

内陸及び沿岸海域の活断層調査

平成 28 年度成果報告書

1. 綾瀬川断層（伊奈-川口区間）（埼玉県）

平成 29 年 5 月

国立研究開発法人
産業技術総合研究所

目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査内容および結果	3
2. 1 深作地区における綾瀬川断層の活動性調査	3
(1) 深作地区における反射法弾性波探査	4
(1-1) 反射法弾性波探査の手法	4
(1-2) 反射法弾性波探査の結果	4
(2) 深作地域におけるボーリング調査	5
(2-1) ボーリング調査の手法	5
(2-2) ボーリング調査の結果	5
2. 2 深作地区における地下浅部の地質構造の検討	9
2. 3 鴻巣-伊奈区間と伊奈-川口区間の境界付近の活構造に関する調査	10
(1) 詳細 DEM を使用した地形調査	10
(1-1) 地形面区分	10
(1-2) 地形面の変位・変形	11
(2) 大宮台地付近の浅部地下構造	14
2. 4 起震断層としての綾瀬川断層帯の検討	15
3. まとめ	15
3. 1 伊奈-川口区間における活断層の存否について	15
3. 2 綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）の南東部の位置・形態について	16
文 献	18
図 表	21

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

綾瀬川断層帯¹ (表 1; 図 1, 2, 3)は、関東平野中央部にあつて大宮台地の南西部をほぼ北西-南東方向に延びる断層帯であり、関東平野北西部と関東山地との境界付近から平野中央部に延びる深谷断層帯の南東延長に位置している。綾瀬川断層帯の長さは約 38km の可能性があり、北西部の約 19km は鴻巣-伊奈区間、南東部の約 19km は伊奈-川口区間と呼ばれている (図 2; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。

大宮台地は、関東造盆地運動の中心である加須低地の南西側に位置し、造盆地運動による変動を受けている (堀口, 1974)。貝塚 (1975) は、大宮台地に地殻変動を反映したとみられる地形があることを具体的に示し、台地全体が北東側下がり傾動を示すとともに、台地を北西-南東方向に縦断する鴻巣-鳩谷隆起軸が存在すると推定した。とくにその北部を鴻巣隆起軸 (図 1 の鴻巣背斜) と呼ぶとともに、そこでは南西側にも 1~2 条の隆起軸が分布し、北東側には南西側上がりの撓曲崖が存在すると推定した。清水・堀口 (1981) は、主に第四紀後期の地形面や地層の高度分布に基づいて、鴻巣-鳩谷隆起軸の北東側に沿って南西側上がりの綾瀬川断層を認め、その北東側 10km 程度の範囲に分布する多くの変位地形および線状構造からなる断層帯あわせて、元荒川構造帯と命名した。そして、構造帯の南東延長は下総台地南部へ連続し、北西延長は深谷断層に続いて高崎南方にまで延びることを示唆した。活断層研究会編 (1991) は、綾瀬川断層を含む 3 条の断層を活断層として図示し、それらの活動度は B 級ないし B~C 級、確実度は II~III とした。また、垣見ほか (1982) および杉山ほか (1997) は、綾瀬川断層を推定活断層とするとともに、鴻巣-鳩谷隆起軸などを活背斜として図示している。さいたま市見沼区深作付近では、堀口・角田 (1987) が綾瀬川断層によって段丘面や火山灰層に 5.5m の高度差生じている可能性を指摘しており、澤ほか (1996) においても上下変位をもつ変動地形の存在から確実な活断層の存在が図示された。

これらの地形・地質学的に認められた活構造について、笠原 (1995) は、伊奈町付近において綾瀬川断層の北東部を横切る反射法弾性波探査 (KAN-92) を実施して、綾瀬川断層の位置が上総層群の褶曲軸に一致するとともに、その北東側の綾瀬川付近にも断層が存在することを見出した。また、遠藤ほか (1997) も反射法弾性波探査により、伊奈町付近では綾瀬川の北東側に、さいたま市見沼区付近では指摘されていた綾瀬川断層の位置付近に断層が存在をすとした。

埼玉県 (1996) は、桶川市加納付近、さいたま市見沼区深作付近および同膝子付近の 3 測線において反射法弾性波探査を行い、また、深作付近および膝子付近においてボーリング調

¹ 綾瀬川断層は、清水・堀口 (1981) によって元荒川構造帯の南西縁を限る南西側上がりの断層と定義された。地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) では、狭義の綾瀬川断層の南東部について、綾瀬川を挟んで約 1~2km 西方に分布する東側上がりの活断層およびその北東方に分布する小規模な活断層を含めて「綾瀬川断層 (伊奈-川口区間)」と呼んでいる。本報告においては、狭義の綾瀬川断層および関連する断層からなる起震断層 (松田, 1990) を綾瀬川断層帯と呼ぶことにする。

査を実施した。その結果、綾瀬川断層について、深作および膝子では 100m 以浅には明瞭な断層変位が認められないことなどから最近の活動は 20~30 万年前以前であり、深作付近において低断層崖とされてきた崖は時代の異なる段丘面間の段丘崖であると推定した。また、加納付近での調査に基づいて、過去 300-70 万年間における同断層の平均変位速度は 5cm/千年以下であったとした。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）は、主に埼玉県（1996）の調査結果をうけて、綾瀬川断層の南東部の約 17km 区間について、反射法弾性波探査およびボーリング調査において深さ 100m 以浅の地層に変位が認められないことから活断層ではないと評価した。また、綾瀬川断層以外の元荒川構造帯南部の断層については、「清水・堀口（1981）は段丘面の高度分布や海成層上限の高度差から活断層と認定していたが、段丘面や地層の対比が吟味されておらず、それらが活断層であるとする根拠に乏しい」と述べている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）。

綾瀬川断層帯の北西部（鴻巣-伊奈区間）については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）は、第四紀層の累積変位に基づき活断層であると評価した上で、同部分はその北西延長に存在する深谷断層等とともに一連の活断層帯として評価すべきであると指摘した。これを受けて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2005）による関東平野北西縁断層帯の評価では、綾瀬川断層北部と深谷断層に挟まれる区間のほぼ中央付近の 2 地点において反射法弾性波探査およびボーリング調査により断層の存在が確認されていることから（山口ほか，1997；井川ほか，1998 など）、深谷断層帯と綾瀬川断層帯は一連の断層帯をなすと評価した。

しかし、中田・今泉編（2002）は、主に空中写真による変動地形の判読に基づいて、綾瀬川断層の南東部とその北東方に分布する断層を活断層として図示している。また、渡辺（2007）は、深作付近の低崖について、綾瀬川沿いの段丘面群の分布高度と崖をまたいだ旧河道地形の存在などから、両側に分布する段丘面が同じ面である可能性が高いとして、その崖を活断層とする清水・堀口（1981）の見解を支持した。さらに、深谷断層帯から綾瀬川断層帯に続く断層線の直線性が高いことから、それらが横ずれ断層である可能性を指摘した。

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）は、元荒川断層帯南部に相当する伊奈-川口区間について、渡辺（2007）による横ずれ変位地形との指摘があることから、長さを約 19km の推定活断層と評価した。また、同区間を、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる推定断層としているが、その変動地形については具体的に言及していない。

一方、綾瀬川断層とその北西延長部を横切る 5 測線において反射法弾性波探査を実施した堀川ほか（2014）は、鴻巣-伊奈区間の南東端とされた位置付近に東傾斜の正断層による半地溝構造を認めるとともに、それよりも南東側に断層が伸びることは考えにくいと述べている。ただし、この堀川ほか（2014）による調査結果は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による綾瀬川断層帯の評価には反映されていない。

その後、後藤（2015）は、鴻巣-伊奈区間と伊奈-川口区間の境界付近の段丘面上などに左横ずれを示す水系模様の異常を新たに認め、桶川および伊奈付近では大宮面を開折する谷で最大約 500m、岩槻市街地付近では段丘面を細分する崖で 100-200m、段丘面と沖積面との間に発達する段丘崖で 45-85m の左横ずれとしている。後藤（2015）は、綾瀬川断層は左横ずれが卓越した活断層である可能性が高いと考えるとともに、従来の綾瀬川断層の南東部を南西上がりの活断層として図示している。しかし、熊原（2016）は、1：25,000 都市圏活断層図「鴻巣」の解説書において、後藤（2015）が指摘した段丘面を開折する谷の左横ずれのうち、桶川および伊奈付近に発達する谷については、「河谷の屈曲は認められるものの、明瞭ではないことから、河谷の屈曲を断層の横ずれ変位とは判断しなかった」と述べている。また、伊奈付近の綾瀬川断層の北東方に 2 条の南西上がりの推定活断層を認めている（熊原，2016）。

以上のように、綾瀬川断層帯の伊奈-川口区間を活断層とする既存の調査研究では、さいたま市見沼区深作付近において綾瀬川西岸の中位段丘面上に数 m の南西側上りを示す明瞭な低断層崖が認められることが指摘されてきた（清水・堀口，1981；垣見ほか，1982；堀口・角田，1987；活断層研究会編，1991；澤ほか，1996；杉山ほか，1997；中田・今泉編，2002；渡辺，2007；後藤，2015）。渡辺（2007）は、綾瀬川断層帯のトレースが「深谷断層から比較的直線的に連続することから、横ずれ変位をとまなう可能性がある」と述べ、深作地区を含めた見沼区付近では綾瀬川の河谷の東西両縁に断層があって地溝を形成している可能性が高いとしている。これらの既存の調査研究に基づいて、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）は、綾瀬川断層帯の伊奈-川口区間について「断層形態、ずれの向きは不明」と評価する一方、「反射法弾性波探査では逆断層の存在は示されておらず、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる」と述べている。また、同委員会（2015）は、今後の課題として、「綾瀬川断層のうち伊奈-川口区間については、過去の活動、断層のずれの向き、活動性のいずれも評価することはできなかった。同区間を横切る反射法弾性波探査では逆断層の存在は示されておらず、横ずれの特徴を持つ変動地形が見られる。これについて精度の良い資料を集積させ、活断層の存否を判断する必要がある」ことを挙げている。

2. 調査内容および成果

本調査では、綾瀬川断層帯の南東部が活断層であることの最大の根拠とされてきた深作地区に分布する低崖の実態を明らかにするために、S 波反射法弾性波探査とボーリング調査を実施して極浅部の地下構造と段丘構成層の詳細を確認した（図 4）。また、断層帯南東部の伊奈-川口区間と北西部の鴻巣-伊奈区間との関係を明らかにするために、大宮台地における変動地形の分布と浅部地下構造との関係について検討した。

2. 1 深作地区における綾瀬川断層の活動性調査

(1) 深作地区における反射法弾性波探査

(1-1) 反射法弾性波探査の手法

深作地区および周辺では、これまでP波震源を用いた反射法弾性波探査(埼玉県, 1996; 遠藤ほか, 1997; 堀川ほか, 2014など)が実施されているが、深度数10m以浅については十分な反射記録が得られていない。また、既存の反射法弾性波探査によって活断層としての綾瀬川断層の存在を否定できるかどうか疑問視する指摘もある(渡辺, 2007)。このため、本調査では、極浅部の小構造の探査に適したS波震源を用いた反射法弾性波探査を実施した。

探査測線は、綾瀬川断層による低断層崖とされてきた崖を横切るとともに、渡辺(2007)が大宮面上の向斜構造の翼部とした低崖南西方の緩斜面を含む範囲とした(図4, 5)。調査測線の長さは1020mであり、そのうち北東側の約500m区間は、埼玉県(1996)による探査測線の南西端部と重複している。発振点および受振点の間隔はともに2mで、震源には油圧式S波震源を用いて垂直重合数は30~60回とした。その他の詳細な探査仕様を合わせて表2に示す。

(1-2) 反射法弾性波探査の結果

図6に探査による重合時間断面図、図7に重合速度分布図、図8にマイグレーション後の深度断面図を示す。深度断面図では、標高-70m程度以浅においては比較的連続性の良い反射面が、また、標高-70~-150m程度においてもやや不明瞭ながら反射面が追跡される。距離800~900m付近では反射面が不明瞭になっているが、図9に示すように、その東西両側での反射面はおおむね水平に連続すると解釈できる。

マイグレーション後の深度断面図(図8)では、距離340~520m付近の標高5m以深において凹地状の撓みが認められる。反射面の下方への撓みは、標高5m付近では5m程度であるが、標高-40~-60m付近では7~8m程度とやや大きくなる。凹地状の撓みの両端付近、とくに南西端付近では反射面の傾斜が急になり、地溝ないし半地溝状の構造を形成していると推定される。また、凹地状の撓みの西側に見られる急傾斜部をつないだ線は、中~高角度で北東側に傾斜するように見える。標高-60m以深においては凹地状の範囲がやや広がり、距離200~700mの間で緩やかな向斜状の構造をなしている。また、地表から3~5m程度によく連続する反射面にもわずかな凹地状の撓みが認められる。

なお、距離720~800m付近にかけて、地表では南西側上がり約6mの低崖ないし斜面が分布し、澤ほか(1996)および渡辺(2007)らはこれを低断層崖としている。低崖付近の反射記録は不明瞭であるが、低崖を挟んだ両側の反射面には有意な高度差や変形は認められない。また、渡辺(2007)は測線の西端付近に大宮面を変形させる向斜軸を認定している。距離480m付近を最高点として西に緩やかに高度を下げる地表の傾斜は、その向斜の東翼に相当することになるが、少なくとも距離140~480m付近においては西に傾斜する反射面は認められない(図8)。

(2) 深作地区におけるボーリング調査

(2-1) ボーリング調査の手法

深作地区における既存のボーリング調査結果とS波反射法弾性波探査で推定された浅部地下構造からは、低断層崖とされていた崖付近の標高-150m程度以浅においては数m以上の高低差をもつ構造は存在しないと推定された。また、崖の両側の段丘面の形成時期が異なることが推定された。そこで、埼玉県(1996)によって標高-20m付近に確認されていた厚さ1~2m程度の軽石質火山灰層を鍵層として地下構造をより詳しく検討するために、掘削深度36~38mのボーリングを2孔(Br-1, 3孔)、また崖の両側に分布する段丘構成層の最上部とそれを覆うローム層の層序を検討するために掘削深度10~15mのボーリングを3孔(Br-2, 4, 5孔)掘削した(図10)。

(2-2) ボーリング調査の結果

各ボーリング孔から採取したコアの柱状図を図11~17、採取した火山灰の分析結果を表3, 4および図18, 19示す。ボーリング調査で確認された地層は、中澤・遠藤(2002)による5万分の1地質図幅「大宮」に分布する地層の層序および本郷・水野(2009)に準拠して、下位より、清川層、木下層、大宮層、常総粘土、赤羽段丘堆積物、ローム層および沖積層に区分した(図20)。

a) 清川層

分布：各ボーリング孔の以下の標高(深度)に分布する。

Br-1孔：標高-17.09~-26.22m(深度28.87~38.00m(孔底))

Br-3孔：標高-17.88~-21.96m(深度31.92~36.00m(孔底))

層相：主に腐植質のシルト層からなり、分級のやや悪い細粒-中粒砂層を挟む。

本層の上部には軽石質火山灰を挟む厚さ1m程度の火山灰に富む層準があり、その分布はBr-1孔では標高-17.86~-19.21m(深度29.64~30.99m)で、-18.13~-18.31m(深度29.91~30.09m)の間には粗粒の軽石質火山灰を挟む。また、Br-3孔では標高-19.07~-20.02m(深度33.11~34.06m)に火山灰を多く含み、標高-19.53m(深度33.57m)に軽石の濃集部が認められる。

これらの軽石を含む火山灰層のうち、Br-1孔から採取した試料Br-1 30.05-30.08(深度30.05~30.08m)およびBr-3孔から採取した試料Br-3 33.91(深度33.91m)は、多く火山岩片と斜方輝石・単斜輝石を含み、斜方輝石の屈折率は1.699~1.708を主体として1.712~1.718程度のもも含んでいる(表3)。このような特徴は房総半島から大宮台地付近で確認された清川層中の指標テフラであるKy3のうち大宮台地付近に分布するものの特徴(中澤ほか, 2003)と一致する。中澤ほか(2003)によれば、Ky3は主に大磯地域に分布する多摩TB-8テフラ(TB-8)

の中部ユニットに対比されると考えられている。Br-3孔から採取したBr-3 33.57およびBr-3 33.77-33.80は、火山ガラスおよび斜方輝石の屈折率が下位の試料Br-3 33.91同じであり、それが再堆積したものの可能性がある。ただし、屈折率1.710~1.720程度の斜方輝石は大磯地域のTB-8のいずれのユニットからも見出されておらず、他のテフラからの混入の可能性もあるとされる（中澤ほか，2003）。

埼玉県（1996）は、深作地区およびその南方の膝子地区でのボーリング調査によって、標高約-18~-20mに分布する軽石質火山灰層を下位から「TB-7」および「TB-8」とし、前者の斜方輝石の屈折率を1.703前後と1.718前後、後者の屈折率を1.731前後と報告している。この「TB-7」とされたテフラは、その層位および斜方輝石の屈折率から大宮台地のKy3に対比でき、「TB-8」とされたテフラは大磯丘陵におけるTB-8の上部のユニット（中澤ほか，2003）に相当する可能性がある。また、今回のボーリング調査による試料Br-1 30.05-30.08, Br-3 33.57, Br-3 33.77-33.80およびBr-3 33.91に含まれる火山ガラスの屈折率は1.510~1.545と高くかつ範囲が広く（表3）、埼玉県（1996）が「TB-7」および「TB-8」とするテフラに含まれる火山ガラスの屈折率の双方の範囲を含んでいる。

このように、深作地区の標高-18~-20mに見出される軽石質火山灰層は、その層位と火山灰分析の結果から、大磯丘陵のTB-8、とくにその中~上部ユニットに相当すると考えられる。

なお、Br-1孔およびBr-3孔の軽石質火山灰層に挟まれるそれぞれ最も顕著な軽石含有層である試料Br-1 30.05-30.08と試料Br-3 33.57（深度33.57m）について主成分化学分析を実施したが、両者は一致しなかった（表4）。

本層は、中澤・遠藤（2002）ではボーリング調査によってのみ確認されていることから「C層」と呼ばれており、中期更新世の海洋酸素同位体ステージ（MIS）7.3頃を中心にした（納谷・安原，2014）河川・氾濫原堆積物とされている（中澤・遠藤，2002）。また、TB-8（Ky3）の降下時期は約20万年前のMIS7.4~7.3とされ（中里・佐藤，2001）、 225 ± 24 kaのフィッシュントラック年代が得られている（鈴木，1976）。

b) 木下層

分布：各ボーリング孔の以下の標高（深度）に分布する。

Br-1：標高-7.38~-17.09m（深度19.16-28.87m）

Br-3：標高-7.25~-17.88m（深度21.29-31.92m）

Br-5：標高2.23~0.97m（深度10.74-12.00m（孔底））

層相：主に砂シルト互層からなり、貝化石を含み、生痕化石が多く認められる。砂層は塊状ないし弱いラミナが発達する。Br-1孔では最下部（標高-15.56~-17.09m）は砂礫層および礫混じり砂層からなる。礫は、細礫サイズの円~亜円礫である。

掘削深度12mのBr-5孔では、孔底付近の標高2.23~2.13m（深度10.74~10.84m）に厚さ10cmの発泡のよい軽石層を挟む。この軽石層に含まれるパミス型火山ガラスの屈折率は1.520~

1.524, 斜方輝石の屈折率1.704~1.712であり(表3), カンラン石を含まない特徴を含めて, 箱根吉沢下部1, 同2テフラ(HK-K1P1, HK-K1P2; 町田・新井, 2003)の特徴と近似する. HK-K1P1およびHK-K1P2はMIS5.5の下末吉海進の最盛期直後に降下したとされることから(125ka, 町田・新井, 2003), この軽石層と下位の腐植物を含まない砂・シルト層を木下層に含めた.

本層は, 後期更新世のMIS5.5を中心とした(納谷・安原, 2014)河川・内湾・ラグーン堆積物とされる(中澤・遠藤, 2002).

c) 大宮層

分布: 各ボーリング孔の以下の標高(深度)に分布する.

Br-1孔: 標高5.40~-7.38m(深度6.38~19.16m)

Br-5孔: 標高7.73~-2.23m(深度5.24~10.74m(孔底))

Br-2孔: 標高10.25~-7.13m(深度6.88~10.00m(孔底))

Br-3孔: 標高10.54~-7.25m(深度3.50~21.29m)

Br-4孔: 標高4.74~-4.44m(深度5.82~15.00m(孔底))

層相: 主として極細粒-細粒砂層とシルト層の細互層からなり, 斜交層理が見られる. しばしば, 炭化した植物片を挟み, シルト層は腐植質となることがある.

本層は, 後期更新世のMIS5.3頃の(納谷・安原, 2014)河川堆積物であるとされる(中澤・遠藤, 2002). 下位の木下層および上位の常総粘土とは, 一部で同時異相の関係にあると考えられている(中澤・遠藤, 2002; 納谷・安原, 2014).

d) 常総粘土

分布: 各ボーリング孔の以下の標高(深度)に分布する.

Br-5孔: 9.81~-7.73m(深度3.16~5.24m)

Br-2孔: 13.28~-10.25(深度3.85~6.88m)

Br-3孔: 13.56~-11.76m(深度0.48~3.50m)

層相: 主として塊状のシルト層および砂質シルト層からなる. 層厚は2~3m. Br-4孔には本層は分布しない. Br-2孔に分布する本層の上部から採取した深度20cm間隔の連続試料, 3試料(Br-2-43, 45, 47)について火山灰分析をしたところ, いずれの試料からも高温型石英が多く検出された(図18). また, 深度4.40~4.50mより採取した試料(Br-2-45)に含まれる高温型石英中のガラス包有物の主成分化学組成(表4)は鬼界葛原テフラ(K-Tz)の特徴(古澤・中村, 2009)と一致する. したがって, 常総粘土上部の堆積時期は, K-Tzが降下した95ka頃と推定できる.

本層は, 後期更新世のMIS5.3頃(納谷・安原, 2014)に堆積した氾濫原堆積物とされる(中澤・遠藤, 2002).

e) 赤羽段丘堆積物

分布: Br-4の標高7.47~-4.74m(深度3.09~5.82m)に分布する.

