

関東平野北西縁断層帯綾瀬川断層北部における地中レーダー探査： 浅部地盤（5 m 以浅）撓曲変形の検出

Ground penetrating radar profiling across the northern Ayasegawa fault in the Kanto-heiya-hokuseien (northwestern margin of the Kanto Plain) fault zone: detection of deformed shallow subsurface structure above a depth of 5 m

木村治夫¹・堀川晴央¹・安藤亮輔¹

Haruo Kimura¹, Haruo Horikawa¹ and Ryosuke Ando¹

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

Abstract: The NW-SE trending Kanto-heiya-hokuseien fault zone along the northwestern margin of the Kanto Plain is one of the longest active fault systems near the Tokyo metropolitan area. The northern Ayasegawa fault is a SW dipping blind thrust located in the southeastern part of the fault system. Holocene and upper Pleistocene sediments are folded by the fault, and the fold scarp width is broad, over a few hundred meters. To reveal the shallow subsurface structure of the fold above a depth of 5 m, 200 MHz ground penetrating radar (GPR) profiling with a survey line length of 1.5 km was carried out across the fold scarp. The GPR data was collected by common-offset modes, and the station spacing was 0.01 m. The GPR sections after careful data processing show detailed structures of the three tephra layers such as KMP, As-BP group (20-25 ka), and As-YP (15-16.5 ka) folded by the northern Ayasegawa fault. The forelimb width indicated by the results of GPR profiling is over 350 m.

キーワード: 活断層, 逆断層, 撓曲, 綾瀬川断層, 地中レーダー探査

Keywords: active fault, reverse fault, flexure, Ayasegawa fault, ground penetrating radar

1. はじめに

関東平野北西縁断層帯（地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2005）は関東平野北西部と関東山地の境界付近から大宮台地北部にかけて分布する北西-南東走向の活断層帯である。首都圏中心部に近接するこの断層帯は、関東平野北西縁断層帯主部と平井-櫛挽断層帯で構成される。関東平野北西縁断層帯主部は総延長約 82 km で、主に南西側隆起の変位センスを持つと考えられおり、関東平野内で屈指の規模の逆断層帯である。よってその性状を明らかにすることは、関東平野の形成過程を解明する手がかりになると共に、首都圏の地震防災のための重要な情報となる。とくに首都圏中心部に近い同断層帯南東部の綾瀬川断層について、位置・形状・平均変位速度やその他の性状の解明が要求されてきた。しかし、都市部の人工改変や河川の堆積・浸食作用による断層変位地形の消失によって、長年にわたって不明確な部分が多かった。そこで、近年では様々な物理探査やボーリング調査などの地下地質構造調査が行われ、多くの知見が得られつつある。とくに綾瀬川断層北部（第 1 図）では石山ほか（2005）や須貝ほか（2007）によって、P 波反射法地震探査やボー

リング調査などが行われ、位置・平均上下変位速度・活動履歴等が求められている。また、石山ほか（2005）の変動地形学的調査の結果、綾瀬川断層北部の撓曲変形は、狭いところで幅数百 m 以上、広いところで幅 1 km 以上の範囲に及んでいることがわかった。

大規模堆積平野の伏在逆断層では、断層運動時の地表変形は上記のような堆積層の撓曲変形として幅広く及ぶことが多い。地震時の断層変位による人工構造物への被害予測を行うためには、このような広い幅に及ぶ撓曲変形の解明が必要である。そうした変形の様式や過程の調査対象として、綾瀬川断層北部は堆積層の撓曲変形に関する既存の研究が充実しており適当である。しかし、既存研究成果だけではまだ不十分で、これらを補完する詳細な浅部地下地質形状データが重要である。

そこで本研究では、綾瀬川断層北部において地中レーダー探査を行い、撓曲変形構造を含む深度 5 m 以浅の浅部地盤構造を明らかにした。

2. 調査地域の地形・地質概説

綾瀬川断層北部（第 1 図）は埼玉県鴻巣市付近から同伊奈町に至る全長約 20 km の南西側隆起の逆断

層である(地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2005; 石山ほか, 2005). 綾瀬川断層北部での平均上下変位速度は, 約 0.1 mm/yr と求められている(石山ほか, 2005). また, 活動履歴については, 最新活動時期は 15 ka 以降, そのひとつ前の活動時期は 70 ka 頃と考えられる(須貝ほか, 2007). 調査地点を含む埼玉県北本市・鴻巣市及びその周辺の大宮台地北東縁部では段丘面が広い範囲にわたって北東へ傾斜する. 石山ほか(2005)はこれらを綾瀬川断層北部の撓曲崖としている. 本研究では, 綾瀬川断層北部のほぼ中央, 鴻巣市上谷地区から北本市深井地区に至る区間を対象とした(第2図).

調査地点周辺の地形面は O1 面(約 100 ka), O2 面(約 70 ka), 沖積低地面に区分される(石山ほか, 2005). O1 面・O2 面は撓曲崖基部に近づくほど北東方向へ傾斜を増し, 撓曲崖基部で沖積低地面の下に埋没する. 石山ほか(2005)は撓曲帯外側の低下側・撓曲帯内部・撓曲帯隆起側末端部の 3 地点でそれぞれ, 掘削深度 70 m・50 m・50 m のボーリング KM-A・KM-B・KM-C(第2図)を掘削し, 段丘構成層の対比を行った. その結果, O1 面構成層の最上部は大宮層(中澤・遠藤, 2002), O2 面構成層は赤羽段丘堆積物(中澤・遠藤, 2002)及び新期関東ローム層とした. また同地点で, 石山ほか(2005)は地形面の変形と P 波反射法地震探査断面から, 地表及び地下約 100 m 以深での幅 500 m 以上の撓曲変形を明らかにした. しかし, 深度 50 m 以浅の地下地質の十分な対比は行われておらず, その深度領域での撓曲変形構造は不明瞭である.

本調査測線に沿った O2 面と沖積低地面で, 須貝ほか(2007)は撓曲崖の一部を横切る, 掘削深度 5~6 m の 12 本の群列ボーリング調査を行った. その結果得られた地質断面図を第3図に示す. 浅間板鼻黄色軽石 As-YP (15~16.5 ka: 町田・新井, 2003)・北本軽石 KMP (須貝ほか, 2007)などのテフラ層を含む O2 面構成層のおおよその撓曲形状がわかる. これらは地形面の撓曲形状と矛盾しない. ここで, KMP は調査地域の西方約 100 km に位置する八ヶ岳火山起源の新期テフラ(大石・鈴木, 2004)のいずれかである(須貝ほか, 2007). KMP は, 始良 Tn 火山灰 AT (26~29 ka: 町田・新井, 2003)の下位で箱根東京テフラ Hk-TP (60~65 ka: 町田・新井, 2003)の上位であり, 26~65 ka と推定される. また, 第3図の断面では浅間板鼻褐色軽石群 As-BP (20~25 ka: 町田・新井, 2003)の記載は無いが, KMP の 50~60 cm 程度上に位置する(須貝ほか, 2007). くわえて, 須貝ほか(2007)は撓曲崖基部近傍の長さ 60 m の区間で, 探査深度 3 m の地中レーダー探査を行った. その結果, 3 枚の明瞭な反射面を得て, 上位からそれぞれ As-YP・As-BP・KMP に対比した.

