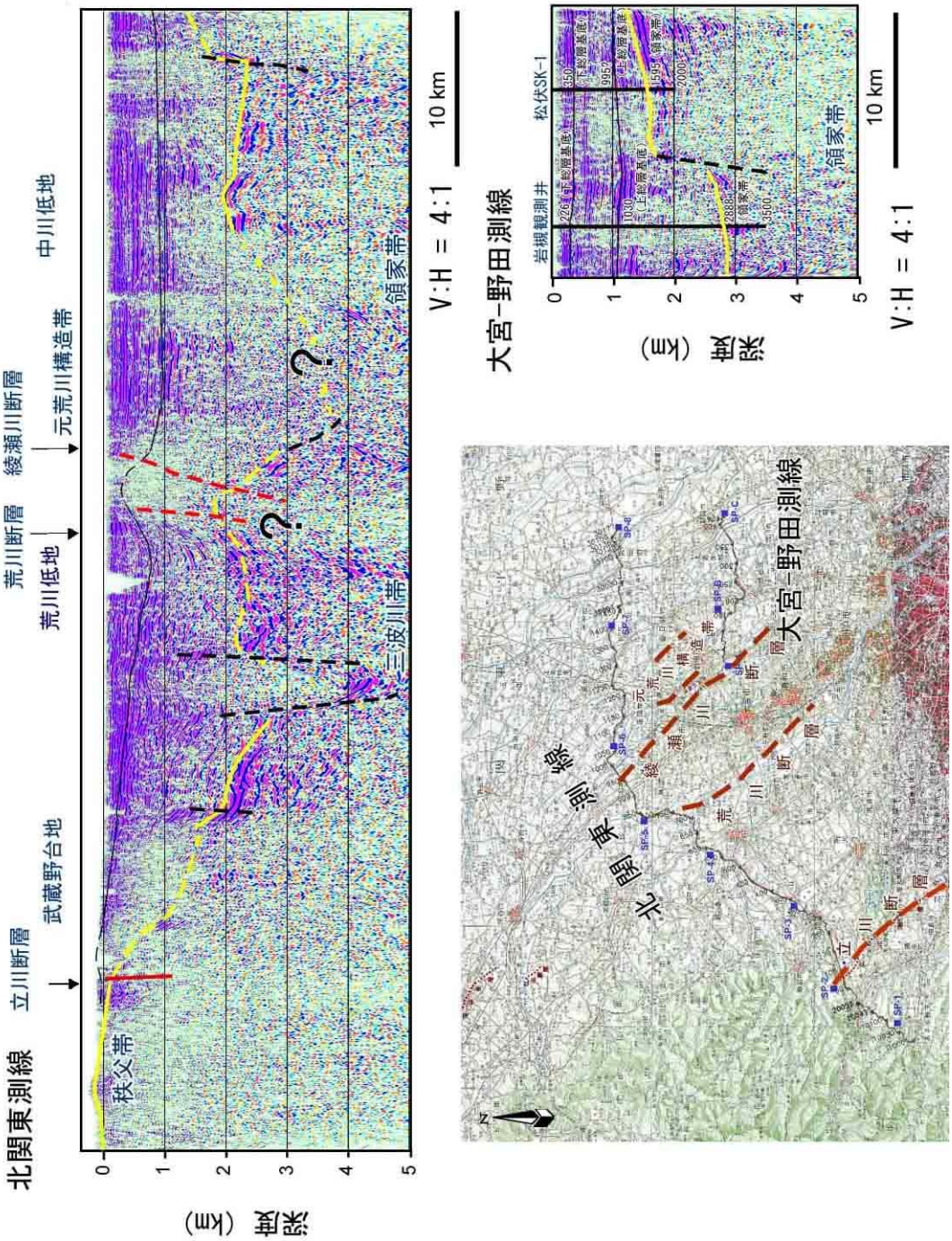

図 67　反射断面の地質学的解釈

基盤深度は、北関東測線の東端では 1800m 程度であり、江戸川（CDP2800）で不連続的に西に低下し、CDP2700 付近では深度約 2300m となる（図 64、65）。CDP2400-2500 で深度 2000m 程度の高まりを構成する。それ以西では CDP1800 まで基盤からの反射は重合断面では不明瞭となる。しかしながら、SP6 の屈折発振記録では CDP2150 付近の深度 4000m からの、反射イベントが明瞭に確認でき先新第三系基盤からの反射と解釈される。この構造は、波線追跡法による速度構造とも調和的である。従って、CDP1700-2400 の約 17km の区間で大規模な基盤上面の低下が推定される。