層相：厚さ3m程度の細礫混じり粗粒砂，砂層および砂質シルト層からなり，上方細粒化を示す堆積物である．砂層および砂質シルト層は淘汰が悪く，シルト層は炭化植物片を多く含む．堀口・角田（1987）によれば，深作地区の本層を覆うローム層の下部には箱根東京テフラ（Hk-TP，60～65ka；町田・新井，2003）が挟まれる．

本層は，河川堆積物であり，Hk-TPを基底付近に挟むローム層に覆われる（中澤・遠藤，2002）．本層に対比される綾瀬川の最上流部の綾瀬川段丘堆積物もHk-TPを基底付近に挟むローム層に覆われており，その堆積時期は70kaを中心とした時期と考えられている（納谷・安原，2014）．

f) ローム層

分布：各ボーリング孔の以下の標高（深度）に分布する．

Br-5孔：12.75-9.81m（深度0.22-3.16m）

Br-2孔：16.87-13.28（深度0.26-3.85m）

Br-4孔：9.56-7.47m（深度1.00-3.09m）

層相：主として黄褐色のローム層からなり，暗黄褐色のローム層を挟むことがある．確認できた厚さは2～3m程度であるが，いずれのボーリング孔も人工改変をうけた地表から掘削されており，ローム層の上部を欠いている．

Br-2孔およびBr-4孔のローム層について10cm刻みで連続サンプルを採取し，火山灰分析を行った（図18，19）．その結果，Br-2の深度1.10m以浅にはバブルウォール型火山ガラスが多く含まれ，とくに深度0.90～1.00m付近に出現のピークがある．含まれるガラスの屈折率は1.4995-1.5007であり，始良Tnテフラ（AT）の特徴（町田・新井，2003）と一致する．

これより下位の層準は，約95kaのK-Tzの降下より後，約26～29kaのAT降下より前のローム層に相当し，斜方輝石，緑色普通角閃石，カンラン石および黒雲母の含有により，上位から順に以下の4層準に区分できる．ただし，常総粘土を覆うBr-2孔のローム層と赤羽段丘堆積物を覆うBr-4孔のローム層の層準は，その区分の精度では違いが見いだせない．

ユニットPostA：カンラン石を多く含む．

ユニットA：黒雲母を含む．

ユニットB：緑色普通角閃石を多く含み，斜方輝石とカンラン石の含有率が相対的に低い．

ユニットC：斜方輝石を多く含み，緑色普通角閃石とカンラン石の含有率が相対的に低い．

このうち，黒雲母を特徴的に含むユニットAは，Br-2孔では深度1.80～2.70m，Br-4孔では深度1.40～2.10mに分布し，ユニットの下半分には角閃石の屈折率が1.670～1.675を主体とし，1.681～1.688程度のものを含む層準がある．この黒雲母と屈折率1.681～1.688程度の角閃石を含む広域テフラとしては，関東平野付近では大山生竹（DNP）もしくは大山倉吉テフラ（DKP）が知られている（町田・新井，2003）．深作地区の赤羽面を覆うローム層の下部にはHk-TPが挟まれることがあること（堀口・角田，1987）から，それより上位に分布するユニットAはDKPの降下層準にあたる可能性がある．なお，DKPの降下年代は，55kaをやや遡るとされている（町

田・新井, 2003).

g) 沖積層

分布: Br-1孔の標高8.48~5.40m (深度3.30~6.38m) に分布する.

層相: 下位より, 塊状の細粒砂まじりシルト層, 腐植質シルト層および黒色土壌からなり, 厚さは約3mである. シルト層は, 未分解の植物片を含む. Br-1孔では, 本層が, 常総粘土およびローム層を欠いて直接に大宮層を覆っている.

2. 2 深作地区における地下浅部の地質構造の検討

本調査で実施した S 波反射法弾性波探査とボーリング調査の結果, および埼玉県 (1996) が実施した P 波弾性波探査とボーリング調査の結果などから, 深作地区付近における浅部地質構造について, 従来から指摘されてきた綾瀬川断層とそれ以外の小規模な浅部の地質構造の実態を明らかにするとの観点から検討する (図 21, 22).

本調査による2孔のボーリングおよび埼玉県 (1996) による4孔のボーリング調査の結果, 綾瀬川西岸から東岸の大宮面分布地域にかけての範囲においていずれも標高約-18~-20m程度に連続する軽石質火山灰層が分布しており, それらには Ky3あるいは大磯丘陵のTB-8の上部ユニットに対比される火山灰が挟まれている (表5, 図21). なお, 活断層とされていた低崖の東側に分布する赤羽面では, 大宮面の段丘構成層の最上部に広く発達する常総粘土が分布せず, 段丘面を構成するのは上方細粒化を示す層厚の薄い河川堆積物である. この層相は, 同面が綾瀬川沿いの大宮面を開析した河谷中でのみ発達することと矛盾しない.

また, 深作地区付近では, 本調査によるS波反射法弾性波探査と埼玉県 (1996) によるP波反射法弾性波探査の結果, 綾瀬川両岸の大宮面と沖積面を限る崖付近では, 少なくとも標高-100m程度以浅においては上下変位を伴う断層や, 横ずれ変位を伴う水平層の乱れを示すような反射面の乱れは認められなかった (図22, 23).

したがって, 埼玉県 (1996) の調査結果および地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2000) の評価結果と同様に, 深作地区では, 少なくとも約20~25万年前のTB-8の堆積時以降において綾瀬川断層の活動は認められないことになる. また, 深作地区の西上がり約4~6mの低崖を同一段丘面の変位の結果として綾瀬川断層が存在するとの見解 (清水・堀口, 1981; 澤ほか, 1996; 中田・今泉編, 2002; 渡辺, 2007など) は, 重要な根拠を失うことになる.

一方, S波反射法弾性波探査の結果からは, 綾瀬川西岸の大宮面分布地域において, 標高5m付近では5m程度, 標高-40~-60m付近では7~8m程度の撓みを伴う, 幅200m程度の小規模な凹地状の構造が認められた (図22). この構造による変位は段丘面を構成する大宮層にも及んでいるとみられる. 綾瀬川東岸の大宮面分布地域においても, これに類似する小規模な地溝状の構造が地下浅部にまで達しているとの報告がある (図23; 埼玉県, 1996). しかし, 本地区付近に広く分布する大宮面上にはこれらの小地溝状の構造を反映したような変動地形は認め

られておらず（澤ほか，1996；中田・今泉編，2002；渡辺，2007など），その広がりや活動性などは不明である．

2. 3 鴻巣-伊奈区間と伊奈-川口区間の境界付近の活構造に関する調査

(1) 詳細 DEM を使用した地形調査

深作地区での今回の調査の結果，綾瀬川断層帯伊奈-川口区間のうち，綾瀬川断層とその1～2km 程度東に並走する主要な活断層は，ともに重要な存在根拠を失うこと（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000）が改めて確認された．しかし同区間では，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）は，さらに北東方の岩槻区慈恩寺付近にも規模の小さな活断層を認定している．

鴻巣-伊奈区間と伊奈-川口区間の境界付近には，慈恩寺付近の活断層を含めて，段丘面を変位・変形させる多くの活構造が分布する可能性が指摘されてきた（貝塚，1975；貝塚ほか，1977；清水・堀口，1981；垣見ほか，1982；活断層研究会編，1991；澤ほか，1996；杉山ほか，1997；中田・今泉編，2002；渡辺，2007；後藤，2015；熊原，2016 など）．また，最近，断層区間の境界付近の浅部地下構造について反射法弾性波探査による詳しい解明が進んでいる（堀川ほか，2014 など）．そこで，両区間の境界周辺の段丘面の変位・変形構造について，精細 DEM の可視化画像による地形判読と計測によりその全容を明らかにするとともに（図 24，25，26，27），浅部地下構造との関係を検証する（図 28，29，30，31）．

地形判読と計測に用いた DEM は，国土地理院による基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）であり，図 25 に微地形を強調した可視化画像を，図 26，27 に地形断面図を示す．

(1-1) 地形面区分

大宮台地付近の地形面は，後期更新世の段丘面群と完新世の沖積面からなる（中澤・遠藤，2002；納谷・安原，2014 など）．段丘面群は，分布の連続性がよく，かつ分布高度の変化が少ない大宮台地の南部でよく調査されている．中澤・遠藤（2002）によれば，それらは高位のものから順に，木下面，大宮面および赤羽面に区分される（図 24）．なお，以下の記述においては段丘面の分布高度は，段丘堆積物を覆うローム層を含んだものである．また，テフラの名称および年代は町田・新井（2003）による．

木下面は，台地の南端部の川口市付近に，開析が進んだ標高 20m 程度の段丘面としてわずかに分布する．中澤・遠藤（2002）および納谷・安原（2014）によれば，段丘堆積物は海洋酸素同位体ステージ（MIS）6 から 5 にかけて堆積した木下層から構成され，厚さ 7m 程度のローム層に覆われる．

大宮面は，台地の大部分を構成する段丘面であり，台地中南部では標高 15m 程度の段丘面を形成している．中澤・遠藤（2002）および納谷・安原（2014）によれば，段丘堆積物は MIS5.3

に堆積した大宮層とそれを覆う常総粘土から構成され、段丘堆積物は厚さ 5m 程度のローム層に覆われる。台地南部では、常総粘土の中部付近に御岳第 1 テフラ (0n-Pm1, 100ka) が (中澤・遠藤, 2002), 本調査によれば上部には K-Tz (95ka) が挟まれる。また、台地北部では、大宮層を被覆する常総粘土との境界付近に K-Tz が認められる (納谷・安原, 2014)。大宮面の一部には周囲よりも 5m 程度高い微高地が認められることがある (中澤・遠藤, 2002)。常総粘土の上部には「硬砂」と呼ばれる淘汰の良い砂層が分布することがあり (中澤・遠藤, 2002), この硬砂は、微高地を形成する風成の河畔砂丘堆積物と考えられている (硬砂団体研究グループ, 1981)。

綾瀬川よりも北東側に分布する段丘面は、綾瀬川および元荒川などの河谷に開析されており、段丘面の連続性が悪いことから地形的には細分や対比が難しい。しかし、中澤・遠藤 (2002) および納谷・安原 (2014) によれば、それらの段丘構成層の最上部には常総粘土が分布するとされることから、本調査では、それらを大宮面とする区分を踏襲する。

赤羽面は、綾瀬川の流路に沿った狭い範囲にのみ分布する。本段丘面は、台地南部の深作付近では大宮面よりも約 4~7 m 低く、段丘堆積物は淘汰の悪い河川性堆積物からなり、厚さ 4m 程度のローム層に覆われる。段丘堆積物覆うローム層の最下部付近には Hk-TP (60~65ka) が挟まれる。納谷・安原 (2014) によれば、台地北部に分布する本段丘面は綾瀬川面と呼ばれており、70ka を中心に形成されたとされる。

大宮台地の南西側は北西~南東方向に延びる幅広い台地を構成しており、台地を開析する小河谷では北西-南東方向の流路が卓越している。台地の北東側には、綾瀬川および元荒川が大局的には北西-南東方向に縦断して流れており、それらの支流も含めて河谷による開析が進んでいる。これらの河谷には沖積面が分布している。また、台地の北東側の加須低地付近には、大落古利根川や元荒川が形成した沖積面が広がっており、一部の自然堤防の上には河畔砂丘を載せる部分がある (納谷・安原, 2014 など)。

(1-2) 段丘面の変位・変形

関東造盆地運動の沈降中心の一つである古河地区造盆地運動は、大宮台地の北西側 (加須低地の南東部) に位置する春日部市北部付近に沈降の中心があり、台地付近の大宮面は大局的には北東ないし北北東に緩やかに分布高度を下げる (例えば、貝塚, 1975; 貝塚ほか, 1977; 小玉ほか, 1981 など)。台地付近には、この造盆地運動とされる緩やかな傾動および綾瀬川断層による高度不連続に加えて、背斜状の高まり、規模の大きな高度の不連続や、帯状の高まりに伴う規模の小さな高度不連続などの、変動地形と推定される地形が認められる。

a) 綾瀬川断層と段丘面分布高度の急変線

台地に発達する段丘面を詳しく見ると、綾瀬川断層の北西部の鴻巣から桶川に至る綾瀬川断層に沿った明瞭な撓曲崖を隔てて、南西側に分布する大宮面と沖積面との比高は約 10~20m

であるのに対して、北東側では大宮面と沖積面の比高は2-3m程度と小さい(図26の断面L20~L60)。この大宮面の分布高度の違いは、撓曲崖の東南東延長に当たる久喜市南西部から蓮田市北部、白岡市を経て春日部市西部町に至る線を境としても認められ(図1, 24, 25)、その南側では大宮面と沖積面との比高は最大で約10mであるのに対して、北側では最大でも3~4mと小さい(図26の断面L70, L80)。一方、桶川から伊奈付近に分布する綾瀬川断層では、南西側上がりの低断層崖や撓曲が存在するとされているが(澤ほか, 1996; 渡辺, 2007; 熊原, 2016)、断層の東西両側に分布する大宮面の分布高度差は小さい(図27の断面L70)。したがって、図1, 24, 25に示す大宮面の分布高度の急変線付近に、綾瀬川断層の北西部からの延長、あるいは関連する断層が延びている可能性がある。

納谷・安原(2014)によれば、木下層上部基底のベイラビンメント面の標高も関東造盆地運動による段丘堆積物上面の高度分布(小玉ほか, 1981)と似た傾向を示し、とくに伊奈町付近では上記の大宮面分布高度の急変線付近を境に南西側が北東側に対して4m程度浅くなっている。

b) 綾瀬川断層(北西部)と台地北西部の複背斜

大宮台地の北西部には、綾瀬川断層の北西部にあたる幅約1~2kmで南西側上がりの撓曲崖(貝塚, 1975; 貝塚ほか, 1977; 中田・今泉編, 2002; 石山ほか, 2005; 渡辺, 2007; 熊原, 2016)が発達し、その南西側の大宮面上には2~3条の地形的な高まり(貝塚, 1975; 貝塚ほか, 1977; 垣見ほか, 1982; 杉山ほか, 1997)が認められる(図26の断面L20~40)。この高まりは、いずれも北西-南東方向に直線的に伸びており、その長さは5~10km、最大幅1~2kmと規模が大きい。このことから、高まりは活褶曲による複背斜構造であると推定される。複背斜構造のうち北東側および南西側の背斜は、それぞれ貝塚(1975)の鴻巣隆起軸および高尾隆起軸に相当し、垣見ほか(1982)および杉山(1997)はそれらを活背斜として図示していることから、本報告では、それぞれの隆起軸を鴻巣背斜および高尾背斜と呼ぶことにする。これらの撓曲崖と背斜からなる複背斜構造は、南東に向かって次第に不明瞭となりながらも、上尾市~伊奈町付近まで連続している。また、伊奈町付近では、鴻巣背斜の東側にも長さ3~5km、最大幅1km程度と規模がやや小さいものの、背斜状の高まりが大宮面上に認められる(図26の断面L50, 60; 渡辺, 2007; 後藤, 2015; 熊原, 2016)。いずれの高まりも、綾瀬川断層に沿う撓曲によるものを除くと、その比高は2~8mである。これらの背斜状の高まりは1~2kmの間隔で密に並んでおり、その間に幅の広い平地が存在しないことから、河川の浸食や堆積による地形とは考えがたい。

一方、大宮台地の南部においては、鴻巣-鳩ヶ谷隆起軸およびそれに付随する背斜に相当するような段丘面の変形は認められない(図27の断面L80~155)。また、中澤・遠藤(2002)によれば、大宮台地の南部では、木下層上部基底のベイラビンメント面の高度分布にも鴻巣-鳩ヶ谷隆起軸や元荒川構造帯に相当する変形は認められない。

c) 台地北東部の帯状の高まり，規模の小さな高度不連続

上記の大宮面の分布高度の急変線の南側では，綾瀬川および元荒川などに開析された北西-南東方向の高まりが多く認められる（図 24，25）．これらの高まりは，長さ 2～6km，最大幅 0.2～0.8km，比高 5m 以下であり，並走する高まり相互の間には高度差はほとんど認められない．また，上記の背斜状の高まりと比べて幅が狭く，かつ緩やかに湾曲する特徴をもつ．

これらの高まりを，清水・堀口（1981）は，崖線あるいは線状構造と呼び，元荒川断層帯を構成する構造要素とした．活断層研究会編（1991），澤ほか（1996），中田・今泉編（2002），渡辺（2007），熊原（2016）らも，それらの高まりの一部を，推定活断層あるいは活断層の可能性のあるリニアメントとしている．熊原（2016）は，1:25,000 都市圏活断層図「鴻巣」の解説書において，それら高まりが「断面図起点から見て北東に向かって上方へ凸型をなす高低差」をなすことから「段丘面が撓曲変形している可能性がある」として推定活断層と図示しているが，「河川の側方浸食による浸食崖起源であり，崖をローム層が覆うことでこのような形状をなすこともある」とも述べている．

以下に，活断層と推定されている地形的高まりについて記述する．

閩戸付近の断層（図 1，24，25 の f-1）：蓮田市閩戸付近には，南西側上がりの活断層が推定されており（熊原，2016 のトレース VI），図 26 の断面 L60 に示すように，大宮面上に数 m の高まりが認められる．なお，後藤（2015）は，その南東延長の岩槻市街地付近において，高まりの南西側に活断層が存在し，高まりの北東側では段丘面が北東下がり傾動している．

小久喜付近の断層（図 1，24，25 の f-2）：白岡市小久喜付近には南西側上がりの活断層が推定されており（熊原，2016 のトレース VII），図 26 の断面 L60，70 に示すように，大宮面上に南西上がり数 m の高まりが認められる．松田（1975）は，この推定活断層付近を斜めに横切る東北自動車道に沿ったボーリング調査結果から，貝化石を含む砂層の分布高度が元荒川より北側の約 3km 区間において標高-10m から-20m へと，北に向かって 10m 程低下していることを見いだしている．松田（1975）は，「傾斜がゆるく，砂層の堆積時のかたむきである可能性が強い」とするとともに，「変位しているところを斜めに横切っている可能性もかんがえねばならない」とも述べている．

太田新井付近の断層（図 1，24，25 の f-3）：白岡市太田新井付近から春日部市内牧付近にかけて，大宮面上に南西側上がりの高まりが認められ，その北東側斜面は上述の段丘面分布高度の急変線と一致している（図 27 の断面 L80）．これは熊原（2016）が推定活断層とした高まりと似た規模・形態をなすことから，推定活断層として図示した．

慈恩寺付近の断層（図 1，24，25 の f-4）：さいたま市岩槻区慈恩寺付近には，大宮面上に，直線性のやや悪い西側上がりの低崖が連続する（図 27 の断面 L95）．澤ほか（1996），杉山ほか（1997），渡辺（2007）らは，これを推定活断層としている．また，地震調査研究推進本部

地震調査委員会（2015）は、これを綾瀬川断層帯伊奈-川口区間の一部に含めている。

これらの段丘面上の高まりについては、その詳細な地形面区分や層序、内部構造はほとんどわかっていない。本報告では、これらの高まりについての新たな情報がほとんど得られていないことから、推定活断層とする見解を踏襲し、主に澤ほか（1996）、熊原（2016）に基づいて推定活断層の分布を示した。しかし、高まりの間隔は幅 2~4km 程度と広く、その間には大宮面やそれを開析した沖積面からなる平坦面が広がっていることも多いが、これらの低地を挟んだ高まりの間にはほとんど高度差が認められない。加須低地付近の沖積面には、周囲と比べて 2~3m 程度高い自然堤防がよく発達している（中山，1997）。また利根川中流域の沖積面には河畔砂丘が発達し、その規模は概ね長さ 1km 程度で幅は 100~200m 程度以下であるが、最大幅 500m に及び（中山，1997）、その比高は周囲の平地より最大で 6~8m（多田，1947）から約 11m（平社・佐藤，1993）に及ぶことが知られている。このように、規模の点からも、それらの大宮面の高まりと河川地形との間には類似性も認められる。したがって、熊原（2016）が指摘するように、これらの高まりは河川による浸食・堆積地形である可能性もある。

（2） 大宮台地付近の浅部地下構造

深谷断層帯の南東部から綾瀬川断層帯にかけては、平野下に伏在する活断層の分布を解明するために多くの浅部地下構造探査が実施されてきた。とくに、堀川ほか（2014）は、それらの断層帯のセグメント境界付近構造と、南東側への連続性を解明する目的で 5 測線において反射法弾性波探査を実施している（図 24，25 の測線 C，G，H，L など）。

綾瀬川断層帯鴻巣-伊奈区間の中部を横切る測線 5（図 28）においては、大宮台地北東側の綾瀬川断層に伴う規模の大きな撓曲に加えて、台地西側にも東側上がりの撓曲が発見されている（堀川ほか，2014）。ここでの地下浅部の構造は、大宮面の撓曲および複背斜による変動地形と調和的である。鴻巣-伊奈区間の南部では、測線 4（図 29）においては、清水・堀口（1981）および後藤（2015）が指摘した綾瀬川断層の付近に南西上がりの落差の小さな撓曲が認められ、さらに断層の北東側約 1~3km の区間には北東翼の規模が大きい非対称な背斜が存在する（堀川ほか，2014）。測線 4 の北西側約 1.5km に位置する遠藤ほか（1997）による IH 測線においても、綾瀬川断層の北東方に北東翼の規模が大きい非対称な背斜が認められている。さらに約 1.5km 北西側に位置する埼玉県（1996）による C 測線でも、綾瀬川断層の北東側に北東側下りの傾動が確認されている。また、同区間の南東端付近の測線 2（図 30）では、綾瀬川断層の付近から北東側に、東傾斜の正断層を伴う半地溝構造が発見されている（堀川ほか，2014）。一方、綾瀬川断層帯伊奈-川口区間の中部において綾瀬川断層を横切る測線 3（図 31）では、反射面はほとんど水平で、断層による変形は認められていない（堀川ほか，2014）。

このように、浅部地下構造探査からも、綾瀬川断層帯の鴻巣-伊奈区間の活構造はその南西

部で不明瞭となり、また、伊奈付近における隆起・沈降の境界は、綾瀬川断層の位置よりも北東方にあることが示唆される。一方、伊奈-川口区間においては有意な上下変位や断層の痕跡は認められない（埼玉県，1996；堀川ほか，2014）。

