

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

New evidence of active folding of the northern Ayasegawa fault, constrained by tectonic geomorphology, borehole stratigraphy and seismic reflection data

石山達也¹・水野清秀²・杉山雄一³・須貝俊彦⁴・中里裕臣⁵・八戸昭一⁶・末廣匡基⁷・細矢卓志⁸

Tatsuya Ishiyama¹, Kiyohide Mizuno², Yuichi Sugiyama³, Toshihiko Sugai⁴, Hiroomi Nakazato⁵,
Shoichi Hachinohe⁶, Masaki Suehiro⁷ and Takushi Hosoya⁸

^{1,3} 活断層研究センター (Active Fault Research Center, GSJ/AIST, t-ishiyama@aist.go.jp)

² 地質情報研究部門 (Institute of Geology and Geoinformation, GSJ/AIST)

⁴ 東京大学大学院新領域創成科学研究科 (Graduate School of Frontier Sciences, University of Tokyo)

⁵ 農業工学研究所 (National Institute for Rural Engineering)

⁶ 埼玉県環境科学国際センター (Center for Environmental Science in Saitama)

⁷ ㈱阪神コンサルタンツ (Hanshin Consultants Co., Ltd.)

⁸ 中央開発株式会社 (Chuo Kaihatsu Corporation)

Abstract: The Kanto basin underlain by more than 3-km-thick Neogene and Quaternary sediments is currently deformed by several blind thrusts that will possibly generate hazardous earthquakes to the Tokyo metropolitan area. A borehole transect and a high-resolution P-wave seismic profile across the fold scarp of the Ayasegawa fault indicate that Pliocene to upper Pleistocene fluvial deposits are folded by a southwest dipping blind thrust beneath it. Vertical separation of folded, ca 70 ka Pleistocene, terrace deposits indicates 0.1 mm/yr of uplift rate upon the underlying blind thrust. This new evidence of active folding and slip rate of the Ayasegawa fault, 20 km northwest of Tokyo, is undoubtedly crucial for evaluation of its future seismic hazard. The active fold scarps at the ground surface need to be sought more thoroughly, because they may be only indicators of slip on this elusive blind thrust fault and its otherwise inaccessible seismic hazards.

キーワード: 活断層, 綾瀬川断層, 関東平野, ボーリング, 反射法地震探査

Keywords: active fault, Ayasegawa fault, Kanto Plain, borehole, seismic reflection data

1. はじめに

綾瀬川断層は関東平野北西縁部に位置し、首都圏に最も近接する活断層のひとつである(第1図)。したがって、その位置やすべり速度を解明することは首都圏の地震危険度評価にとり極めて重要である。しかし、現在までに提示された綾瀬川断層の実体は極めて不明確である。清水・堀口(1981)は、主に段丘面の高度不連続を根拠に綾瀬川断層の概略位置を推定した。また、綾瀬川断層北部に関しては反射断面(遠藤ほか, 1997; 笠原, 1995; 埼玉県, 1996)によりその存在が肯定されている(地震調査研究推進本部・地震調査委員会, 2000; 以下, 推本, 2000と表記する)。しかし、遠藤ほか(1997)の断面は時間断面であり、その上P波速度を考慮すれば過度に縦に引き延ばされており、変形構造を判断するには不適當である。同様に、埼玉県(1996)の提示した深度断面も縦横比が非常に大きく、変形構造の有無

を議論するのが困難である。また、笠原(1995)のKAN-92(時間断面)は発振点間隔100m・受振点間隔25mと地下深部をターゲットとした仕様で実施された探査である。その結果、表層0.2秒までの反射面は不明確であり、地表ないしその近傍に分布する上部更新統の変形を議論することは困難である。また、清水・堀口(1981)が推定した同断層南部については、同様の探査仕様の反射断面(遠藤ほか, 1997; 埼玉県, 1996)・ボーリング調査(埼玉県, 1996)の結果を根拠に、その存在を否定する見解が出されている(推本, 2000)。このように、既存の研究から推定された「綾瀬川断層」は、活断層か否かを確認する明確な証拠がないままにその存在が判断されており、その有無は極めて不明確であるといえる。

そこで、本研究では綾瀬川断層北部によって形成されたと考えられる大宮台地上の撓曲崖地形においてボーリングを実施し、段丘面・地層の対比を行っ

てこの撓曲崖が変動崖であることを確認した。また、反射法地震探査を実施し、撓曲崖の地下に南西側隆起の撓曲変形構造を見出した。本稿では、明らかになった綾瀬川断層北部の上下変位速度とその地下構造について報告する。

2. 綾瀬川断層北部の変位地形

綾瀬川断層北部は深谷断層・江南断層とともに全長約 82 km の関東平野北西縁断層帯を構成するとされる(推本, 2005)。このうち綾瀬川断層北部は埼玉県鴻巣市付近から同伊奈町まで、全長約 20 km におよぶ南西側隆起の逆断層帯とされる(推本, 2005)。

