

原著論文

微小変位地形から見た 愛子断層の後期更新世以降の断層活動

水本匡起

東北福祉大学

要旨

活断層の一つとして認定されている宮城県仙台市西部の愛子断層は、既往研究によって中期更新世の活動が示されていたものの、最近の活動については不明であった。今回、愛子断層のトレースに沿って詳細な変動地形学的調査を行った結果、広瀬川右岸の後期更新世（MIS 2）段丘面上に、撓曲をともなう2.5mの低断層崖が新たに認められた。よって、愛子断層は約2万年前以降に少なくとも1回活動したことが明らかとなり、今後も活動を繰り返す活断層であることがより確実となった。また、中期更新世段丘面から算出される愛子断層の平均変位速度は0.15-0.16m/千年程度であり、後期更新世段丘面から算出される値も0.13m/千年とほぼ等しいことから、愛子断層は後期更新世以降もほぼ同じ平均変位速度で活動している活断層であることが明らかとなった。

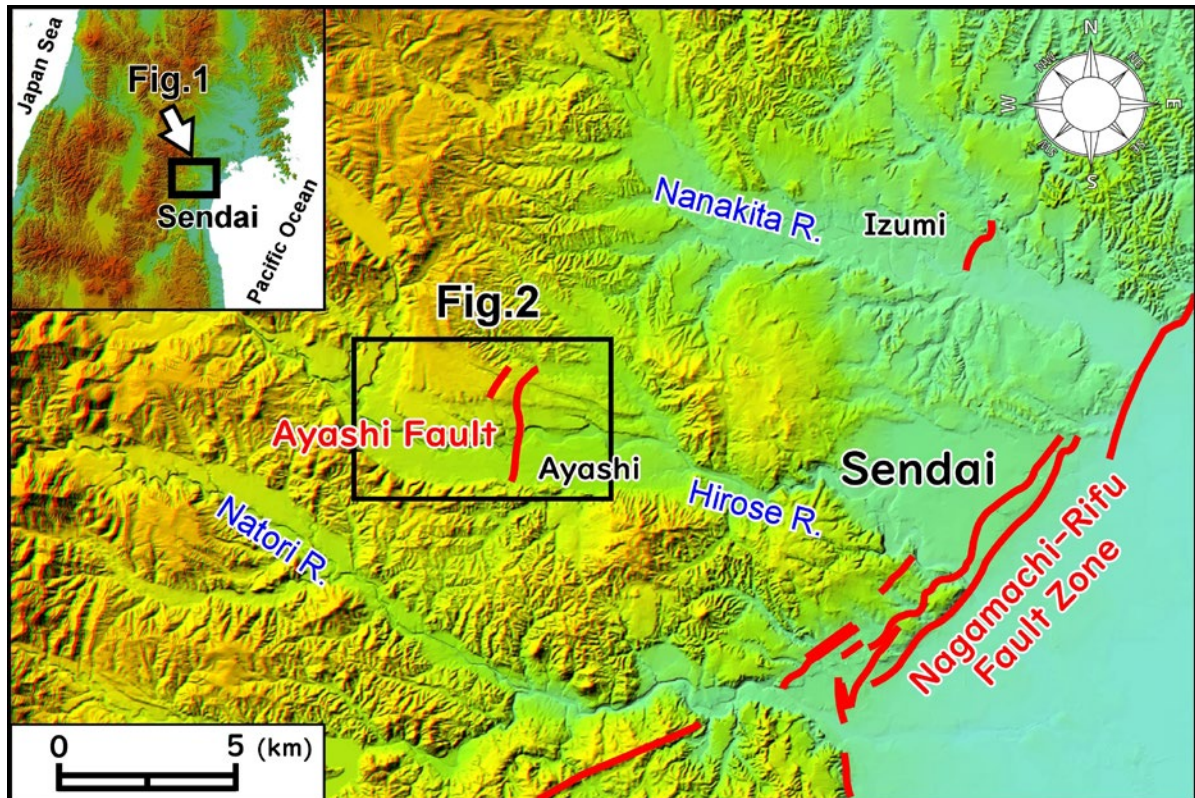
キーワード：愛子断層、活断層、断層変位地形、広瀬川、仙台市

1. はじめに

仙台市西部に位置する愛子断層は、南北走向で2 kmの長さを有する確実度 I の活断層として認定されている（活断層研究会編、1991）¹⁾（第1図）。愛子断層は、広瀬川や大倉川が形成した中期更新世の河成段丘面を大きく変位させていることが報告されており（大内、1973）²⁾、地震防災の観点から見ても、同断層の最近の活動に関する情報は重要である。しかし、後期更新世以降の段丘面には変位が見られないことから、愛子断層の最近の活動時期や活動度に関するデータについては不明な点が多かった。そこで本研究は、愛子断層の最近の活動を示す地形学的な証拠を見出すために、断層沿いの微地形に着目し、空中写真判読と現地調査によって変動地形を詳しく調べた。その結果、従来示されていた愛子断層の南方延長部に位置する後期更新世の段丘面上に、同断層の新时期活動にともなう低断層崖を認定することができた。本論では、この低断層崖に関して詳細な報告を行うとともに、愛子断層の後期更新世以降の断層活動時期と平均変位速度について検討する。

2. 方法

宅地開発や圃場整備など、地形の人工改変ができるだけ少ない時代に撮影された1948年米軍および、1960年代、1970年代国土地理院の空中写真を用いて詳細な地形判読を行い、現地での地形調査を行った。地形断面図は、国土地理院の基盤地図情報数値地形モデル5 m メッシュDEM（航空レーザ測量データ）を用いて作成した。