2. 4 起震断層としての綾瀬川断層帯の検討

綾瀬川断層帯鴻巣-伊奈区間の南東端は、従来の評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000，2005，2015）においては伊奈町付近に位置するとされてきた。しかし、断層の南西側の大宮台地には、断層と平行ないし左ステップで雁行配列する数条の活背斜が推定され、また、断層を境とした大宮面の分布高度の急変帯は桶川市から白岡市付近を経て草加市北部にかけて西北西～東南東方向に分布している。伊奈町付近における反射法弾性波探査の結果（遠藤ほか，1997；堀川ほか，2014）からも、綾瀬川断層の北東側に隆起・沈降の境界が位置することが示唆される。さらに、分布高度の急変部の南側には数条の北北西-南南東方向の地形的高まりが認められ、高まりの北東側に沿った崖の一部は活断層と推定されている（清水・堀口，1981；垣見ほか，1982；活断層研究会編，1991；澤ほか，1996；杉山ほか，1997；中田・今泉編，2002；渡辺，2007；熊原 2016）。これらの地形的高まりに伴う推定活断層群は、左ステップする雁行配列をなし、綾瀬川断層を含めて相互に 2-4km 程度で近接して分布している。したがって、鴻巣-伊奈区間の南東端は、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）が伊奈-川口区間に含めていた慈恩寺付近の断層まで、一つの起震断層（松田，1990；地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会，2010）として延びていることになる。この場合、綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）の長さは約 25km となる。

なお、後藤（2015）は、桶川から岩槻市街地にかけての大宮面を開折する谷に最大約 500m の左横ずれ変位が認められると指摘している。とくに岩槻付近では、大宮面を開折する谷に 80~100m の左横ずれと北東側上がり 1m、大宮面と沖積面との境界の段丘崖に 45~85m 左横ずれ変位を与える活断層を新たに認定している。しかし、それらの谷の屈曲は明瞭でなく（熊原，2016）、また、上流側にはほとんど谷が連続しない。さらに、綾瀬川断層には緩やかな屈曲やステップなどの不連続構造が多く認められるが、それらの不連続部には大きな横ずれを反映したような上下変位を伴う変動地形は存在しない（図 24，25）。したがって、断層が大きな左横ずれを伴うとの指摘や、岩槻付近に新たな活断層を認定することの根拠は乏しい。

3. まとめ

3. 1 伊奈-川口区間における活断層の存否について

綾瀬川断層帯伊奈-川口区間のうち、主要部である綾瀬川断層とその 1~2km 程度東に並走して地溝を構成するとされた断層については、以下のように活断層ではないと判断される。

同区間の綾瀬川断層のうち断層変位地形が最も明瞭とされてきたさいたま市見沼区深作付

近には、清水・堀口（1981）、垣見ほか（1982）；堀口・角田（1987）、活断層研究会編（1991）、澤ほか（1996）、杉山ほか（1987）；中田・今泉編（2002）および渡辺（2007）が、南西側隆起の変位を伴う活断層の存在を確実として図示している。また、その上下変位量は、5.5m（堀口・角田，1987）あるいは4～6m（渡辺，2007）とされている。しかし、埼玉県（1996）および今回のボーリング調査結果によれば、標高-100m以浅の地層はほぼ水平によく連続し、綾瀬川断層によるとされた上下変位は認められない。また、埼玉県（1996）が膝子付近で行ったボーリング調査結果でも、少なくとも標高-100m以浅の地層には指摘されていた綾瀬川断層による上下変位は認められない。

なお、遠藤ほか（1995）は、ボーリング調査の結果から、綾瀬川断層による低断層崖とされた崖を挟んだ両側の段丘面は時代の異なる段丘面であり、また、段丘堆積物基底の埋没波食台（約10万年前と推定）に約2mの高度差があるとしている。しかし、遠藤ほか（1995）の両ボーリング地点は低断層崖状地形を挟んで約400m離れていることから、この高度差が綾瀬川断層による変位かどうか断定できない。

さいたま市見沼区深作付近および膝子付近で実施されたP波反射法弾性波探査の結果（遠藤ほか，1995，1996，1997；埼玉県，1996）では、少なくとも地形地質データから存在するとされていた綾瀬川断層の位置において反射面はほぼ水平に連続し、断層に関連する変形は認められない。また、堀川ほか（2014）が見沼区で行ったP波反射法弾性波探査の結果においても、反射面はほとんど水平で綾瀬川断層に関連する変形は認められない。今回のS波反射法弾性波探査の結果においても、綾瀬川断層が存在するとされていた位置において、断層に関連する反射面の分布高度の食い違いや変形構造は認められなかった。

ただし、埼玉県（1996）による反射法弾性波探査の結果では、綾瀬川の東側に位置する大宮面分布地域において、地溝状の構造が認められている。また、今回の反射法弾性波探査の結果でも、断層が推定されていた東側の大宮面分布地域において上部更新統までを変位させる凹地状の構造が認められる。しかし、これらの構造に対応する可能性がある変動地形は、大宮面上には認められず、その分布や活動性についての詳細は不明である。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）は埼玉県（1996）が検出した地溝状の構造について、表層の遅い速度層の影響による見かけのものと考えているが、そのような低速度層の存在を示唆するような地形的特徴、たとえば旧河道の存在などは見いだされていない。

3. 2 綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）の南東部の位置・形態について

綾瀬川断層帯鴻巣-伊奈区間の南東端は、従来の評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2000，2005，2015）においては伊奈町付近に位置するとされてきた。しかし、断層の南西側の大宮台地には、断層と平行する数条の活背斜が推定され、また、断層を境とした大宮面の分布高度の急変帯は桶川市から白岡市付近を経て草加市北部にかけて分布している。伊

奈町付近における反射法弾性波探査の結果（遠藤，1997；堀川ほか，2014）からも，綾瀬川断層の北東側に隆起・沈降の境界が位置することが示唆される．さらに，分布高度の急変部の南側には数条の北北西-南南東方向の地形的高まりが認められ，高まりの北東側に沿った崖の一部は活断層と推定されている（清水・堀口，1981；垣見ほか，1982；活断層研究会編，1991；澤ほか，1996；杉山ほか，1997；中田・今泉編，2002；渡辺，2007；熊原 2016）．したがって，鴻巣-伊奈区間の南東端は，地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）が伊奈-川口区間に含めていた慈恩寺付近の断層まで達していることになる．この場合，綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）の長さは約 25km となる．

なお，後藤（2015）は，桶川から岩槻市街地にかけての大宮面を開折する谷などに大きな左横ずれ変位が認められると指摘し，岩槻付近には新たな活断層を認定している．しかし，谷の屈曲は明瞭でなく，綾瀬川断層の断層線の不連続部には大きな横ずれを反映したような上下変位を伴う構造は存在しない．したがって，断層が大きな左横ずれを伴うとの指摘や，岩槻付近に新たな活断層を認定することの根拠は乏しい．

（調査担当：栗田泰夫）

文 献

- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川功（1995）：陸域の活断層調査.「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」, 31-45, 科学技術庁研究開発局.
- 遠藤秀典・杉山雄一・塚本 斉・牧野雅彦・渡辺史郎（1996）：陸域の活断層調査.「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II期:平成6~7年度)成果報告書」, 42-57, 科学技術庁研究開発局.
- 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺史郎・牧野雅彦・長谷川 功（1997）：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, 15-28p.
- 古澤 明・中村千怜（2009）：石英に含まれるガラス包有物の主成分分析による K-Tz の識別. 地質学雑誌, 115, 544-547p.
- 後藤秀昭（2015）：海陸を統合した広域ステレオ地形画像を用いた変動地形学的研究：関東平野南部と南西 諸島中部周辺を事例に.広島大学大学院文学研究科論集. 特輯号, 87p.
- 平社定夫・佐藤和平（1993）：河畔砂丘.「中川水系総論・自然, 中川水系総合調査報告書1」. 埼玉県, 85-118.
- 堀口万吉（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」, ラテイス, 119-127p.
- 堀口万吉・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科学特別研究成果 自然災害科学総合研究班「関東平野直下の地震活動および地震動予測についての基礎的研究」, 86-102p.
- 堀川晴央・山口和雄・横倉隆伸・伊藤 忍・阿部信太郎（2014）：関東平野に伏在する活断層対象とした反射法地震探査. 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告, 地質調査総合センター, 171-184.
- 井川 猛・川中 卓・小澤岳史・伊藤谷生・笠原敬司・佐藤比呂志（1998）：関東平野北西部の反射法地震探査による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1998 年合同大会予稿集, 370-370.
- 石山達也・水野清秀・杉山雄一・須貝俊彦・中里裕臣・八戸昭一・末広匡基・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.
- Ishiyama, T. H. Sato, N. Kato, T. Nakayama and S. Abe（2013）：Active blind thrusts beneath the Tokyo metropolitan area : Seismic hazards and inversion tectonics, Gophys. Res. Lett., 40, 2608-2612, doi : 10.1002/grl.50487.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）：「元荒川断層帯の評価」.15p.

- 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」 .34p
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) : 「深谷断層帯・綾瀬川断層 (関東平野北西縁断層帯・元荒川断層帯) の長期評価 (一部改訂)」 .56p
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (2010) : 「活断層の長期評価手法 (暫定版)」 .117p.
- 貝塚爽平 (1987) : 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**, 51-68p.
- 貝塚爽平 (1975) : 台地面の変形から知られる活構造. 東京直下型地震に関する調査研究 (その2), 東京都防災会議, 43-54.
- 貝塚爽平・松田時彦・町田 洋・松田磐余・菊地隆男・丸田英明・山崎晴雄・村田明美 (1977) : 首都圏の活構造. 東京都直下地震に関する調査研究 (その4), 東京都防災会議, 165-220.
- 垣見俊弘・山崎晴雄・寒川 旭・杉山雄一・下川浩一・岡 重文 (1982) 50 万分の1 活構造図「東京」, 地質調査所.
- 硬砂団体研究グループ (1981) : 大宮台地に分布する硬砂層の性質と堆積環境. 地球科学, **38**, 17-30p.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層-分布図と資料-」. 東京大学出版会, 437p.
- 笠原敬司 (1996) : バイプロサイス反射法探査. 「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 II 期 : 平成 6・7 年度) 成果報告書」. 科学技術庁研究開発局, 66-78.
- 熊原康博 (2016) : 1:25,000 都市圏活断層図綾瀬川断層と園周辺「鴻巣」解説書, 国土地理院技術資料, D1-N0. 753, 1-10p.
- 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨 昂 (1981) : 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動. 地質学論集, No. 20, 113-128.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 「新編 火山灰アトラス-日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- 松田磐余 (1975) : 地形断面, 地形図, 第3章地形変動と地盤構造, 3-1 水準測量を利用した若干の考察. 「東京直下型地震に関する調査 (その2)」. 東京都防災会議, 27-42.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 地震研究所彙報, **65**, 289-319.
- 松島紘子・須貝俊彦・水野清秀・杉山雄一・八戸昭一・大森博雄 (2006) : 綾瀬川断層の中期更新世以降における平均変位速度. 地球惑星科学連合大会, **Q126-P011**.
- 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・60p.
- 中里裕臣・佐藤弘幸 (2001) : 下総層群の年代と「鹿島」隆起帯の運動. 第四紀研究, **40**, 251-257.
- 中山正民 (1997) : 中世・近世の利根川中流域における地形環境と社会史-浅間山の大噴火と利根川の瀬替え. 歴史地理学, **39-3**, 1-24.
- 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, 41p.
- 中澤 努・中里裕臣・小松原 琢・塚本 斉 (2003) : 関東地方に分布する中期更新世指標
テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討. 地質調査研究報告, **54**, 341-350.
- 納谷友規・安原正也 (2014) 鴻巣地域の地質. 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, 82p.
- 埼玉県 (1996) : 「平成 7 年度地震調査研究交付金綾瀬川断層に関する調査成果報告書」. 200p.
- 澤 祥・渡辺満久・八木浩司 (1996) : 1 : 25,000 都市圏活断層図「大宮」. 国土地理院技術
資料, D.1-No.333.
- 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.
- 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
- 杉山雄一・佐竹健治・駒澤正夫・須貝彦・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 (1997) : 50 万分の 1 活構造図「東京」
(第 2 版) および同説明書. 活構造図 8, 地質調査所, 34p.
- 鈴木正男 (1976) : 「過去をさぐる科学」. 講談社, 234p.
- 多田文男 (1947) : 利根川中流部の河畔砂丘. 地理学評論, **21**, 1-5.
- 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (1997) : 深谷
断層の延長と江南台地の地下構造. 物理探査学会学術講演会講演論文集, 97, 18-19.
- 山口和雄・加野直巳・住田達哉・大滝寿樹・牧野雅彦・横倉隆伸 (2007) : 綾瀬川断層から
加須低地に至る浅部地下構造. 活断層・古地震研究報告, **7**, 81-90.
- 渡辺満久 (2007) : 綾瀬川断層の地形学的認定とその活動性. 地学雑誌, **116**, 387-393.

図表

表 1 綾瀬川断層帯の位置・形態

表 2 S波反射法弾性波探査の仕様

表 3 ボーリングコアに火山灰層として挟まれる試料の分析結果

表 4 ボーリングコアから採取した試料に含まれる火山ガラスの主成分化学組成

表 5 深作地区の標高-18~-20m 付近に分布する火山灰層の分布高度の詳細

図 1 綾瀬川断層帯の活断層等の位置と主な調査地点

図 2 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による深谷断層帯・綾瀬川断層の位置

図 3 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）による元荒川断層帯の位置

図 4 深作地区の地形と反射法弾性波探査およびボーリング調査の位置

図 5 S波反射法弾性波探査測線の詳細位置

図 6 S波反射法弾性波探査による重合時間断面図

図 7 S波反射法弾性波探査による重合速度分布図

図 8 S波反射法弾性波探査によるマイグレーション後深度断面図

図 9 活断層とされてきた低崖を挟んだ両側における反射面の比較

図 10 ボーリング調査地点の詳細位置

図 11 ボーリング孔 Br-1 のコア柱状図-その 1（深度 0~30m）

- 図 12 ボーリング孔 Br-1 のコア柱状図-その 2 (深度 30～38m)
- 図 13 ボーリング孔 Br-2 のコア柱状図
- 図 14 ボーリング孔 Br-3 のコア柱状図-その 1 (深度 0～30m)
- 図 15 ボーリング孔 Br-3 のコア柱状図-その 2 (深度 30～36m)
- 図 16 ボーリング孔 Br-4 のコア柱状図
- 図 17 ボーリング孔 Br-5 のコア柱状図
- 図 18 Br-2 孔のローム層および常総粘土から採取した連続試料の火山灰分析結果
- 図 19 Br-4 孔のローム層および赤羽段丘堆積物から採取した連続試料の火山灰分析結果
- 図 20 本調査のボーリング調査結果による地下地質の層状区分と対比
- 図 21 本調査および既存のボーリング調査による深作地区の地下地質
- 図 22 S波反射法弾性波探査とボーリング調査による深作地区の地下地質断面図
- 図 23 埼玉県 (1996) による P波反射法弾性波探査結果と地形断面の比較
- 図 24 大宮台地の地形面区分および変動地形の分布
- 図 25 大宮台地付近の微地形を強調した地形図
- 図 26 大宮台地を横切る地形断面図 (北西部)
- 図 27 大宮台地を横切る地形断面図 (南東部)
- 図 28 綾瀬川断層 (鴻巣-伊奈区間) を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較 (1)

図 29 綾瀬川断層(鴻巣-伊奈区間)を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較(2)

図 30 綾瀬川断層(鴻巣-伊奈区間)を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較(3)

図 31 綾瀬川断層(鴻巣-伊奈区間)を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較(4)

表 1 綾瀬川断層帯の位置・形態

	特性 (従来評価, 注1)	特性 (今回調査を含めた結果)	根拠・備考 (今回調査を含めた結果)
(1) 構成する断層	綾瀬川断層	綾瀬川断層, 閻戸付近の断層, 小久喜付近の断層, 太田新井付近の断層, 慈恩寺付近の断層	文献1, 2および本調査による. 従来評価における伊奈-川口区間の大部分は活断層ではない.
(2) 断層帯の位置・形状	地表における断層の位置・形状 断層の位置 全体 (北西端) 北緯36° 4.7' 東経139° 29.1' (南東端) 北緯35° 50.1' 東経139° 46.7' 鴻巣-伊奈区間 (北西端) 北緯36° 4.7' 東経139° 29.1' (南東端) 北緯35° 58.2' 東経139° 38.6' 伊奈-川口区間 (北西端) 北緯35° 58.2' 東経139° 38.6' (南東端) 北緯35° 50.1' 東経139° 46.7' 長さ 全体 約38km 鴻巣-伊奈区間 約19km 伊奈-川口区間 約19km	地表における断層の位置・形状 断層の位置 全体 (北西端) 北緯36° 4.7' 東経139° 29.1' (南東端) 北緯35° 57.9' 東経139° 43.2' 長さ 全体 約25km	従来評価における川口-伊奈区間の一部を含む.
	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 全体 N45° W 鴻巣-伊奈区間 N50° W 伊奈-川口区間 N39° W 傾斜 全体 高角(地表付近) 鴻巣-伊奈区間 高角南西傾斜 伊奈-川口区間 高角(地表付近)	地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 全体 N60° W 傾斜 全体 高角(地表付近)	

注 1): 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)による評価.

文献 1: 澤ほか(1996), 2: 熊原(2016).

表 2 S波反射法弾性波探査の仕様

項目	内容
調査測線長	1020 m
発振点間隔	2m
受振点間隔	2m
震源	油圧式S波震源, ハンマー重量:50kg
受振器	速度型ジオフォン, 固有周波数:30Hz
	6個グルーピング
基本展開方法	エンドオン
標準同時収録チャンネル数	80ch以上 (震源の前方60ch, 後方20ch)
垂直重合数	30~60回
収録記録長	2.0秒
サンプリング間隔	1.0msec

表 3 ボーリングコアに火山灰層として挟まれる試料の分析結果

試料名*	採取標高 (下限, m)	粒子組成 (合計300個)											屈折率	
		火山ガラス			重厚物組成							火山 岩片	火山ガラス	斜方輝石
		Bw	Pm	O	Fl・Qu	Opx	Cpx	Gho	Oth	Opq	岩片			
Br-1 30.05-30.08	-18.30	0	1	3	36	5	5	0	0	3	0	247**	1.519-1.545	1.699-1.708, 1.712-1.718
Br-2 9.25-9.35	7.78	0	0	0	65	9	0	3	2	3	218	0		
Br-3 12.92-12.97	1.07	0	2	2	91	6	5	0	0	18	76	100	1.520-1.528	1.707-1.716
Br-3 26.71	-12.67	0	70	0	114	22	16	0	0	71	0	0	1.516-1.521	1.706-1.712
Br-3 33.57	-19.53	0	4	1	115	11	9	0	0	2	3	155	1.509-1.532	1.699-1.703
Br-3 33.77-33.80	-19.76	0	33	17	76	6	2	0	0	0	3	163	1.516-1.529	1.698-1.722
Br-3 33.91	-19.87	0	50	55	75	6	6	0	0	0	2	106	1.518-1.529 (1.518-1.524)	1.699-1.704, 1.708-1.715
Br-5 10.80-10.84	2.13	0	95	11	70	9	7	0	0	10	17	81	1.520-1.524	1.704-1.712, 1.715-1.719

* : 試料名は, ボーリング孔の名称と採取深度 (m) からなっている. ** : 火山岩片は微斑晶を含む無発泡〜低発泡ガラス. 屈折率の括弧内の値はモード. Bw : バブルウォール型, Pm : パミス型, O : 低発泡型, Fl・Qu : 長石・石英, Opx : 斜方輝石, Cpx : 単斜輝石, Hho : 緑色普通角閃石, Opq : 不透明鉱物. 分析は(株)古澤地質による.

表 4 ボーリングコアから採取した試料に含まれる火山ガラスの主成分化学組成

試料番号	採取孔	採取深度 (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	計 計 個数 (生データ)		
												100.00	93.71	6
Br-2-45 4.40-4.50**	Br-2	4.40-4.50	78.87	0.26	11.69	1.00	0.09	0.20	1.09	3.39	3.42	100.00	93.71	6
			0.36	0.06	0.20	0.17	0.06	0.04	0.08	0.04	0.05			
Br-1 30.05-30.08	Br-1	30.05-30.08	67.91	0.74	14.49	5.62	0.19	1.36	4.46	4.00	1.04	100.00	94.34	15
			4.59	0.26	1.05	1.75	0.07	0.71	1.57	0.34	0.43			
Br3 33.57	Br-3	33.57	72.44	0.77	12.68	4.10	0.12	0.82	2.72	3.66	2.69	100.00	93.99	15
			3.45	0.29	0.76	1.53	0.06	0.52	1.16	0.35	0.96			

EDXによる分析. 合計が100%になるように再計算した. 上段: 平均値, 下段: 標準偏差. *: 全鉄をFeOとして計算. **高温石英中のガラス包有物. 分析は(株)古澤地質による.

