

「活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H21-3

長町-利府線断層帯の活動性
および活動履歴調査

平成 22 年 5 月

独立行政法人
産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委託業務として、独立行政法人産業技術総合研究所が実施した平成21年度「活断層の追加・補完調査」の成果を取りまとめたものです。

目 次

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究	1
2. 調査結果	2
2. 1 ボーリング調査	2
(1) ボーリング調査の手法	2
(2) ボーリング調査の結果	3
2. 2 S波反射法弾性波探査	5
(1) 反射法弾性波探査の手法	5
(2) 反射法弾性波探査の結果	5
2. 3 詳細DEMによる変動地形解析	6
(1) 変動地形解析に使用したDEM	6
(2) 変動地形解析の結果	7
(3) 断層活動1回あたりの変位量分布パターンの推定	14
(4) 断層活動による1回変位量と活動間隔の考察	16
3. まとめ	16
3. 1 長町-利府線断層帯の位置および形態	16
(1) 断層帯を構成する断層	16
(2) 断層帯の位置・形状	18
(3) 断層の変位の向き	19
3. 2 断層帯の過去の活動	19
(1) 平均変位速度	19
(2) 活動時期	20
(3) 1回の変位量	23
(4) 活動間隔	24
(5) 活動区間	24

文 献

25

图 表

28

1. 断層帯の概要とこれまでの主な調査研究

長町-利府線断層帯は、仙台平野の西縁に位置し、その北東部は宮城県宮城郡松島町（まつしままち）付近から、仙台市街地の平野と丘陵の境界に沿って南東に延び、市街地南部の名取川付近からは丘陵内を南西～南南西に延びて柴田郡村田町（むらたまち）に至る断層帯である（図1；活断層研究会編，1991；池田ほか，2002；中田・今泉編，2002；地震調査研究推進本部地震調査委員会；2002および本報告）。

長町-利府線断層帯が活断層であることを最初に指摘したのはYabe（1926）である。Yabe（1926）は、仙台平野の西縁に、平野とその北西側の丘陵地帯を分ける構造線の存在を推定し、これを「長町-利府線（Nagamachi-Rifu Line）」と呼び、段丘堆積物をも変位させていることから最近においても活動的であるとした。田山（1934）は、段丘変形をもたらした長町-利府線の一部を「宮城野撓曲」と呼んだ。

中田ほか（1976）は、この長町-利府線沿いの詳細な段丘面区分と地質構造の調査を実施して、同構造線および逆向き副断層である大年寺山断層などの変位の様式と平均変位速度などを検討した。大槻ほか（1977）、今泉（1980）、活断層研究会（1980，1991）は、長町-利府線を活断層として追認するとともに、その断層線を、長町-利府線の南西方に位置する坪沼断層や円田断層などとともに図示した。その後、長町-利府線断層帯を構成するこれらの活断層について、大縮尺の空中写真を用いた変動地形判読が行われ、その結果が都市圏活断層図「仙台」（今泉ほか，1996）および「白石」（今泉ほか，2000）として刊行された。宮城県（1996a, b, c, 1998, 1999および2000）は、長町-利府線断層帯の分布形状と活動性および過去の活動時期について調査を実施し、従来知られていた長町-利府線断層の南東方の沖積平野下に「苦竹伏在断層」が伏在していることを報告するとともに、長町-利府線断層付近のボーリング調査、坪沼断層の断層露頭およびトレンチ調査に基づいて、それら断層の最新活動時期などを検討した。

これらの調査結果を受けて、平成14年2月に公表された地震調査研究推進本部による長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）では、長町-利府線断層帯では、全体が一つの活動区間とした場合、マグニチュード7.0～7.5程度の地震が発生する可能性があると考えられた。しかし、将来における地震の発生可能性については、過去の活動が十分に明らかではなく、最新活動時期が特定できていないことから、信頼度の低い平均活動間隔（3千年以上）を用いたポアソン過程による確率しか求められていない（地震調査研究推進本部地震調査

委員会，2002)．また，地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)は，今後に向けての課題として，1)活動間隔と1回の活動におけるずれの量について信頼度の高いデータを得るとともに，2)断層の活動区間を把握する必要があると指摘している．