3. 地中レーダー探査

3.1 測線

地中レーダー探査測線群を第2図に示す. 探査測線群は鴻巣市上谷地区から北本市深井地区に至る北東-南西の約 1 km の区間であり, 調査地域の北西-南東走向の地質構造にほぼ直交する. 本探査測線群は第1測線(第2図中の Line 1: 測線長約 470 m)・第2測線北区間(同 Line 2N: 約 300 m)・第2測線南区間(同 Line 2S: 約 540 m)・北補助測線(同 Line XN: 約 70 m)・南補助測線(同 Line XS: 約 110 m)の計 5 本から成る. これらの総延長は約 1.5 km に達する. 第1測線・第2測線北区間・第2測線南区間は, 同調査地点で行われた S 波反射法地震探査(木村ほか, 2010)の第1測線・第2測線に対応している. なお, 第2測線北区間と第2測線南区間の分割は, 国道 17 号を横断する区間では地中レーダーの送受信を行えなかったためである.

3.2 データ取得

データ取得は, プロファイル測定法(物理探査学会, 1998)によって行った. 測定システムは GSSI 社製の SIR-3000 を用い, アンテナは GSSI 社製の電磁シールド付き 200 MHz アンテナ(Model-5106)を使用した. 測定ではサーベイホイールを用いて 1 cm 間隔のスキャンを行った. また, サンプリング間隔は 0.25 nsec, 記録長は約 130 nsec (512 サンプル), 記録データビット長は 16 bit, 記録ファイルフォーマットは DZT 形式である. 再現性の確認のために各測線を往復して 2 回の測定を行った. 探査測線の水平位置・標高座標の測量には D-GPS 及びオートレベルを用いて測線方向約 2 m おきの座標データを得た. なお, 探査期間は 2010 年 1 月 24 日~26 日で, 冬季の比較的低温の時期である.

3.3 データ処理

データ処理は, GSSI 社製の地中レーダー探査データ処理システム RADAN 6.6 を用い, 第1表に示すデータ処理の流れに沿って行った. 速度解析は点反射体利用による速度推定(パターンマッチング法)によって行った.

速度解析の結果, 各測線での平均的な地中電磁波速度を得た. 第1測線・第2測線北区間・北補助測線・南補助測線は約 0.065 m/nsec, 第2測線南区間は約 0.071 m/nsec である. なお, 第2測線南区間では, 測線北東部は地中電磁波速度が遅く, 南西部は速くなる傾向があった. ただし, 本データ処理には第2測線南区間全体としての平均的な値を用いている. これらの電磁波速度から比誘電率 ϵ_r を求めると, それぞれ約 21.3 と 17.8 になる. ここで以下に, 調査地域の地層を構成すると考えられる物質の一般的な比誘電率を挙げる. Davis and Annan (1989)によると,

湿潤砂 20~30, シルト 5~30, 粘土 4~40 であり, Daniels (1996) によると, 湿潤砂 10~30, 湿潤粘土 15~40, 湿潤ローム質土壌 10~20 である。これらの一般的な値に大きく矛盾しないので, 前述の結果を用いて深度変換を行った。

4. 結果

各探査測線のデータ処理の結果得た, 地表面補正を行った深度変換断面図を第 4~7 図に示す。各測線の探査深度は第 1 測線 (第 4 図)・第 2 測線北区間 (第 5 図)・北補助測線 (第 7b 図)・南補助測線 (第 7a 図) では地表下約 4.2 m であり, 第 2 測線南区間 (第 6 図) では地表下約 4.6 m である。すべての断面では 2 枚かそれ以上の連続性がよい明瞭な反射面が見られる。また, データが欠損している, あるいは品質が極端に低下している領域は, 測線全域にわたってとくに無い。地層面からの反射波と混同する可能性がある, 目立った側方反射波やシステムノイズ等に由来する波形等もとくに見られない。以下では, 各結果断面について順番に述べる。

第 1 測線 (第 4 図) では, Scan No. 1~35000 付近の領域で連続した反射面を追跡できる。そのうちの 1 枚は Scan No. 1 で深度約 1.2 m, Scan No. 15000 付近で深度約 1.0 m, Scan No. 30000 付近で深度約 2.6 m と連続してゆく。さらにこの反射面の約 1 m 下方にも比較的連続性の良い反射面がある。これらの反射面は Scan No. 1~28000 付近では北東方向へ傾斜し, Scan No. 28000 付近~35000 付近はほぼ水平である。北東に傾斜する部分では, 地表面も同じ方向へ傾斜するが, 両者は平行ではない。これは, 測線として用いた道路は場所によって切り盛りされ, 路面形状は元々の地形面形状と異なるからである。同様のことが他の測線でも言える。また, 上記の北東傾斜の反射面は, 南西部に比べて北東へいくほど傾斜が大きくなる。とくに Scan No. 18000 付近~28000 付近では急傾斜を示す。これら傾斜部分での形状は, 全体的には上に凸である。なお, Scan No. 30000 付近より北東側が南東側に比べて相対的に不明瞭である。この区間では, 沖積低地面に盛土して作った道路上でレーダー送受信を行ったためだと考えられる。

第 2 測線北区間 (第 5 図) では, 全範囲で数枚の比較的強い反射面が連続する。第 1 測線と同じく, これらの反射面は北東に傾斜するが, 地表面と平行ではない。とくに Scan No. 26000 付近~北東端まではこれらの反射面は急傾斜になる。また, 測線の南西部では, 測定を行った道路が国道 17 号に接続している。そこでは, 国道の路面高に合わせるために盛土され, 地表面の傾斜が大きくなっている。しかし, この部分での反射面の傾斜は, ほとんど変わらないか若干小さくなっている。