表 5 深作地区の標高-18~-20m 付近に分布する軽石質火山灰層の分布高度の詳細

	Br-1	深作A-1	Br-3	深作A-2	深作A-3	深作A-4
火山灰層上限	-17.86		-19.07			
「TB-8」		-19.21		-18.34		
「TB-8+7」					-17.70	
「TB-7」, Ky3	-18.31	-19.56 *	-19.87			-21.40
「TB-1」				-18.47		
火山灰層下限	-19.21		-20.02			

深作 A-1, 2, 3 および 4 は、埼玉県（1996）のボーリング調査による。*：埼玉県（1996）は、「TB-7 や TB-1 の傾向に似る」としている。各ボーリング孔の位置は図 4 に示す。

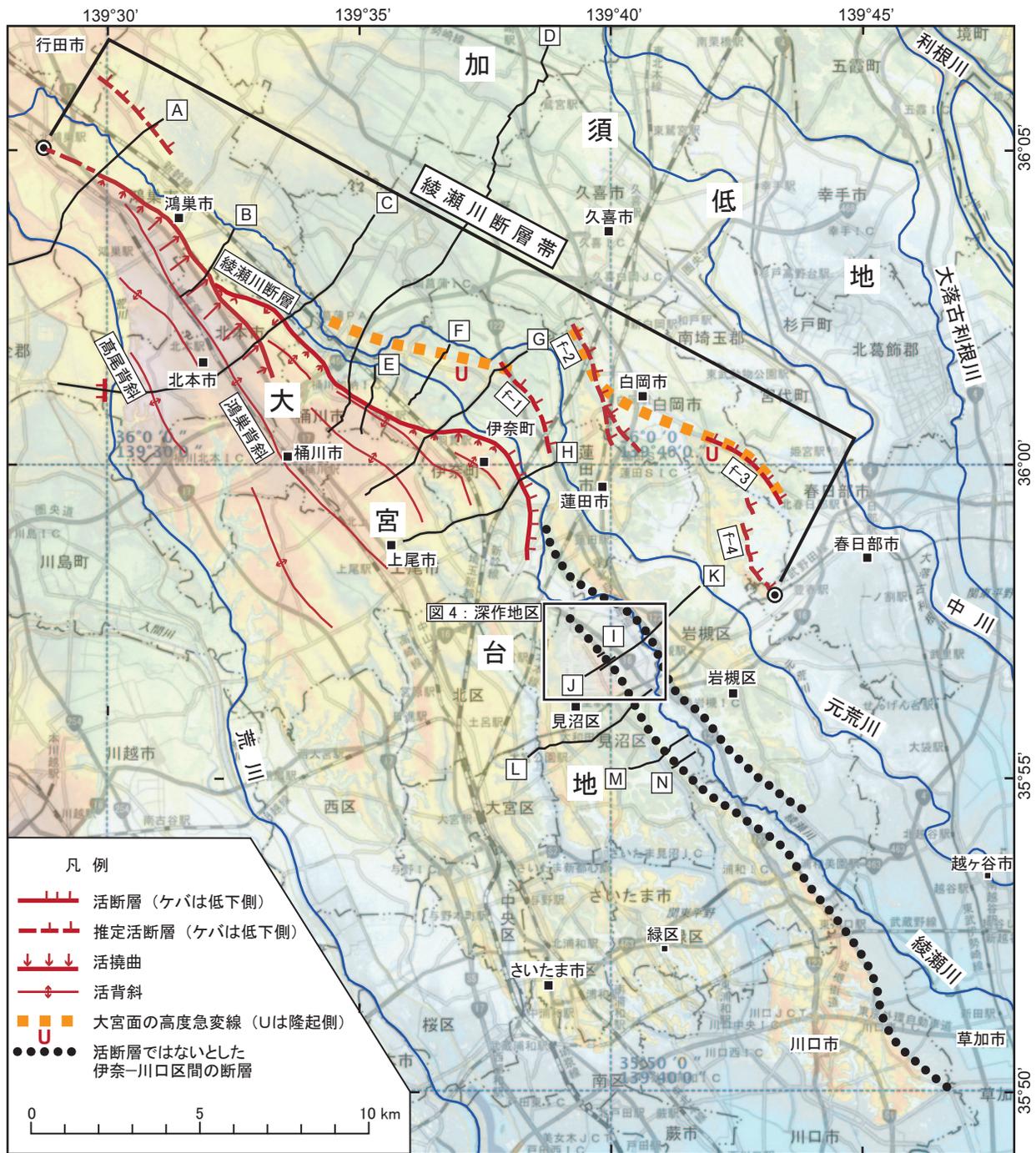


図1 綾瀬川断層帯の活断層等の位置と主な調査地点

活断層等の分布は、澤ほか (1996), 熊原 (2016) および本調査による. f-1: 関戸付近の断層, f-2: 小久喜付近の断層, f-3: 太田新井付近の断層, f-4: 慈恩寺付近の断層. 黒線は浅部地下構造を対象とした反射法弾性波探査測線. A: 横倉ほか (2007), B: Ishiyama et al. (2013), C: 堀川ほか (2014) の測線 5, D: 山口ほか (2007), E: 埼玉県 (1996) の C 測線, F: 遠藤ほか (1997) の IH 測線, G: 堀川ほか (2014) の測線 4, H: 堀川ほか (2014) の測線 2, I: 遠藤ほか (1997) の AY-2 測線, J: 本調査 K: 埼玉県 (1996) の A 測線, L: 堀川ほか (2014) の測線 3, M: 埼玉県 (1996) の C 測線, N: 遠藤ほか (1997) の AY-1 測線.



図2 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）による深谷断層帯・綾瀬川断層の位置



図3 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2000）による元荒川断層帯の位置
元荒川断層帯南部（点線）は活断層ではないと評価された。

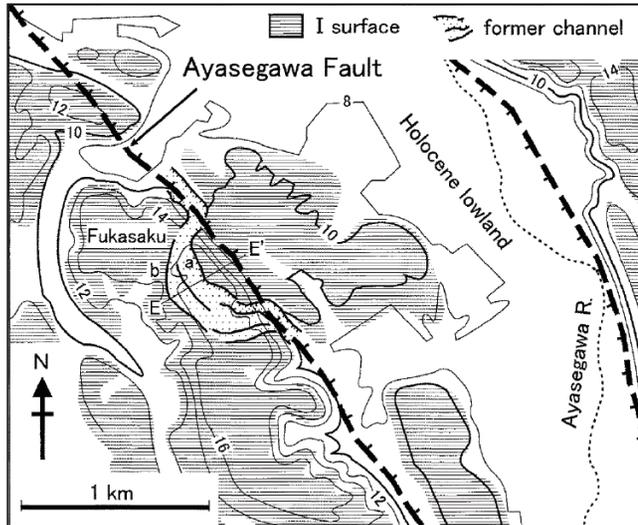
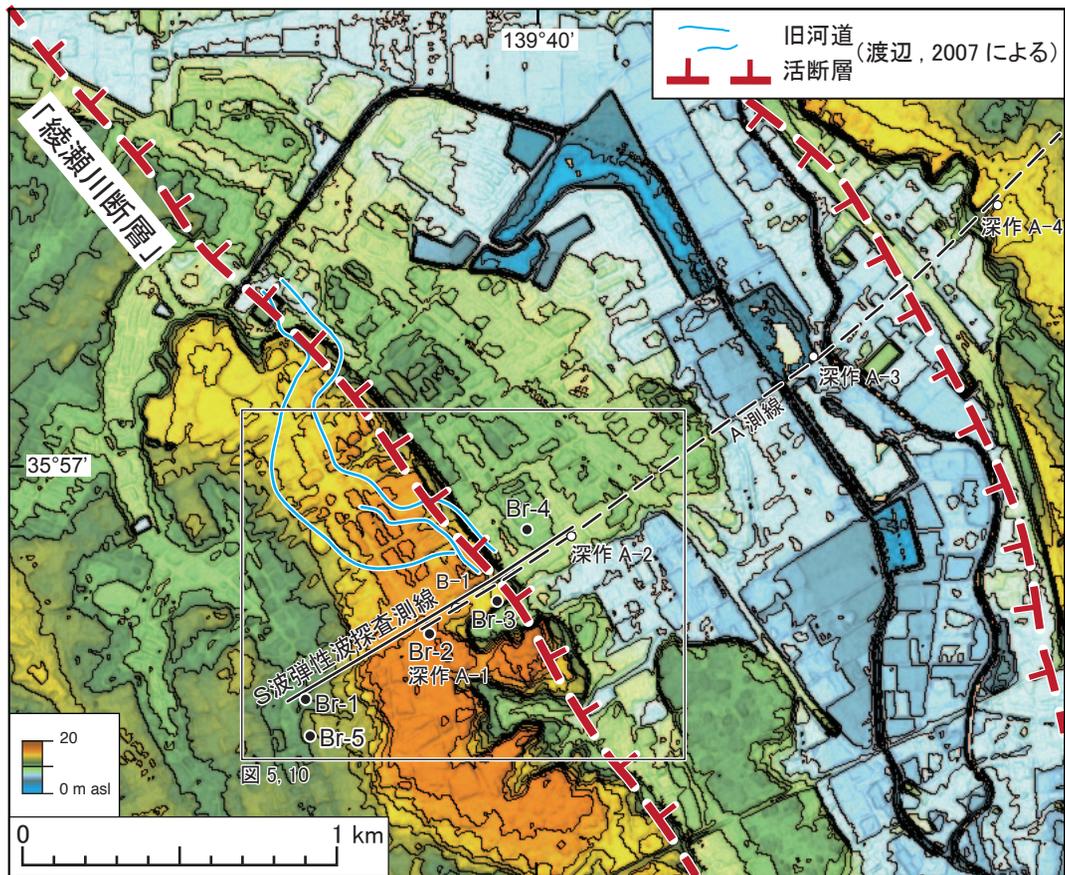


図4 深作地区の地形と反射法弾性波探査およびボーリング調査の位置

上: 地形図は, 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル(5mメッシュ)から作成. 等高線間隔は1m. 本調査によるS波反射法弾性波探査測線およびボーリング調査地点(Br-1~5)とともに, 埼玉県(1996)によるP波反射法弾性波探査測線(A測線)およびボーリング調査地点(深作A-1~4)を示す.

下: 渡辺(2007)による深作地区の変動地形図.

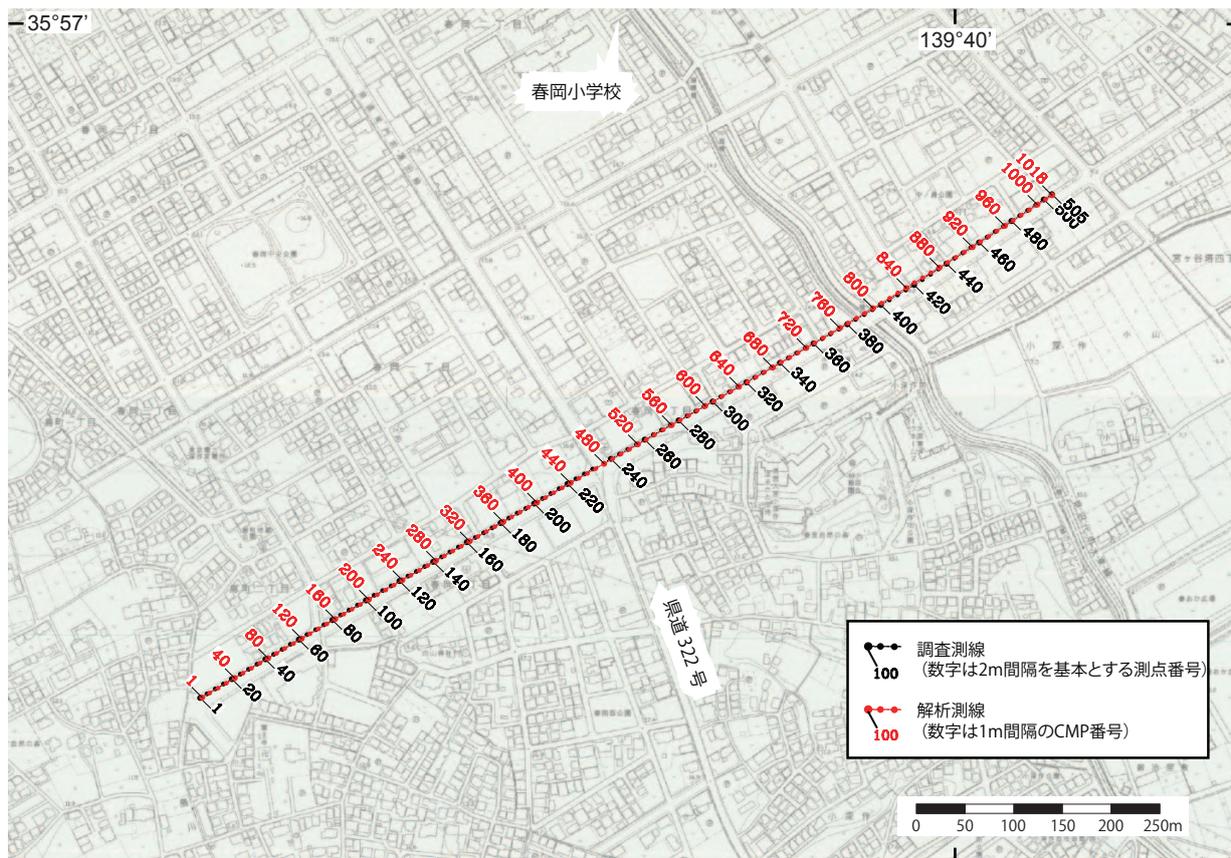


図5 S波反射法弾性波探査測線の詳細位置
 地形基図は、さいたま市地形図 (1/2,500) を使用.

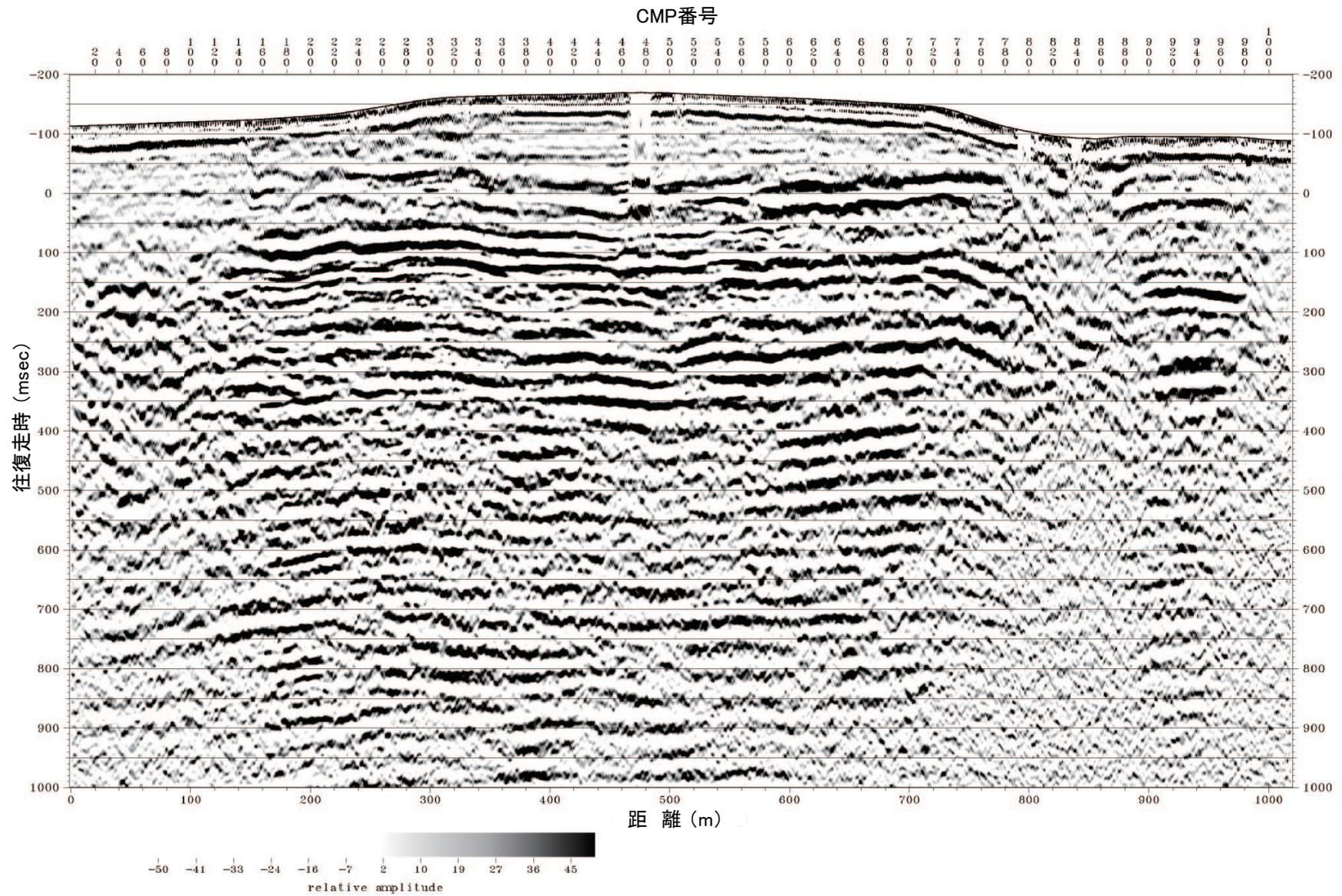


図6 S波反射法弾性波探査による重合時間断面図
 標高0mを基準として地表面の標高を往復走時に補正して表示.