第1図 調査対象位置図

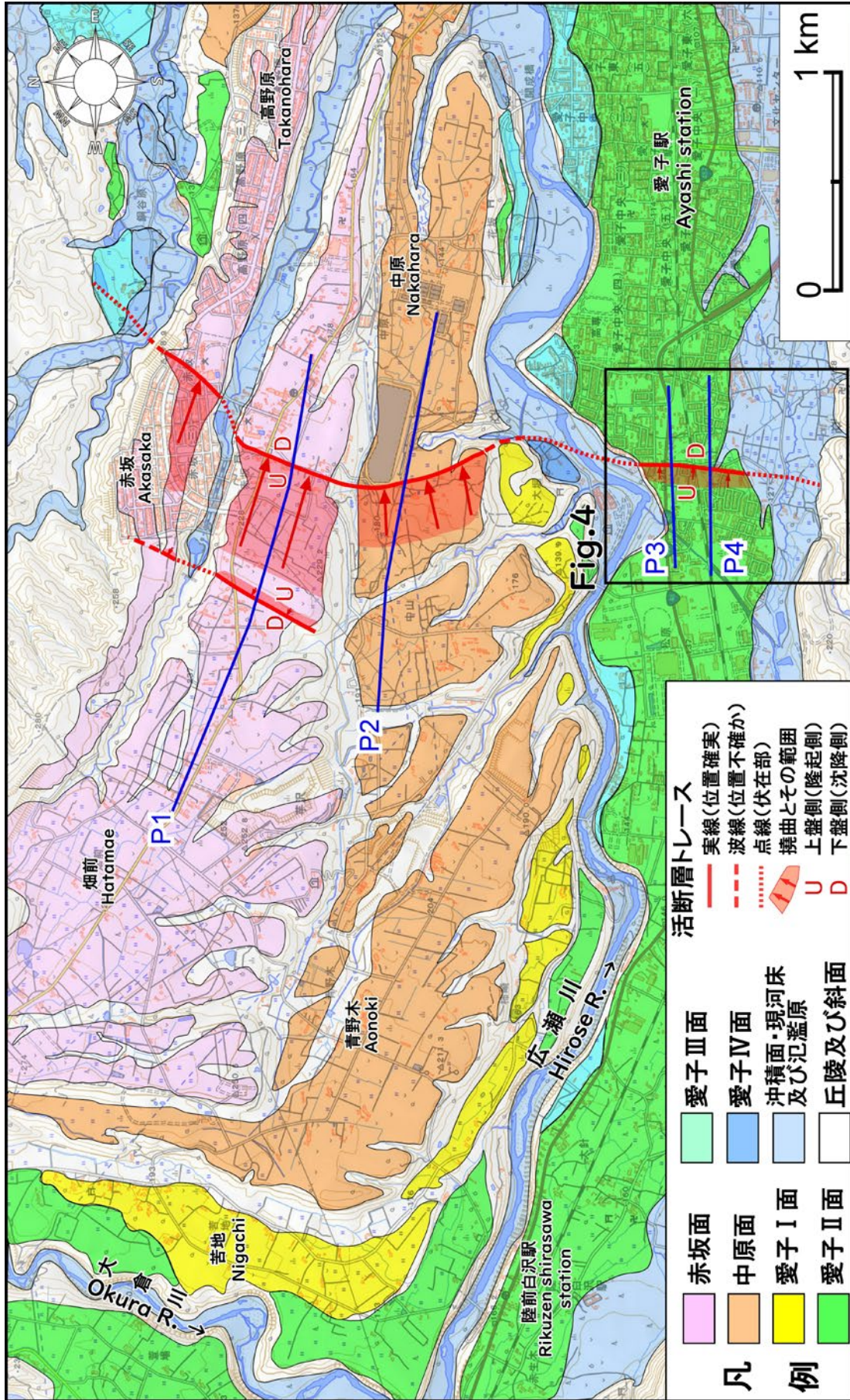
赤色の実線は活断層を示す。基図は国土地理院地図（電子国土 Web）による。

3. 愛子断層周辺に発達する段丘面の分布と年代

愛子断層周辺には、形成時代を異にする複数の段丘面が発達しており、各段丘面は良好な断層変位基準となっている（第2図）。これらの段丘面は、西流する広瀬川と広瀬川支流の大倉川が形成した河成段丘面であり、上位より赤坂面、中原面、愛子 I、II、III、IV 面の各面に区分される。