本研究では埼玉県鴻巣市・北本市に発達する大宮台地北東縁部の撓曲崖地形に着目した(第2図)。ここでは、貝塚ほか(1977)が指摘したように、大宮台地はなまこ状の形状を呈しており、その北東縁部が北東方向に傾斜し、沖積低地面に接する。さらに詳細に見ると、鴻巣市鴻巣から同深井にかけての区間では、大宮台地北東縁部はO1・O2の上下2面の段丘面に区分される(第3図)。両者は北西-南東方向に伸びる比高5 m程度の段丘崖で区切られることから、この段丘崖は台地北東縁部を流れる元荒川により形成されたと考えられる。また、O2面はO1面を開析する谷底面に連続している。これらの時代を異にするO1・O2面はともに北東方向に急傾斜し、撓曲崖地形基部を境に元荒川の形成する幅の狭いの沖積低地面下に埋没する(第3図)。このような異常な地形的証拠は、撓曲崖地形がテクトニックな要因、すなわち伏在する活断層の運動によって形成された可能性を強く示唆する。同様の撓曲崖地形は、鴻巣市箕田付近から桶川市加納にかけて、北西-南東方向に約5 kmにわたり追跡できる。

3. 綾瀬川断層北部におけるボーリング調査

地形学的特徴から示される大宮台地北東縁部の撓曲変形を確かめるためには、撓曲崖地形を構成する地形面およびその構成層の年代を明らかにし、撓曲崖下に伏在すると予想される地層の変形構造を明らかにする必要がある。そこで、撓曲崖地形を横断する測線でボーリングを掘削し、その層序を明らかにすべく放射性炭素同位体年代測定、火山灰分析および花粉分析を行った。ボーリング地点はKM-A(掘削深度70 m)、KM-B(同50 m)、KM-C(同50 m)の3ヶ所である(第2, 3図)。KM-Aは撓曲崖基部の幅狭な沖積低地面上に、KM-Bは撓曲変形するO2面上に、KM-CはO1面上にそれぞれ位置する。各地点の地質柱状図を並べ対比したものを第4図に、またKM-AおよびKM-B地点表層部の放射性炭素同位体年代測定結果一覧を第1表に示す。地層の対比には岩相、挟在するテフラおよび花粉化石群集の特徴(第5図)を参考にした。

3.1 段丘面構成層の層序・対比

KM-C最上部は砂礫層および火山灰層からなる。一方、KM-Cの位置するO1面上で掘削されたボーリングGS-OK-1の解析によれば、O1面最上部は大宮層から構成されている(中澤・遠藤, 2002)。地形面の連続性および岩相の類似性から判断して、KM-C地点最上部の砂礫層は大宮層に相当すると考えられる。大宮層はPm-1(100 ka; 町田・新井, 2003)を下限とする常総粘土層および新期関東ローム層に覆われることから、酸素同位体比層序ステージ(以下、MISと表記)5dの堆積物とされている(中澤・遠藤, 2002)。したがって、O1面の形成時期は約10万年前と推定される。

KM-BおよびKM-A最上部は砂礫層およびシルト層で構成される。砂礫層の上位のシルト層は常総粘土層を欠いている。また、KM-AとKM-Bの間で行われた群列ボーリング調査によれば、この砂礫層の直上に箱根東京テフラ(TP; 60-65 ka; 町田・新井, 2003)が分布することが明らかになった(須貝ほか, 2005)。したがって、O2面は赤羽段丘堆積物(中澤・遠藤, 2002)および新期関東ローム層で構成され、その離水時期はTP降下直前の約7万年前と考えられる。

以上の議論から、段丘崖で境されるO1・O2面は新旧の地層で構成されることになる。KM-Bでは、赤羽段丘堆積物に対比される砂礫層の基底面(深度8.42 m, 標高6.91 m)には削り込みの構造が見られ、これは浸食面であると推定される。このことは、大宮層で構成されるO1面が基準面の低下に伴い離水し、河川の下刻・側刻を受けてO2面が形成されたとする段丘面の地形的特徴とも符合する。

なお、KM-A最上部はO2面を開析する幅の狭いの沖積低地面に位置し、始良-Tn火山灰(AT; 26-29 ka; 町田・新井, 2003)を挟む新期関東ローム層の上位に腐植質シルト層を載せる。しかし、その層厚は約1 mと非常に薄いことから、この幅狭な沖積低地面は小河川がO2面を浅く下刻した後、谷を埋積して形成されたものと考えられる。

3.2 上部-中部更新統の層序・対比

O1面上で掘削されたGS-OK-1の層序(中澤・遠藤, 2002)から、今回得られたボーリングコアには上部更新統から中部更新統上部の地層が含まれると考えられる。このうち、O1面を構成する大宮層は数サイクルの上方細粒化で特徴づけられ、下部ほど粗粒で礫を多く含み、基底面は浸食面である(中澤・遠藤, 2002)。このような岩相的特徴は各コア上部に認められる。特に、KM-Aの深度16.27 m(標高-2.75 m)、KM-Bの深度12.4 m(標高2.93 m)およびKM-Cの深度16.40 m(標高7.45 m)には、上位の砂礫層と下位のシルト層との間に明瞭な削り込みの堆積構造が認められる。この浸食面の上下から得られた試料は

異なる花粉群集帯 (VI, V) に属する (第 5 図). このうち, 浸食面より上位の花粉帯 VI はスギ属 (*Cryptomeria*) の多産によって特徴付けられる. 一方, 浸食面より下位の花粉帯 V はハリゲヤキ属 (*Hemiptelea*) の多産によって特徴付けられ, より温暖な気候を示すサルスベリ属 (*Lagerstroemia*) が少量ながら認められる. このことは, 浸食面を境に, 下位におけるより温暖な気候から, 上位における相対的に寒冷な気候への転換を示唆する. したがって, 浸食面より下位は最終間氷期の温暖期にあたると思われる. 浸食面は大宮層と木下層 (中澤・遠藤, 2002; MIS 5e) の境界であると解釈される. また, 木下層の下限はシルト層と下位の火山灰質土壌の境界であると推定される.