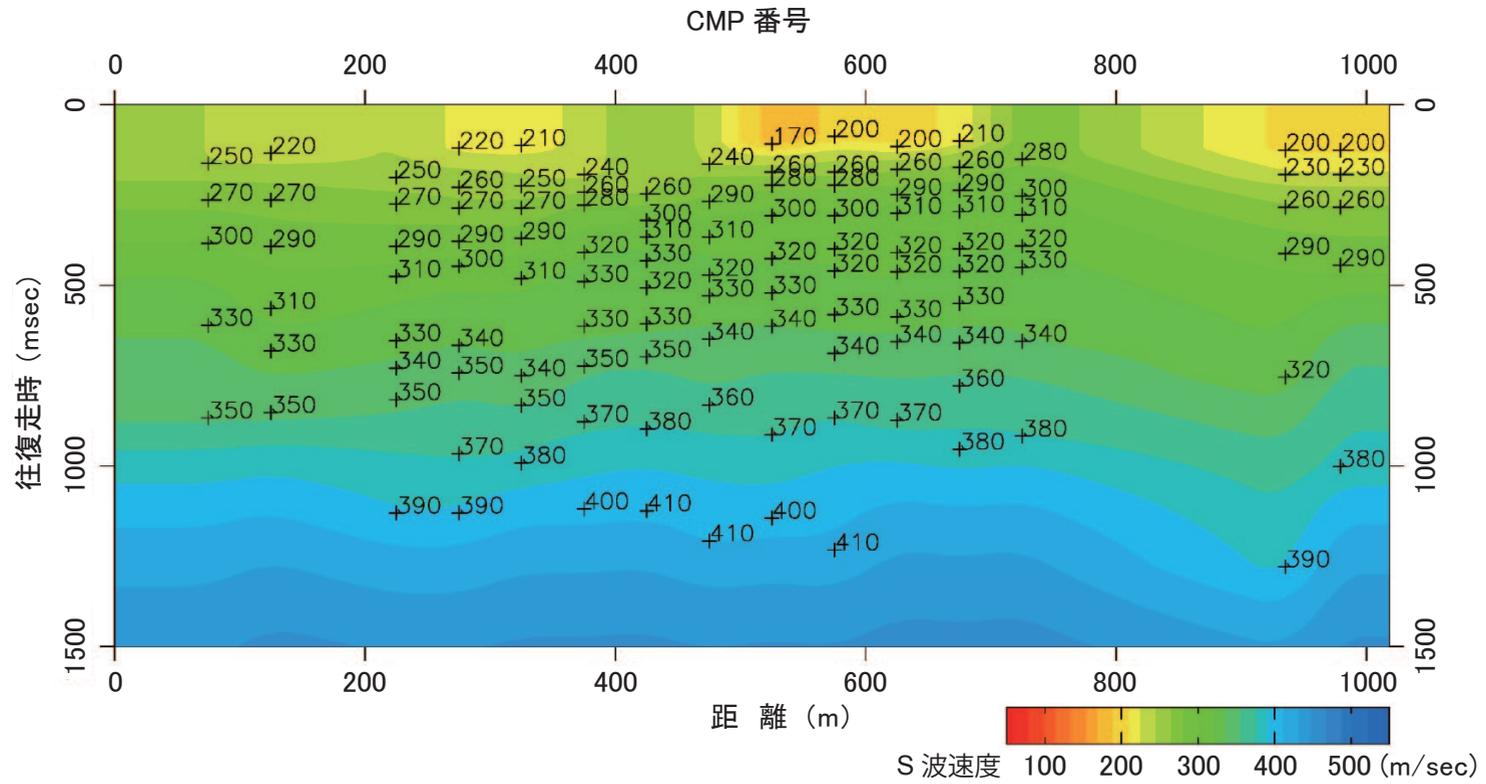


図7 S波反射法弾性波探査による重合速度分布図

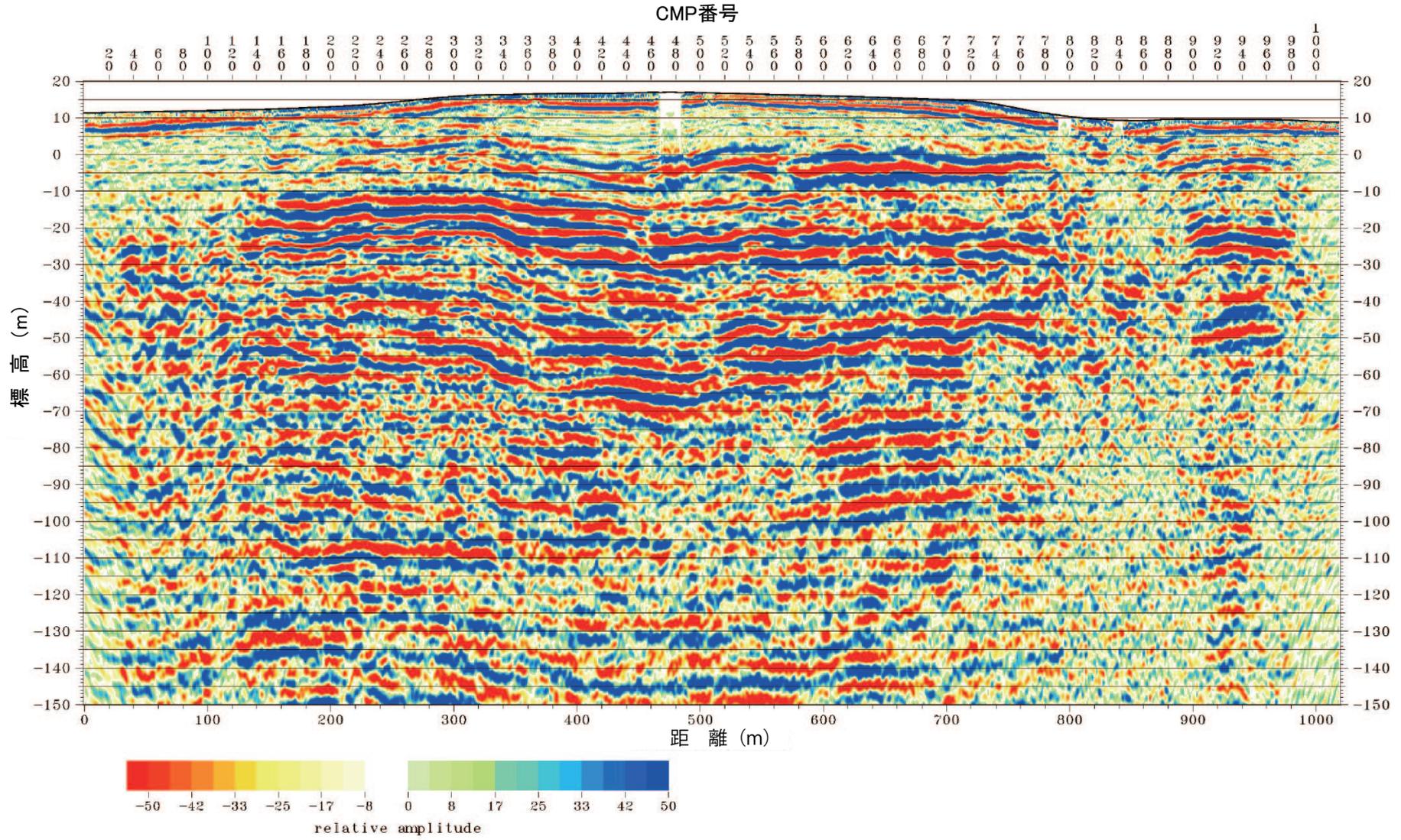


図8 S波反射法弾性波探査によるマイグレーション後深度断面図

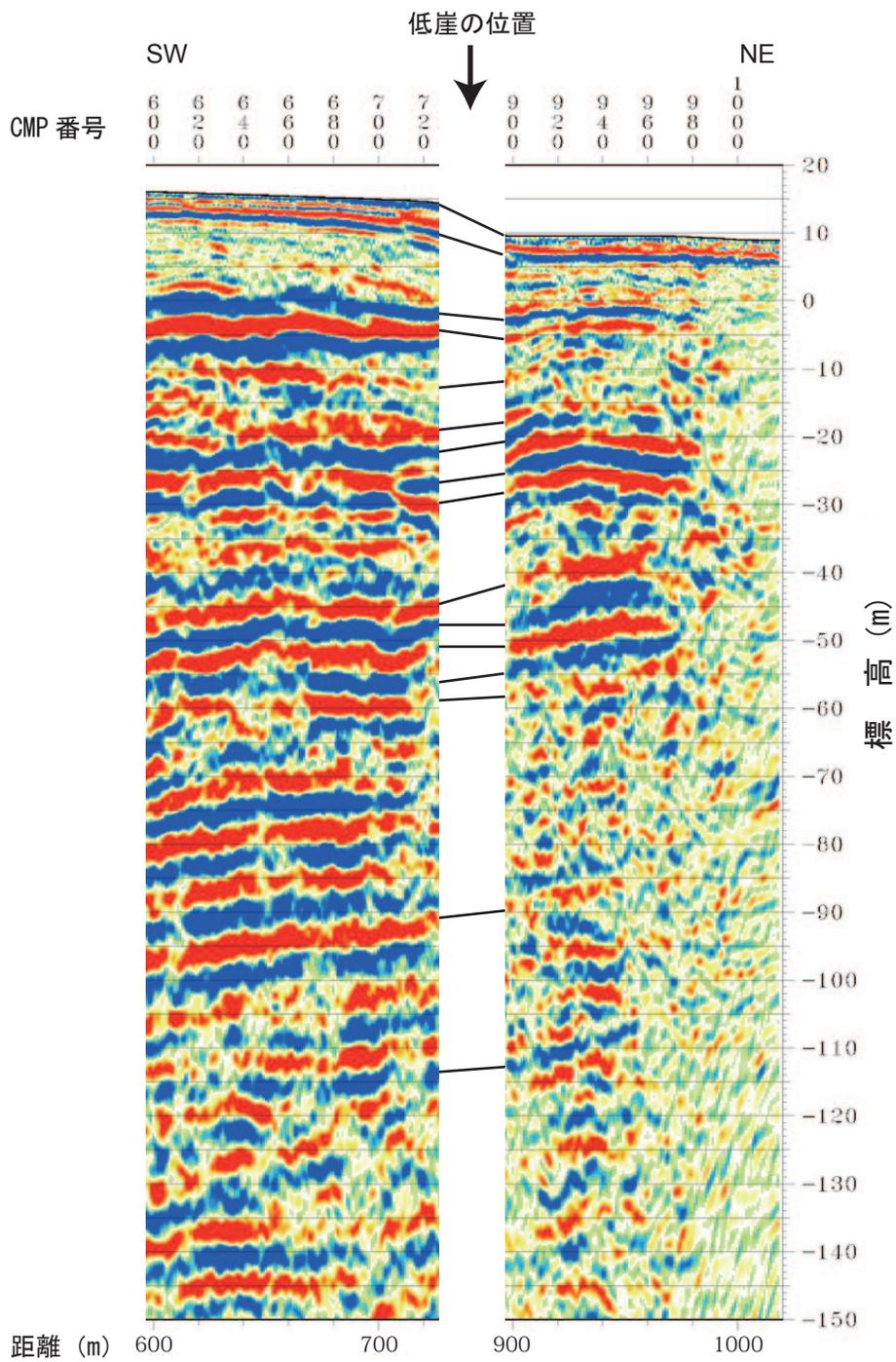


図9 活断層とされてきた低崖を挟んだ両側における反射面の比較
マイグレーション後の深度断面による。

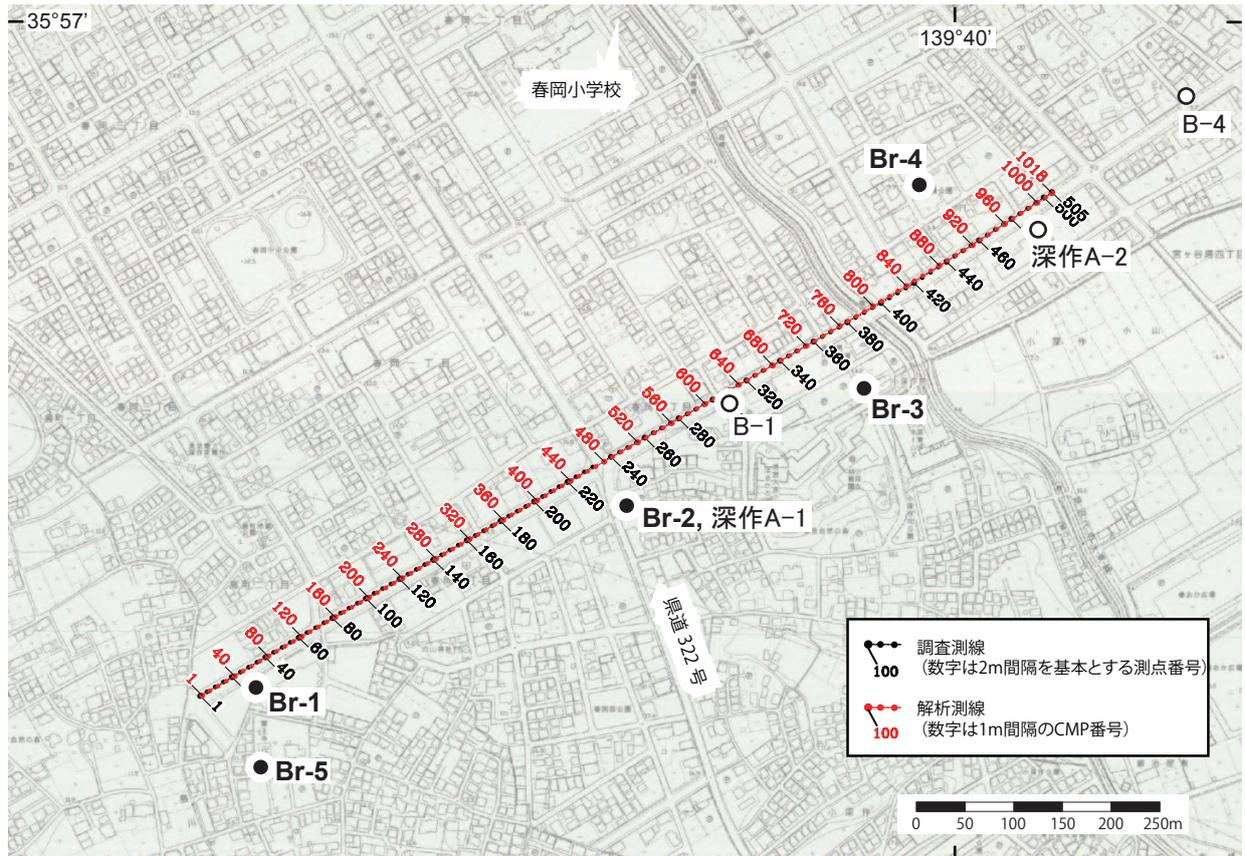


図10 ボーリング調査地点の詳細位置

堀口・角田（1987）によるボーリング調査地点（B-1，4）と埼玉県（1996）によるボーリング調査地点（深作A-1，2）をあわせて示す．基図は，さいたま市地形図（1/2,500）を使用．

孔番: Br-1 深度: 0.00~30.00m

孔口標高: 11.78m

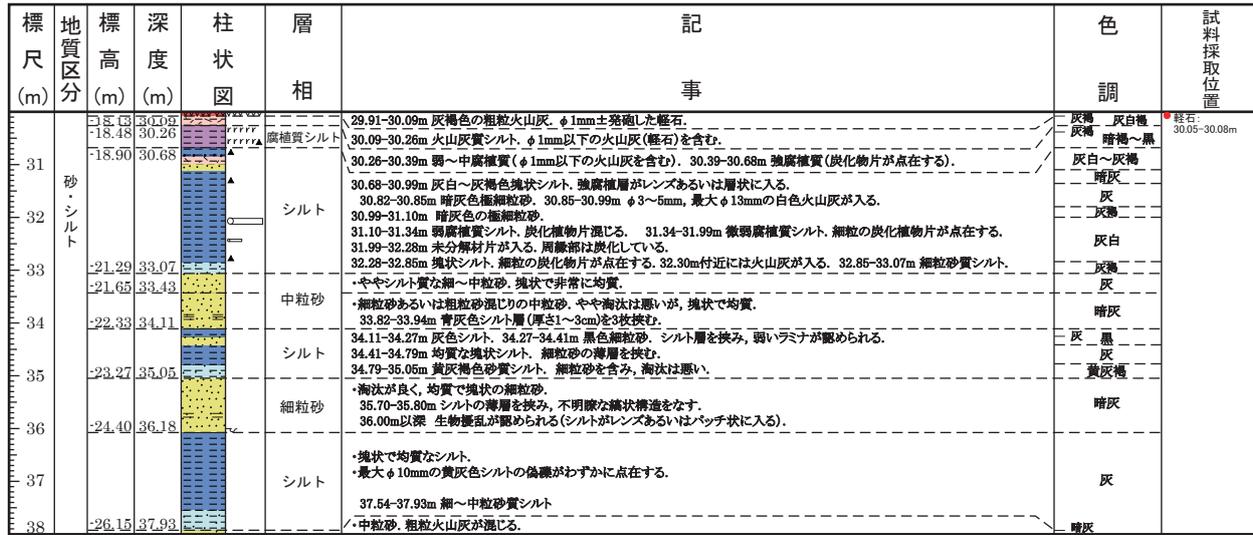
標尺 (m)	地質区分	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置
1	盛土				盛土	・暗灰色粘土状の土壌が主体 0.23-0.30m, 0.50-0.58m, 0.74-1.15m 黄褐色土層を挟む。 2.20-2.27m, 2.40-2.60m, 2.95-3.03m コンクリート塊が入る。 2.69m ガラス片が入る。		
2					黒色土壌	3.30-3.40m φ50mmの角礫や砂が雑多に混じる(盛土からの混入物)。 3.40-4.23m 黒色土壌。シルト質で多い。未分解植物片を含む。 3.76-3.90m 未分解植物片がやや多い。4.23-4.33m 中～粗粒砂, 最大φ5mmの角礫が入る。	暗灰 黒 暗黒褐	
3					腐植質シルト	4.33-4.84m 暗茶灰色腐植質層(中～強程度)。4.43-4.70m 強腐植質シルトが根状・パッチ状に混入する。 4.84-5.00m 腐植質層(中～弱程度) 5.00-5.13m 暗茶灰色弱腐植質層	暗茶灰 茶灰	
4	砂質シルト				砂質シルト	・細粒砂混じりの半固結シルト。鮮やかな青灰色を呈し、ほぼ塊状。 5.13-5.25m 砂分やや少なく、未分解植物片を混入する。5.64m 中腐植質シルトの薄層。 5.82m～ 暗青灰色で、黒色細粒砂の薄層を挟む。6.00-6.23m 暗青灰色シルト質細～中粒砂。 6.23-6.36m 暗灰褐色シルト混じり細粒砂。6.36-4.33m 灰褐色シルト混じり細粒砂。下位層との境界は明瞭(傾斜角は約18°)。	青灰 暗青灰 暗灰褐	
5					砂	・細粒砂優勢。比較的に淘汰の良い暗灰色細粒砂層と灰色のシルト～中粒砂混じり層が不明瞭ながら層状をなす。 7.09-7.28m 暗灰色細粒砂を主体とする。淘汰は悪い。 7.35m～ 灰白～灰色細粒砂を主体とする。淘汰は悪い。 7.75-7.81m やや青みを帯びた暗灰色を呈し、φ2～3mmの細礫が混じる。	灰～暗灰	
6	砂・シルト				細粒砂	7.81-7.95m 中腐植質シルト。細粒砂混じりで、下位層に漸移する。 7.95-8.61m 比較的に淘汰の良い塊状の細粒砂。下位層との境界は明瞭である(傾斜角は約45°)。 8.61-8.74m 強腐植質シルト。8.74-9.00m 暗灰色塊状シルト。炭化した植物片を含む。	暗茶灰 灰褐 暗灰	
7					シルト	・細～中粒砂主体で、比較的に淘汰は良く、塊状を呈する。部分的に弱い層状構造が認められる。 9.00-9.52m シルト混じり層。シルト層を挟む。生物擾乱により、砂中にパッチ状にシルトが入る箇所が見られる。 9.52-9.80m 中粒砂混じり細粒砂。 9.80-10.00m やや淘汰が悪く、中～粗粒砂が混じる(9.85m以深には、中～粗粒砂が集積する)。 10.00-10.59m 細粒砂主体(10.35-10.40mにはほぼ水平に弱いラミナが認められる)。 10.59-11.25m 中粒砂混じり細粒砂。 11.25-11.77m 中粒砂主体。比較的に均質で塊状(11.53m付近にはシルト塊がパッチ状に入る)。	暗灰	
8	シルト				シルト	11.77-12.07m 細粒砂主体。比較的に淘汰は良く、均質で塊状(12.05mに炭化物片が入る)。 12.07-12.65m 灰白色シルト。細～中粒砂をレンズ状あるいはパッチ状に取り込んでいる。 12.55-12.63m 暗灰白色シルト質極細粒砂。	暗灰白	
9					砂	12.63-13.18m 中粒砂。比較的に淘汰は良く、均質で塊状(12.63-12.80mに生痕が認められる)。 13.18-13.88m 細粒砂主体。シルト質層や中粒砂混じり層を挟み、不規則で不明瞭な線状構造(厚さ0.5～3cmでほぼ水平)をなしている。 13.80m 厚さ1mmの腐植質層。13.83-13.85m シルト層 13.88-15.16m 中粒砂。比較的に淘汰は良く、均質で塊状。	暗灰	
10	砂				砂	・最下部に粗粒砂が混じる。 ・細粒砂優勢だが、極細粒砂やシルト層を挟み、不規則で不明瞭な線状構造(ほぼ水平)をなしている。 15.16-16.49m 比較的に淘汰の良い細粒砂。シルトや腐植質層の薄層を挟む。 16.25-16.49m シルト塊をパッチ状に取り込む(生痕)。 16.49-16.57m 灰色シルト(生物擾乱が認められる)。 16.57-16.72m 極細粒砂(淘汰が良く、非常に均質で塊状)。 16.72-16.92m 灰色シルト(極細粒砂塊をパッチ状に取り込む)。 16.92-17.87m 灰色シルトと暗灰色細～極細粒砂の互層。生物擾乱が顕著に認められる。	暗灰～灰	
11					砂	・細粒砂。淘汰が良く、非常に均質で塊状。 ・極細粒砂。淘汰が良く、非常に均質で塊状。φ1mm程度の炭化物片が点在する。	暗灰	
12	シルト質極細粒砂				シルト質極細粒砂	・極細粒砂とシルト優勢層が細か～層またはレンズ状に重なり、不均質である。生物擾乱が認められる。 20.07-20.14m 暗灰色細粒砂	灰	
13					シルト	20.14-20.40m 細粒砂混じりシルト(比較的均質)。 20.40-20.60m 塊状シルト(細粒砂をパッチ状に取り込む)。 20.60-20.83m 塊状シルト(極細粒砂の薄層を挟む。生痕が認められる)。 20.83-21.12m 塊状シルト(均質)。 21.12-22.16m 細粒砂質シルト(貝殻片や生痕が認められる)。 21.58m 長辺5cmの貝殻片が入る。21.66, 21.70m 炭化物片が入る。	暗灰	
14	砂				砂	・中粒砂優勢。細～粗粒砂も多く混じり、非常に淘汰が悪くて不均質。 ・貝殻片の混集が顕著である。 21.16-23.25m 貝殻片の含有はおおむね10%以下。φ3～10mmの歪円礫がまれに混じる。 23.25-23.80m 貝殻片の含有は10～20%程度。 23.80-24.32m 貝殻片の含有は30～50%程度と顕著である。 24.32-25.21m 貝殻片の含有は10～20%程度。 25.03-25.21m φ20～50mmのシルト塊が塊状に入る。	灰	
15					シルト	・灰色塊状シルトと貝殻片を多く含んだ細粒砂が不規則な互層をなす。 ・砂層は、レンズ状あるいはパッチ状を呈することもある。 ・中粒砂混じりで、淘汰は悪い。 ・シルト中には、わずかに貝殻片が入る。 27.40-27.43m 中～粗粒砂, φ5mmの歪円礫が混じる。	灰	
16	砂礫				砂礫	・細～中粒砂からなり、φ8mm以下の円～歪円礫が混じる。淘汰は悪い。 27.66-27.76m シルト塊からなり、生物擾乱が認められる。 ・礫はφ3～10mmのものが卓越し、最大φ15mmの円～歪円礫が多いが、歪角礫も混じる。基質は中粒砂混じり細粒砂。 28.69, 28.87m 未分解植物片が入る。	暗灰褐	
17					腐植質シルト下	・弱腐植質シルトで、未分解植物片や炭化物片が入る。	暗灰褐	
18	砂質シルト				砂質シルト	・細～中粒砂を層状あるいはレンズ(パッチ)状に挟む。	青灰	
19					シルト	・火山灰質シルト。	灰白～灰白褐	

柱状図: ● 貝殻 ● 礫 ● 腐植質・炭化物片 ~ 生痕 ~~~~~ 腐植質 ~~~~~ 火山灰

図11 ボーリング孔Br-1のコア柱状図-その1 (深度0~30m)

孔番: Br-1 深度: 30.00~38.00m

孔口標高: 11.78m

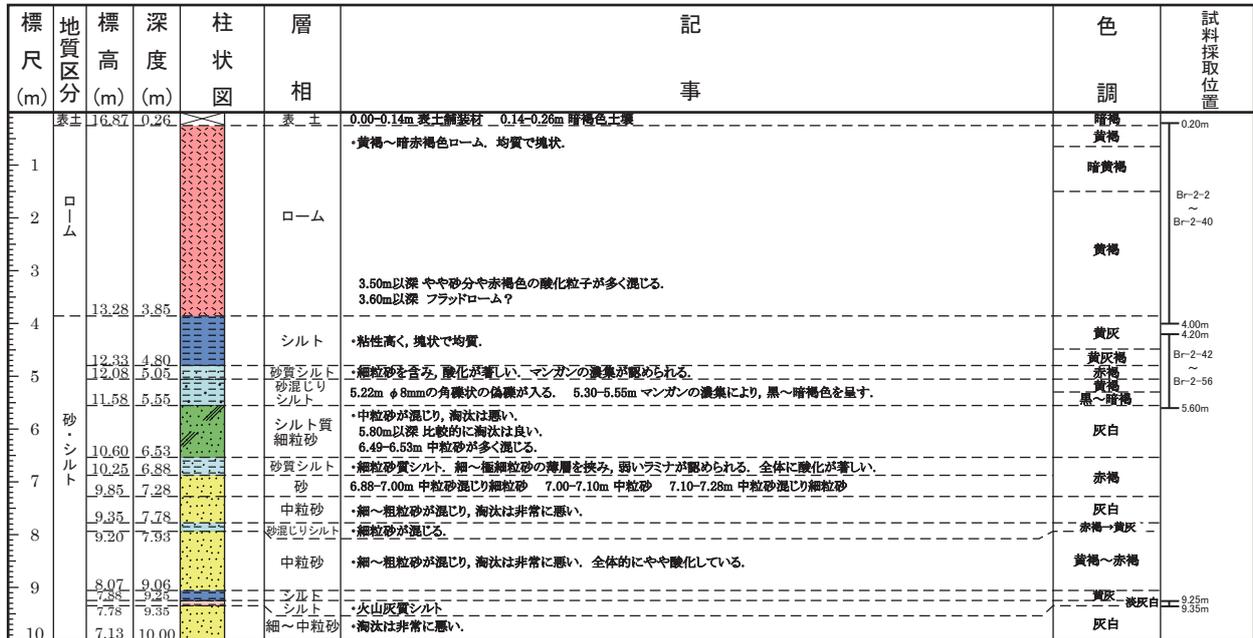


柱状図: ● 貝殻 ◯ 植物・材 ▲ 腐植片・炭化物片 ~ 生痕 ----- 腐植質 vvvvv 火山灰
火山灰分析試料採取位置: ●

図12 ボーリング孔Br-1のコア柱状図-その2 (深度30~38m)

孔番: Br-2 深度: 0.00~10.00m

孔口標高: 17.13m



柱状図: ● 貝殻 ◯ 植物・材 ▲ 腐植片・炭化物片 ~ 生痕 ----- 腐植質 vvvvv 火山灰
火山灰10cm間隔連続サンプリング: 0.20m / 2.40m