CDP1700 で基盤の高まりが認められ、深度 1500mまで浅くなっている。この地域は比企丘陵の南東延長に相当する。防災科学技術研究所が実施した当地域を南北に通過する既存測線（KAN-95,KAN-94）においても、同様の基盤の高まりが認められ、中新世に形成されたWNW-ENE方向の走向を示す北傾斜の正断層の下盤側と解釈されている[14),15)]。後述するが、この基盤の高まりの周辺には荒川断層や綾瀬川断層が位置し、複雑な地質構造をなしている。

CDP1700-1300 までは、反射イベントがかなり擾乱されているが、深さ 1500m から 2400m まで緩やかに西に向かって低下し、CDP1300-1100 にかけては、幅 5km の区間で局所的に落ち込んでいる。この最深部は、深度 4000m（CDP1200）に達し、周辺との落差は 1500m 程度である。

CDP1100（深度 1500m）より西方ではほぼ単調に西に向かって基盤高度が上昇する。一部の区間で不明瞭であるが、CDP850 で深度 2000m、CDP600 で深度 1000m となる。CDP600 以西では、反射断面からは基盤面の特定が出来ないが、屈折記録のうち、SP1、SP2 の解析結果から、立川断層付近の CDP400 で深度 300m 付近、測線東端で深度 50m 程度と推定されている。基盤の傾斜角は、CDP850 付近と CDP600 付近で急になり、単調な西傾斜ではなく、少なくとも 2 区間の急傾斜部分（変曲点）が存在する。

CDP420 の立川断層付近では明瞭な基盤落差は確認できず、これより 2-5km 東方の CDP500-600 で、不明瞭であるが基盤の不連続が存在する可能性がある。この地域は、位置的に八王子構造線に対応する。測線西端の関東山地内の反射断面は、反射イベントが乏しく、基盤が表層直下に存在することを示唆している。基盤内の反射イベントは概して乏しく、取得した記録長（8 秒、屈折記録は 15 秒）まで有意な反射イベントは確認できない。

屈折法の波線追跡解析で求められた地震基盤面の速度(P 波)は、測線西部で 5.2km/s となり、測線東部では 5.4km/s となった。一方、タイムターム法では、測線中央部で、最も高い値（約 5.4km/s）を示しており、三波川帯の高速度を反映していると見られる。一方、測線西部は、秩父帯の速度を反映していると考えられ、若干低い値として約 5.1km/s を示した。波線追跡解析とタイムターム法の結果は、速度変化の傾向が一致しており、数値的にも解析誤差の範囲内であると考えられる。

堆積層に関しては、測線の中央部から東端にかけて（CDP1700 以降）、ほぼ水平で、深度 800-1000mに特徴的に現れる比較的強い反射面により上部と下部（基盤面まで）に分けられる。この反射面は、岩槻地殻活動観測井（大宮－野田測線のCDP160 ）では、深度約 1050mに接続され、上総層群と楊井層（関東平野南部地域の三浦層群、関東平野北西部の都幾川層に対比）の境界（深度 1039m）に相当する。上部堆積層では反射波は豊富であり、高インピーダンスを持っていることから、砂岩泥岩互層を主とする層序が示唆される。一方、下部堆積層では反射波は弱く、低周波成分が卓越し、全体的に不明瞭である。この特徴は、関東平野で基盤が深いとされる関東平野北西部、南西部、南部に共通する特徴である[16)]。

