

綾瀬川断層から加須低地に至る浅部地下構造

Shallow subsurface structure between the Ayasegawa fault and the Kazo lowland

山口和雄¹・加野直巳²・住田達哉³・大滝壽樹⁴・牧野雅彦⁵・横倉隆伸⁶

Kazuo Yamaguchi¹, Naomi Kano², Tatsuya Sumita³, Toshiki Ohtaki⁴,
Masahiko Makino⁵ and Takanobu Yokokura⁶

^{1,2,3,4,5,6} 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ/AIST, yamaguchi-k@aist.go.jp)

Abstract: We conducted a seismic reflection survey across the Omiya upland and the Kazo lowland in the Kanto plain, central Japan. Many continuous reflectors are detected between several tens of meters and 1 km in depth in the seismic section. Some discontinuous reflectors are also imaged below 1 km. Deformation, vertical gap, disturbance and tilting of reflectors are perceived on the seismic section in and around the flexure scarp of the Ayasegawa fault. This indicates that displacement of the Ayasegawa fault in the basement has deformed the sediment layers over 2 km in width crossing the flexure scarp.

キーワード: 綾瀬川断層, 大宮台地, 加須低地, 反射法地震探査, 地下構造

Keywords: Ayasegawa fault, Omiya upland, Kazo lowland, seismic reflection survey, subsurface structure

1. はじめに

産業技術総合研究所運営費交付金による研究テーマ「関東平野の地震動特性と広域地下水流動系の解明に関する地質学的総合研究」の一環として、関東平野中央部において、鮮新世から中期更新世の地層、深度で数 10 m から 500 m 程度までを主な対象として、反射法地震探査による地下構造調査を実施している。関東平野では、大阪平野、濃尾平野などに比べて、深度 500 m 程度までのオールコアボーリングが少なく、これまで反射断面とボーリングデータとの詳細な対比例はほとんどなかった(水野・他, 2006)。本研究テーマでは、既存ボーリングデータの見直しと反射法測線近傍における新規のオールコアボーリング調査を実施し、個々の反射面と地層との詳細対比によって、平野中央部の広域的な地層変形や地下水流動を規制する地下構造解明を目指している(水野・他, 2007)。このような対比は、活断層周辺の広域的な地質構造を時代の目盛り(あるいは年代尺度)を入れて考察する上で重要である。平成 17 年度には、入間台地から荒川低地付近(川越 1 測線)で反射法地震探査を実施し、地層の北東方向への傾動を検出した(山口・他, 2006)。平成 18 年度には、加須低地で深度 350 m のオールコアボーリング掘削(菖蒲坑井)に着手(水野・他, 2007)するとともに、大宮台地から加須低地に至る地域(菖蒲 1 測線)で反射法を実施した。本報では、菖蒲 1 測線の反射法地震探査の概要を報告する。

2. 調査地域周辺の地形・地質・活構造

反射法地震探査の調査地域は埼玉県桶川市、菖蒲町、久喜市付近である(第 1 図, 第 2 図)。

以下では、堀口(1974, 1980)に基づいて、調査地域周辺の地形と地質について概略を記す。

大宮台地は関東平野の中央部に位置し、中川・荒川・加須の各低地に取り囲まれている。台地の最高点は桶川の西部にあり、これより東方および南東へ次第に低くなり、岩槻・大宮付近で最も低く、南の安行でやや高い中だるみの地形をしている。台地の周囲は比高の大きな崖で低地と接し、台地地形が明瞭であるが、北側では地形的に低地との区別が難しい。また、台地面の大部分は武蔵野面に対比され、北西と南東の一部が下末吉面に対比される。加須低地は、関東造盆地運動の中心にあたり、大宮台地の北方に続く台地が沖積面下に埋没しているところである。このため、加須低地の微高地地形は河川に沿う自然堤防の他に、地表付近に関東ローム層の分布する埋没ローム台地によるものもある。

調査地域周辺の活構造に関する調査・研究には、地形や表層地質による検討と、反射法地震探査による地下構造調査がある。

堀口(1974)は、関東平野西部を台地の地形・地質をもとに 4 つのブロックに分け、大宮台地から加須低地を経て館林台地に至る地域を 1 つのブロックと考え、関東造盆地運動は大宮台地では北方への傾動、館林台地では南方への傾動として表現されるとした。

清水・堀口(1981)は、大宮台地北東部における微地形を検討し、綾瀬川低地に沿う北東落ちの綾瀬川断層を認め、その北東側で台地面の変位を示す崖線あるいは線状構造を示す地形の北東縁を久喜断層として認めた。この2断層に挟まれ、変位地形と線状構造が発達する地域を元荒川構造帯と命名した。また、綾瀬川断層による変位は、約50000 yrBPの東京軽石層が6 m変位していることから単純平均で1年に0.12 mm前後の変位量である、としている。

綾瀬川断層周辺の地下構造調査は、笠原(1995)、埼玉県(1996)、遠藤・他(1997)、石山・他(2005)、山口・他(2005)、佐藤・他(2006)、横倉・他(2007)等によって実施されている。

地震調査推進本部(2000)は、綾瀬川断層北部については、笠原(1995)のKAN-92測線や埼玉県(1996)のC測線の反射断面から活断層であると判断し、断層南部については、埼玉県(1996)のボーリング調査やA、B測線の反射断面、遠藤(1997)のAY-1、AY-2測線の反射断面から活断層ではないと判断している。山口・他(2005)の測線は断層南端部を横断し、その反射断面では顕著な地層変形は認められない。佐藤・他(2006)は、北関東測線の反射断面で、綾瀬川断層付近の堆積層構造は東傾斜であり、浅部から深部が累積的に変形した活構造である、としている。石山・他(2005)は、断層北部の鴻巣市・北本市でのボーリング調査と反射法地震探査結果に基づいて、綾瀬川断層の撓曲崖地形の地下には、西傾斜の伏在断層により形成された鮮新-上部更新統の東落ちの撓曲構造が伏在することを明らかにした。横倉・他(2007)は、綾瀬川断層の北端付近を通る測線で、石山・他(2005)の反射断面で見られる撓曲構造と類似の地層変形を検出した。