図13 ボーリング孔Br-2のコア柱状図

孔番: Br-3 深度: 0.00~30.00m

孔口標高: 14.04m

標尺 (m)	地質区分	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置
1	表土	13.56	0.48		表土	・粘性低く、もろい。0.32-0.48m間は暗褐色を呈し、黄褐～黄灰色シルト片が入る。 ・粘性高く、塊状。わずかに砂粒やφ1mm以下のマンガン粒を含む。 ・部分的に酸化帯を層状あるいはレンズ状に挟む。	暗黄褐 黄灰	
2		12.15 11.76	1.89 2.28		シルト 砂質シルト	1.45-1.89m 酸化帯およびマンガン粒が顕著である。マンガン粒は最大φ8mm。 ・細粒砂質シルト。酸化して赤褐色を呈す。マンガン粒が散在する。 ・比較的均質で塊状。φ1~5mmの黒褐～黒色のマンガン粒が点在する。 3.20-3.31m 中粒砂が多く混じり、基底部は中～粗粒砂(正酸化)からなる。	黄灰と赤褐 赤褐 黄灰	
3		10.73 10.54	3.31 3.50		シルト質 細粒砂 砂質シルト	・細粒砂質シルト。生痕中に鉄マンガンの浸染が認められる。 ・細粒砂が多く混じり、淘汰は悪い。 3.90-3.99m 火山灰? 3.90mに酸化鉄?が厚さ0.2cmで顕著する。	赤褐 黄灰褐 黄灰	● 火山灰: 3.90-3.99m
4		10.20 9.99	3.84 4.05		中粒砂 砂質シルト	・塊状で、非常に均質な中～中粒砂。φ1mm程度のマンガン粒が点在する。 4.05-4.19m ややシルト質で、細粒砂が多い。4.63-4.94m 顕著な酸化帯。 5.10-5.27m 黄灰色シルト。5.12-5.16m 顕著な酸化帯。	黄灰褐 黄灰褐 黄灰	
5		8.77 8.39	5.27 5.65		細～中粒砂 細粒砂	・細粒砂優勢で中粒砂が混じる。 ・中粒砂優勢で均質。 6.31-6.32m 顕著な酸化帯(暗赤褐色)。	黄灰褐 黄灰褐	
6		7.72 7.72	6.32 6.32		中粒砂	・中粒砂が多く混じる細粒砂。 ・黒色味を帯び、シルト質や灰白色の不透明な層を挟み、ごく弱いラミナがあるところもある。 6.32-6.39m ややシルト質。6.70-6.77m シルト質。 7.60-7.87m 粗粒砂。酸化して赤味を帯びる。7.87-7.88m 酸化して固結したシルト。 8.10m φ15mmのシルト塊が入る(生痕?)。8.13-8.16m シルト 8.72-8.75m シルト質細粒砂 9.00-9.18m ややシルト質 9.18-9.20m 黒色細粒砂 9.30-9.37m 厚さ1cmのシルト質な薄層をほぼ水平に挟む。逆酸化を示す。 9.53m シルト塊がレンズ状に入る。	黄灰褐 黄灰	
7		4.46 4.46	9.58 9.58		細～中粒砂	・やや不均質な細粒砂。ほぼ水平な弱いラミナが認められる。 9.58-9.65m 黄灰色シルト。 10.18-10.90m やや中粒砂が多く混じり、淘汰はあまり良くない。 11.56-11.67m 中粒砂が多く混じる。	黄灰 黄灰褐	
8	砂・シルト							
9								
10								
11								
12								
13		1.54 0.97	12.50 13.07		シルト	12.50-12.68m 黄灰色シルト。12.68-12.91m 腐植質シルト。12.60m以深はより強い腐植質。 12.91-12.98m 灰白色細粒火山灰。13.00-13.07m 強腐植質シルト。	黄灰 黄褐 灰白	● 火山灰: 12.91-12.97m
14		0.54 0.54	13.50 13.50		シルト	13.07-13.09m 弱腐植質。13.16-13.20m 極細粒砂が混じる。13.49-13.50m 緑灰色変色帯。 13.50-13.71m 細粒砂。厚さ5mmのシルトを挟む。 13.71-13.85m 中～粗粒砂。生痕により、シルト塊がレンズ状に断続的に連なる。 13.85-13.88m シルト。13.88-13.92m 砂質シルト。13.92-13.94m 粗粒砂。13.94-14.17m シルト 14.17-14.24m シルト質細粒砂。14.24-14.47m 細粒砂。14.47-14.72m 細粒砂質シルト 14.72-15.27m 細粒砂。14.72-14.90m 生物擾乱が認められる。	黄灰 淡青灰 黄灰褐	
15		-1.23 -1.65	15.27 15.69		砂 細粒砂	15.27-15.30m 緑灰色シルト。15.30-15.42m 灰白色シルト(炭化物の薄層を挟む)。15.62-15.69m 灰色シルト。 ・細粒砂優勢。 ・比較的淘汰は良く、均質。部分的にラミナが発達する。 16.20-16.55m 黒灰色細粒砂層を挟み、織状構造をなす。16.26m シルトの薄層(厚さ0.2cm)を挟む。 17.12-17.37m ラミナが発達する。 17.25m 以深 やや中～粗粒砂が混じる。 17.29-17.31m 中粒砂。正酸化を示す。	灰 暗赤灰 暗赤灰	
16		-3.49 -3.49	17.53 17.53		細粒砂 極細粒砂	・極細粒砂優勢。 ・部分的にラミナが発達し、生痕が認められる部分がある。 18.13m 砂中にレンズ状に軽石(?)が集積する。 18.20-18.35m 非常に細かいラミナが発達する。 18.36-18.72m 生痕が顕著である。18.78, 18.81m 黒色の薄層を挟む。 19.10m 砂中にレンズ状に軽石(?)が集積する。19.13-19.37m ラミナが発達し、織状構造をなす。	暗灰	● 軽石: 18.13m ● 軽石: 19.10m
17		-5.33 -6.40	19.37 20.44		細粒砂	・ごく弱いラミナが発達し、比較的均質で淘汰は良い。 20.15-20.32m 白色の中～粗粒砂が顕著する薄層(軽石混じり?)が層状あるいはレンズ状に挟まれる。 20.40-20.45m 極細粒砂。	暗灰	● 軽石: 20.32m
18		-7.25 -7.83	21.29 21.87		シルト 極細粒砂	・シルト優勢。 ・細～極細粒砂を不規則に層状あるいはレンズ状に挟み、織状構造をなす。 ・極細粒砂優勢。生痕が顕著に見られ、生痕をシルトが充填している。	灰 暗灰	
19		-8.44 -9.46	22.48 23.50		シルト 極細粒砂	・シルト優勢。 22.25m以深 細粒砂質で、生痕が多い。22.37-22.42m 細粒砂からなる。 ・塊状で淘汰が良い。生痕が顕著に見られ、生痕をシルトが充填している。 23.13-23.50m φ1~2mmの貝殻片が散在する。 23.13m 長辺φ28mmの二枚貝片が入る。	暗灰	
20		-10.47 -10.90	24.51 24.94		シルト シルト質砂	23.50-23.66m やや細粒砂が混じり、貝殻片が散在する(23.63m 厚さ0.8cmの黒色細粒砂を挟む)。 23.83-23.95m やや細粒砂が混じり、貝殻片が点在する。 24.30-24.51m 細粒混り細粒砂を不規則に層状あるいはレンズ状に挟む。貝殻片が点在する。 ・貝殻混りシルト質細粒砂(細粒混じり)。24.63-24.70m 貝殻片含有50-70%。24.81-24.94m 貝殻片含有15-30%。	灰 青灰	
21		-11.48 -11.92	25.52 25.78		粗粒砂 シルト下	・粗粒砂優勢。24.94-25.16m 青灰～緑灰色シルト。25.00m以深 細粒混り粗粒砂の薄層を挟む。 25.16-25.52m 極細粒砂や細粒砂。細～中粒砂層を挟み、織状構造をなす。 ・部分的に生痕が認められる。	青灰 黒褐 明灰	
22		-13.02 -13.02	27.06 27.06		砂	・細粒砂優勢。粗粒砂や細粒層を挟む。正酸化を示す。 26.13m φ7mmの貝殻片が入る。 26.48-26.77m 細粒混り粗～極粗粒砂層を、4~5cmの間隔で挟む。	黒灰	● 軽石: 26.71m
23		-13.96 -13.96	28.00 28.00		粗粒砂	・粗粒砂優勢。細粒砂～細粒混り層を挟み、非常に不均質。 27.13-27.18m 細粒砂。27.18-27.28m 粗～極粗粒砂～正酸化を示す。27.48m 厚さ0.3-1.0cmの強腐植質シルト。 27.75-27.86m 極細粒砂(基底部に細粒が浸染)。27.86-28.00m 細粒砂(ほぼ水平なラミナが発達する)。	黒灰	
24								
25								
26								
27								
28								
29								
30								

柱状図: ● 貝殻 ○ 補物・材 ▲ 腐植片・炭化物片 ~ 生痕 ***** 腐植質 vvvvv 火山灰
火山灰分析試料採取位置: ●

図14 ボーリング孔Br-3のコア柱状図-その1 (深度0~30m)

孔番: Br-3 深度: 30.00~36.00m

孔口標高: 14.04m

標尺 (m)	地質区分 (m)	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置
30		-16.03	30.07					
31		-16.43 -16.66	30.47 30.70		細粒砂 シルト	・細粒砂優勢。生痕が認められる。 30.07-30.14m 緑灰色シルト。 ・生痕が認められる。	黄灰 黒灰 赤褐色	
32		-17.88	31.92		砂	・細～中粒砂優勢。最上部にシルトと細粒砂が互層状をなし、中～下部は中～粗粒砂が多く、ほぼ水平なアミナが認められる。 30.47-30.70, 30.77-30.82m シルト, 30.86-30.96m 細質シルト, 30.96-31.26m 細粒砂 (生痕が顕著である)。 31.25-31.53m 細粒砂 (アミナが認められる)。 31.53-31.92m 中～粗粒砂層, 31.87-31.92m 淘汰の悪い粗粒砂。	暗灰	
33		-19.07 -19.31	33.11 33.35		シルト 火山灰質層	・やや砂質な部分があり不均質。 33.11-33.13m 乳白色火山灰? 33.13-33.16m 青灰色シルト, 33.16-33.28m 黄灰褐色シルト。 33.28-33.35m 軽石層。中～粗粒砂大の軽石が混集。シルト分も混じるので、再堆積の可能性もあり。 33.35-33.46m 強腐植質 (暗黒褐色)。 33.46-33.51m 中腐植質 (暗灰褐色)。 33.51-33.68m 強腐植質と中腐植質の互層状。 33.57m 軽石? 混集 (再堆積)。 33.68-34.06m 強腐植質。φ1mm以下の白色粒子 (軽石?) が点在する。 33.91m 乳白色火山灰? 34.06-34.37m 中～弱腐植質。 34.37-34.53m 灰色シルト。生痕? が入る。	青灰 黄灰層 暗黒色に暗灰・灰を挟む	● 軽石: 33.11-13m ● 軽石: 33.17-20m ● 軽石: 33.20-30m ● 軽石: 33.30-35m ● 軽石: 33.57m ● 軽石: 33.77-80m ● 火山灰: 33.91m
34		-20.49	34.53		腐植質 シルト		暗黒褐色 暗紫灰 灰	
35		-21.71 -21.96	35.75 36.00		細粒砂	・細粒砂優勢。 34.76m 厚さ3cmの黒色細粒砂。 34.76-35.30m 細粒砂とシルトが互層をなし、正鉄化を示す。 35.30-35.36m 炭化植物片が多い。 35.36-35.62m シルト。炭化物片が多く、細粒砂がレンズ状等 (生痕?) に入る。 35.68-35.72m シルトを挟む。 35.83-35.87m 細粒砂。 35.87m 以深は、比較的均質なシルト。	暗灰 黄灰 暗灰	
36					シルト			

柱状図: ● 貝殻 ◯ 植物・材 ▲ 腐植質・炭化物片 ~ 生痕 rrrrrr 腐植質 vvvv 火山灰
火山灰10cm間隔連続サンプリング: 0.00m, 3.80m

図15 ボーリング孔Br-3のコア柱状図-その2 (深度30~36m)

孔番: Br-4 深度: 0.00~15.00m

孔口標高: 10.56m

標尺 (m)	地質区分 (m)	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置
1	表土	9.56	1.00		表土	0.00-0.26m 暗黄褐色土壌。植物根が多く入る。 0.26-1.00m 黄赤褐色土壌。団粒状のしまりの悪い土壌。	暗黄褐色 黄赤褐色	0.00m
2	ローム				ローム	・塊状。わずかに砂粒や炭化物片を含む。	黄褐色	Br-4-1 ~ Br-4-38
3		7.47	3.09					
4		6.33	4.23		細粒砂質 シルト 中粒砂	・粘性の高いシルト (ブラッドローム)。細粒砂や炭化物片を多く含み、不均質。 3.26-3.53, 3.73-4.10m 細粒砂塊がレンズ状あるいはパッチ状に入る。 4.08m 以深 基質は中～粗粒砂、非常に淘汰悪い。最下部に黄灰色シルトが入る。	黄灰～黄灰褐色	3.80m
5		5.49	5.07		砂	4.23-4.33m 極細～細粒砂 (灰～黄褐色)。 4.33-4.49m 粗粒砂あるいは細粒混じり細～中粒砂。 4.49-4.92m 細～中粒砂 (下部に粗粒砂層を挟む)。 4.92-5.07m 細粒混じり粗粒砂。	灰褐色～赤褐色	
6		4.74	5.82		細粒混じり 粗粒砂	5.20-5.29m φ3mm程度の円～歪円礫。 5.35-5.37m 青灰色細粒砂。 5.37-5.60m 淘汰の悪い砂礫。 5.60-5.67m 中～粗粒砂 (最大φ12mmの歪角礫混じる)。 5.67-5.82m 細礫。礫はφ3~5mmの歪角礫が多い。	灰～灰褐色	
7					砂	・細粒砂優勢。部分的に弱いアミナが認められる。中粒砂が混じり、淘汰は良くない。 5.82-6.03m シルト (腐植質層を挟む)。 6.79-6.87m 極細粒砂。 7.05m φ15mmの歪円礫が入る。 7.14-7.33m 中粒砂主体で、淘汰は悪い。 7.33, 7.80m 腐植質層。 7.82-7.93m 中粒砂が多く混じる。	青灰 灰	
8	砂・シルト	2.63 2.47 2.17	7.93 8.09 8.39		シルト 腐植質シルト	・塊状。厚さ5mmの腐植質層を挟む (7.94m)。 ・強腐植質。	青灰 黒褐色 灰	
9		1.75 1.44	8.81 9.12		シルト	・塊状で均質。やや青味がかかる。 ・細粒砂がわずかに混じる。	灰	
10		0.51 0.24 -0.12	10.05 10.32 10.68		砂混じりシルト 細粒砂	・淡緑灰色シルトと細～極細粒砂の互層状。 ・逆鉄化が顕著である。	淡緑灰～灰	
11						・塊状 ・10.50m付近までは、シルト分を含む。	灰	
12						・細粒砂優勢。比較的淘汰が良く、弱いアミナが認められる。 10.82-10.93m 灰白色シルトの薄層を挟み、明確なアミナが見られる。 10.93-11.12m 中粒砂。 11.26-11.31m シルトの薄層を挟む。	暗灰	
13					砂	12.70-12.77m 黄灰色シルト 12.85-12.93m 黄灰色シルト塊の偏集が混じる。 13.00-13.06m 暗灰色細粒砂。 13.08-13.17m 灰白色シルトの薄層を挟む。	黄灰 黄灰 赤褐色	
14							黄灰	
15		-4.44	15.00			14.49m 黄灰色シルトの薄層を挟む。	暗灰	

柱状図: ● 貝殻 ◯ 植物・材 ▲ 腐植質・炭化物片 ~ 生痕 rrrrrr 腐植質 vvvv 火山灰
火山灰10cm間隔連続サンプリング: 0.00m, 3.80m

図16 ボーリング孔Br-4のコア柱状図

孔番: Br-5 深度: 0.00~12.00m

孔口標高: 12.97m

標尺 (m)	地質区分	標高 (m)	深度 (m)	柱状図	層相	記事	色調	試料採取位置	
1	ローム	12.75	0.22		ローム	・黄褐～暗黄褐色ローム。比較的均質で塊状。 ・未分解植物片が混じる。	黄褐	0.00m	
2								黄褐	Br-5-1 ~ Br-5-32
3		9.81	3.16					2.83-3.16m 乳白色シルト片(軽石?)が点在する。最下部には黒色粒子が入る。	
4	シルト	9.40	3.57		シルト	・粘性の高いシルト(フランドローム)。黒色のマンガノ粒や砂粒等が混じる。 ・粘性の高い黄灰白色シルト。炭化物片や褐色炭化物片が入り、やや不均質。 3.57-3.87m 酸化し、黄褐色を呈す。 4.00-4.20m 不規則な塊状網目状あるいは帯状の酸化帯が見られる。 4.40-4.82m 不規則な層状の酸化帯が見られる。炭化物および腐植質粘土が点在する。	黄褐	3.20m	
5		8.15	4.82						・塊状で比較的均質。5.00-5.20m付近、砂分多く混じる。
6	砂・シルト	7.73	5.24		砂	・黒灰～灰色の細～中粒砂と細粒砂等が塊状構造をなす。弱いラミナが認められる。 5.60-5.77m 細～中粒砂からなり、φ5mm以下の重円礫がわずかに混じる。 5.77-5.88m 粗粒砂からなり、φ5mm以下の重円礫が混じる。 5.88-5.96m 灰白色シルト。極細粒砂の層を挟む。 5.95-6.00m 極細粒砂。	暗灰～灰		
7		6.17	6.80						・灰色細粒砂優勢で、比較的均質で淘汰は良い。 6.80-6.90m 細粒砂混じりシルト 6.99-7.30m シルト質細粒砂(7.22-7.30m 灰褐色酸化帯) 7.64-7.80m シルト混じり細粒砂
8	腐植質シルト	5.17	7.80		腐植質シルト	・中腐植質。炭化植物片を多く含む。	暗紫灰		
9		4.88	8.09						8.09-8.17m シルト質細粒砂 8.17-8.50m 細粒砂(比較的淘汰は良い) 8.50-8.87m 細粒砂(弱いラミナが認められる) 8.74m以深 炭化物濃集層(厚さ1cm程度)や腐植質層(厚さ1.5cm)を挟む。
10	シルト	4.10	8.87		シルト	8.87-9.10m 中～強腐植質シルト 9.10-9.20m 砂混じりシルト。炭化植物片を含む。	暗紫灰		
11		2.23	10.74						・塊状で比較的均質なシルト。 ・炭化物片が点在する。
12	軽石シルト	2.18	10.88		軽石シルト	・灰白色のφ1~3mmの英徳の軽い軽石が濃集する。9.74mに最大φ12mmの軽石が入る。	灰白	● 軽石: 10.80-84m	
11		1.75	11.22						・やや砂混じりのシルト。
12	0.97	12.00			・比較的淘汰が良く、均質。 11.40m付近 シルト質レンズが入る。	暗灰			

柱状図: ● 貝殻 ◯ 植物・材 ▲ 腐植片・炭化物片 ~ 生痕 ***** 腐植質 vvvvv 火山灰
 火山灰10cm間隔連続サンプリング: 0.00m
 3.20m