また, KM-A の深度 42.4~42.8 m には細粒の軽石層が挟まれていて, 重鉱物は斜方輝石, 単斜輝石を主体とし, 斜方輝石の屈折率が $\gamma=1.698\sim 1.730$ と著しくレンジが広い特徴を持っている. これらの特徴からこの軽石層は TB-8 (=Ky3: 町田ほか, 1974; 中澤ほか, 2003) の可能性が高い. TB-8 を挟む層準は清川層 (MIS7; 220 ka) 前後と推定される (中里・佐藤, 2001). 清川層の基底は不明であるが, ハンノキ属 (*Alnus*) の多産によって特徴付けられる花粉帯 IV に属する A43, B34, C36 は清川層に含まれるものと推定される.

KM-A 深度約 54.3 m と KM-B 深度 43.45 m および 46.75 m にはバブル型の火山ガラスの濃集部があり, 火山ガラスの化学組成値から, このうち KM-A の 54.3 m と KM-B の 46.75 m のテフラが同じ層準と考えられる.

3.3 撓曲崖地形下の上部更新統の地質構造と上下変位速度

ボーリング調査の結果から, KM-A および KM-B の位置する沖積低地面および O2 面は, KM-A 最上部の薄い沖積層を除き, 赤羽段丘堆積物およびこれを覆う新期関東ローム層により構成されることが明確になった. したがって, 撓曲崖以東の O2 面と撓曲崖面を構成する O2 面の地形的落差は O2 面 (赤羽段丘面) 離水以降に形成された変動崖であると考えられる.

撓曲崖基部を挟む地点 KM-A と KM-B における木下層 (MIS 5e) 上面の高度差は約 5.7 m, 清川層上面の火山灰質土層の高度差は約 5.8 m である. また, 同区間での O2 面の地形的落差は約 1.8 m である. このような撓曲崖下における地層の上下変位量の累積は, 撓曲崖下の活断層, すなわち綾瀬川断層の運動により形成されたものと考えられる.

地形判読からは, KM-B は撓曲崖面下部に位置していることから, KM-A と KM-B の間で認められる上下変位量は変形帯全体の変位量の一部を示すに過ぎない. O2 面の高度分布から示される上下変位量は

約 9 m となる. この値と O2 面の離水年代 (約 7 万年前) から示される撓曲崖下の綾瀬川断層の上下変位速度は約 0.1 mm/yr である. この値は, 圏央道ボーリングの解析結果による木下層分布上限高度の落差 (11 m) から見積もられる上下変位速度 (勝俣・他, 2005) と整合的である.

4. 綾瀬川断層北部における反射法地震探査

以上の結果から, 大宮台地北東縁部に綾瀬川断層により形成されたと考えられる撓曲崖地形が存在することが明らかになった. この撓曲崖地形の地下に伏在すると推定される新第三系・第四系の変形構造をイメージングするため, ボーリング位置に沿った測線で P 波震源による浅層反射法地震探査を実施した. その結果, 撓曲崖の地下には東落ちの撓曲構造が伏在することが明らかになった. 以下にその概要を述べる.

4.1 探査の概要

反射法地震探査測線は埼玉県鴻巣市下川面を起点とし, 同北本市深井二丁目付近に至る全長約 2.6 km の区間である (第 3 図). 本探査では, マルチチャンネル陸上反射法地震探査システム GDaps-4 ((株) 地球科学総合研究所製) および油圧インパクト (JMI-200) ((株) 地球科学総合研究所製) を用いた. 主なデータ取得パラメータは以下の通りである: 受振点間隔: 10 m, 発振点間隔: 5 m, 地震計固有周波数: 10 Hz, チャンネル数: 180, レコード長: 3 sec, サンプリング間隔: 1 msec, 垂直重合数: 10-15, 平均水平重合数: 50. データ解析は共通中間点 (CMP) 重合法を採用した. 変位地形が不明瞭なことを考慮し, 受振点 midpoint での稠密発振をおこなった. その結果, CMP の間隔が 2.5 m の高精度反射断面を得ることができた.

4.2 解析結果とその構造地質学的解釈

本探査の結果, 大宮台地北東縁部の地下には翼部を有する撓曲構造が存在することが明らかになった (第 6 図). このような構造は, 西傾斜の逆断層により形成される. すなわち, 大宮台地の地下には西傾斜の伏在逆断層が存在すると考えられる. 向斜部にあたる元荒川低地の地下には厚さ 1.5 km を超える鮮新-更新統がほぼ水平に分布している. これらは向斜軸を境にして西に向かって層厚を減じながら東に傾斜し, やがてほぼ水平に復する. 翼部の傾斜は下位の地層ほど急である. 同時に, 翼部から向斜部にかけて連続的に追跡できる地層のパッケージから, 上下方向の構造起伏量は明らかに上位の地層ほど小さく, 変位に累積性が認められ, かつ層厚は上盤側に向かって減少する. このような構造は, 少なくとも下盤側の標高 -500 m 以浅で認められ, これらの地

層は逆断層上のすべりによる撓曲構造の成長と同時に堆積した growth strata であることを示している。

4.3 綾瀬川断層北部の地表変形とその地下構造

反射断面では、上盤側で標高 40 m の反射面までは確実に撓曲構造に参加しており、さらに浅い標高 0 m 付近の反射面も不明瞭ながら参加するようにみえる。既存のボーリング層序から、変形する最上位の反射面は下総層群上部に相当すると考えられる。このことは、反射断面は少なくとも中部更新統までの単斜構造の成長を記録していることを意味する。