3. 反射法地震探査

3.1 調査測線と探査諸元

調査範囲は、桶川市坂田から菖蒲町を通過して久喜市北中曽根に至る南西-北東方向の区間である。反射法の調査測線(菖蒲1測線)の詳細位置を第2図、現場写真を第3図、調査諸元を第1表に示す。

調査測線は大宮台地北東縁の綾瀬川断層の推定通過域(清水・堀口, 1981)を横切り、加須低地に掘削された深度350 mの菖蒲坑井(水野・他, 2007)の南東側700 mの地点を通過する(第2図)。測線選定に際しては、交通量、建物の密集度、埋設管の存否・材質・口径を考慮し、その結果、局所的には測線がほぼ直角に屈曲する箇所もある。

1箇所の受振点につき6個の受振器をおよそ50 cm範囲内にまとめて設置し、発震点は受振点間10 mを4等分した2.5 m間隔で設定した。また、スイープ周波数は15~120 Hzとした。これらの仕様は、パイプレータ震源による既往反射法(笠原, 1995;佐藤・他,

2006)の調査仕様(受振点間隔:25 mまたは50 m, 受振器アレイ:18 m, 発震点間隔:100~150 m, 周波数:8~40 Hz)と比べて、2倍から60倍の細かさである。受振データは、探鉱機で相互相関を取り、全記録を個別に保存した。

受振点は1~1056の合計1056点、発震点は受振点1~949の範囲に位置する。受振点269~304は、発震点東方の水田内の幅狭農道に迂回させた。これは発震点243~297で発生する埋設管起因のチューブ波ノイズを少しでも避けるためである。また、主要交差点を挟む前後数10 m、建物密集箇所、受振点119~131と801~819(道路幅員小)、受振点313~330と855~865(石綿管理設)、では発震しなかった。発震点・受振点の展開は、144受振点を固定し、その南端から48受振点の位置まで発震というパターンを採用した。このパターンの最初は最大オフセット1440 mのエンドオン展開、48点目では最大オフセット960 mのスプリット展開である。

発震点860付近以北はNHK久喜放送所の電波によると思われるノイズが探鉱機に混入したため、受振データをそのまま保存しデータ処理時に相互相関を適用した。

3.2 データ処理

得られたデータはCMP重合法(例えば、水越・田村(1998))によって解析した(第2表)。

垂直重合では、2.5 m毎の発震データをダイバースティスタックし、1つのショット記録とした。第4図に垂直重合したショット記録例を示す。主要道路との交差位置や集落内ではノイズレベルが高かったものの、多くの記録で初動は最大オフセット1440 mまで届いた。初動の見掛け速度は1650 m/sから1750 m/sの範囲にある。ゼロオフセット走時数10 msから1 sの間に反射波が明瞭に認められる。総じて台地側より低地側の記録の方がS/N比が高い。低地側では1 sより大きい走時でも反射波らしきイベントがあるが、これらは多重反射が混在している可能性もある。測線全体で比較的S/N比の高いデータが得られた。

静補正値は、オフセット40~200 mの範囲の初動データを用いて、第1層の速度を700 m/sと仮定し、拡張されたGeneralized Reciprocal Methodで求めた。デコンボリューションはsurface consistentな方法を用い、バンドパスフィルタの通過帯域はスイープ周波数と同じ15~120 Hzとした。CMPソートでは、CMP間隔を5 mとし、屈曲のある発震点・受振点に滑らかに沿うCMP測線を設定した。発震点間隔を2.5 mとしているので平均CMP重合数は288である。速度解析は、CMP100, 400, 800, 1200, 1600の5箇所で、隣接する11CMPギャザで速度スペクトル、5ギャザで定速度重合パネルを作成し、両者を見比べて適切と思われる速度を決定した。残留静補正は

surface consistent 型の統計処理を適用した。NMO 補正では、浅部の分解能を上げる目的で 125% 以上の伸張波を除去（ストレッチミュート）したため、ニヤオフセットが連続して無い箇所は空白となった。マイグレーションは周波数-空間領域 (f-x) の方式とし、速度解析により決めた速度データを水平方向と時間方向に平滑化した速度を用いた。深度変換でもこの平滑化した速度を使用した。

3.3 反射断面

第 5 図の (a), (b), (c), (d) に、それぞれ、速度解析結果、CMP 重合時間断面、マイグレーション時間断面、深度断面を示す。深度断面は縦横比 2:1 (鉛直誇張 2 倍) で表示した。3 つの反射断面で反射面の様子に大きな差異はないが、マイグレーション時間断面と深度断面では、反射面が断続する箇所がマイグレーション処理によるスマイルノイズが生じている。

反射断面全体にわたって、深度 20 m くらいから 1 km 付近に連続性の良い多数の反射面が見られる。これらの反射面は、測線南端から CMP1400 までは非常に緩やかに北東に傾き下がるかほぼ水平であり、CMP1400 以北ではわずかに北東上がりである。これ以深にも 2 km 付近まで反射面があり、CMP350 以南、CMP500 付近、CMP600~700、CMP1350 以北では反射面は不明瞭である。データの周波数帯域は浅部で高く、深部ほど低い。これは原データの周波数帯域をそのまま反映している。データムは標高 10 m で、これは断面の走時 0 s、深度 0 m に対応する。