図17 ボーリング孔Br-5のコア柱状図

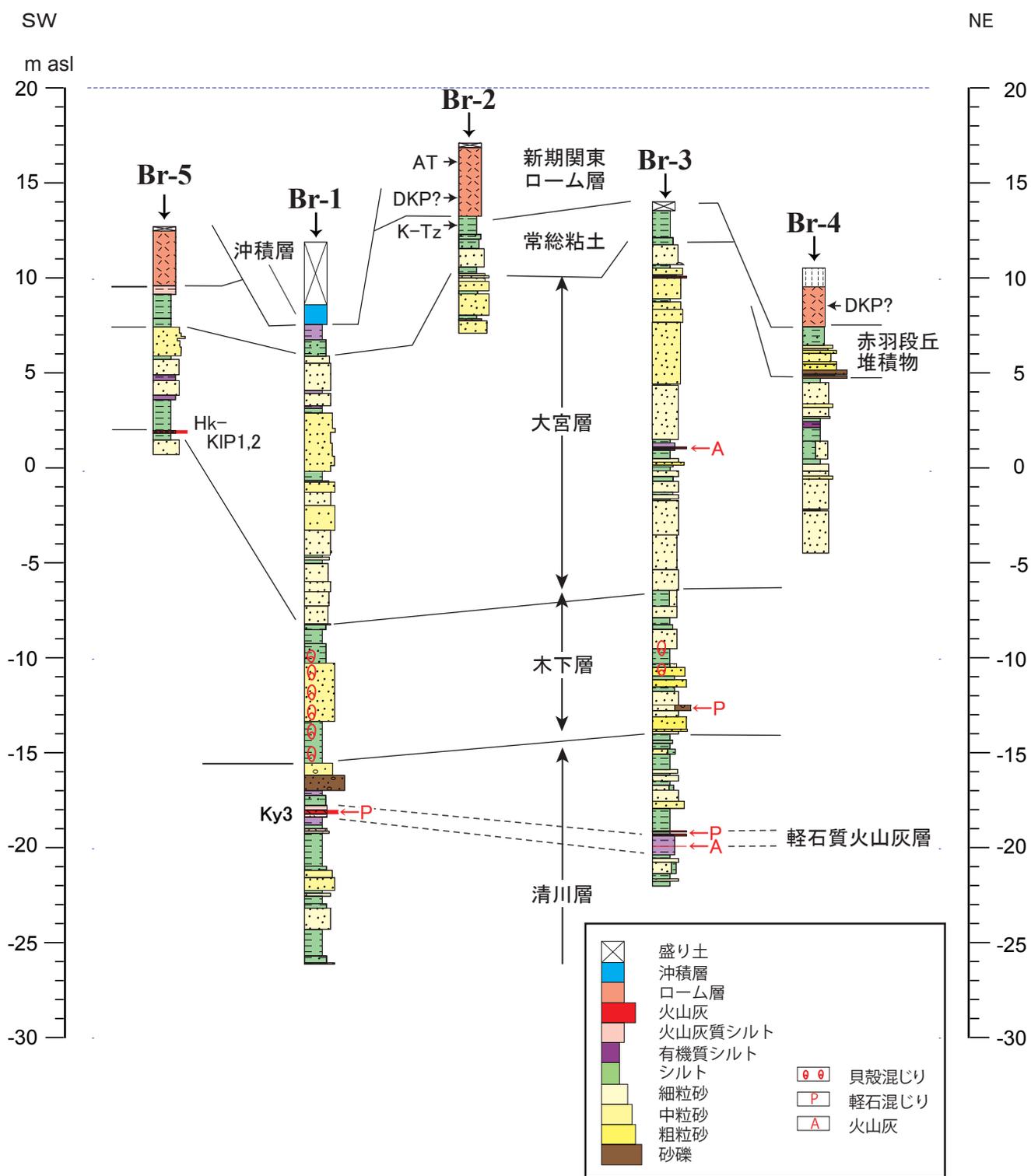


図20 本調査のボーリング調査による地下地質の層序区分と対比

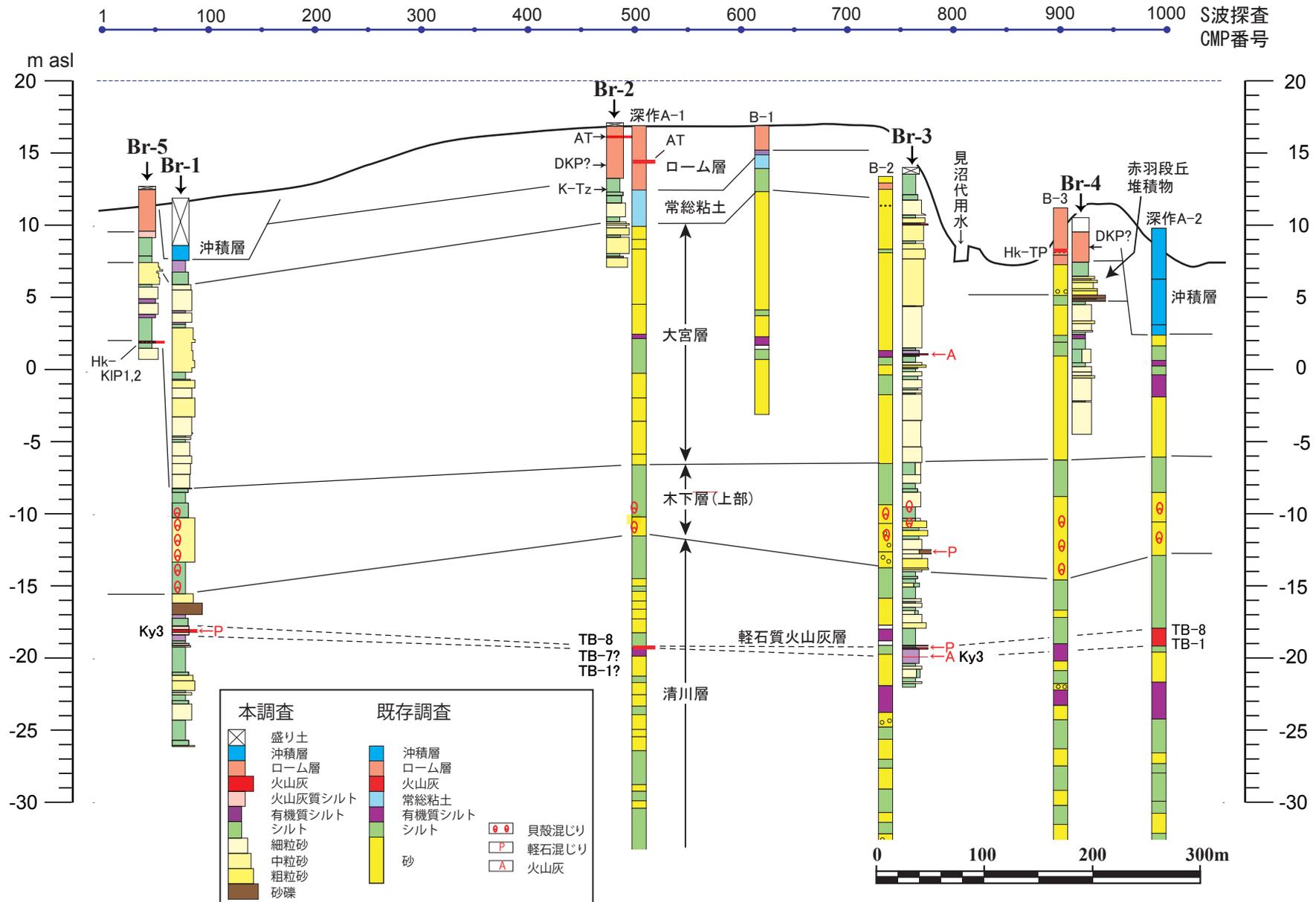


図21 本調査および既存のボーリング調査による深作地区の地下地質

B-1, 2, 3孔は堀口・角田 (1987) , 深作A-1, 2孔は埼玉県 (1996) による.

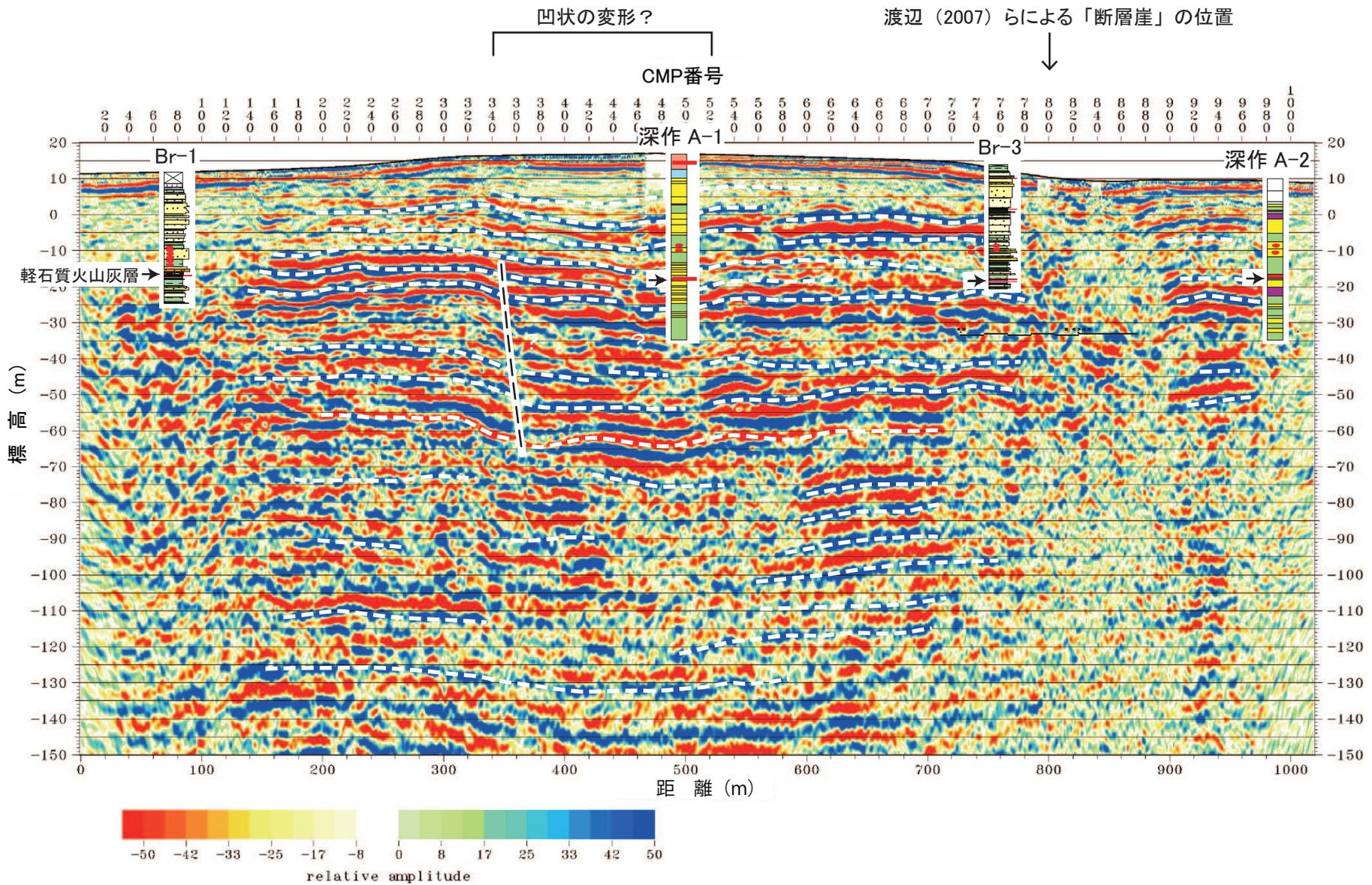


図 22 S波反射法弾性波探査とボーリング調査による深作地区の地下地質断面
 深作 A-1, 2 孔は埼玉県 (1996) による。

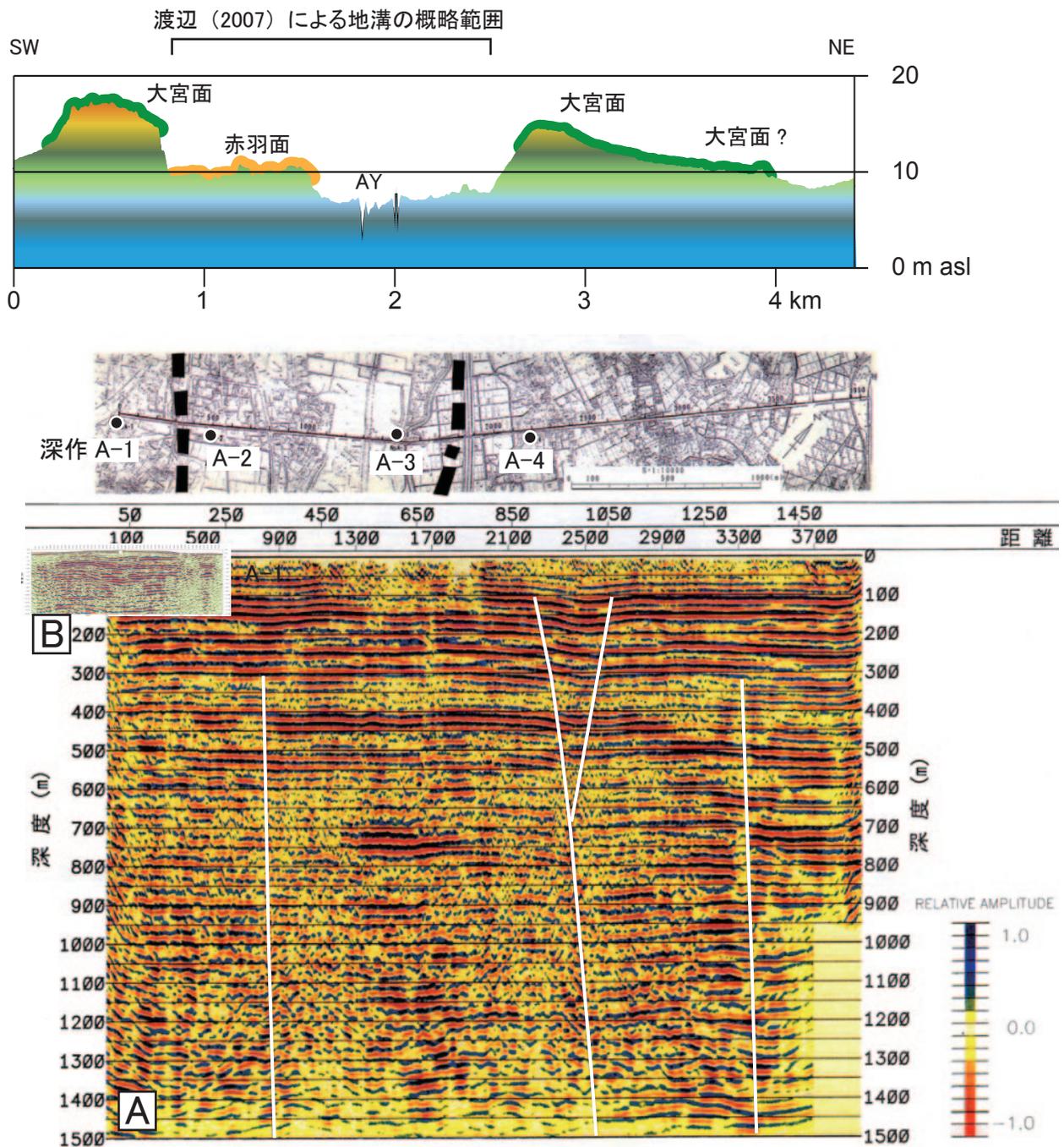


図 23 埼玉県（1996）による P 波反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較

上：地形断面図。国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5m メッシュ）から作成。

A：埼玉県（1996）による P 波反射法弾性波探査の結果。探査測線の位置は図 1、24、25 の測線 K。深作 A-1～4 は埼玉県（1996）によるボーリング調査地点。B：本調査による S 波反射法弾性波探査の結果。

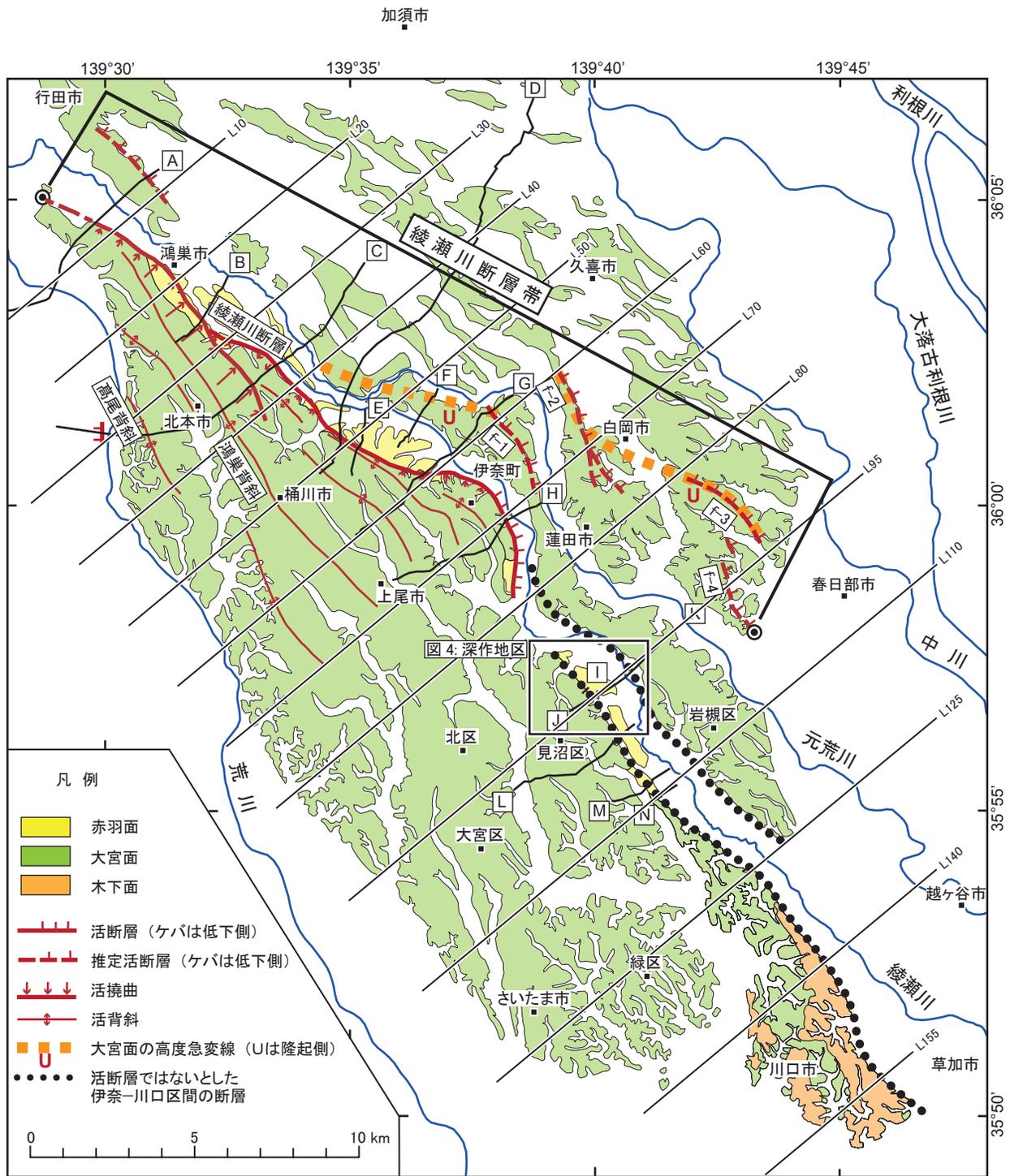


図 24 大宮台地の地形面区分および変動地形の分布

f-1：閩戸付近の断層，f-2：小久喜付近の断層，f-3：太田新井付近の断層，f-4：慈恩寺付近の断層．黒線（A～N）は浅部地下構造を対象とした反射法弾性波探査測線．A：横倉ほか（2007），B：Ishiyama et al.（2013），C：堀川ほか（2014）の測線 5，D：山口ほか（2007），E：埼玉県（1996）の C 測線，F：遠藤ほか（1997）の IH 測線，G：堀川ほか（2014）の測線 4，H：堀川ほか（2014）の測線 2，I：遠藤ほか（1997）の AY-2 測線，J：本調査 K：埼玉県（1996）の A 測線，L：堀川ほか（2014）の測線 3，M：埼玉県（1996）の C 測線，N：遠藤ほか（1997）の AY-1 測線．細い黒線（L10～L155）は，図 26，27 に示す地形断面の測線．

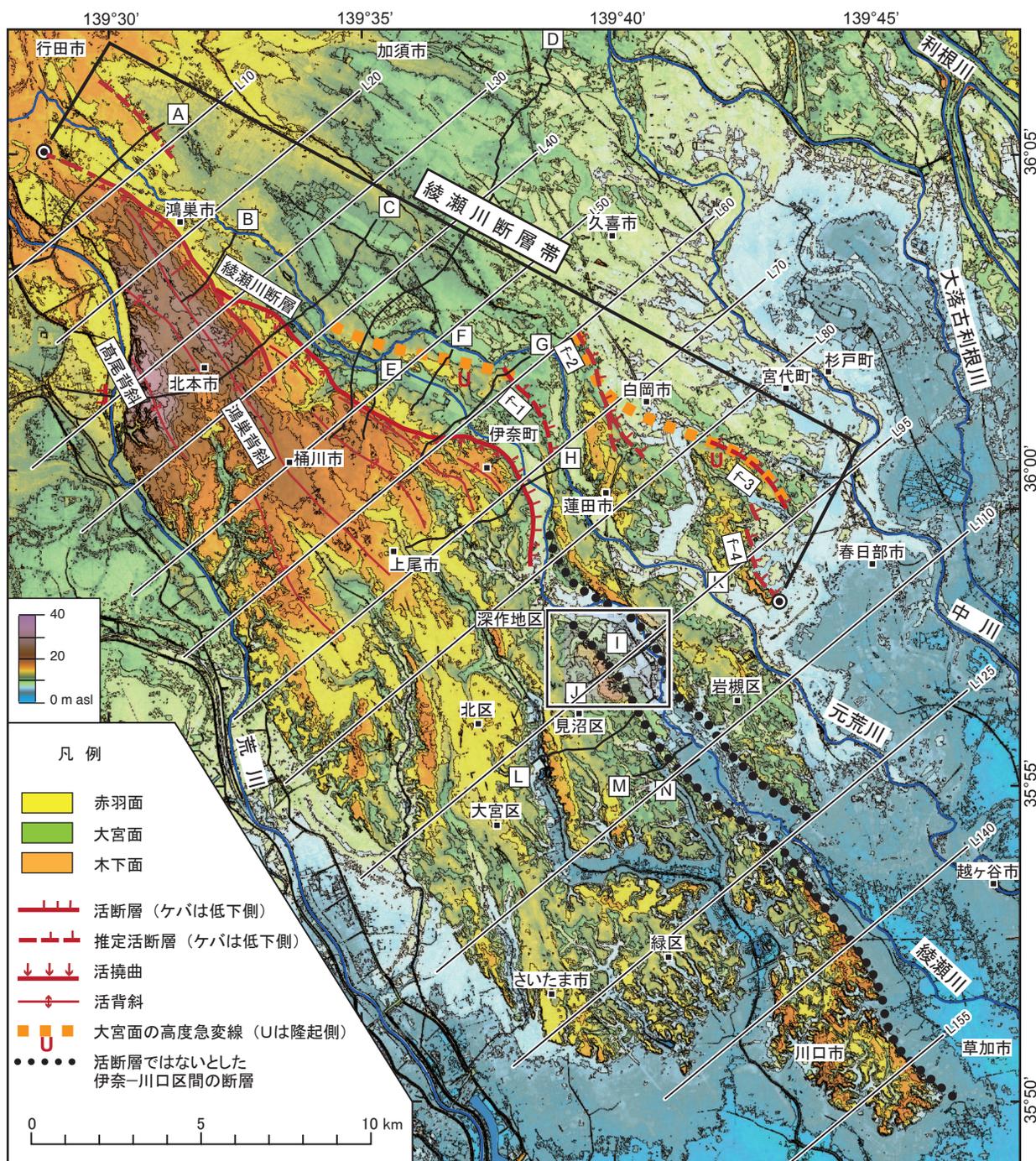


図 25 大宮台地付近の微地形を強調した地形図

f-1: 閩戸付近の断層, f-2: 小久喜付近の断層, f-3: 太田新井付近の断層, f-4: 慈恩寺付近の断層. 黒線 (A~N) は浅部地下構造を対象とした反射法弾性波探査測線. A: 横倉ほか (2007), B: Ishiyama et al. (2013), C: 堀川ほか (2014) の測線 5, D: 山口ほか (2007), E: 埼玉県 (1996) の C 測線, F: 遠藤ほか (1997) の IH 測線, G: 堀川ほか (2014) の測線 4, H: 堀川ほか (2014) の測線 2, I: 遠藤ほか (1997) の AY-2 測線, J: 本調査 K: 埼玉県 (1996) の A 測線, L: 堀川ほか (2014) の測線 3, M: 埼玉県 (1996) の C 測線, N: 遠藤ほか (1997) の AY-1 測線. 細い黒線 (L10~L155) は, 図 26, 27 に示す地形断面の測線. 地形図は, 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル (5m メッシュ) から作成. 等高線間隔は 2m.