第 2 測線南区間 (第 6 図) は他の測線に比べると

全体的に不鮮明である。とくに Scan No. 29000 付近~33000 付近は反射面の連続性が不明瞭である。この領域は第 2 測線南区間のクランク部 (第 2 図) に相当し, 排水溝や埋設土管を多く横断したこと等が断面の品質低下を招いた可能性が高い。また, Scan No. 1~25000 付近までの領域も, やや不明瞭である。この区間は O2 面に相当し, 他は O1 面あるいは沖積低地面である (第 2 図)。この段丘構成層の違いが断面の明瞭さに影響を与えた可能性がある。媒質の違いとして, 速度解析では本測線の南西部と北東部では電磁波速度が異なる傾向があった (3.3 節で記述)。なお, 全体的には北東傾斜の反射面が多いが, Scan No. 40000 付近~50000 付近では南西方向へ逆傾斜する反射面が見られる。

北補助測線 (第 7b 図) では目立った反射面は無く, とくに両端部では不明瞭である。しかし, 断面の中央及び右半分では反射面の連続性はやや良く, 全体的に北西方向へ傾斜している。

南補助測線 (第 7a 図) では, 測線全体にわたって深度約 2 m 前後と 3 m 前後に, 連続する 2 枚の明瞭な反射面が見られる。Scan No. 1~2000 付近までは緩やかに南東方向へ傾斜し, Scan No. 2000 付近~7000 付近ではほぼ水平で, Scan No. 7000 付近~11000 付近では北西方向へ傾斜する。

5. 地中レーダー探査断面の地質学的解釈

各測線の位置関係を考慮し, 全測線の断面の接続関係をまとめて第 8 図に示す。また, これらの断面の地質学的解釈を第 9 図に示す。この解釈では, 測線近傍で行われた, 掘削深度 5~6 m の 12 本の群列ボーリングデータ (須貝ほか, 2007) 及び, 掘削深度 50~70 m の 3 地点のボーリングデータ (石山ほか, 2005) を拘束条件とした。須貝ほか (2007) の群列ボーリングのうちの多くは第 1 測線 (第 9 図 Line 1) 近傍に位置する。よって, 第 1 測線の反射面の解釈は精度が高いと考える。さらに北補助測線 (第 9 図 Line XN) 及び南補助測線 (第 9 図 Line XS) を経由して第 2 測線北区間 (第 9 図 Line 2N) 全域へと反射面を追跡し, 解釈した。しかし, 第 2 測線南区間 (第 9 図 Line 2S) とは国道 17 号横断部で測線が連続しておらず, 第 2 測線北区間との対比を地中レーダー探査断面から直接的には行えなかった。

第 1 測線及び第 2 測線北区間のほとんどの部分で見られた 2 枚の連続性の良い反射面について, 上位は As-YP, その約 1 m 下位は KMP に相当すると解釈した。また, これらに比べると連続性は劣るが, KMP より 50~60 cm 程度浅部に位置する反射面を, As-BP に相当すると解釈した。これらの反射面は撓曲崖基部を境にして, 隆起側である南西側では北東に傾斜しており, 低下側の北東部ではほぼ水平である。第 1 測線・第 2 測線北区間共に, 北東方向への

傾斜は南西端付近では小さく、撓曲崖基部に近づくほど傾斜を増す。また、傾斜の形状は上に凸である。これらはほぼ平行であり、系統的な変位の累積性は見られない。このことは、最新活動時期が 15 ka 以降、そのひとつ前の活動時期が 70 ka 頃とする綾瀬川断層北部の活動履歴（須貝ほか、2007）と整合的である。以上から、これらの反射面の形状は、綾瀬川断層北部の活動によって生じた撓曲変形構造を示すと判断した。したがって、第 1 測線と第 2 測線北区間の位置関係から、撓曲変形帯の幅は少なくとも 350 m 以上となる。

第 2 測線南区間近傍には須貝ほか（2007）の群列ボーリング調査地点は無く、石山ほか（2005）のボーリング調査地点が 1 地点（KM-C）のみ存在する（第 2 図）。須貝ほか（2007）は KM-C ボーリングの深度 7 m 以浅の部分をより詳述し、Hk-TP の深度を記載している（第 3 図）。しかし、第 2 測線南区間の断面では、このボーリングデータに対応する位置には明瞭な反射面は見られなかった。このため、第 2 測線南区間の解釈断面（第 9 図 Line 2S）では反射面の形状のみ、目立つものを黒実線で、やや不明瞭なものを黒破線で示す。他の断面と比べて特筆される点は、Scan No. 40000 付近～50000 付近で見られる南西方向への逆傾斜である。石山ほか（2005）による P 波反射法地震探査断面では、深度 60 m 前後の反射面が、この領域より少し南西で、緩やかに南西方向へ傾斜する。また、同反射断面では、より深部の反射面は大きく南西傾斜しておらず、変位の累積性の確認はできない。しかし、この反射法地震探査断面の下限深度は 1.5 km であり、深度 60 m 程度を対象として行われたものではない。よって、分解能や探査対象深度等の理由で、本稿ではこれ以上の議論は行わない。これらの反射面の南西方向への逆傾斜や、その変形の累積性について考えるには、深度 100 m 以浅を対象とする物理探査データが必要である。例えば、本探査測線に沿って取得された木村ほか（2010）の S 波反射法地震探査のより詳細な結果との比較などが挙げられる。

6. まとめ

大宮台地北東縁部の鴻巣市・北本市地域で、綾瀬川断層北部の撓曲崖を横切る地中レーダー探査を行った。その結果、地表下深度約 5 m 以浅の地盤構造を得た。とくに、浅間板鼻黄色軽石 As-YP 及び北本軽石 KMP に相当する反射面の形状によって、綾瀬川断層北部の撓曲変形構造の一部を明らかにした。また、本地域では撓曲変形帯の幅は少なくとも約 350 m 以上に及ぶことがわかった。さらに、探査測線の南西部では、撓曲変形による傾斜方向とは逆向きの、南西方向に傾斜する反射面が見つかった。

測線南西部の逆傾斜する反射面に関して、これら

に相当する地層の変形を考えるには、浅層高分解能反射法地震探査の結果等と詳細な比較・検討を行う必要がある。くわえて、第 2 測線南区間で、地中レーダー探査に対応する掘削深度のボーリング調査等を行い、探査断面の正確な対比・解釈を行うことが望まれる。それにより、綾瀬川断層北部の詳細な地盤変形様式・変形過程を解明できると考えられる。そうした結果を、大規模堆積平野の伏在逆断層に対する、地震時の地盤変形評価や人工構造物への被害予測につなげることが今後の課題である。

謝辞 鴻巣市役所・北本市役所及び、探査測線にあたる鴻巣市上谷地区から北本市深井地区の土地・道路所有者をはじめとする関係者の皆様には、探査の現場作業への御協力・御理解をいただいた。（株）阪神コンサルタンツの末廣匡基氏・秋永康彦氏には探査測線の測量データ取得に御協力いただいた。活断層・地震研究センターの栗田泰夫氏には D-GPS 測量システムを借用させていただいた。活断層・地震研究センターの村上文敏氏には探査全般に関する助言をいただいた。一部の図の作成には Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1998) を使用した。以上、ここに記して御礼申し上げます。