一方、上記の撓曲構造の向斜軸の地表延長は、大宮台地北東縁部の撓曲崖地形に一致している。このことは、ボーリング調査で明確になった大宮台地北東縁部の撓曲崖地形は、反射断面で明らかになった綾瀬川断層直上の撓曲構造の成長によって形成されたことを示す。

5. まとめと今後の課題

綾瀬川断層北部の鴻巣市・北本市において認められる大宮台地北東縁部の撓曲崖地形においてボーリング調査と反射法地震探査を行った。その結果、撓曲崖地形は約 7 万年前に離水した赤羽段丘面により構成され、これが撓曲変形した結果形成されたものであることが明らかになった。また、撓曲崖地形の地下には西傾斜の伏在断層である綾瀬川断層により形成された鮮新-更新統の東落ちの撓曲構造が伏在することが明らかになった。

この撓曲崖地形は、近年公表された比較的大縮尺の活断層図（例えば中田・今泉編，2002）ではマッピングされていない。また、綾瀬川断層南部では、澤ほか（1996）が大宮市深作において長さ 2 km の低断層崖を認定したのみである。本断層の変位地形の抽出が困難である理由として、①綾瀬川断層の変位速度が小さく、地表表現が不明瞭であること、②首都圏に近く、特にさいたま新都心では人工改変が著しいこと、また、③「硬砂層」と呼ばれる河畔砂丘（硬砂団体研究グループ，1984）が大宮台地上に分布し、局所的な地形の高まりをなしていること、などが挙げられる。今後は、地形改変前に撮影された米軍撮影の大縮尺空中写真による地形の再判読や、レーザープロファイラーによる段丘地形の詳細マッピングを行い、③のような比較的短波長の空間スケールを持つと考えられるノンテクニクな高まり地形を抽出・除去した上で、変動地形の詳細マッピングを行うことが望まれる。

謝辞 北本市・鴻巣市役所、北本市深井～鴻巣市上川面の土地所有者をはじめとする関係者の皆様には、反射法探査およびボーリング調査にご協力・ご理解を頂いた。東京大学新領域創成科学研究科の大学院

生の方々には、ボーリングコアの分析に関してご議論を頂いた。以上の方々に深謝いたします。

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。
- 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。http://www.jishin.go.jp/main/index.html
- 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。http://www.jishin.go.jp/main/index.html
- 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。
- 笠原敬司（1995）パ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」，60-71。
- 硬砂団体研究グループ（1984）大宮台地に分布する硬砂層の性質と堆積環境。地球科学，38，17-30。
- 勝俣尚哉・須貝俊彦・八戸昭一・水野清秀（2005）大宮台地の地形発達史。日本地理学会2005年春季学術大会，P923。
- 町田 洋・新井房夫編（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。
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫（1974）南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年。地学雑誌，83，302-338。
- 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。
- 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-ROM2枚・付図1葉，60p。
- 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

る元荒川構造帯（新称）について. 地質学論集, No. 20, 95-102.

須貝俊彦・水野清秀・八戸昭一・石山達也・杉山雄一・中里裕臣・細矢卓志・松島紘子・大上隆史・吉田英嗣・山口正秋・佐藤壮紀・三枝芳江・鳴橋

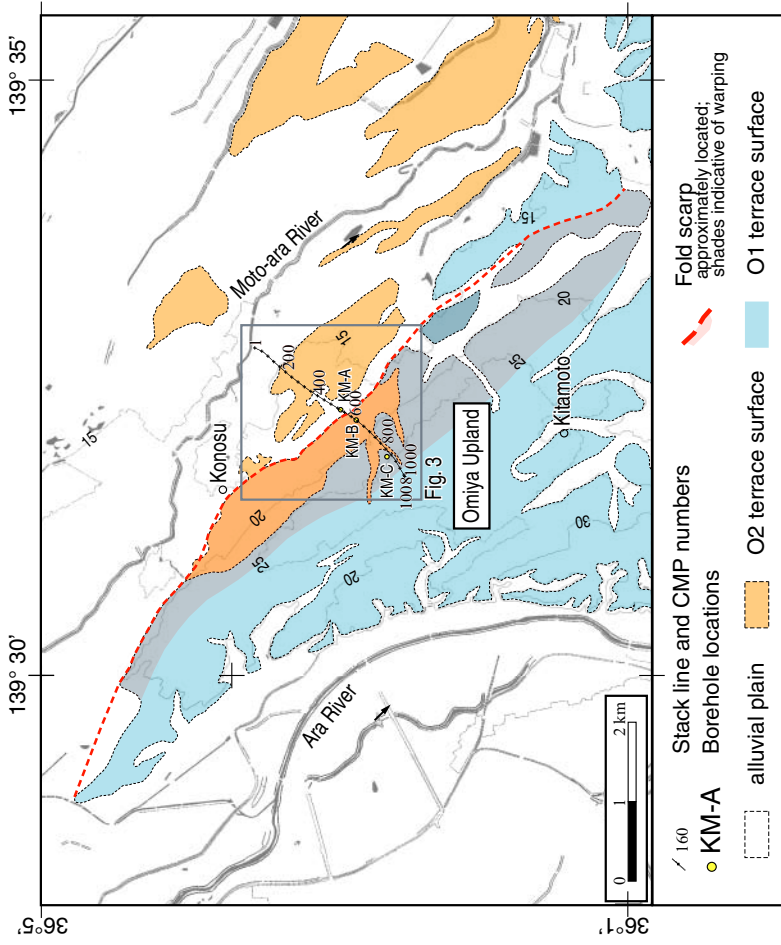
龍太郎・本多啓太・大森博雄（2005）綾瀬川断層の活動履歴. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 35, p.