4. 考察

測線沿いの標高は大宮台地側が 18 m から 20 m、加須低地側が 10 m から 15 m で、台地と低地の間は水平距離約 600 m で 9 m 低下の緩傾斜を示す (第 6 図上部の CMP200 から 330 付近)。綾瀬川断層の地表位置は、清水・堀口 (1981) によれば第 2 図の破線付近で、菖蒲 1 測線との交点は CMP260 付近である。

反射断面では、この交点周辺の CMP130 付近 (第 6 図 A)、CMP300 付近 (同 B) 等に反射面の変形、ずれ、乱れが認められ、やや北東に離れた CMP500 から 600 (同 C) はその南北両側よりも傾斜が大きい。また、CMP600~900、深度 1 km 前後の反射面 (同 D) は波打っている。A, B, C のような反射面の変形は、堆積層下の先新第三系基盤以深の断層変位が堆積層に及んだものと考えられる。D の変形も断層に関係するものかもしれない。堀口・角田 (1987) は、調査地域の綾瀬川断層の地表 (通過) 位置について、清水・堀口 (1981) の推定位置よりも北側の、台地・低地境界付近と考えた方がよいとしている。しかし、反射断面でみると、綾瀬川断層による堆積層の変形

は、1 箇所だけに限られたものではなく、台地と低地の境界付近の幅約 2 km あるいはそれ以上の堆積層に現れていると考えられる。

菖蒲 1 測線と佐藤・他 (2006) の北関東測線 (第 2 図) の深度 500 m 付近までの断面を照らし合わせると、両測線の交差位置付近では、地層の真の傾斜はおおよそ北東方向であると考えられる。一方、菖蒲坑井付近では菖蒲測線 1 の反射面はほとんど水平となり、地表付近から坑井深度 350 m までに 20 枚ほどの反射面が存在する。

5. まとめと課題

関東平野中央部の大宮台地から加須低地に至る地域で、深度数 10 m から 500 m までを主な対象として反射法地震探査を実施し、南西-北東方向に長さ約 9 km の高分解能の反射断面を作成した。深度数 10 m から 1 km の範囲において、断面全体にわたって連続する反射面が捉えられ、1 km 以深にも断続的な反射面が検出された。綾瀬川断層の地表位置とその周辺では、反射面の変形、ずれ、乱れ、周囲よりも傾斜が急になる箇所が認められ、地下深部の断層による堆積層の変形は、撓曲崖を挟んで幅 2 km あるいはそれ以上に及んでいると考えられる。

今後、菖蒲 1 測線の北東延長域と、昨年報告した川越 1 測線の北東延長域で反射法地震探査を実施する。それぞれのデータを接続することにより、最終的には加須低地、大宮台地、荒川低地、武蔵野台地を北東-南西に横断する 1 本の測線にまとめる。得られる反射断面は深度数 10 m から 1 km 程度までの地下構造の詳細を明らかにするであろう。特に、荒川低地と大宮台地の境界付近の地層の変形様式、加須低地に推定される久喜断層の存否や実態についての新知見を期待する。

菖蒲坑井では、全深度のコアに対して層相記載・密度測定・花粉・珪藻・火山灰分析等が進められている。また、キャリパー検層・PS 検層・電気検層とハイドロフォン VSP も実施した。これら菖蒲坑井のデータ、既存坑井のデータと、上記で作成する反射断面の個々の反射面とを詳細に対比し、関東平野中央部における深度 500 m 程度までの地下地質層序確立に向けた基礎データを提供したい。

謝辞 本調査の実施にあたり、桶川市役所、菖蒲町役場、地元自治会・土地改良区の皆様にご協力いただきました。査読者である活断層研究センター杉山雄一氏のコメントにより本稿は改善されました。ここに記して感謝致します。