文 献

- 物理探査学会（1998）物理探査ハンドブック，物理探査学会，東京，1336pp.
- Daniels, D. J. (1996) Surface-penetrating radar, The Institute of Electrical Engineers, 300pp.
- Davis, J. L. and Annan, A. P. (1989) Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophys. Prospect.*, 37, 531-551.
- 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・地震調査委員会（2005）関東平野北西縁断層帯の評価，34pp, <http://www.jishin.go.jp/main/index.html>.
- 木村治夫・堀川晴央・末廣匡基・秋永康彦・安藤亮輔（2010）綾瀬川断層北部における S 波反射法地震探査及び地中レーダー探査によって検出された地下浅部の撓曲構造，日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨，109.
- 町田 洋・新井房夫（2003）新編火山灰アトラスー日本列島とその周辺一，東京大学出版会，336pp.
- 中澤 努・遠藤秀典（2002）大宮地域の地質，地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅），産業技術総合研究所地質調査総合センター，41pp.

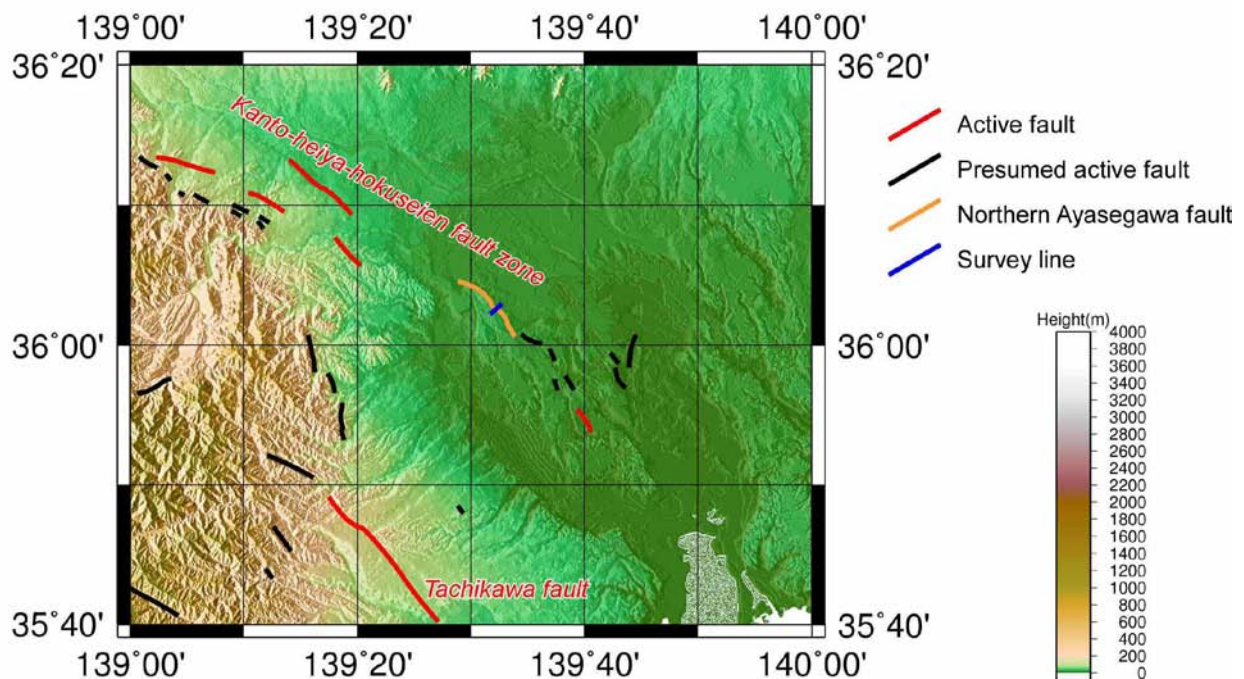
中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・付図 1 葉, 60pp.
 大石雅之・鈴木毅彦 (2004) ハヶ岳火山を給源とする新期テフラ群の層序と噴火史, 火山, 49, 1-12.
 須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・中里裕臣・石山達也・杉山雄一・細矢卓志・松島紘子・吉田英嗣・山口正秋・大上隆史 (2007) 表層堆積物の変形構

造からみた深谷断層系綾瀬川断層北部の後期更新世以降の活動史, 地学雑誌, 116, 394-409.
 Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998) New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans., AGU, 79, 579.

(受付：2010 年 10 月 1 日, 受理：2010 年 10 月 26 日)

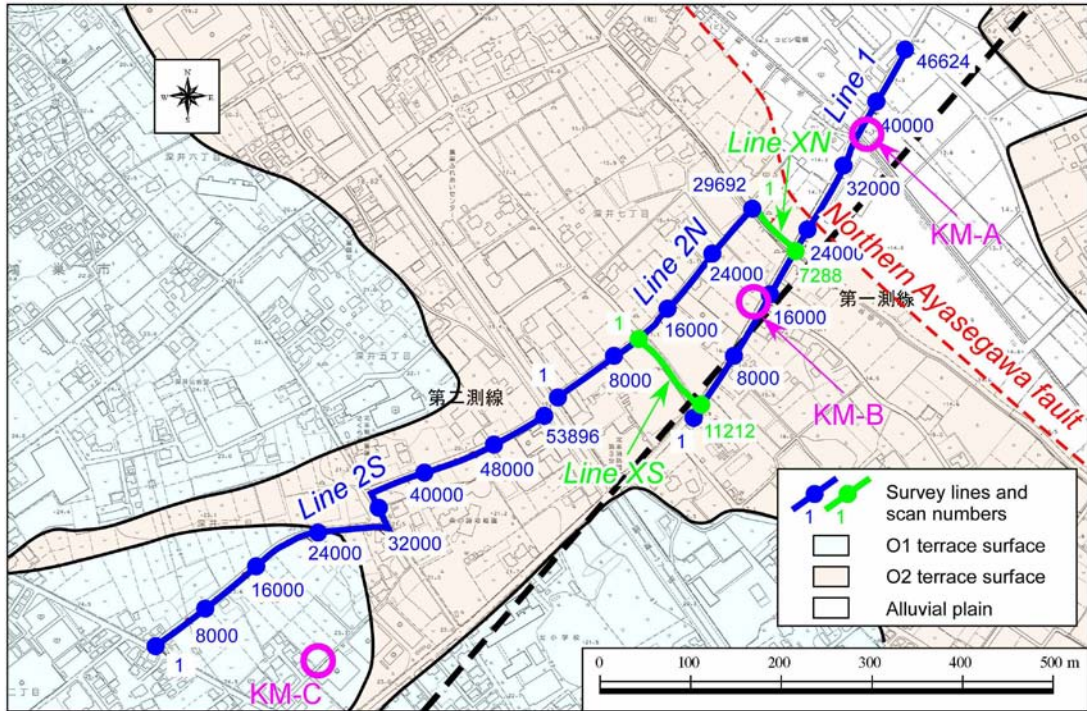
第 1 表. データ処理の流れ
 Table 1. Sequence of data processing.