(受付：2005年11月7日, 受理：2005年11月15日)

第1表. 放射性炭素同位体年代測定の結果. 年代測定は(株)加速器分析研究所に依頼した.

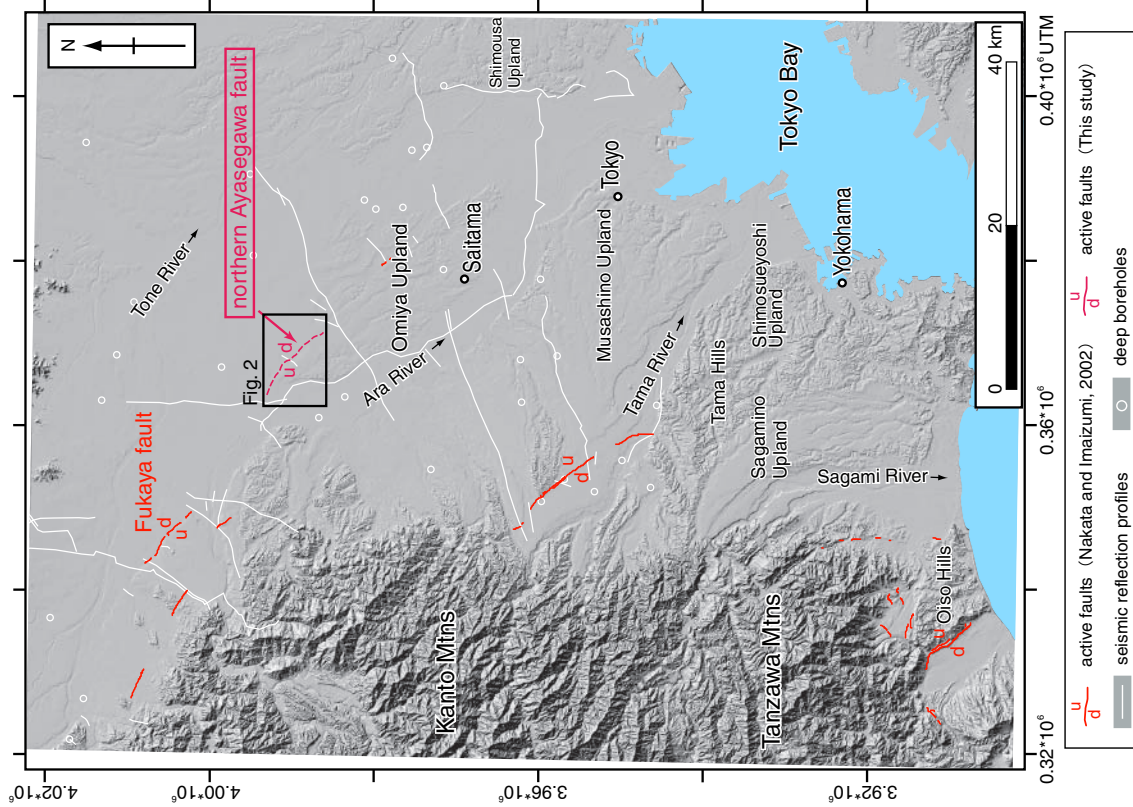
Table 1. Radiocarbon datings of samples obtained in cores KM-A and B, analyzed by Institute of Acceleratory Analysis Ltd.

Core and depth (m)	Laboratory number	Material	Method	Measured age (yBP, $\pm 1\sigma$)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional age (yBP, $\pm 1\sigma$)	Calibrated age (AD/BC, $\pm 2\sigma$)
KM-A 0.47-0.50	IAAA-41546	organic sediment	AMS	8,900 \pm 50	-20.25 \pm 0.88	8,980 \pm 50	BC8280 - BC7960
KM-A 1.73-1.76	IAAA-41547	organic sediment	AMS	25,730 \pm 140	-19.46 \pm 0.71	25,820 \pm 150	BC24200 - BC23550
KM-A 3.90-3.93	IAAA-41548	organic sediment	AMS	41,590 \pm 370	-26.30 \pm 0.83	41,570 \pm 370	BC40400 - BC38900
KM-A 6.26	IAAA-41549	plant material	AMS	>53,840 \pm	-28.96 \pm 0.76	>53,840	
KM-A 7.61-7.62	IAAA-41550	wood	AMS	>53,890 \pm	-25.28 \pm 0.71	>53,890	
KM-B 3.65-3.68	IAAA-42055	organic sediment	AMS	36,740 \pm 300	-27.36 \pm 0.67	36,700 \pm 300	BC35400 - BC34100
KM-B 10.45-10.50	IAAA-42054	organic sediment	AMS	32,300 \pm 250	-20.11 \pm 0.66	32,380 \pm 250	BC31000 - BC29900