一方、CDP1600-1800 の区間（北本市周辺）で地下構造が急変し、かつ、ノイズが大きかったため断面が不明瞭となり、CDP1700 以西に反射面をトレースすることが難しくなっている。上記のホライズンも測線西部へ追跡することが難しいが、堆積層上部と下部の反射様相の違い、および、屈折法の解析結果を基に、深度 0m（CDP1400）から深度 800m（CDP500）あたりの反射面にトレースされるものと思われる。

断層などの構造が認められるのは以下の区間である。

・CDP400-600（青梅市－狭山市内）

国土地理院(1996)の1:25000都市圏活断層図[17]によれば、CDP420付近に立川断層の北端部がトレースされているが、反射断面を見るとこの付近の浅層部はCDP400-600にかけての背斜構造の西翼として捉えられている。直下の基盤面の形状は不明瞭であるが、屈折法解析結果と総合すると、立川断層の西方のCDP400で深度300-400m付近、断層東方のCDP600、深度約1000mで東に傾斜した形状を示していると推定される。

・CDP800-900（狭山市－入間市内）

この区間の浅部約300m以深の堆積層は、その前後と比べて東傾斜の傾斜角が大きくなっている。堆積層中では下部ほど傾斜角が大きくなっていることから、変形の累積性が認められる。CDP850付近では、基盤岩に相当する深部からの反射波のパターンも異なり、東側では西側に比べ反射面が豊富である。この不連続から高角度の主として中新世に活動した断層が推定される。この部分は、ほぼ南北方向の走向を有する八王子構造線[18]に相当する可能性が高い。

・CDP1200周辺（川越市内）

川越市内の幅5km程度の区間で、基盤の低下部分が存在し、周辺との垂直隔離は1500mに及ぶ。この浅層部の堆積層中には幅3-4km程度の規模の小さな背斜構造が形成されている。この背斜には300m以深の堆積層が参加している。新第三系下部層の堆積を規制した、基盤の低下は不連続的であり、高角度の断層が推定される。この新第三系下部層の厚い部分で浅部では背斜をなしていることから、新期の短縮性の変形を被っている。この背斜は横ずれ運動に伴う正花弁状構造(Positive flower structure)として形成された可能性が最も高い。すなわち、初期中新世の伸張性の応力状態が卓越する環境で、正断層もしくは横ずれ断層としてグラーベンが形成され、その後、横ずれ+水平短縮によって背斜が形成された。この背斜はブロードではあるがかなり浅層部の地層まで影響を与えている可能性がある。今回の探査は、活断層の評価に特化したものではなく、堆積盆地全体の構造調査であり、浅層部に関しては充分な分解能がない。川越市内に伏在する断層の活動性については、将来、1km程度の深さまでの分解能の高い探査を実施する必要がある。

・CDP1600-1700（桶川市内）

浅部から深部堆積層にかけて西傾斜を呈しており、深部ほど傾斜角が大きくなっていることから変位の累積性が認められる。取得した分解能の反射断面では、表層までのこの地域には、以前より断層の存在が指摘され、大宮台地の西縁を限る西側低下の荒川断層として推定されている[7]。

・CDP1750-1850（北本市－鴻巣市内）

この地域は、綾瀬川断層[7]が位置する。堆積層中の構造は荒川断層とは反対に東傾斜を示しているおり、CDP1600-1800の区間（大宮台地に相当）で背斜構造を呈している。活動時期についても、堆積層の浅部から深部にかけて累積的に変形しており、活構造として捉えられる。

深部基盤の形状は不明瞭であり、断片的に捉えられているに過ぎない。現在の解析結果からは、綾瀬川断層の深部形状については、明瞭にできていない。とくに、平成15年度に実施した関東山地東縁地殻構造探査の中の関東平野北西部断面や、防災科技研のKAN-95, KAN-94断面で明らかになっている地下構造とは、本測線の地下構造は異なっている。断層の形状推定は、綾瀬川断層や深谷断層から発生する地震の最大規模予測にも大きな影響を与えるため、慎重に解析を進めたい。