Time-zero correction
Dewow filter
Bandpass filter
Background removal
Gain control
Deconvolution filter
Bandpass filter
Velocity analysis (Hyperbolic pattern)
Elevation statics and depth conversion



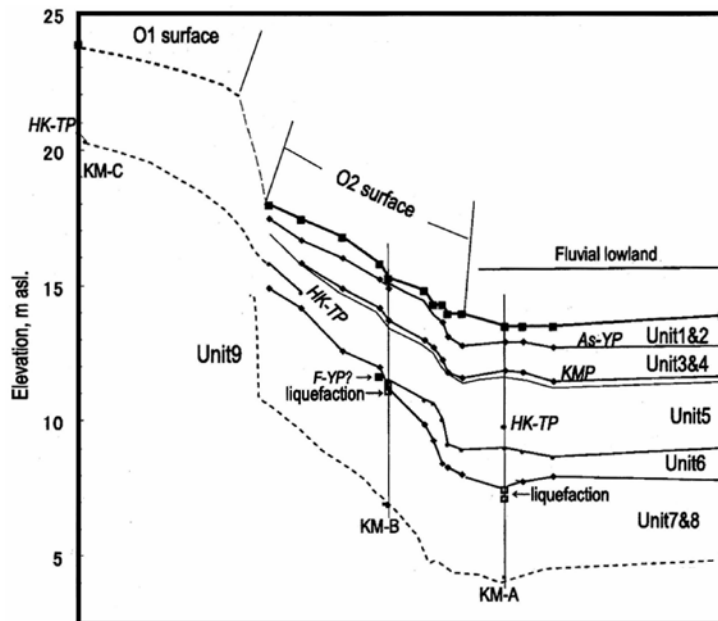
第 1 図. 関東平野北西部の活断層の分布と地中レーダー探査測線の位置. 綾瀬川断層北部の位置は石山ほか (2005) に, その他の活断層の位置は中田・今泉編 (2002) に基づく. 段彩陰影図での光線の向きは西 → 東. 地形データは国土地理院発行数値地図 50 m メッシュ (標高) を用いた.

Fig. 1. Distribution of active faults within the northwestern Kanto Plain and location of the survey line in this study. Location of the northern Ayasegawa fault is from Ishiyama *et al.* (2005), and those of the other active faults are from Nakata and Imaizumi (2002). The light beam direction in this shaded relief map is from the west to the east. The relief map is constructed with 50 m DEM published by Geographical Survey Institute (GSI).



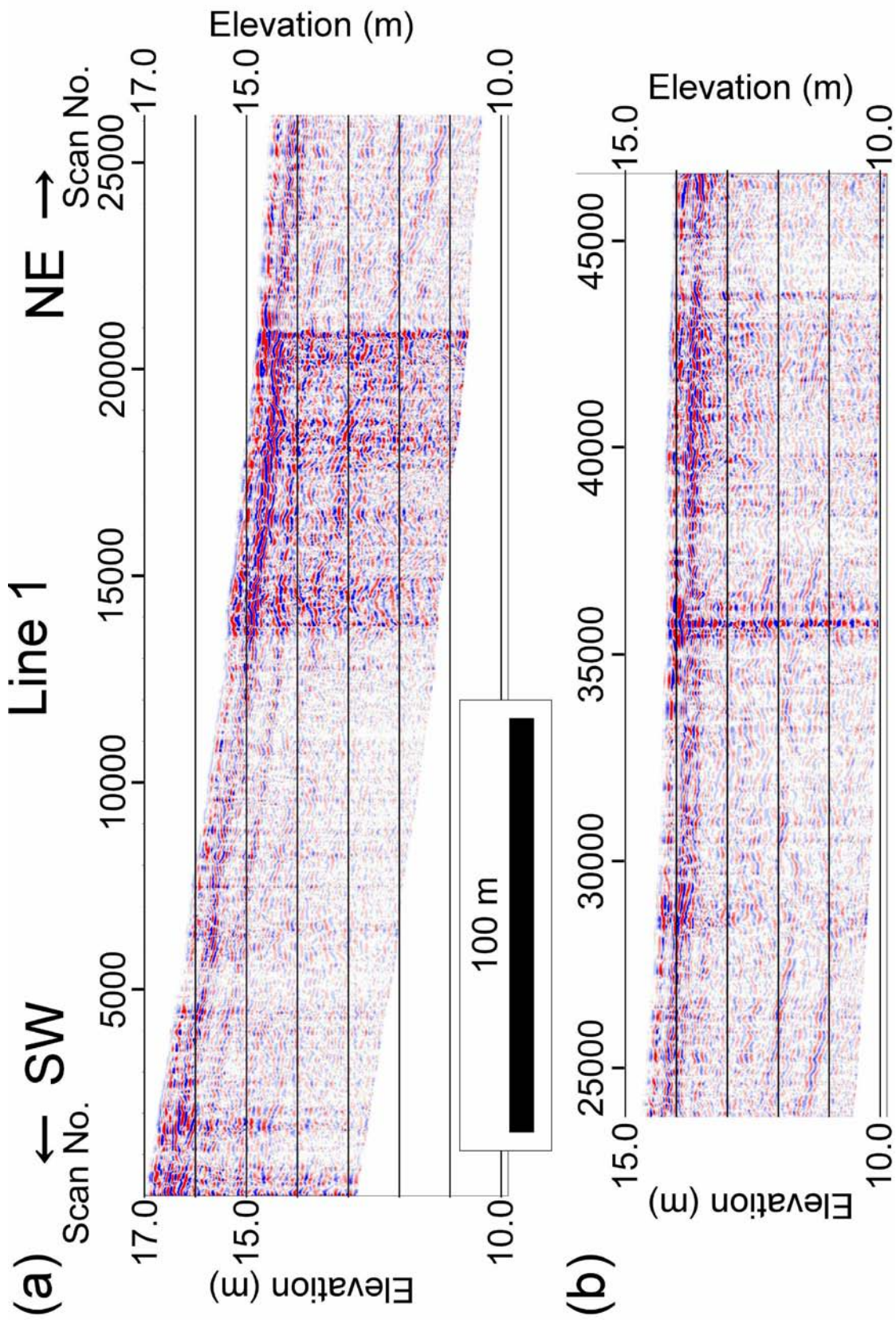
第2図. 地中レーダー探査測線の詳細位置と測線周辺の地形面の分布. 本探査は第1測線:Line 1, 第2測線北区間:Line 2N, 第2測線南区間:Line 2S, 北補助測線:Line XN, 南補助測線:Line XSの, 5測線から成る. 黒色の破線は第3図の地質断面の位置を, ピンク色の円は石山ほか(2005)によるボーリング調査地点を示す. 地形面の分布は石山ほか(2005)に基づく. 基図には北本市発行の1:2,500地形図「北本市基本図2」を用いた.