文 献

遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功 (1997) 浅層反射法弾性波探査による関東平

- 野中央部の地下地質構造. 地球科学, 51, 15-28.
- 堀口萬吉 (1974) 関東平野西部の地形区分と段丘面の変動. 関東地方の地震と地殻変動, ラティス, 119-127.
- 堀口萬吉 (1980) 埼玉県の地形と地質. 埼玉縣市町村誌総説編, 274-325.
- 堀口萬吉・角田史雄 (1987) 関東平野直下の地震活動に関する活構造と活動度の研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果「関東平野直下の地震活動及び地震動予測についての基礎的研究」, 86-102.
- 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末廣匡基・細矢卓志 (2005) 変動地形・ボーリング・反射法地震探査により明らかになった綾瀬川断層北部の撓曲変形. 活断層・古地震研究報告, 5, 29-37.
- 地震調査研究推進本部 (2000) 元荒川断層帯の評価. <http://www.jisin.go.jp/main/index.html>.
- 笠原敬司 (1995) バイプロサイス反射法調査. 首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究 (第 I 期: 平成 3~5 年度) 成果報告書. 科学技術庁研究開発局, 60-71.
- 水越郁郎・田村八洲夫 (1998) 反射法地震探査. 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 49-76.
- 水野清秀・杉山雄一・石山達也・須貝俊彦・松島紘子・八戸昭一・中里裕臣・細矢卓志 (2006) 深谷ー綾瀬川断層帯周辺の地下地質. 月刊地球, 28, 1, 31-37.
- 水野清秀・山口正秋・本郷美佐緒・納谷友規・中澤努・木村克己・山口和雄 (2007) 関東平野中央部における地下地質構造解明を目的としたボーリング調査. 日本地球惑星科学連合 2007 年大会予稿集, S228-P006.
- 埼玉県 (1996) 埼玉県活断層調査報告書. 埼玉県環境部地震対策課, 200p.
- 佐藤比呂志・平田直・岩崎貴哉・瀨瀬一起・伊藤潔・伊藤谷生・笠原敬司・加藤直子 (2006) 北関東地殻構造探査 (北関東測線 2006, 大宮ー野田測線 2006) 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 17 年度) 成果報告書. 文部科学省研究開発局, 東京大学地震研究所, 京都大学防災研研究所, 防災科学技術研究所, 18-97.
- 清水康守・堀口萬吉 (1981) 大宮台地北東部における元荒川構造帯 (新称) について. 地質学論集, 20, 95-102.
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝俊之・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄・石田瑞穂・広島俊男・長谷川功・村田泰章 (1997) 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版). 3 図葉 + 説明書 34p, 地質調査所.
- 山口和雄・加野直巳・伊藤忍・大滝壽樹・横倉隆伸・田中明子 (2005) 関東平野中部の下総台地から中川低地に至る東西方向の反射断面 (その 2). 物理探査学会第 115 回学術講演会論文集, 13-16.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・大滝壽樹・伊藤忍 (2006) 荒川低地北部の浅部地下構造. 活断層・古地震研究報告, 6, 11-20.
- 横倉隆伸・加野直巳・山口和雄・牧野雅彦・田中明子・大滝壽樹・伊藤忍・住田達哉 (2007) 鴻巣ー吉見測線における反射法探査ー綾瀬川断層周辺の地下構造一. 日本地震学会講演予稿集 2007 年度秋季大会, P2-047.

(受付: 2007 年 9 月 28 日, 受理: 2007 年 10 月 15 日)

綾瀬川断層から加須低地に至る浅部地下構造

第1表. 反射法地震探査の調査諸元.

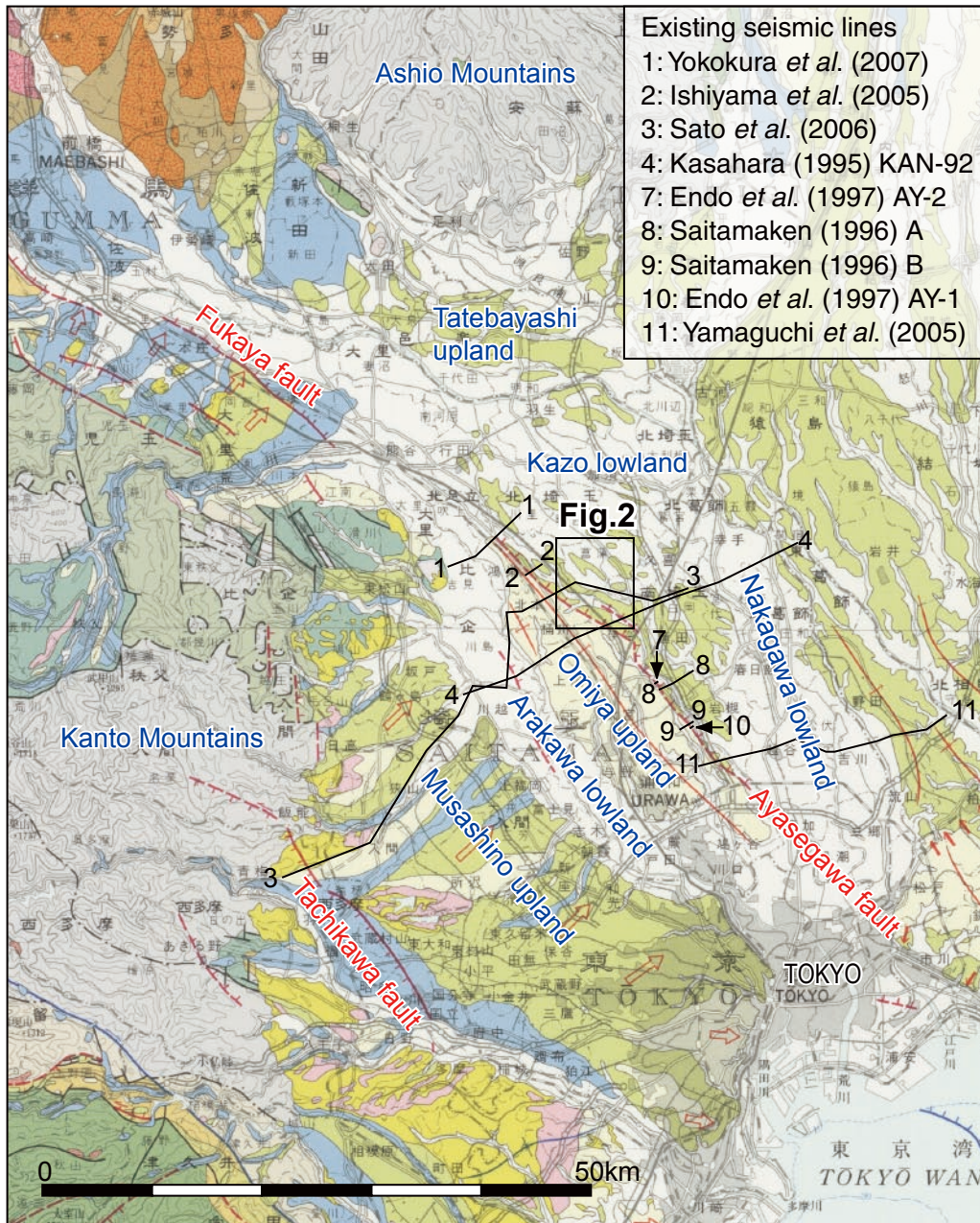
Table 1 Field parameters of seismic reflection survey.