赤坂面は、図の範囲において標高280m から160m の高さに分布し、かなり開析を受けているものの広い堆積面を残している。田山（1933）³⁾、中川ほか（1960）⁴⁾、小池・町田編（2001）⁵⁾の赤坂面、大内（1973）²⁾のII面に相当する。幡谷ほか（2005）⁶⁾は、下位の中原面の形成年代を MIS 6（13.5万年前）の堆積段丘とし、その後の研究によって赤坂面の形成年代を MIS 8（約25万年前）と推定した（幡谷、2006）⁷⁾。梶原（2019）⁸⁾は遺跡の発掘調査にともない、赤坂面構成層を詳細に記載している。そして、赤坂段丘を構成する礫層とその上位にのる安達-愛島軽石層（Ac-Md：町田・新井、2003⁹⁾）との間に、中期更新世と判断される厚さ2mの風化粘土層が堆積していると述べている。安達-愛島軽石層の堆積年代は、下岡・長友（2011）¹⁰⁾によるルミネッセンス年代測定法によって110±12 kaと考えられている。したがって、梶原（2019）⁸⁾が示した安達-愛島軽石層と赤坂段丘礫層との間に厚さ2mにもおよぶ風化粘土層が堆積している事実を考慮すると、（幡谷、2006）⁷⁾が考察したように、赤坂面が MIS 6 よりも古い時代に形成された段丘面と考えても矛盾はない。幡谷ほか（2005）⁶⁾は他のテフラとの層位関係から、安達-愛島軽石層の堆積年代が MIS 6 よりもさらに古くなる可能性も指摘している。よって本研究は、幡谷（2006）⁶⁾にしたがって赤坂面の形成年代を MIS 8（約25万年前）と考える。

中原面は、田山（1933）³⁾、中川ほか（1960）⁴⁾の大原面の一部、大内（1973）²⁾のIII面、小池・町田編（2001）⁵⁾の中原段丘に相当する。やや開析を受けているものの、特に青野木付近から中原付近にかけて広い堆積面を残している。青野木付近の標高は200m前後、中原付近では標高140m前後である。



第2図 調査地域の地形区分と愛子断層の位置図

位置は第1図に示す。活断層について、実線は存在が確実で位置も正確に認定できる区間、波線は存在は確実であるが侵食や地形変化により位置がやや不確実な区間、点線は存在は確実であるが伏在しているため地表の変位が不明な区間を表す。UとDはそれぞれ隆起側・低下側を表す。網掛け部は撓曲の範囲を示す。P1～P4は、第3図および第4図に示した地形断面測線の位置を示す。基図には国土院発行縮尺1/25,000地形図(等高線間隔は5m)を使用した。

小池・町田編 (2001)⁵⁾ は、中原面上位のローム層中に蔵王-川崎スコリア (Za-Kw: 板垣ほか、1981¹¹⁾) を見出した。さらに幡谷ほか (2005)⁶⁾ は、段丘礫層上位の地層から Aso-4起源と推定される角閃石や On-Pm 1 の可能性があるテフラを見出している。そして Aso-4検出基準より段丘礫層までクラック帯が発達した層厚約 1 m のローム層があること、ローム層最下部には段丘礫層起源と考えられる風化殻を有する花崗岩や安山岩の礫が含まれていることから、中原面の形成年代を MIS 6 (13.5万年前) の堆積段丘とし、段丘面から求められる本地域の隆起量を矛盾なく説明し得ると結論している。よって本研究は、幡谷ほか (2005)⁶⁾ と同様に中原面の形成年代を MIS 6 (13.5万年前) と考える。

愛子 I 面と II 面は、田山 (1933)³⁾、中川ほか (1960)⁴⁾ の大原面の一部および愛子面、大内 (1973)²⁾ の IV a および IV b 面、小池・町田編 (2001)⁵⁾ の愛子段丘に相当する。愛子 I 面は、大倉川左岸の苦地付近から広瀬川左岸の愛子付近まで連続して認められ、標高 180m~140m 付近に発達する段丘面である。愛子 II 面は、現河床に沿って最も連続性が良く、かつ、ほぼ開析を受けていない段丘面である。広瀬川右岸の陸前白沢付近で約 160m、下流の愛子付近では約 110m の標高を有している。大内 (1973)²⁾ は、愛子 I 面、II 面に相当する IV a、IV b 面について、段丘礫層の風化膜の厚さに大きな違いはみられないことから、両面の形成時期に大きな違いは無いと判断している。幡谷ほか (2005)⁶⁾ は、愛子 I 面、II 面に相当する名取川沿いの地形面において、段丘を構成する礫層がほとんど風化していないことを報告している。小池・町田編 (2001)⁵⁾ は、広瀬川上流部作並付近の愛子 I・II 面段丘堆積物から得られた 19,215 ± 760yrBP の年代値 (Omoto, 1976)¹³⁾ に基づいて、愛子 I・II 面を MIS 2 に形成された段丘面としている。幡谷ほか (2005)⁶⁾ も同様の考えに基づいて、愛子 I・II 面を MIS 2 の段丘面と結論しており、段丘面から求められる隆起量の値にも矛盾が無いことを確認している。よって本研究もこれらの先行研究にしたがって、愛子 I・II 面の形成年代を MIS 2 (2万年前) と考える。

愛子 III、IV 面は、現河床に沿って断片的に分布している。大内 (1973)²⁾ の Va 及び Vb 面に相当する地形面で、現河床との比高も数 m 程度であることから、完新世の段丘面と考えられる。

以上をまとめると、調査地域に分布する地形面は、上位より赤坂面が MIS 8 (約 25万年前)、中原面が MIS 6 (約 13.5万年前)、愛子 I、II 面が MIS 2 (約 2万年前)、愛子 III、IV 面が完新世に形成された河成段丘面と考えられる。