Fig. 2. Detailed location of the survey lines of ground penetrating radar profiling and distribution of terrace surfaces and alluvial plain. A black broken line shows the location of geological cross-section in Fig. 3, and open circles KM-A, B and C show the borehole locations in Ishiyama *et al.* (2005). The distribution of geomorphic features are from Ishiyama *et al.* (2005). Basemap is 1:2,500 topographic map “Kitamoto City 2” published by Kitamoto City.

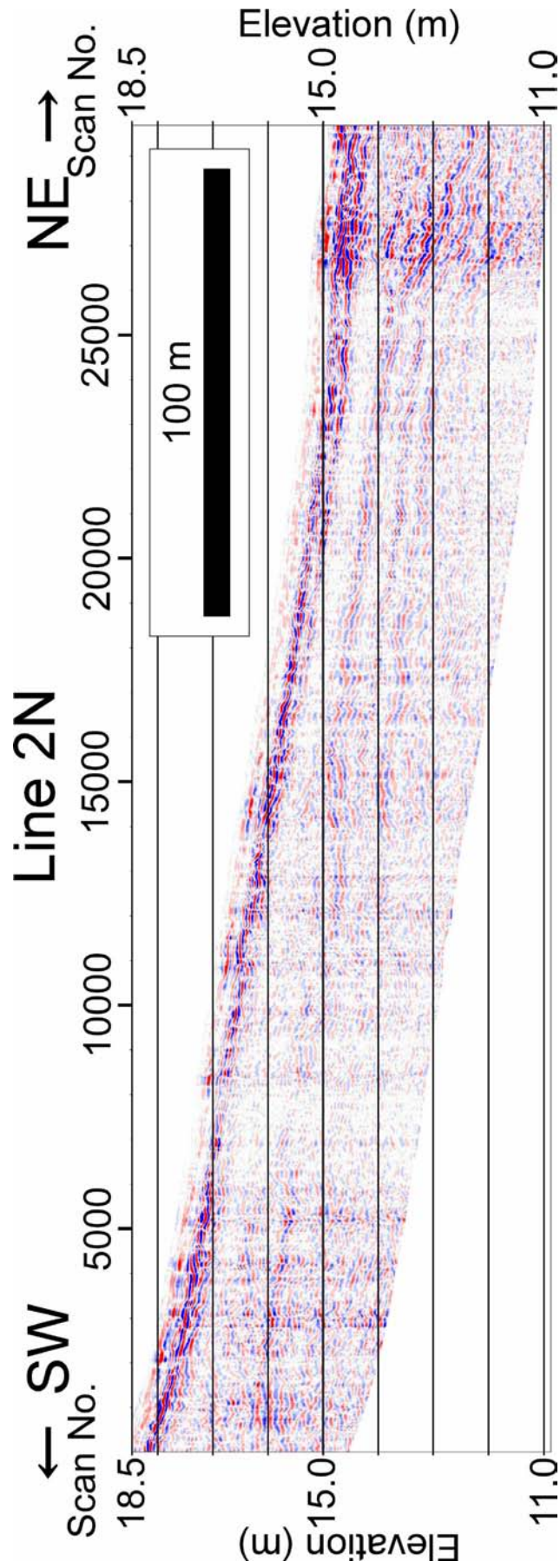


第3図. 調査地域の地質断面図. 須貝ほか(2007)に加筆. 地質断面の位置は第2図に示す.

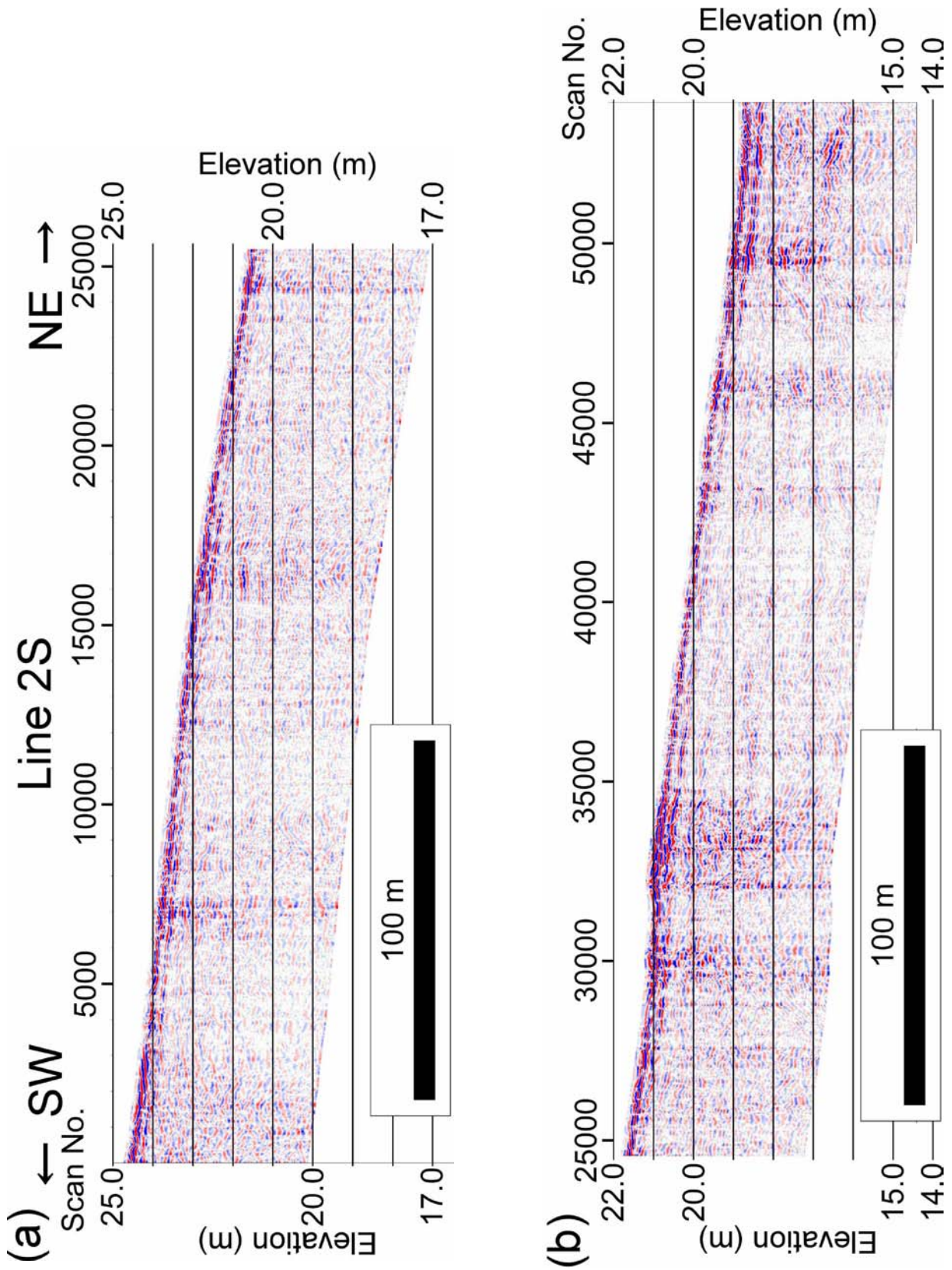
Fig. 3. Geological cross-section in the study area modified from Sugai *et al.* (2007). The location of the cross-section is shown in Fig. 2.