震源	EnviroVibe (IVI 社)
発震点間隔	2.5 m
総発震点数	3144 点
スイープ周波数	15-120 Hz
発震パターン	1 箇所固定
スイープ回数 / 発震点	標準 2 回
スイープ長	13 s
受振器	UM2 (MarkProducts 社)
受振点間隔	10 m
総受振点数	1056 点
固有周波数	10 Hz
受振器個数 / 受振点	6 個をバンチング
展開	144 受振点を固定し 南端から 48 点目まで発震
発震受振最大オフセット	1440 m (南端), 960 m (48 点目)
探鉱機	DAS1 (OyoGeospace 社)
チャンネル数	144 ch
記録長	3.384 s (コリレーション後)
サンプリング間隔	2 ms
CMP 重合数	平均 288
CMP 番号	3-1755 1753 CMP
CMP 間隔	5 m
CMP 測線長	8760 m

第2表. データ処理メニュー.

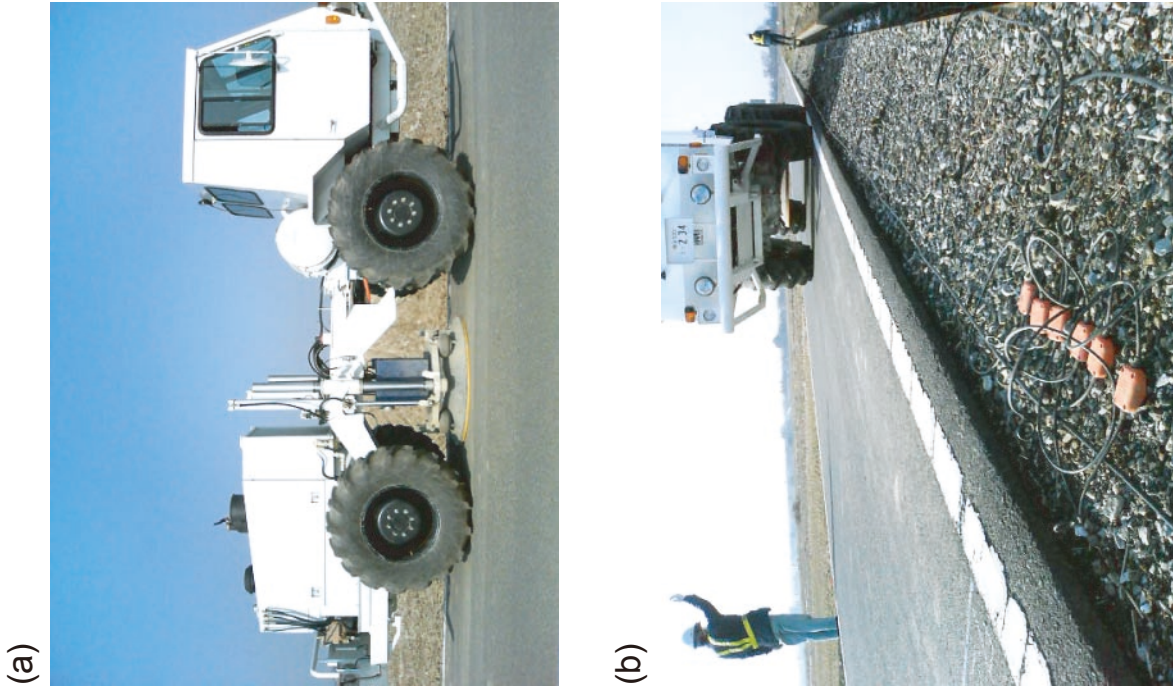
Table 2 Sequence of seismic data processing.

Data edit
Vertical stack
Refraction statics
Gain control
Deconvolution
Bandpass filter
CMP sort
Velocity analysis
Residual statics
NMO correction
CMP stack
Migration
Depth conversion