その後，池田ほか(2002)および中田・今泉編(2002)によって，広域の活断層分布とともに長町-利府線断層帯の詳細な分布形状が再検討され，吉岡ほか(2005)は，長町-利府線断層帯が福島盆地西縁断層帯とともに長さ100km程度の起震断層を構成するとの考えを示している．また，栗田ほか(2003)および栗田(2004)は，長町-利府線断層帯北東部において，七北田川沿いの沖積面が断層により変位していることを発見し，ボーリング調査に基づいて完新世における断層の活動履歴を検討した．

2. 調査結果

本調査では，長町-利府線断層帯のうち，仙台市の市街地を通過し，かつ完新世に複数回活動した可能性が指摘されている「長町-利府活動セグメント(吉岡ほか，2005)」を主な対象として，その北東部の岩切地区(図1，図2)において完新世堆積物のボーリング調査と，S波反射法弾性波探査を，また，活動セグメントの全区間を対象にして活断層等の詳細分布と断層に沿った変位量分布を解明するために既存の詳細DEMに基づいた変動地形の解析を実施した．なお，吉岡ほか(2005)の長町-利府活動セグメントは，概ね従来の長町-利府線断層に相当する．

2.1 ボーリング調査

ボーリング調査では，栗田ほか(2003)および栗田(2004)による岩切地区の断層帯を挟んだ群列ボーリング調査の結果を補完する目的で，断層帯の東南東側において深度20mおよび40mの2孔を掘削した(図2)．また，栗田ほか(2003)および栗田(2004)によるボーリング調査結果を合わせて解析するとともに，既存ボーリングで採取された試料についても新たに放射性炭素年代測定を実施した．

(1) ボーリング調査の手法

ボーリング調査では，苦竹撓曲(2.3参照)の南東縁に発達するF-2断層(栗田ほか，2004)に伴う撓曲崖の中間部で深度40m(IWK-35孔)，その沈降側で深

度20m (IWK-60孔) のオールコア・ボーリング掘削した (図2)。なお、掘削は、工期の制約からS波弾性波探査の結果が判明する以前に着手・完了した。

(2) ボーリング調査の結果

今回の調査で掘削したボーリング孔；IWK-35およびIWK-60孔の層序および放射性炭素同位体年代値，帯磁率測定結果を図3に示す。また，栗田ほか (2003) および栗田 (2004) による群列ボーリング調査の結果と，今回の調査結果をあわせた地下地質断面図を図4，各ボーリング孔で得られた放射性炭素同位体年代 (表2) と深度の関係を図5に示す。

a) 岩切地区の群列ボーリングにおける地質層序

本地区の深度20～40mまでの地質層序は，上位から順に，第10～60層および新第三紀中新世の七北田層に区分される。なお，各層から得られた放射性炭素同位体年代値については，暦年較正值の 1σ の範囲をcal. yBPで示す (表2，図4および図5)。

第10層は，耕作土および礫や人工物を含む攪乱された砂層からなる人工改変層および現～旧耕作土であり，背斜状の高まりに立地する旧石巻街道沿いの住宅式地内では最大層厚が約2 mに達する。

第20層は，腐植質シルト層の薄層を挟むシルト層およびシルト質砂層からなり，後背湿地性堆積物と推定される。層厚は1～3 mで，調査範囲の南東側で薄い。断層帯の隆起側で掘削されたピットでは，確実な後背湿地性堆積物が示す最も新しい年代として，2150～2330 cal. yBP (2230±60 yBP)の放射性炭素同位体年代が得られている (栗田ほか，2003)。

第30層は，主として腐植まじりの細粒砂層，シルト質砂層および砂質シルト層からなる。下位の40層とは漸移的であり，一部で指交関係にあると推定される。4820～4860 cal. yBP から7620～7690 cal. yBP までの幅広い年代を示すが，その上部の年代は2～4千年程度であってボーリング孔間での推定年代値の分布深度は比較的によく揃っている。

第40層は，主として中粒～粗粒砂層，砂礫層および砂質シルト層の互層からなり，層相の側方変化が顕著である。このうち砂礫層は，細・中礫を含み，IWK-20孔から南東側において比較的良好に発達する。本層の基底付近には厚さ約1～2 mの腐植質シルト層と砂層の互層が発達することがある。本層からは3690～3880 cal. yBP から8460～8590 cal. yBPの放射性炭素同位体年代が得られているが，その基底付近の年代は8千年前程度とよく揃っている。