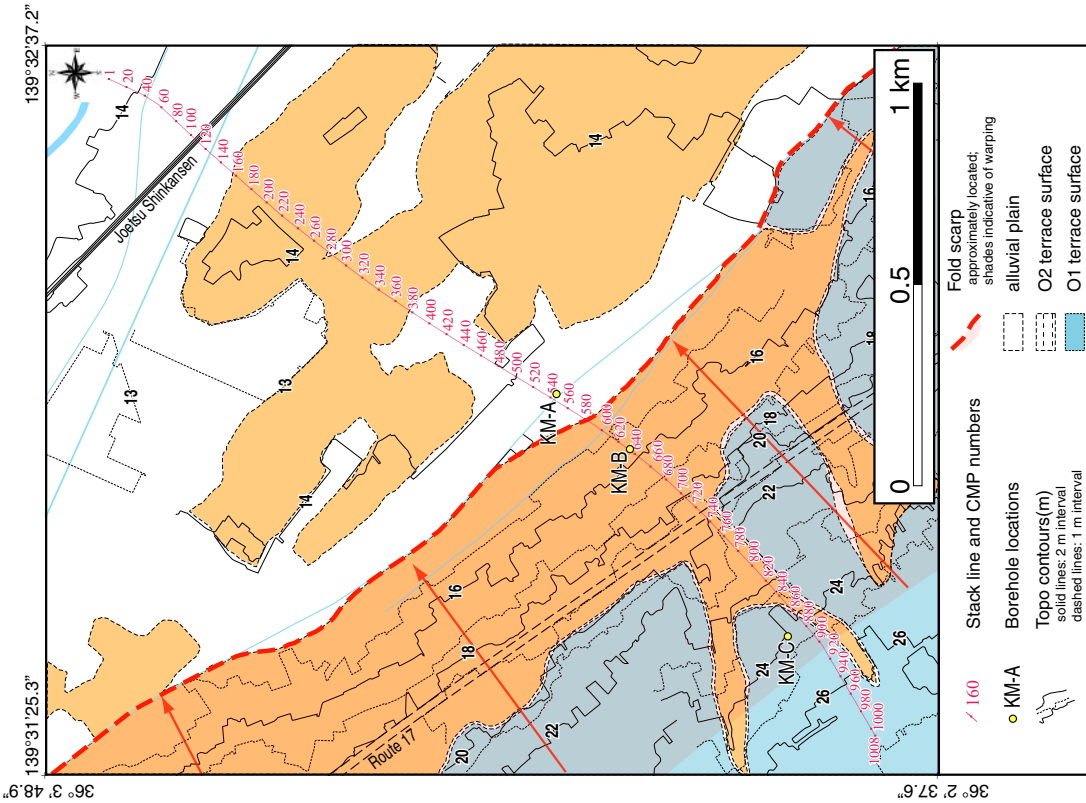
第2図. 大宮台北東縁部の変動地形学図. 基図は国土地理院発行の1:25,000 地形図『鴻巣』・『東松山』を使用.

Fig. 2. Location of active fold scarp along the northern Ayasegawa fault. Basemap is 1:25,000 quadrangles “Konosu” and “Higashi-Matsuyama” published by Geographical Survey Institute.

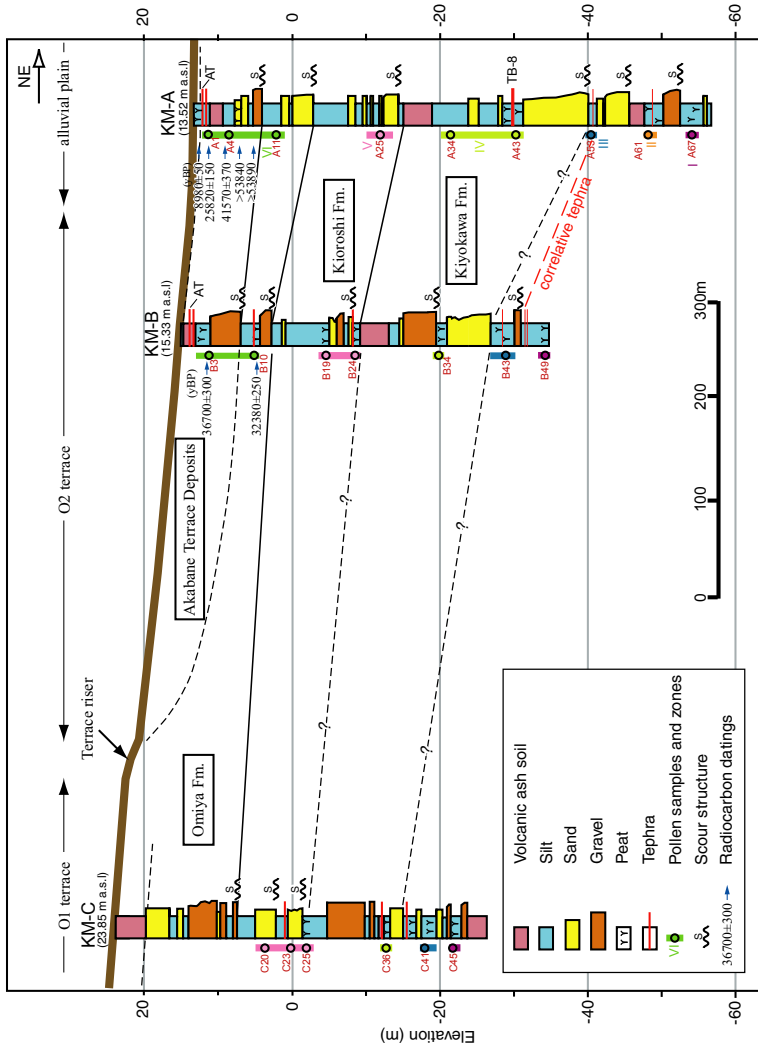


第1図. 関東平野周辺の活断層図. 本報告で取り上げる綾瀬川断層北部(ピンク色の線)以外の活断層の位置は中田・今泉(2002)に基づく. 陰影図は国土地理院発行の50 m DEMに基づき作成した.