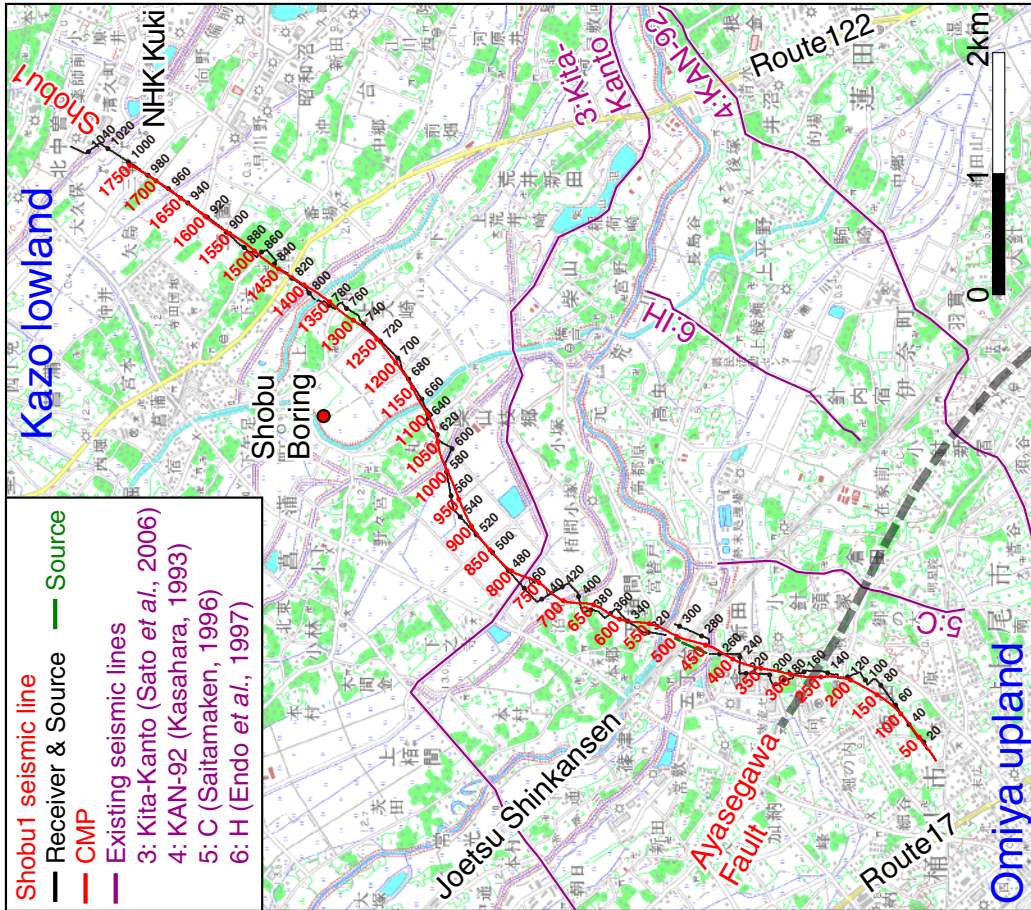


第1図. 関東地方の活断層. 基図として杉山・他 (1997) の1:500,000活構造図「東京」を使用し, 大宮台地と周辺の地形名, 断層名, 反射法地震探査測線を加筆した. 1から11は反射法地震探査測線で, いずれも概略位置を示し, 出典は以下の通り. 1:横倉・他 (2007), 2:石山・他 (2005), 3:佐藤・他 (2006), 4:笠原 (1995), 7と10:遠藤・他 (1997), 8と9:埼玉県 (1996), 11:山口・他 (2005). 測線5と6は第2図に示す.

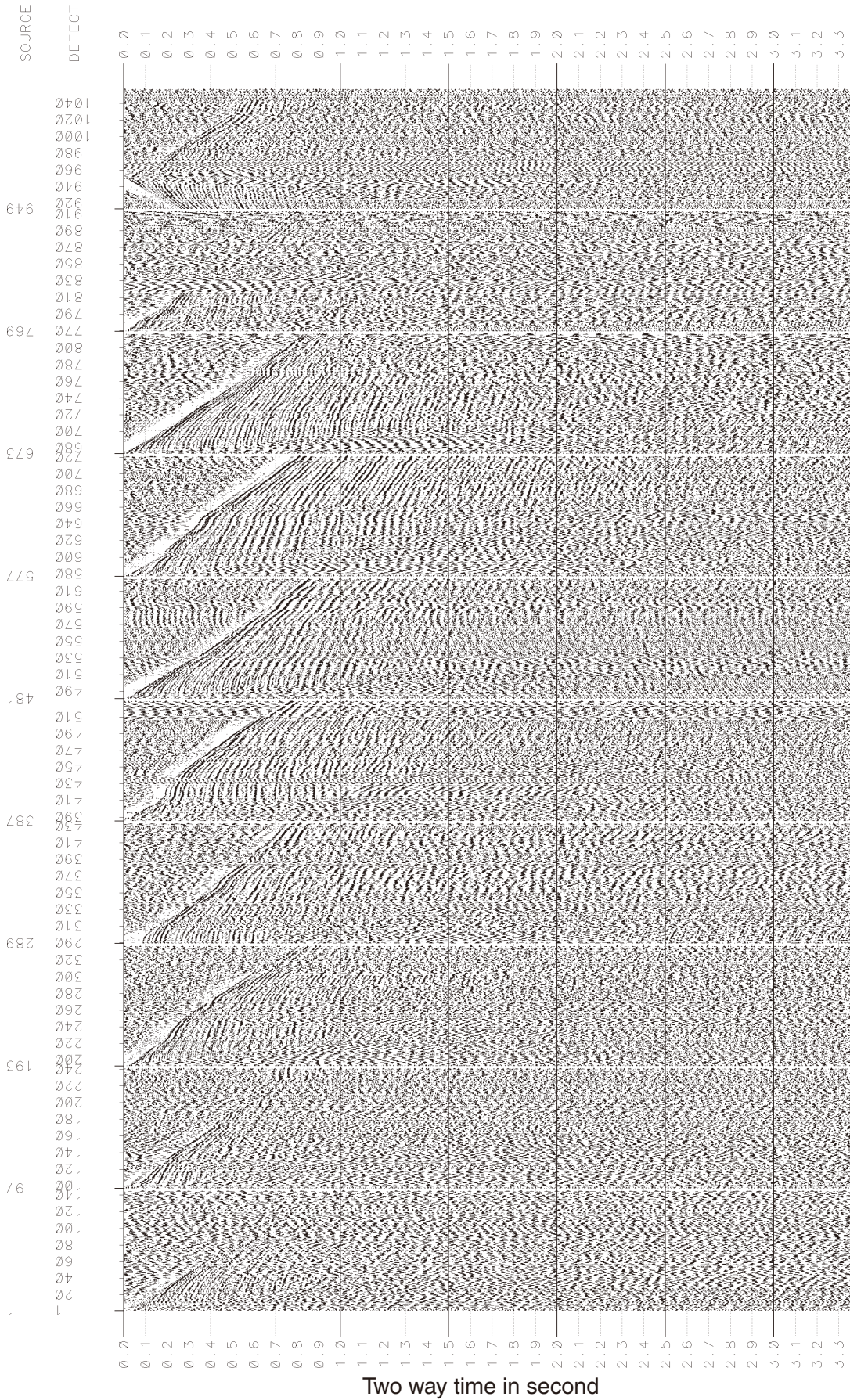
Fig. 1. Distribution of active faults and existing seismic reflection survey lines in central Kanto District. The base map is 1:500,000 Neotectonic Map “Tokyo” (Sugiyama *et al.*, 1997).