第 50 層は、粗中礫を含む塊状の砂礫層からなる沖積層の基底礫層である。層厚は、IWK-20 孔から北西側では約 1～3 m であるが、断層帯の沈降側にあたる IWK-30 孔から南東側では 3～4 m 以上と厚くなる。8470～8590 cal. yBP から 10250～10410 cal. yBP の年代を示す。

第 60 層は、軟弱なシルト岩、砂岩および砂礫岩からなる堆積物で、IWK-35 孔の深度 20.0-23.5m に認められる。放射性炭素同位体年代は >43500 yBP と、測定限界を超えた年代を示す。

七北田層は、軟弱な軽石凝灰岩および軽石凝灰質砂岩の分布が広く確認されている。この地層は岩相および周辺の地表地質の分布（北村ほか，1986）から、新第三紀中新世の七北田層に対比されている（栗田ほか，2003；栗田，2004）。なお、栗田（2004）では、IWK-30 孔の標高 11.4～11.7m の間に分布する凝灰質砂岩を、「沖積層の基底礫層（第 50 層）に断層関係で乗り上げた七北田層の一部、あるいは基底礫層に含まれる七北田層由来のブロックの一部である可能性がある」とした。しかし、保管されていたコアを再検討した結果、凝灰岩質砂岩の下位に分布する「沖積層の基底礫層」は、軽石凝灰岩の二次堆積物であり、七北田層の一部と確認できた。

b) 岩切地区における地下浅部の地質構造

七北田層は、IWK-9 孔よりも北西側において、標高-6～-8 m 以下に広く分布する。これより南東側では、同層の上限高度は急に低下し、IWK-35 孔においては上限高度が-16m となり、IWK-40 孔、50 孔および 60 孔では標高約-13～-14 m の孔底までに本層は確認できなかった。採取されたコアでは約 10～15° 傾斜した層理面が観察できることがあり、また 40～50° 程度の傾斜を有する断裂が認められることもある。沖積層の基底礫層は、IWK-9 孔より北西側ではその分布の上限高度が-4～-5m 程度、また下限高度が-6 m 程度と比較的よく揃っている。しかし、IWK-30 孔より南東側では分布の上限高度は-9～-10m 程度と低くなり、また下限も標高-13 ないし-14 m の孔底よりも低くなる。この高度差は、IWK-9 孔～30 孔付近に推定される伏在断層もしくは撓曲による上下変位を反映したものと推定できる。

岩切地区における群列ボーリング調査の結果、撓曲帯を挟んで分布する沖積層の基底礫層（8～9千年前）の高度差は5～6m 程度であった。これは、1) 堆積時の傾斜が現在の沖積面の傾斜（1.5/1000）よりも大きかったと推定されること、および2) 約2千前の年代を示す地表面の変形量が1.9～2.3m であること（図 6；栗田ほか，2003）を考慮すると、2回の断層活動による可能性が高いと考え

られる。

2. 2 S波反射法弾性波探査

本探査では、幅広い断層・撓曲帯によって完新世堆積物が累積変位している可能性が指摘されている長町-利府線断層の北東部の岩切地区において、断層・撓曲帯を横切る長さ約1.4kmの測線に沿ってS波を用いた反射法弾性波探査を実施した（図2）。

（1）反射法弾性波探査の手法

S波反射法弾性波探査は、栗田ほか（2003）および栗田（2004）によって沖積面を変位させる幅500～700mの撓曲・断層帯を横切る長さ1410mの測線に沿って実施した。受振点間隔は1m、発振点間隔は図2のF-1s～F-1断層帯およびF-2断層付近では1mで、その他の区間では2mとした。記録チャンネル数は120、振源には「板たたきS波振源」を用いて垂直重合数は右打ち・左打ち各4回の合計8回とした。なお、本調査による探査測線は、宮城県（1996c）により実施されたP波反射法弾性波探査の測線（図1）の中～東南東部とほぼ一致する。