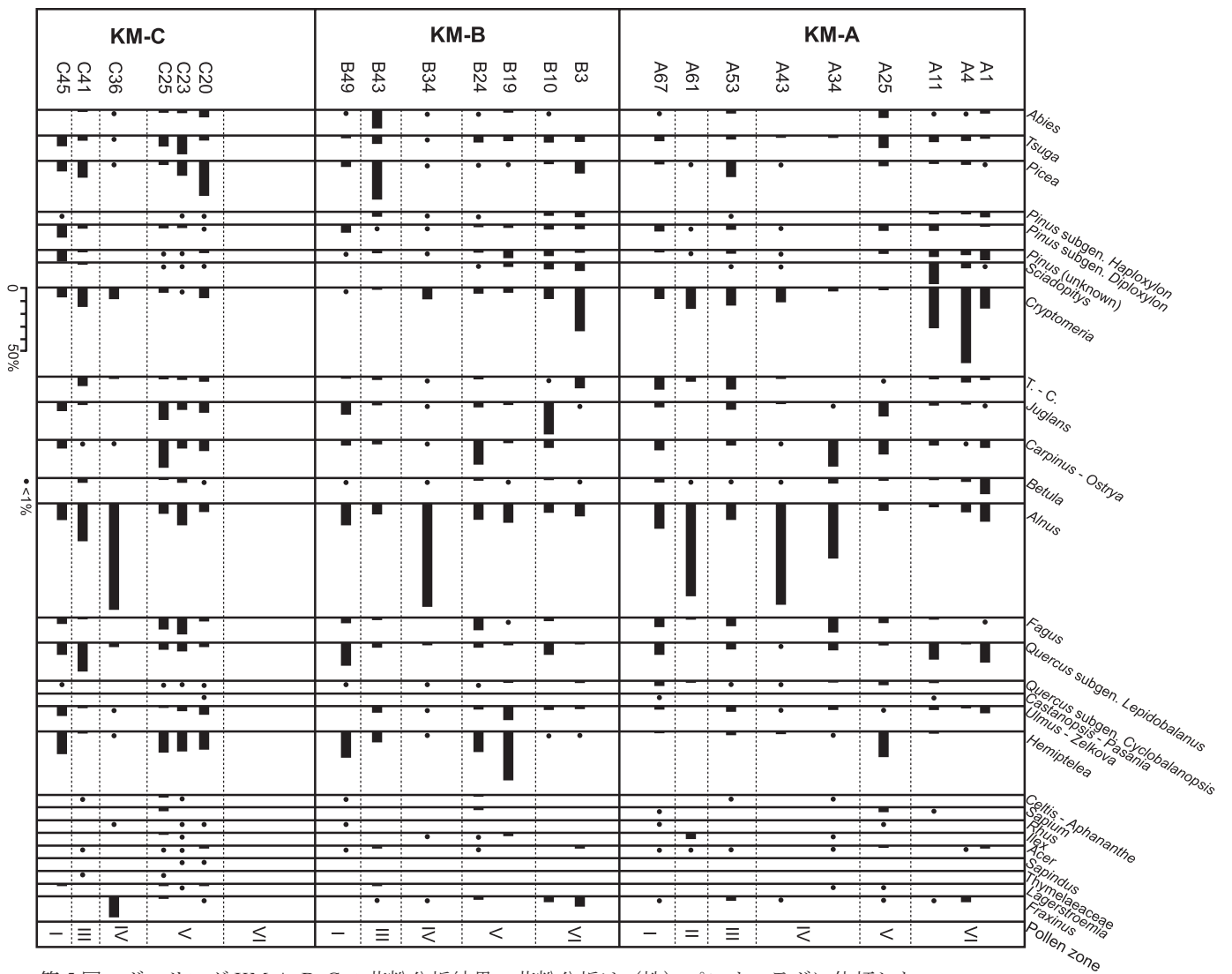
Fig. 1. Distribution of active faults in Kanto Plain, eastern Japan. Locations of active faults are from Nakata and Imaizumi (2002), except for northern Ayasegawa fault indicated by this study. Shaded relief map is drawn on the basis of 50 m DEM published by Geographical Survey Institute.