第3図. 現場写真. (a)は発震装置(EnviroVibe), (b)は受振器の設置状況. Fig. 3. Field pictures. (a) Seismic source(EnviroVibe), (b) Receiver array.

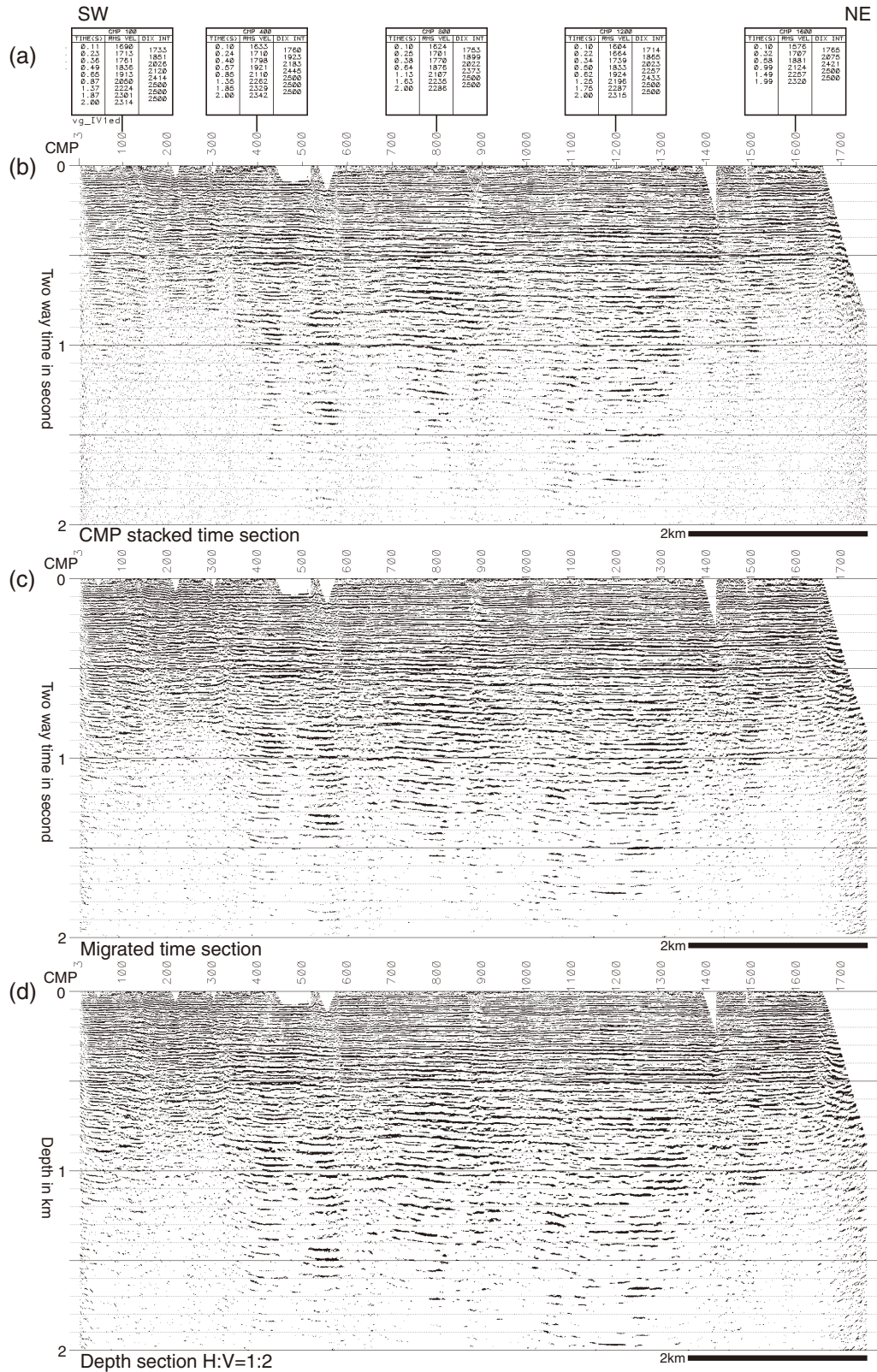


第2図. 菖蒲1測線の詳細位置. 基図として国土地理院発行の1:50,000数値地図「大宮」と「鴻巣」を使用し、反射法測線位置などを加筆した. 菖蒲1測線の受振点は黒, 発震点は黒または緑, CMPは赤で示す. 綾瀬川断層の位置は清水・堀口(1981)から引用した, 既存の反射法測線である北関東測線(佐藤・他, 2006), C測線(埼玉県, 1996), IH測線(遠藤・他, 1997), KAN-92測線(笠原, 1995)は, いずれも調査測線位置を示す(CMP測線ではない). 菖蒲坑井は水野・他(2007)による. green and red lines show source and CMP points, respectively. The pink lines are existing seismic lines: Kita-Kanto (Sato *et al.*, 2006), C (Saitamaken, 1996), IH (Endo *et al.*, 1997) and KAN-92 (Kasahara, 1995). The surface trace of the Ayasegawa fault after Shimizu and Horiguchi (1981) is shown by gray broken line. Shobu boring is after Mizuno *et al.* (2007).