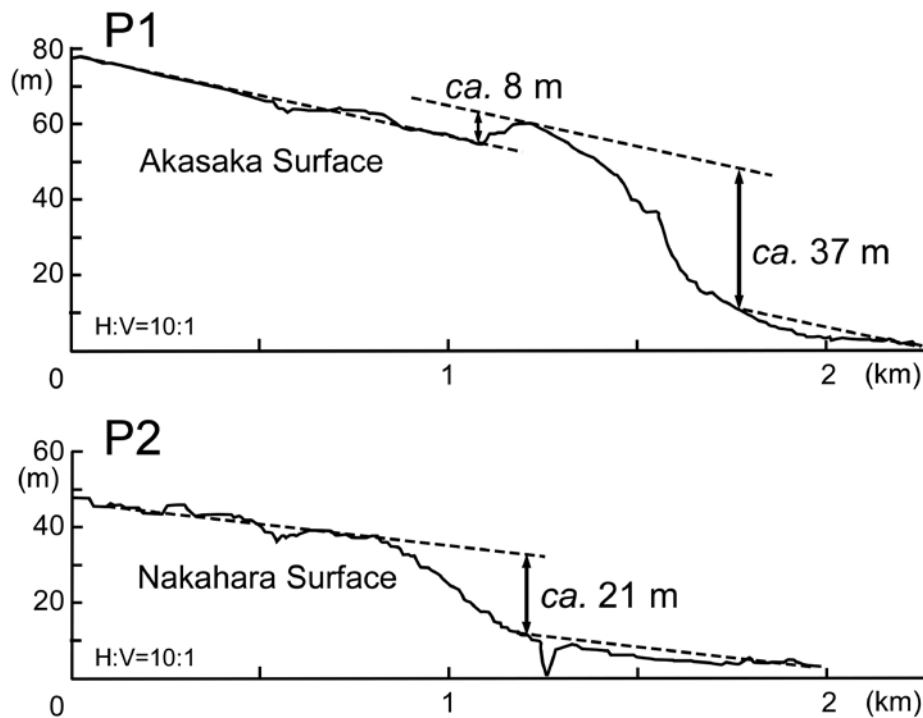
4. 断層変位地形の記載

(1) 愛子断層による中期更新世段丘面の変位

南北走向の愛子断層は、西から東へ向かって緩やかに高度を減じる複数の河成段丘面を変位させている。赤坂面上には、並走する南北走向の 2 本の断層トレースが認められる。後述するように東側の断層トレースは西側のトレースに比べて断層長が長く、かつ変位量も有意に大きいため、愛子断層の地表変位は主に東側の断層トレースに沿って現れているものと判断される。これら中期更新世段丘の変位量については、すでに大内 (1973)²⁾ によって報告されているが、愛子断層による変位地形と変位量を追認するために、国土地理院の 5 m メッシュ DEM (航空レーザー測量) データを用いて地形断面図を作成した (第 3 図)。

地表付近において、愛子断層による明瞭な変位が認められる北端部は赤坂付近である (第 2 図)。1947 年の米軍撮影および 1961 年国土地理院撮影の空中写真では、赤坂面が撓曲変形している様子が観察されるが、現在は住宅地造成にともなう人工改変のために変位地形が失われている。一方、畑前付近から東方へ広がる赤坂面の断層変位地形は、現在も比較的良く保存されている。

国土地理院の 5 m メッシュ DEM (航空レーザー測量) データから作成した断面図を第 3 図の P1 に示す。西から東へ緩やかに高度を減じる赤坂面が、南北方向に延びる 2 つ崖によって変形している様子が確



第3図 愛子断層による赤坂面および中原面の断層変位地形と上下変位量を示す地形断面図
国土地理院の5mメッシュDEM（航空レーザー測量）データから作成。地形断面測線位置は第2図に示す。