ⅱ）大宮－野田測線（反射法及び屈折法）

本測線は、北関東測線に比べれば測線長が短く、副次的な測線である。しかし、関東平野北部の基盤（先新第三系）の深い地域において、基盤岩まで掘り抜いている防災科学技術研究所の岩槻地殻活動観測井を横切るという点で重要な測線である。特に岩槻観測井は、関東平野でもっとも深い基盤（深度2888m）が確認された坑井であり、豊富な坑井データおよび研究報告が存在する[8),19)]。大宮－野田測線から、防災科学技術研究所による反射法調査[10)]を通して、北関東測線と接続することが可能であるため、この坑井データを基準に、北関東地域で統一的な層解釈が可能になる。

また、測線のRP300 から北に約 2km離れた位置で、石油資源開発㈱による松伏SK-1 坑井が掘削されている(現在は、廃坑)。文献によれば、深度 1595mでマイロナイト化の影響を受けた領家帯とされている[20),5),21)]。ただし、今回の測線のRP300 に近いが、坑井は測線から北に約 2kmの距離があり対比には注意が必要である。

先新第三系基盤の形状について、CDP290 付近で大きな不連続が認められる。つまり、測線の東端で1300m であった基盤面は緩やかに西傾斜し、CDP290 の深度 1800mまで追跡できるが、それ以西で不明瞭になり、CDP130 付近の深度 2900m に新たな強反射面が認められる。両者の落差は約 1100m に達する。この先第三系基盤の形状は、屈折法解析のP 波速度 5km/s 以上の層の上面と良好な一致を示し、また、CDP300 付近の不連続を隔てた東側の松伏 SK-1、西側の岩槻観測井の基盤深度と一致している。

堆積層に関しては、測線を通してほぼ水平で、深度 1000～1100mに特徴的に現れる比較的強い反射面で上部と下部（基盤面まで）に分けられる。この反射面は、岩槻地殻活動観測井付近（RP100）では、深度約 1050mに相当するが、防災科学技術センター研究速報（1983）[8)]によれば、上総層群と楊井層（関東平野南部の三浦層に相当）の境界（深度 1039m）にほぼ対応する。また、音波検層でもやや大きな速度境界になっていることから、この層境界に対応付けられると考えられる。

基盤の不連続から、CDP290 付近に西側低下の断層が推定される。基盤の形状から判断して、西傾斜の高角の正断層であり、前述した下部堆積層の下部までの堆積層を規制していることから、中新世前期に活動した正断層と判断される。この断層の変位がとくに 1000m 以浅の上部堆積層の変形に影響を及ぼしていない。重力異常などを考慮すると南北方向の走向を示す西側低下の烏山-菅沼断層に連続する可能性が高い。

(c) 結論および今後の課題

北関東および大宮-野田測線において反射法・屈折法地震探査を行い、従来、重力異常などから推定されていた先新第三系基盤上面の深度について、反射波と特徴と波線追跡法による速度構造データによって、明らかにすることができた。これは、大規模な震源と受振器の長大展開により深部までの屈折法による解析が可能になったこと、出力の大きな震源によって反射波を捉えることに成功したことに起因する。堆積層のP 波速度構造についても同様であり、基盤直上の堆積層までの速度構造が明らかになった。

荒川断層・綾瀬川断層などの活断層について、反射法地震探査の記録からも、それに伴う堆積層の変形状態が明らかになった。深部形状については、さらなる解析が必要である。

新第三系初期（中新世）に主に活動した断層がマッピングされた。これは先新第三系基盤上面の高度に大きな制約を与えており、地質構造の理解は基盤形状を詳細に明らかにする上でも重要である。とくに川越市内で発見された断層は、中新世の断層の再活動により、深さ 1000m 以浅の構造にも影響を与えており、より分解能が高い浅層反射法地震探査が必要である。こうした中新世の断層は、マグニチュード 6.5 程度までの地震の震源断層になる可能性は否定できず、人口稠密地域の地下の断層の形状は発生する内陸地震のポテンシャルを評価する上でもできるだけ正確に把握することが望ましい。今回の北関

東測線周辺の地質構造は、概して複雑であり、現状では地質断層の間隔に比べ既存測線を含めた測線間隔が粗く、断層の走向や広がりについての知見が断片的である。今後、地質断層の間隔に適合した、測線間隔での調査が必要である。

(d) 引用文献

1) 杉山　雄一・佐竹健治・駒沢正夫・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川　功・村田泰章:活構造図「東京」第2版,活構造図 1:500,000,1997, 34p.,3 sheet,地質調査所.