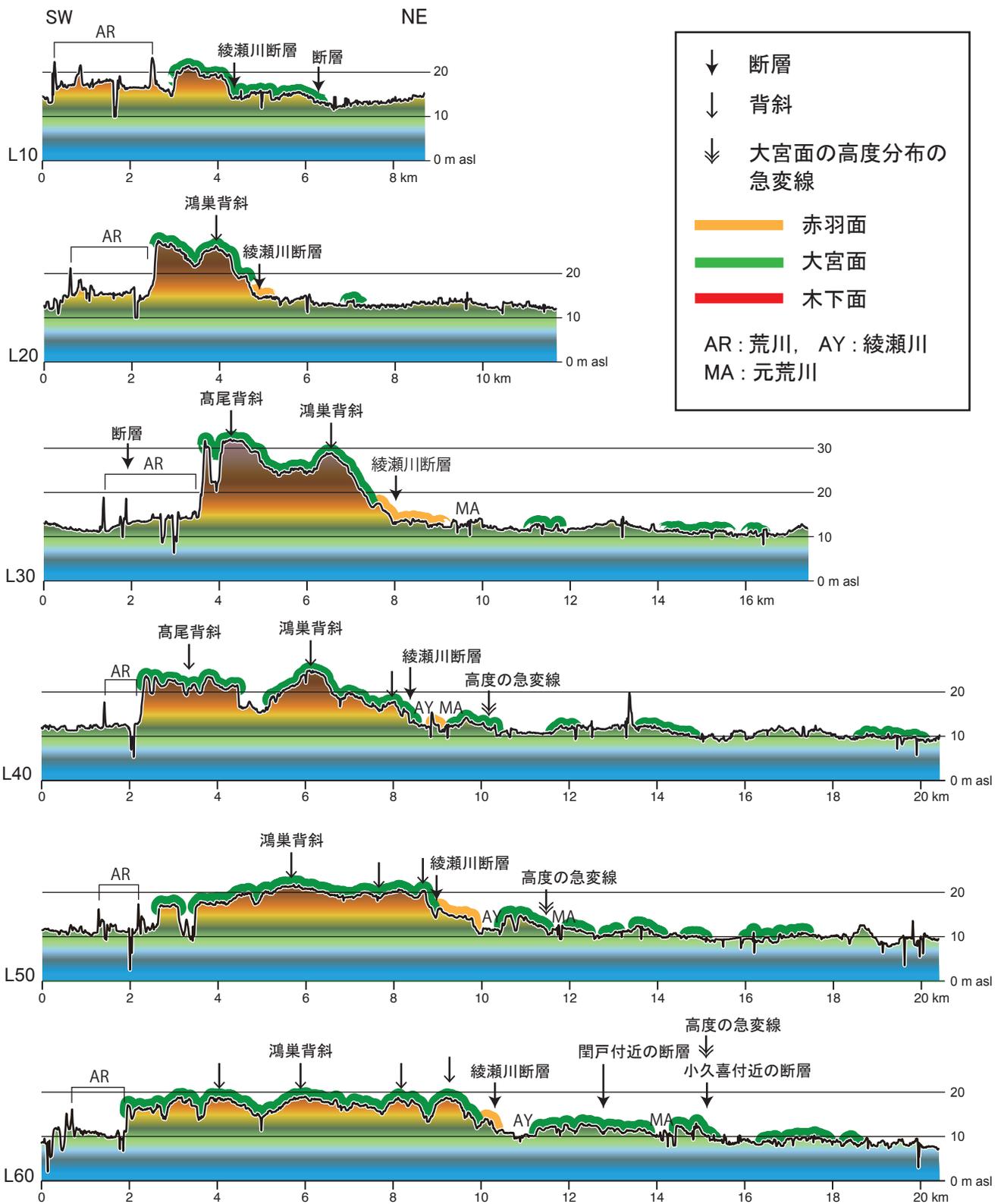


図 26 大宮台地を横切る地形断面図（北西部）

国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ヲメッシュ）から作成。断面測線の位置は図 24, 25 に示す。高さ強調は 100 倍。

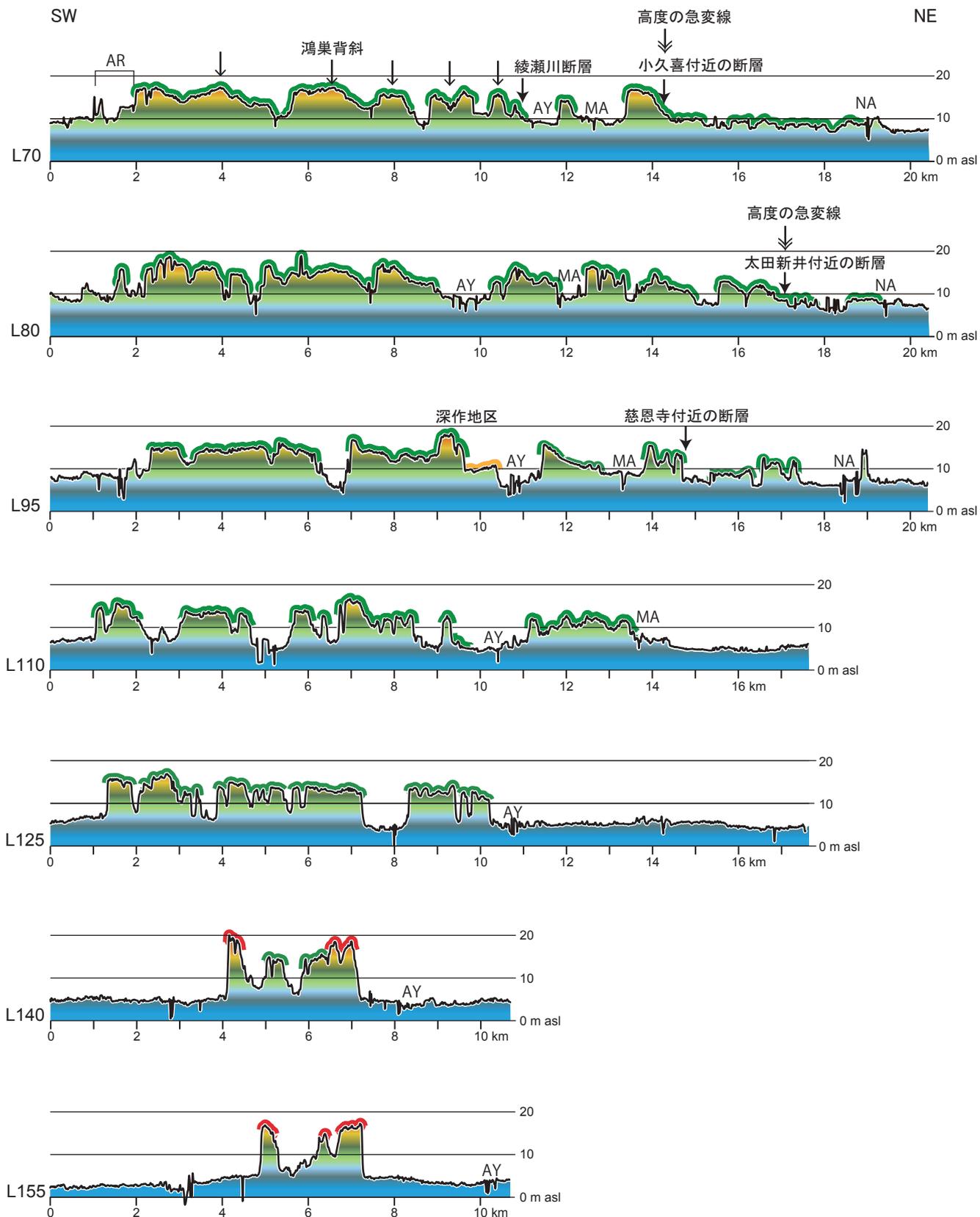


図 27 大宮台地を横切る地形断面図（南東部）

国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ヶメッシュ）から作成。凡例は図 26 に、断面測線の位置は図 24、25 に示す。高さ強調は 100 倍。

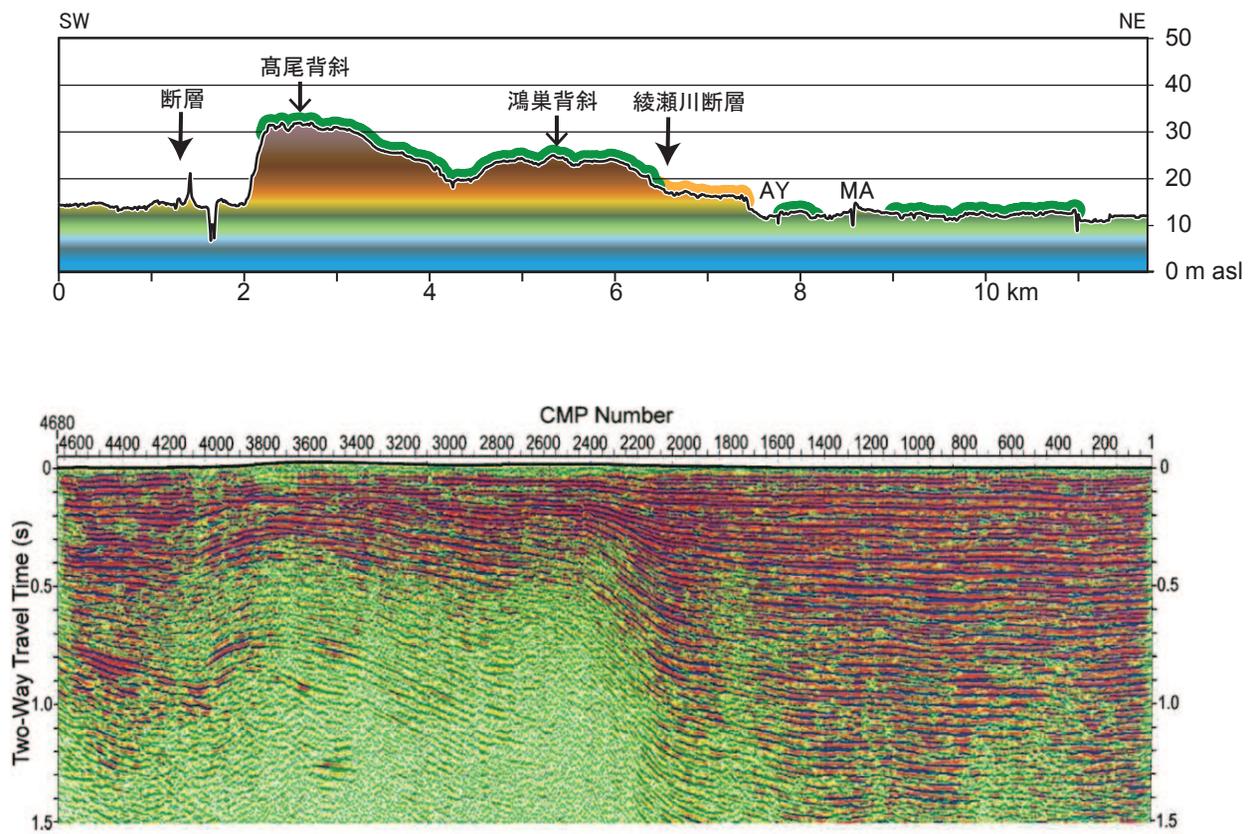


図 28 綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較（1）
 反射法弾性波探査の結果は、堀川ほか(2014)の測線5. 測線位置は図 25 などのC. 地形断面図は、
 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ッメッシュ）から作成. 凡例は図 26 と同じ. 地
 形断面の高さの強調は 50 倍.

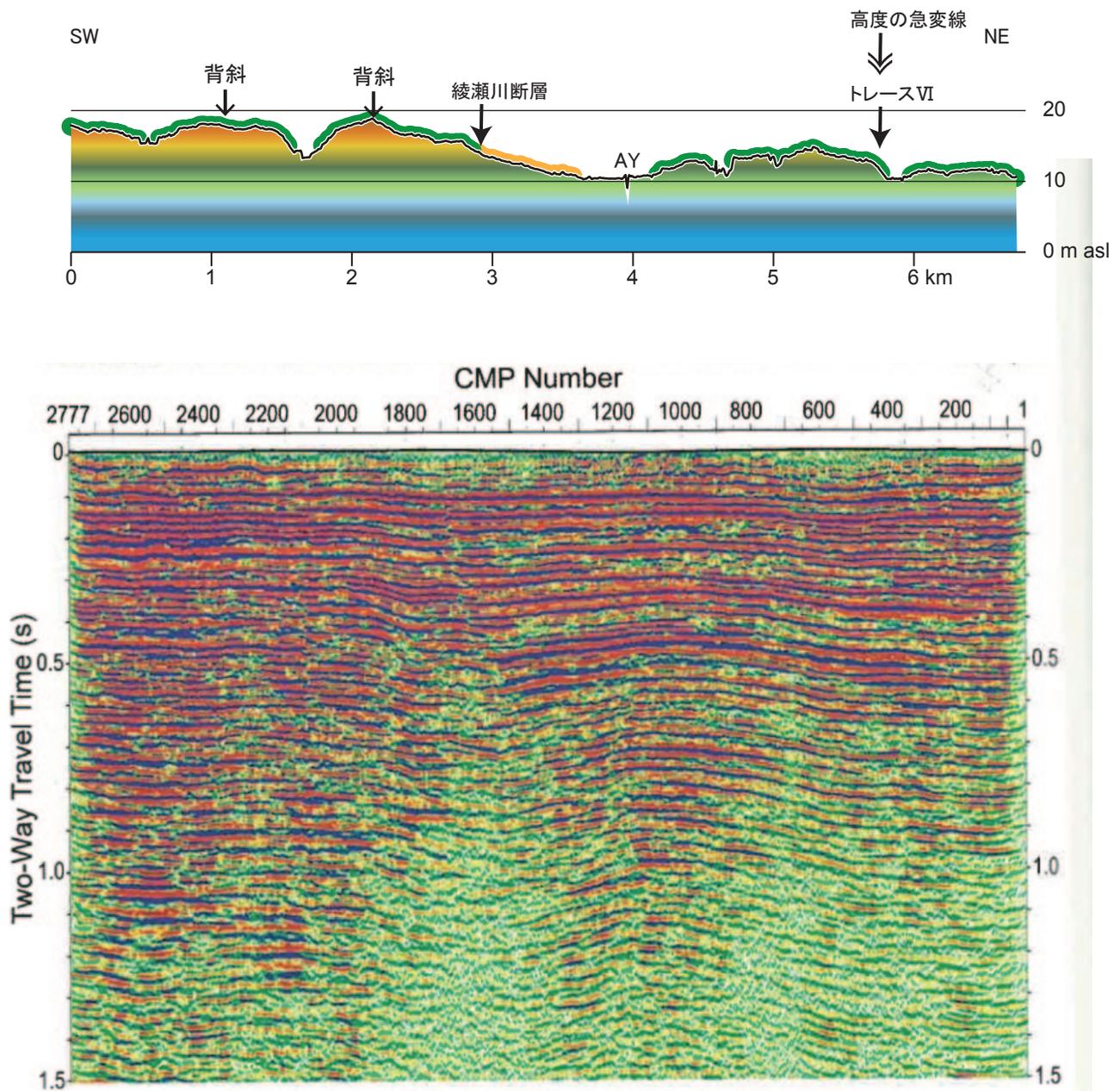


図 29 綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較（2）
 反射法弾性波探査の結果は、堀川ほか(2014)の測線 4. 測線位置は図 25 などの G. 地形断面図は、
 国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ッメッシュ）から作成. 凡例は図 26 と同じ. 地
 形断面の高さの強調は 50 倍.

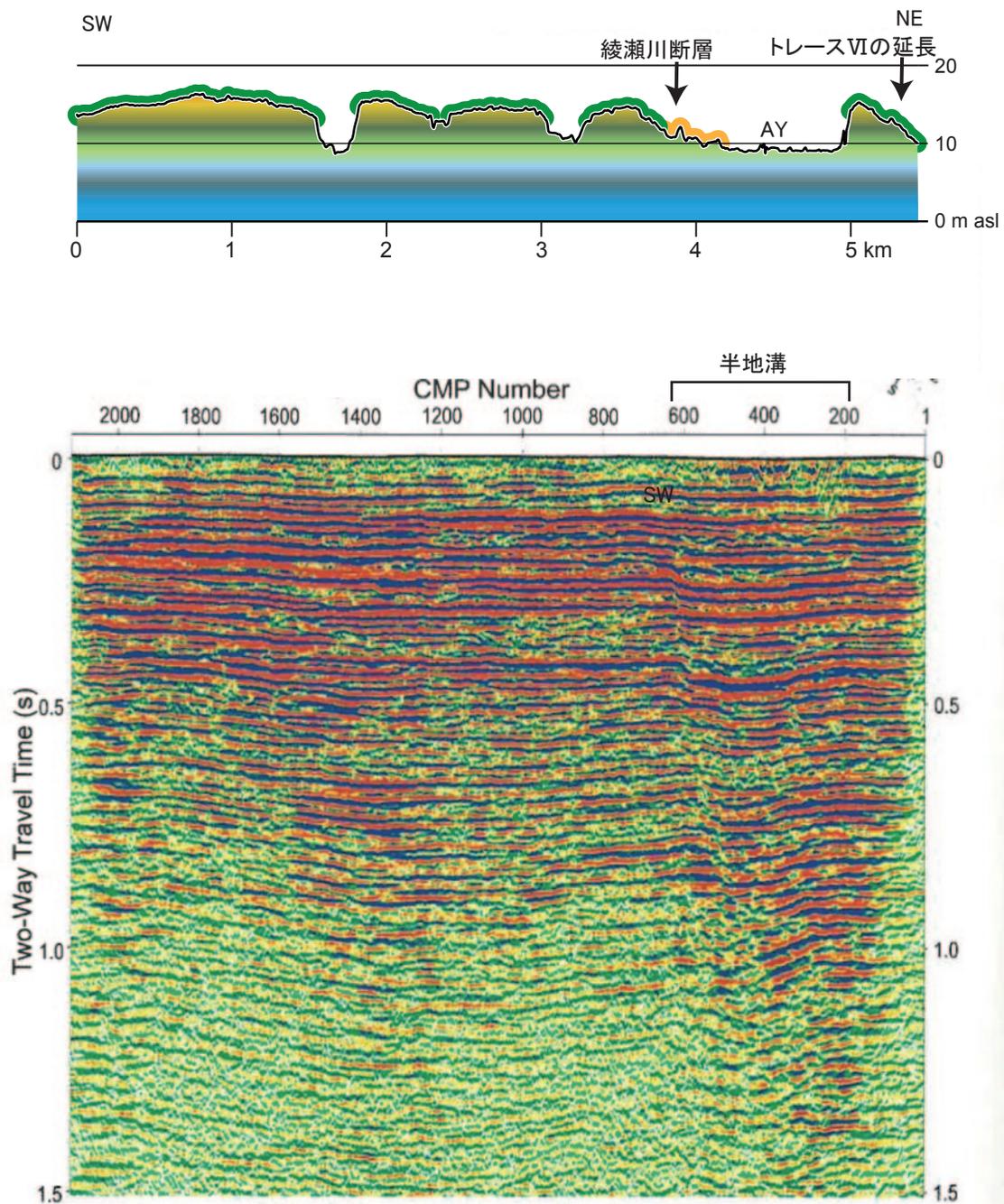


図 30 綾瀬川断層帯（鴻巣-伊奈区間）を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較（3）
 反射法弾性波探査の結果は、堀川ほか（2014）の測線 2。測線位置は図 25 などの H。地形断面図は、国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ヶメッシュ）から作成。凡例は図 26 と同じ。地形断面の高さの強調は 50 倍。

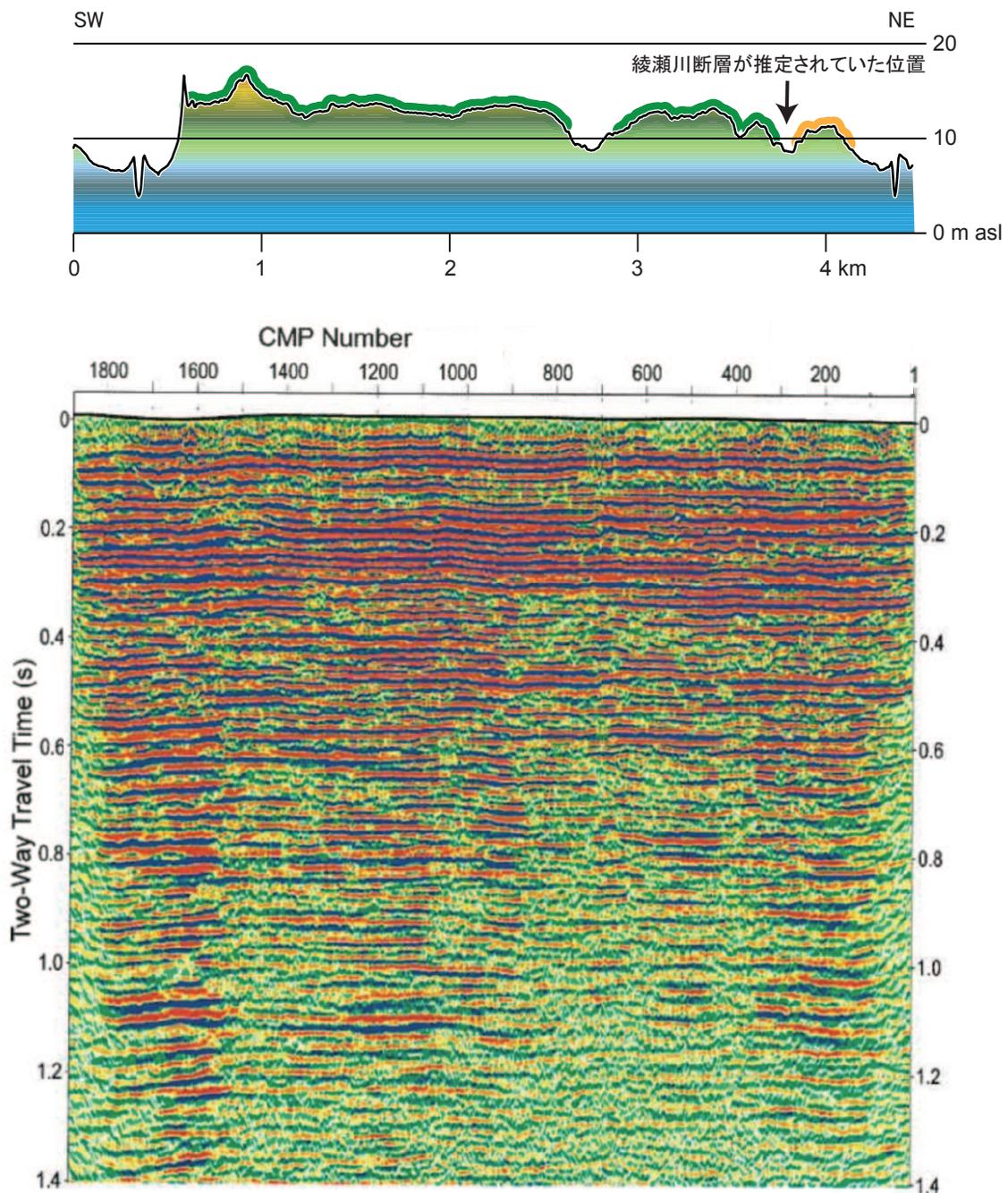


図 31 綾瀬川断層帯（伊奈-川口区間）を横切る反射法弾性波探査の結果と地形断面の比較（4）
 反射法弾性波探査結果は，堀川ほか（2014）の測線 3. 測線位置は図 17 の L. 地形断面図は，国土地理院の基盤地図情報数値標高モデル（5 ッメッシュ）から作成．凡例は図 26 と同じ．地形断面の高さの強調は 50 倍．