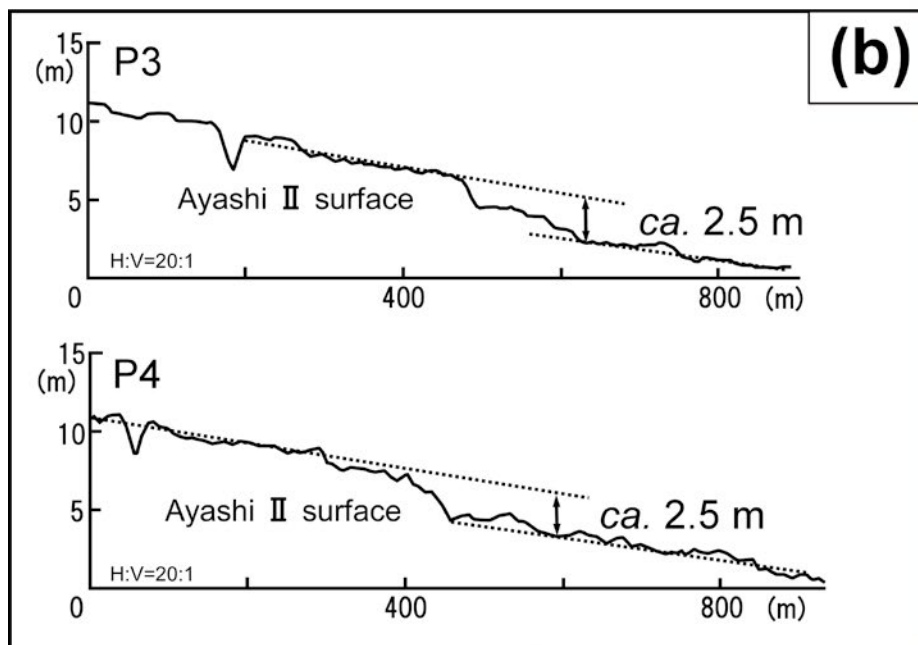
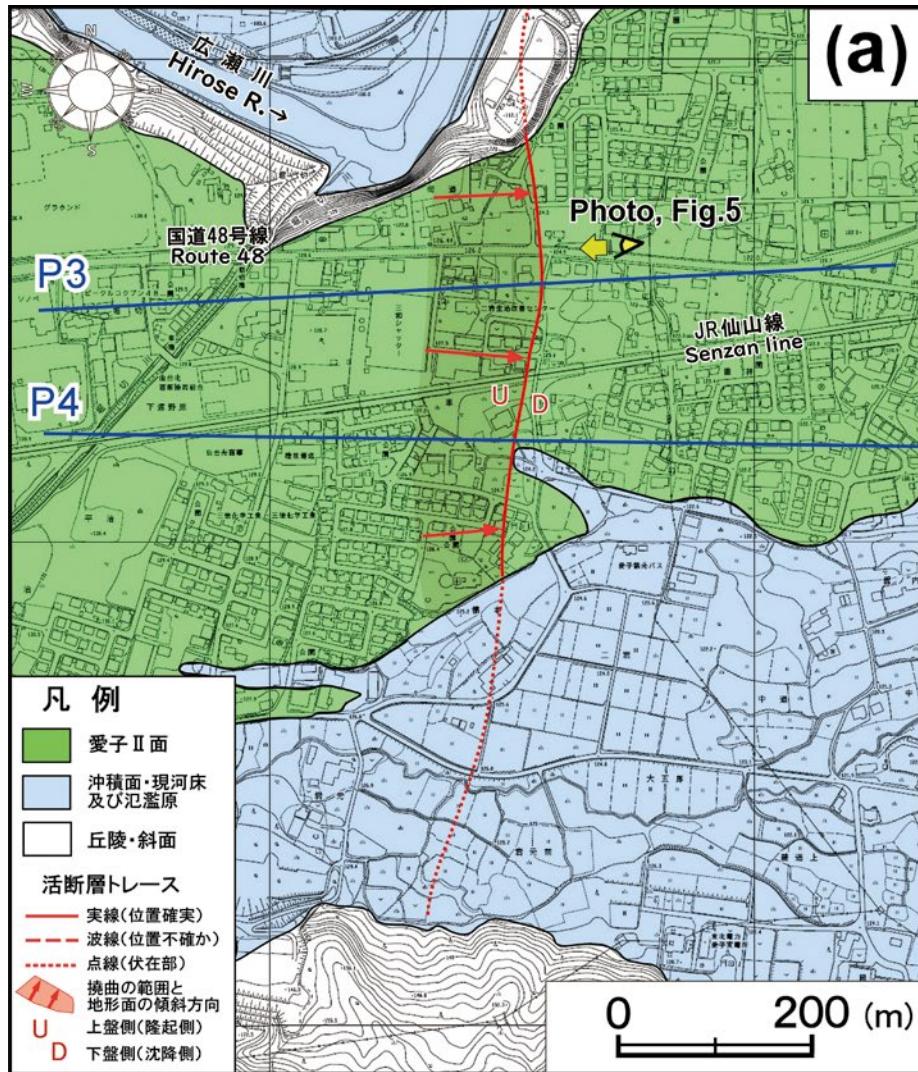
認められる。東側の崖は、東向きに撓曲崖の形態を有していることから、地下の愛子断層本体は西傾斜の逆断層と考えられる。地形断面図より、赤坂面の上下変位量は37mと見積もられる。一方、西側の崖は、東側隆起・西側低下の断層崖であり、上下変位量が8m程度と東側の崖よりも小さい。さらに、この西側の断層崖を生じさせた断層トレースは、東側の断層トレースに比べて断層長も短い。よってこの西側の崖は、愛子断層本体の上盤側に生じた副次的な断層による変形（逆向き低断層崖）と解釈される。

P2は、中原面の断層変位と上下変位量を示す地形断面図である。赤坂面を変形させた断層トレースの南に隣接して、中原面を変形させる東向きに撓曲崖が認定される。上下変位量は21mである。

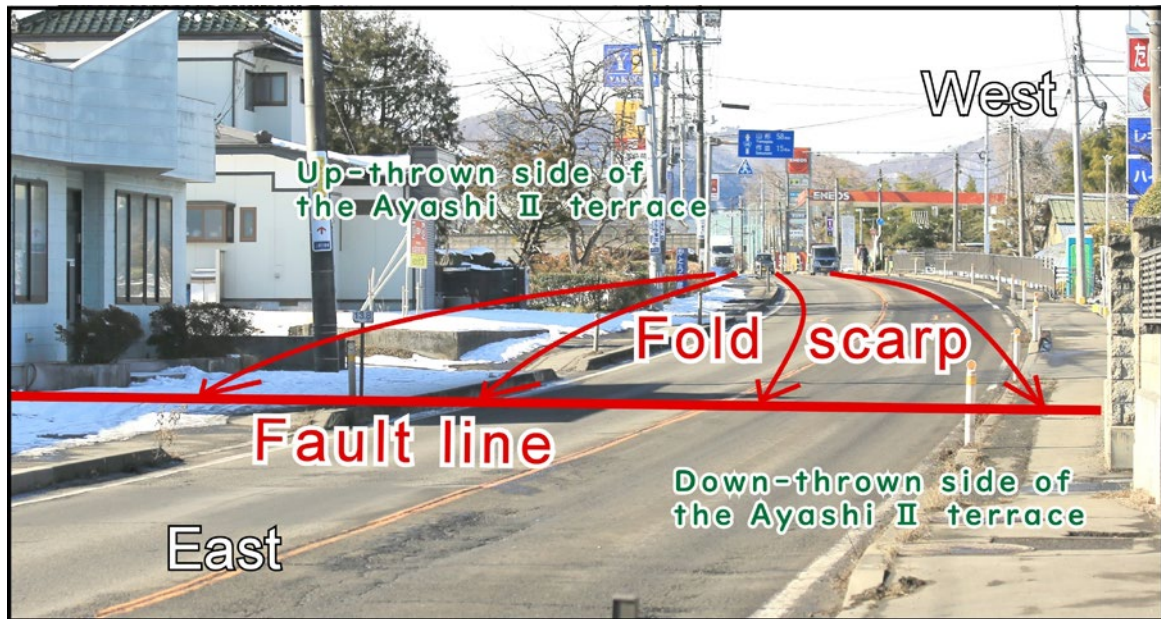
なお、赤坂面上に見られた副次的な断層崖（逆向き低断層崖）の南方延長部は、中原面上に認めることができない。大内（1973）²⁾は、赤坂面および中原面に相当するⅡ面、Ⅲ面の東向き断層崖の上下変位量をそれぞれ約40m、20mと記しており、本研究の値とほぼ同じ値を得ている。