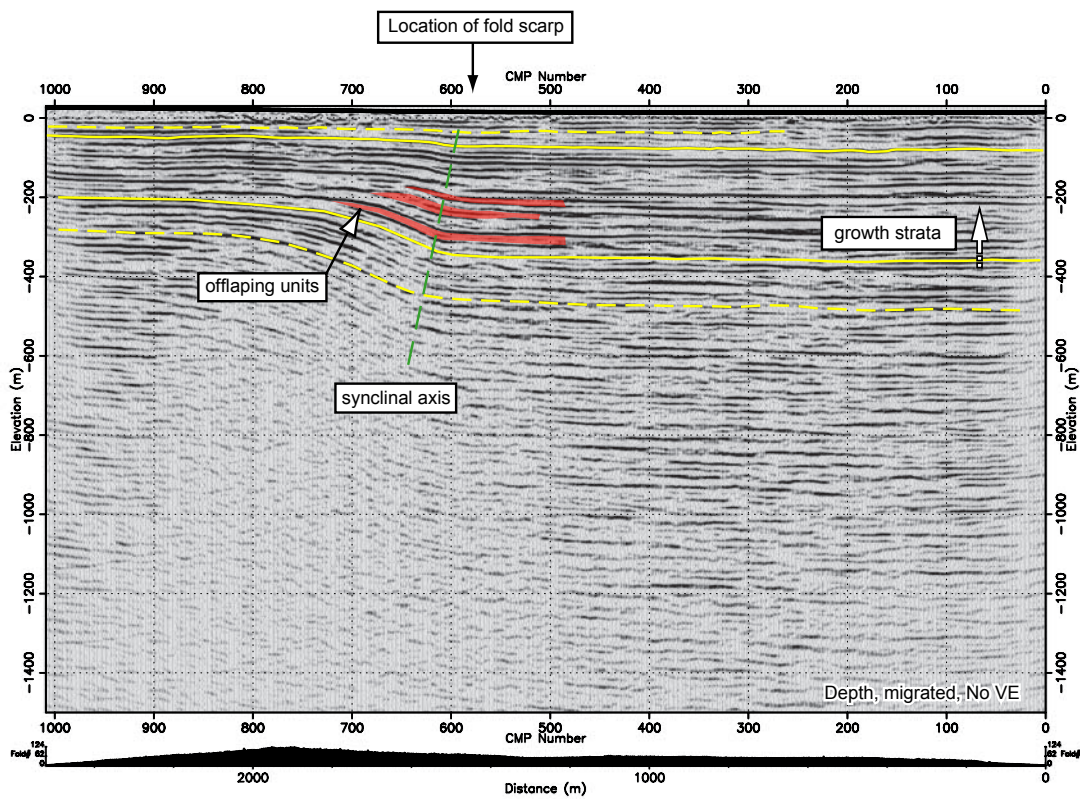
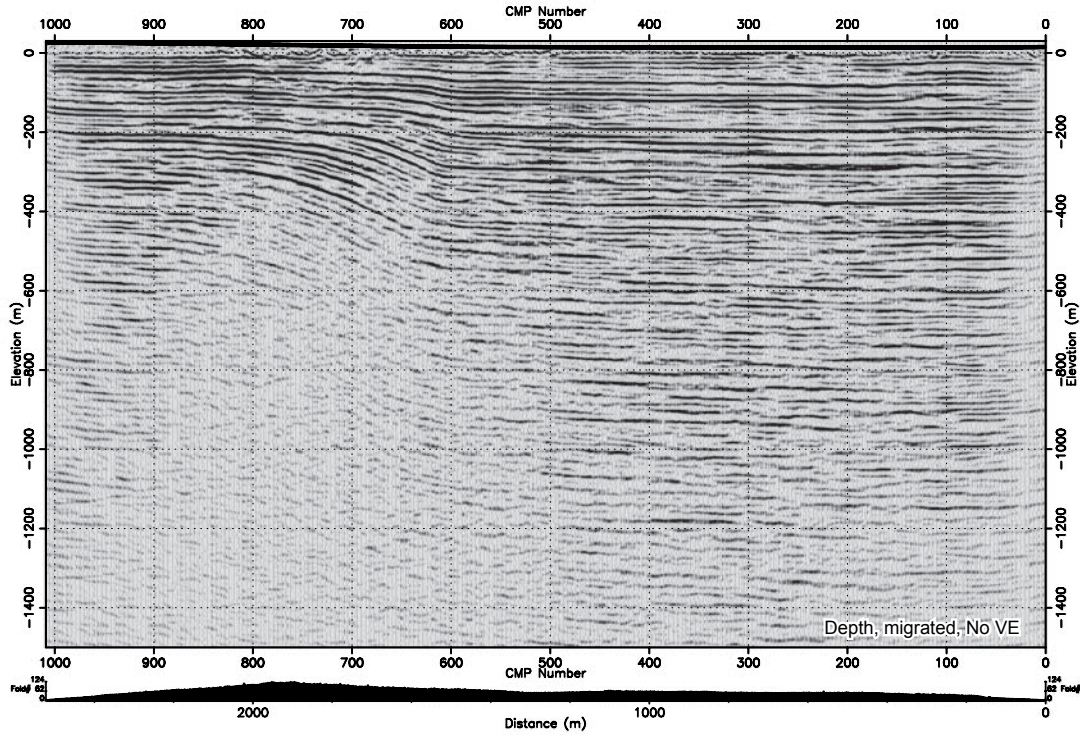


第3図. 綾瀬川断層北部の詳細な変動崖地形。基図は鴻巣市発行の1:2,500都市計画図を使用。反射法地震探査の断面位置およびボーリング位置を示した。
 Fig. 3. Detailed geomorphology of fold scarp along the northern Ayasegawa fault. Locations of seismic reflection profile and boreholes obtained by this study are also shown. Basemap is 1:2,500 quadrangle published by Geographical Survey Institute.



第4図. ボーリング KM-A, B, C の柱状図および層序。岩相層序・放射性炭素同位体年代測定・花粉分析・火山灰分析による対比を記入してある。
 Fig. 4. Borehole stratigraphy of KM-A, B and C, based on lithology, radiocarbon datings, pollen analysis, and tephrochronology.





第6図. 大宮台地北東縁部の撓曲崖地形を横断する反射法地震探査結果（上）とその解釈（下）。
 Fig. 6. Uninterpreted, seismic section across the fold scarp above the northern Ayasegawa fault obtained by this study (above) and interpreted section (below).