（2）反射法弾性波探査の結果

図7にマイグレーション深度断面図、図8に速度構造断面図、図9に地質構造解積断面図を示す。

a) 探査結果

図7に示すように、測線の西北西側では地表から深度15～20m付近まで、また東南東側では30～35m付近までやや明瞭で連続的な反射イベントが認められたが、これより深部では反射イベントは不明瞭であった。顕著な反射イベントは、A) 距離約0～400m区間において標高-5m前後に概ね水平に連続するイベント、B) 距離約400～640mでは標高-5～0m付近に掛けて緩やかに東南東側に傾き上がるイベント、C) 距離約700～800mにおいて標高5m付近に概ね水平に連続するイベント、D) 距離約850～1300mにおいて標高0～-5m付近にかけて緩やかに東南東側に傾き下がるイベント、およびE) 距離約700～1300mにおいて標高-15～-25m付近にかけて緩やかに東南東側に傾き下がるイベントである。なお、距離約0～600mにおいて深度-25～-15m付近にかけて東南東に傾き上がるイベントは、多重反射によるものと推定される。

これらのうち、図7においてはイベントA、B、CおよびDが連続するようにも見

える。しかし、速度解析結果（図8）によれば、イベントAおよびDより上位ではS波速度は約170～270m/秒を示し、とくに最上部の深度5～10m程度以浅では距離約0～650mでは200～230m/秒、距離約700～1400mでは170～190m/秒程度と遅い。また、イベントAおよびDより下位ではS波速度は概ね260m/秒以上を示す。図8に示す等速度線はいずれも西北西側から東南東側に緩やかに傾き下がっており、イベントAは距離約350～700mで一旦不明瞭となるものの、イベントEに連続するものと解釈できる。

b) 地質層序および構造の解釈

図9に、S波反射法弾性波探査の結果と2. 1で述べたボーリング調査の結果との比較を示す。両者の結果は比較的よく対応し、反射イベントB、CおよびDは砂礫層を含有する40層の上面に、また反射イベントAは七北田層の上面に対比できる。反射イベントEについてのボーリング資料は得られていないが、下位層準のS波速度が七北田層上部のそれと同程度であること、沖積層中の反射イベントよりも強い反射イベントであることから、第四紀後期層と新第三紀層との境界にあたる可能性がある。ただし、本探査の結果のみからは、地下浅部における断層・撓曲の詳細構造を解釈することは困難である。

2. 3 詳細DEMによる変動地形解析

本解析では、既存の航空機搭載レーザー計測データを使用して、長町-利府活動セグメント（吉岡ほか，2005）周辺の約130平方kmの範囲について地形面区分と変動地形の抽出・計測を行い、そのデータに基づいて断層等による累積変位量と断層に沿う変位の分布パターンを検討した。

(1) 変動地形解析に使用したDEM

解析作業に用いたDEMは、国際航業（株）が2002年、2005年および2006年に航空機搭載レーザー計測器によって計測した約2m間隔のランダム点群データを元に作成した。オリジナルデータを、フィルタリング処理により建物や植生等を除去し、2mグリッドデータに加工して解析作業に用いた。地形解析にあたっては、DEMから作成した等高線間隔0.5m、1mおよび2mの等高線図、および約150測線以上の地形断面図に基づいて、地形面区分と変動地形の抽出および計測を実施した。地形面区分と変動地形の抽出にあたっては、1947～56年に米軍が撮影した縮尺約1.6～2万分の1空中写真および1971～77年撮影の縮尺約2万分の1空中写真による地形判読を併用した。解析結果は、縮尺1万分の1地形図（等高線

間隔2m) 上にとりまとめた。

(2) 変動地形解析の結果

変動地形解析の結果に基づく地形分類図を図10に、また代表的な変動地形の地形断面図および測線位置を図11, 12, 13, 14, 15および16に示す。詳細なDEMを用いた本解析では、後期更新世～完新世の河成段丘～扇状地面上に発達する市街地においても、比高0.5m程度の段丘崖で区切られた段丘面、比高1m程度の断層崖、増傾斜量が2/1000程度の微細な撓曲構造などの微地形を正確かつ効率的に抽出・計測することができた。

a) 地形面区分

解析範囲においては、中央部の広瀬川の南北両岸に河成段丘面がよく発達し、それらは中田ほか(1976)に準じて、高位から順に、青葉山Ⅱ・青葉山Ⅲ・青葉山Ⅳ・台ノ原・仙台上町Ⅰ・同Ⅱ・仙台中町Ⅰ・同Ⅱ・仙台下町Ⅰ・同Ⅱおよび同Ⅲ段丘面などに区分できる。北部の七北田川沿いおよび南部の名取川以南では、段丘の分化は顕著でなく、仙台上町、仙台中町および仙台下町の各段丘面群を細分することは困難であった。