(2) 愛子断層による後期更新世段丘面の新期断層変位地形

中原面を変位させた愛子断層の断層トレースは、詳細な断層変動地形判読と現地調査の結果、さらに南へ連続して追跡され、広瀬川右岸の愛子Ⅱ面を変位させている。詳細図を第4図(a)に示す。現河床との比高が20~30mを有する広瀬川右岸の愛子Ⅱ面は、東方へ向かって緩やかに高度を減じているが、図の中央付近に南北約500mに渡って連続する急傾斜帯が愛子Ⅱ面を横切って低崖地形を成している。この低崖は広瀬川や地形面の最大傾斜方向に直交しており、撓みの形態を有していることから、広瀬川によって侵食された崖ではない。また、低崖を挟んだ東西両側の地形面は、広瀬川の現流路と同じ方向へ傾斜しており、傾斜の程度もほぼ等しいことから、低崖を挟んだ両地形面が本来は一続きであったと考えられる。さらにこの低崖は、赤坂面と中原面を変位させた愛子断層のトレース南方延長部に位置し、崖のセンス（西側隆起・東側低下）も等しい。よって、広瀬川右岸において南北方向に約500mにわたって連続的に延びる低崖は、愛子Ⅱ面形成期以降の愛子断層の活動によって生じた低断層崖と判断される（第5図）。



第4図 愛子断層による愛子Ⅱ面の断層変位地形 (a) と上下変位量を示す地形断面図 (b) 位置は第2図に示す。基図には仙台市発行縮尺1/2,500都市計画基本図(等高線間隔は2m)を使用した。P3とP4は国土地理院の5mメッシュDEM(航空レーザー測量)データから作成した。



第5図 広瀬川右岸の後期更新世段丘面上に認められる愛子断層の低断層崖
筆者撮影。写真撮影位置は第4図(a)に示す。

第4図(b)のP3、P4は、愛子II面の断層変位地形を示す地形断面図である。P3、P4ともに愛子II面の上下変位量は約2.5mである。1961年国土地理院撮影の空中写真では明瞭な撓曲変形が確認できるが、現在は人工改変の影響を受けて撓曲崖の形態がやや不明瞭となっている。

愛子IV面の南側は、段丘面上を流下する小河川によって地表面付近が侵食されており、沖積面に分類される地形面が発達している。愛子IV面との比高は最大で2m程度である。IV面を変位させる低断層崖の南延長部に位置する沖積面には、明瞭な低断層崖は認められない。さらに南方の丘陵地内は複数の地すべりブロックが見られることから、傾斜変換線などの断層変位を示唆するような地形も見られない。

5. 考察

(1) 愛子断層の断層活動時期と平均変位速度について

先行研究において、愛子断層の最近の断層活動に関する情報は、中原面に残された断層変位地形から得られる情報のみであった。先述のように、中原面の形成年代はMIS6(13.5万年前)であり、上下変位量は21mである(第3図、P2)。一般的に日本に分布する活断層において、1回の断層活動に伴う上下変位量は数m程度であり、東北地方に分布する活断層についても同様であることから(Mizumoto, 2006)¹³⁾、中原面の21mの上下変位量は、MIS6以降の愛子断層による複数の活動が累積した結果と考えられる。ただし、後期更新世以降の具体的な活動については不明であったため、これまでは「愛子断層は13.5万年前以降に複数回の活動を行っている断層である」と曖昧な結論にならざるを得なかった。また、愛子断層の位置を記した研究はすでに複数公表されているものの、いずれの研究も「広瀬川右岸の後期更新世段丘面(MIS2:約2万年前)は変位していない」としていた。よって、「愛子断層は、2万年前以降は活動していない可能性がある断層である」と解釈せざるを得なかった。

今回の調査によって、従来指摘されていなかった広瀬川右岸の後期更新世段丘面(MIS2:約2万年前)上に、愛子断層の活動にともなう低断層崖が新たに発見されたことから、愛子断層が2万年前以降にも活動したことが確実となった。よって、愛子断層は、2万年前以降に少なくとも1回は活動した活断層であることが示された。そして、これら愛子断層の新しい断層変位地形が見出されたことによって、