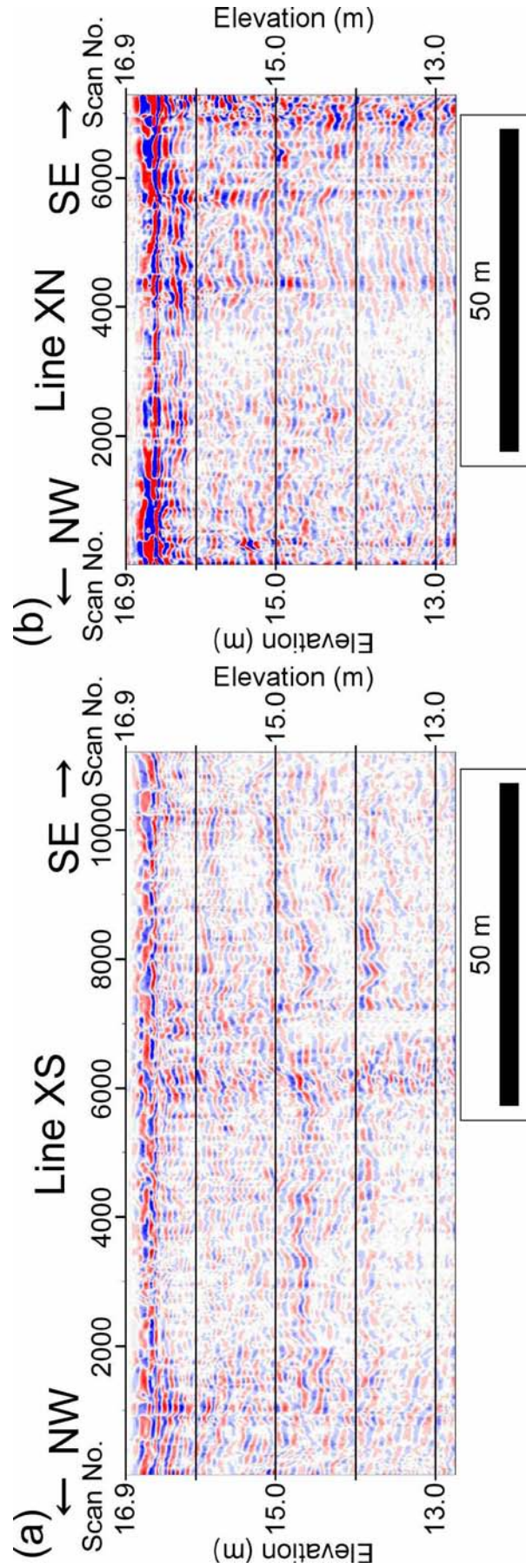
第4図. 第1測線の深度変換断面図. (a) 南半分 (Scan No. 1~25000 付近). (b) 北半分 (Scan No. 25000 付近~46624).
 Fig. 4. Depth converted section of line 1. (a) The southern part (Scan No. 1-25000) of line 1. (b) The northern part (Scan No. 25000-46624) of line 1.



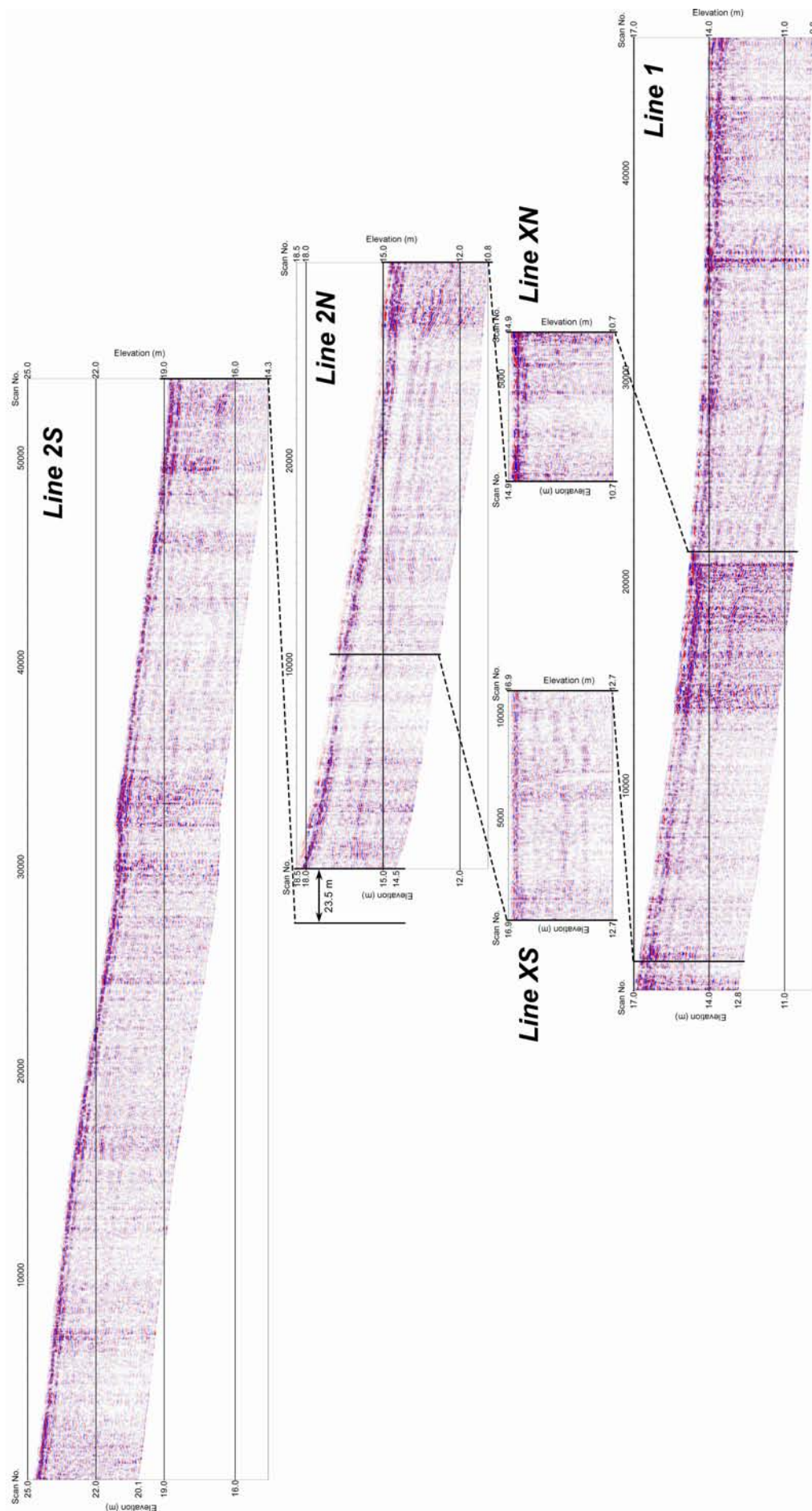
第5図. 第2測線北区間の深度変換断面図.
Fig. 5. Depth converted section of line 2N.