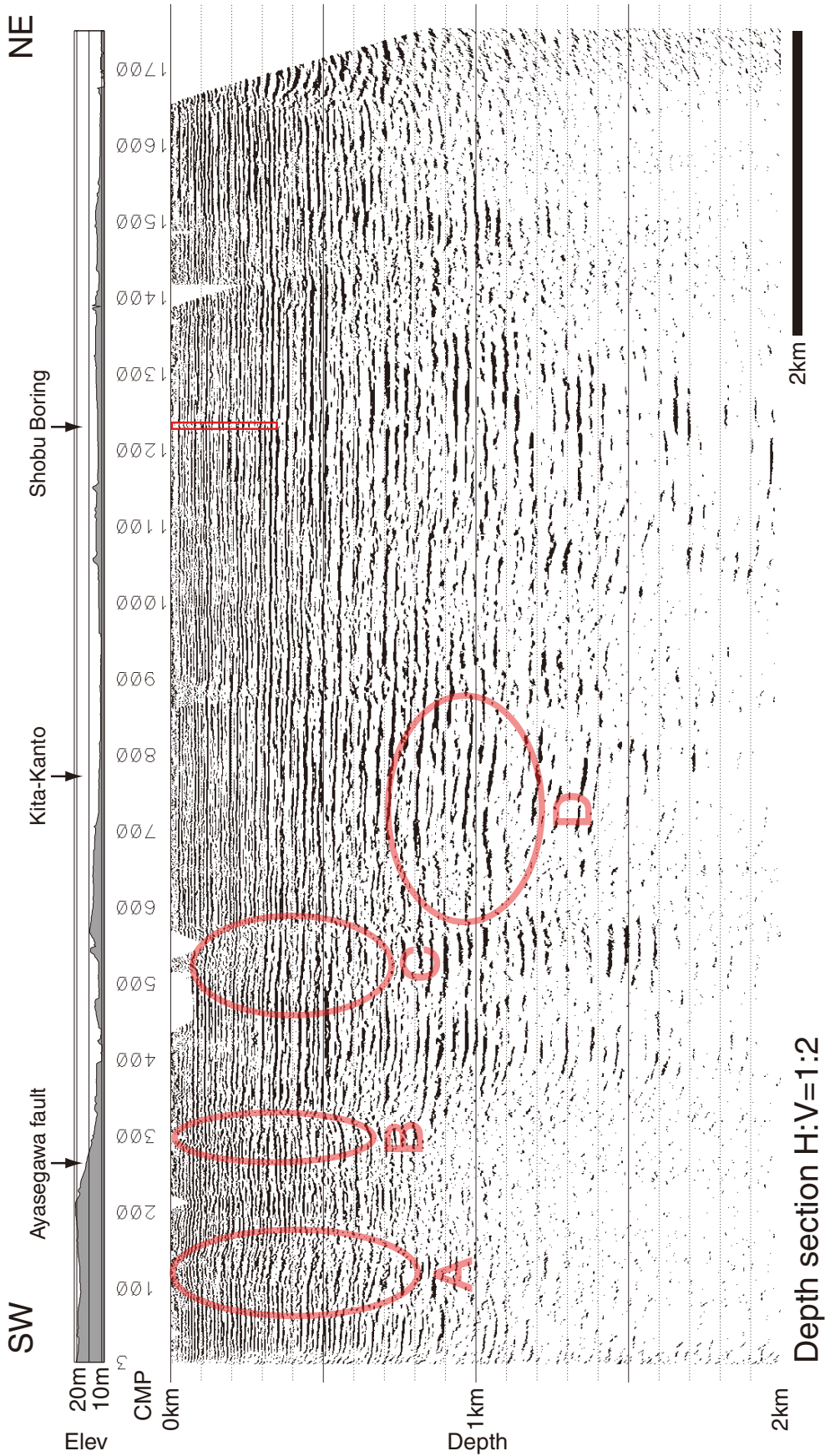
第4図. ショット記録例. およそ1 km 毎の発震点でのショット記録を示す. 受振点間隔は10 m. 標準で2スイープを垂直重合し, 表示の際にAGCとトレースバランスによりゲイン調整を行った. SOURCEは発震点番号, DETECTは受振点番号を示す.
 Fig. 4. Examples of shot records. Shot records are plotted at almost every 1 km source station. The interval of detectors is 10 m. Two sweeps are vertically stacked and AGC and trace balance are applied to them. SOURCE is a source station point, DETECT is a detector station point.

綾瀬川断層から加須低地に至る浅部地下構造



第5図. 速度解析結果とデータ処理各種断面。(a)は速度解析で得られた重ね速度 (RMS VEL) と区間速度 (DIX INT) を表す。反射断面は上から、(b) CMP 重ね時間断面、(c) マイグレーション時間断面、(d) 縦横比 2:1 (鉛直誇張 2 倍) の深度断面である。

Fig. 5. Velocity analysis results and seismic sections. The top figure (a) is stacking velocities (RMS VEL) and interval velocities (DIX INT) from velocity analysis. The seismic sections are (b) CMP stacked time section, (c) migrated time section and (d) depth section with twofold vertical exaggeration, respectively.



第6図. 測線沿いの標高と深度断面. Elevは受振点の標高を示す. 綾瀬川断層の位置は清水・堀口(1981)による. 反射断面の縦横比は2:1. A~Dは本文参照. 菅蒲坑井は深度350 mまでを示す.

Fig. 6. Elevation and depth section. Elev is elevation of receiver points. The position of the Ayasegawa fault is after Shimizu and Horiguchi (1981). The vertical exaggeration is x2 for the depth section. See the text for A to D. The depth of Shobu boring is 350 m.