断層の長さが従来よりも1 km 程度南に延長され（第2図）、全体として約3 kmの長さを有する活断層であることが明らかとなった。

赤坂面・中原面の形成年代と上下変位量から平均変位速度を算出すると、それぞれ0.15m/千年、0.16m/千年となる。そして、今回新たに得られた後期更新世の地形面（MIS 2: 約2万年前として計算）から算出される平均変位速度は、0.13m/千年となる。よって、愛子断層は少なくとも赤坂面形成時期以降（MIS 8以降）現在まで、ほぼ同じ平均変位速度で活動を繰り返している活断層であることが明らかとなった。

(2) 活断層の長さ地震防災上の留意点について

断層長と変位量の関係式（松田、1975¹⁴；松田ほか、1980¹⁵）を愛子断層に適用すると、仮に2.5mの上下変位量が1回の断層活動で生じたと考えるならば、断層長が3 kmと極めて短い活断層の活動によって生じた地表変位とは考えにくい。よって上下変位量を見る限り、地下を含めた愛子断層の断層長は3 kmよりもさらに長い可能性がある。一般的に長さの長い活断層ほどマグニチュードの大きな地震を引き起こすことから、将来起こり得る地震の規模を推定するためにも、活断層の断層長を見積もることは重要である。しかし、今回の調査地域周辺には、第2図に示した以上に愛子断層の延長部と考えられる明瞭な変位地形を認めることができない。

2008年6月14日に奥羽山脈東麓で起きた岩手・宮城内陸地震（M 7.2）では、長さ20kmの地表地震断層が出現し、地下の震源断層の長さが30kmを超えると推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会¹⁶）。ただし地表の変位は、ほとんどの区間で数十cmと小さく断続的であり、明瞭な地表変位が連続的に生じた区間はごくわずかであったことが報告されている（堤ほか、2011¹⁷；遠田ほか（2011¹⁸）など）。鈴木（2010¹⁹）は、岩手・宮城内陸地震が起こる前に断層変位地形が確認できる区間は、不確かな部分も含めてわずか3～4 kmであることを指摘しており、地下の断層長に対して地表に明瞭な変位が生じる区間が極端に短い活断層であることを示した。一般的に、地下の震源断層のすべり量が大きな部分（アスペリティ）が位置している場所には、顕著な地表変位が現れることが指摘されている（例えば、Sekigudhi et al., 2000²⁰）。上記の岩手・宮城内陸地震で顕著な地表変位が生じた位置は、震源断層のすべり量が大きかった位置（深畑、2009²¹）と一致する（鈴木、2009²²）。よって、同じ奥羽山脈東縁に位置する愛子断層が、これら岩手・宮城内陸地震を起こした活断層と同様の地表変位パターンを生じる活断層と考えるならば、地表面に明瞭な変位が認められる3 kmの区間は、震源断層のすべり量が大きい位置を表している区間であり、実際の地下の震源断層はさらに長い可能性も指摘される。

一方、周辺の地質や重力図（Komazawa and Mishima, 2002²³）との対応を見ると、本断層は10～8 Maに形成された白沢カルデラ（伊藤ほか、1989²⁴；鈴木ほか、2017²⁵）内の南東部付近に位置している。白沢カルデラの地質が本断層の長さや走向に何らかの影響を及ぼしていると仮定するならば、カルデラの範囲に規制されて地下の断層は北側へ延びている可能性もある。また、反射法地震探査結果より、愛子付近の地震発生層最下部付近には長町－利府断層（第1図）の深部断層面が延びていると解釈されている（Sato, et al., 2002²⁶）。そして、1998年に愛子付近で起きたM5.0の地震は、長町－利府断層の深部付近で起きた地震と考えられている（Umino, et al., 2002²⁷）。したがって、長町－利府断層の深部断層面が愛子付近の地震発生層最下部にまで延びていると考えるならば、愛子断層は長町－利府断層の上盤側に生じた長さの短い活断層となり、長町－利府断層の活動を視野に入れた調査も必要となる。

以上のことから、愛子断層で将来起こり得る地震の規模を推定するためには、今後、第2図の範囲を超えた愛子断層の延長部においてもさらに詳細な地形・地質調査を行い、周辺の地質や活断層との関連も見据えた地下の断層長を見積もることが重要となる。同時に、2.5mの上下変位量が1回の断層活動による

ものか、あるいは複数回の断層活動による変位が累積したものなのかについても、掘削調査を含めて明らかにする必要がある。ただし、断層長や起こり得る地震の規模に関わらず、少なくとも今回示した地表面に明瞭な変位が見られる3 kmの区間は、将来の愛子断層の活動によって地表が大きく破壊する区間を表している。したがって、今後は愛子断層の活動にともなう地震被害をできる限り軽減するために、より長期的な視座を持ち、適切な土地利用や防災対策を講じることが何よりも重要な課題となる。

6. まとめと今後の課題

仙台市西部に位置する愛子断層において変動地形学的調査を行った結果、従来指摘されていた断層トレースの南延長部である広瀬川右岸に、後期更新世以降の活動を示す低断層崖が長さ500mに渡って連続していることが認められた。変位を受けている後期更新世の段丘面はおよそ2万年前に形成された段丘面と考えられることから、これまで中期更新世の活動によってその存在が示されていた愛子断層が、2万年前以降に少なくとも1回は活動していることが明らかとなった。また、本研究が示した後期更新世段丘面の変位から算出される平均変位速度は0.13m/千年であり、中期更新世段丘面から得られる平均変位速度(0.15-0.16m/千年)とほぼ等しい。よって愛子断層は、中期更新世以降ほぼ同じ平均変位速度で累積的な地表変位を繰り返す活動を行っており、将来も活動する可能性が高い活断層であることがより確実となった。結果として地表で確認できる愛子断層全体の断層長は従来よりも1 km延びて3 kmとなったが、地下の断層はさらに長く延びている可能性もある。今後は地質や重力などのデータを参照しながら、長町-利府断層との関係も含めて、断層の長さから推定される地震の規模や活動間隔についても調査を進めていくことが重要である。