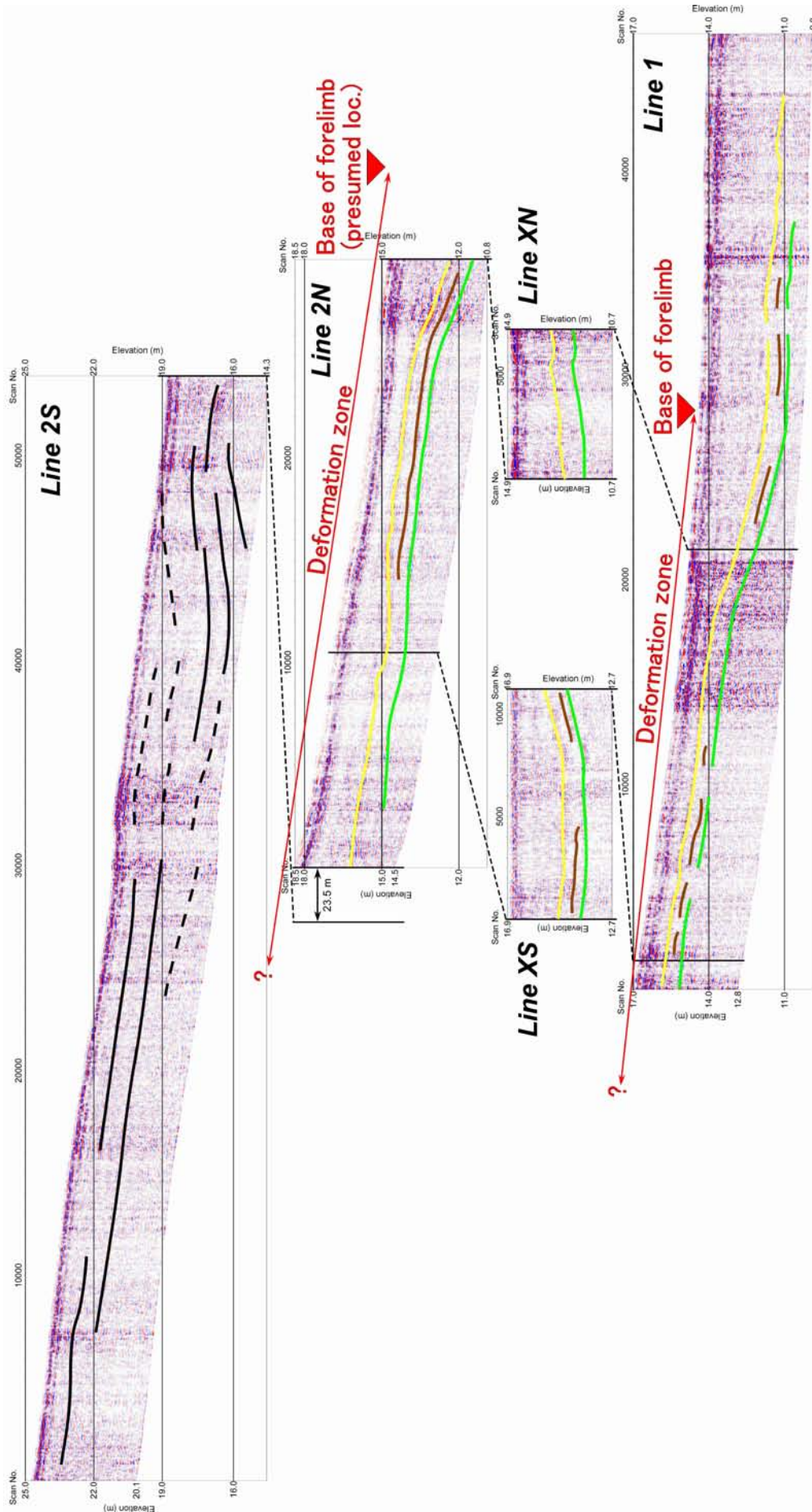
第6図. 第2測線南区間の深度変換断面図. (a) 南半分 (Scan No. 1~25000 付近), (b) 北半分 (Scan No. 25000 付近~53896).
 Fig. 6. Depth converted section of line 2S. (a) The southern part (Scan No. 1-25000) of line 2S. (b) The northern part (Scan No. 25000-53896) of line 2S.



第7図. (a) 南補助測線の深度変換断面図. (b) 北補助測線の深度変換断面図.
Fig. 7. (a) Depth converted section of line XS. (b) Depth converted section of line XN.



第8図. 地中レーダー探査断面の位置関係。
Fig. 9. Spatial relationships among the ground penetrating radar sections obtained by this study.



第9図. 地中レーダー探査断面の地質学的解釈. 図中の黄色線, 茶色線, 緑色線はそれぞれ, 浅間坂鼻黄色軽石 As-YP (15~16.5 ka), 浅間坂鼻褐色軽石群 As-BP (20~25 ka), 北本軽石 KMP の各テフラ層を示す.

Fig. 9. Geophysical interpretation of the depth converted sections. Yellow lines show the tephra layer As-YP (15-16.5 ka). Brown lines show the tephra layer As-BP (20-25 ka). Green lines show the tephra layer KMP.