2) 坂本　亨・酒井　彰・秦　光男・宇野沢　昭・広島俊男・駒沢正夫・村田泰章: 1：200, 000 地質図「東京」,NI-54-25,1987, 1 sheet,地質調査所.

3) 須藤定久・牧本　博・秦　光男・宇野沢　昭・滝沢文教・坂本　亨・駒沢正夫・広島俊男: 1：200, 000 地質図「宇都宮」,no.NJ-54-30,1991, 1 sheet,地質調査所.

4) 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, 共立出版社, 1985, 336p.

5) 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, 63, 1-19, 2002.

6) 林　広樹・笠原敬司・木村尚紀: 関東平野の地下に分布する先新第三系基盤岩類, 地質学雑誌, 112, 2-13, 2006.

7) 活断層研究会: 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 1991.

8) 科学技術庁国立防災科学技術センター： 岩槻深層地殻活動観測井の作井と坑井地質, 国立防災科学技術センター研究速報, 47, 1983.

9) 太田　祐・後藤典俊・塩野計司・高橋　博・山水史生・栗原重利: やや深い構造の S 波速度―岩槻 3500m 地震観測井における測定とその意義―, 地震 2, 30, 415-433, 1977.

10) 林　広樹・中川茂樹・笠原敬司・伊藤谷生: 関東平野中央部、江戸川沿いで行われたバイブロサイス反射法探査, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, 2005.

11) 笠原敬司・山水　史生・鈴木　宏芳・井川　猛・太田陽一・稲盛隆穂: 岩槻深層観測井における反射法地震探査 (3) バイブロサイス反射法探査, 地震学会講演予稿集, 1992.

12) 笠原敬司: 首都圏のバイブロサイス反射法地震探査による地下構造調査, 月刊地球, 34, 2001.

13) 科学技術庁防災科学技術研究所： 関東地域の孔井データ資料集, 防災科学技術研究所研究資料, 191, 1-80, 1999.

14) 高橋雅紀・林　広樹・笠原敬司・井川　猛・川中　卓・須田茂幸: 関東平野下に伏在する中新世ハーフグラーベン群 -地表地質からみた地下地質構造の新たな視点-, 防災科学技術研究所研究報告, 67, 13-28, 2005.

15) 高橋雅紀, 林　広樹, 笠原敬司, 木村尚紀: 関東平野西縁の地震波探査記録の地質学的解釈―とくに吉見変成岩の露出と利根川構造線の西方延長―, 地質学雑誌, 112, 33-52, 2006.

16) 科学技術庁防災科学技術研究所: 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造, 防災科学技術研究所研究報告, 56, 77-123, 1996.

17) 国土地理院: 1:25000 都市圏活断層図, 国土地理院, 1996.

18) 駒澤正夫, 長谷川　功: 関東地方の重力基盤に見える断裂構造, 地質学論集, 31, 57-74, 1988.

19) 高木秀雄・高橋雅紀: 松伏 SK-1 坑井基盤岩試料からみた関東平野の中央構造線, 地質学雑誌, 112, 65-71, 2006.

20) 高木秀雄・鈴木宏芳・高橋雅紀・濱本拓史・林　広樹: 関東平野岩槻観測井の基盤岩類の帰属と中

央構造線の位置，地質学雑誌，112，53-64，2006.
21）城戸秀雄：埼玉県松伏 SK-1 号井の地質及び関東中部の一地質断面について，石油技術協会誌，29，101，1964.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

なし

2) 口頭発表、その他

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