参考文献

- 1) 活断層研究会編『新編日本の活断層-分布図と資料-』東京大学出版会, 1991
- 2) 大内 定「広瀬川の河岸段丘の変位」『東北地理』25 (2), 84-90, 1973
- 3) 田山利三郎「北上山地の地形学的研究其一 A. 仙台近傍の河岸段丘」『斎藤報念会学報』17, 1-8, 1933
- 4) 中川久夫・小川貞子・鈴木養身「仙台付近の第四系および地形(1)」『第四紀研究』1, 219-227, 1960
- 5) 小池一之・町田 洋編『日本の海成段丘アトラス』東京大学出版会, 2001
- 6) 幡谷竜太・柳田誠・佐藤賢・佐々木俊法「宮城県川崎盆地における海洋酸素同位体ステージ6河成段丘の認定とその意義」『第四紀研究』44 (3), 155-167, 2005
- 7) 幡谷竜太「河成段丘を用いた第四期後期の隆起量評価手法の検討(3) - 過去10万年間の隆起量分布により明らかにされる内陸部の地殻運動 -」『電力中央研究所研究報告』N05017, 1-21, 2006
- 8) 梶原 洋「宮城県仙台市蒲沢山遺跡について」『第33回東北日本の石器文化を語る会予稿集』69-73, 2019
- 9) 町田 洋・新井房夫『火山灰アトラス [日本列島とその周辺]』東京大学出版会, 2003
- 10) 下岡順直・長友恒人「ルミネッセンス法による旧石器遺跡の鍵層となるテフラの年代推定-宮城県南部を例として-.」『考古学と自然科学』62, 73-84, 2011
- 11) 板垣直俊・豊島正幸・寺戸恒夫「仙台およびその周辺地域に分布する洪積世末期のスコリア層」『東北地理』33 (1), 48-53, 1981
- 12) Omoto, Kunio "Tohoku University Radiocarbon Measurements III" *Science Reports of the Tohoku University, 7th Series (Geography)*, 26 (1), 135-157, 1976
- 13) Mizumoto Tadaki "Geomorphic evidence of paleo earthquakes during the Holocene on principal

thrust fault zones in the Tohoku District, Northeast Japan" *Science Reports of Tohoku University, 7th Series*, 54 (2/2), 1-69, 2006

- 14) 松田時彦「活断層から発生する地震の規模と周期について」『地震研究所彙報』65, 289-319, 1975
- 15) 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文「1896年陸羽地震の地震断層」『地震研究所彙報』55, 795-855, 1980
- 16) 地震調査研究推進本部地震調査委員会『平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震の評価』https://www.jishin.go.jp/main/chousa/08jun_iwate_miyagi_2/index.htm (2022年1月28日閲覧)
- 17) 堤 浩之・杉戸信彦・越谷 信・石山達也・今泉俊文・丸島直史・廣内大助「岩手県奥州市・一関市に出現した2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層」『地学雑誌』119, 5, 826-840, 2010
- 18) 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔「2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層－震源過程および活断層評価への示唆－」『地震第2輯』62, 4, 153-178, 2010
- 19) 鈴木康弘「2008年岩手・宮城内陸地震と活断層－想定外地震の衝撃－」『E-journal GEO』4 (2), 109-116, 2010
- 20) Sekiguchi, H., K. Irikura and T. Iwata "Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake" *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 117-133, 2000
- 21) 深畑幸俊「2008年岩手宮城内陸地震による地殻変動と滑り分布インバージョン解析」『京都大学防災研究所年報』52A, 131-137, 2009
- 22) 鈴木康弘「岩手・宮城内陸地震と活断層－「想定外」地震を招いた要因」『科学』79, 2, 206-209, 2009
- 23) Komazawa, M., and Mishina, M. "Caldera structure inferred from gravity anomalies west of Nagamachi-Rifu fault, northeast Japan." *Earth, Planets and Space*, 54, 1049-1053, 2002.
- 24) 伊藤谷生・歌田 実・奥山俊一「東北日本脊梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について」『地質学論集』32, 409-429, 1989
- 25) 鈴木 拓・宇野正起・奥村 聡・山田亮一・土屋範芳「中新世後期白沢カルデラの噴出マグマの分化と現世の地熱流体貯留層」『日本地熱学会誌』39, 1, 25-37, 2017
- 26) Sato, H., Imaizumi, T., Yoshida, T., Ito, H., and Hasegawa, A. "Tectonic evolution and deep to shallow geometry of Nagamachi Rifu active fault system, NE Japan." *Earth, Planets and Space*, 54, 1039-1043, 2002
- 27) Norihito Umino, Tomomi Okada, Akira Hasegawa "Foreshock and aftershock sequence of the 1998 M 5.0 Sendai, northeastern Japan, earthquake and its implications for earthquake nucleation" *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 6, 2465-2477, 2002