青葉山Ⅱ段丘面 (A2)：広瀬川南岸の青葉山丘陵西部のわずかに分布する。段丘面は標高170～180mに発達し、10/1000程度の傾斜を示す。段丘面は開析が進んでおり、解析地域内では丘陵頂部の尾根上にわずかに平坦面が残っている。丘陵東部の大年寺山付近の標高120m付近にも、青葉山Ⅲ面よりも20m程度高い段丘面をなして僅かに分布する。

青葉山Ⅲ段丘面 (A3)：広瀬川南岸の丘陵地域に、WNW-ESE方向に延びる尾根上に幅狭い段丘面をなして分布する。段丘面の高度は、丘陵西部では約150mであるが、後述の八木山撓曲の東側では標高90m程度の尾根上にやや広い平坦面を形成している。また大年寺山付近では、段丘面は標高100mの付近に分布し、その東南東斜面では20～30°でESEに傾斜して仙台平野に没している。詳細DEMにとる解析の範囲外であるが、青葉山の東北大学青葉山キャンパス付近ではやや広い平坦面をなして段丘面が発達し、その勾配は6/1000程度である。

青葉山Ⅳ段丘面 (A4)：広瀬川南岸の青葉山丘陵の北側斜面に、青葉山Ⅲ段丘面と広瀬川の間で東西に点在する小規模な平坦面群として分布する。段丘面の標高は西部では110～130mであるが、八木山撓曲の東側では70m程度である。

台ノ原段丘面 (D)：広瀬川北岸では、仙台市街地北部の台原付近に標高約55～60mのよく保存された段丘面をなして典型的に発達し、その西方および東方に

かけて、断続的に小規模な分布が認められる。青葉山丘陵の南東部では標高70～50m付近に、段丘面の保存は比較的よいものの断層・撓曲変形による高低差のある面として分布する。七北田川中流の七北田付近では、標高40～50m程度に僅かに開析された段丘面をなして分布する。本段丘面は、海洋酸素同位体ステージ 5c（約10万年前）に対比されている（たとえば豊島ほか，2001；小池・町田編，2001）。

名取川以南においては、愛島丘陵の丘頂面よりも低位の標高30～50m付近に、東側に30/1000程度で急傾斜する段丘面が認められる。本報告では、これらを台ノ原段丘面に含めた。

仙台上町Ⅰ段丘面（U1）：広瀬川北岸の仙台市街地中・北部に広く発達する段丘面で、段丘面の標高は西部では50～60mであり、旧市街地東部では30m程度となる。台ノ原段丘面との間には、比高10～20m程度の段丘崖が発達する。旧市街地と仙台平野との境界付近においても、梅田川の北岸に沿って標高20～10mの範囲で東傾斜する段丘面を形成している。

仙台上町Ⅱ段丘面（U2）：広瀬川北岸の仙台市街地中・北部において、仙台上町Ⅰ段丘面を開析して発達する段丘面である。段丘面の標高は旧市街地中央では約40mであり、東部では30m程度となる。仙台上町Ⅰ段丘面との間の段丘崖は、一般に比高約5m以下であり、旧市街地北東部ではほとんど高度差が認められないこともある。旧市街地と仙台平野との境界付近においても、梅田川の南岸に沿って標高20～10mの範囲で東傾斜する段丘面を形成している。ここでの仙台上町Ⅰ段丘面との比高は、1～2m程度と低い。

仙台中町Ⅰ段丘面（N1）：広瀬川北岸の仙台市街地南部に広く発達する段丘面で、段丘面の標高は西部では50～40mであり、旧市街地東部では30m程度となる。上町Ⅰ段丘面との間には比高5m程度の段丘崖が発達するが、上町Ⅱ段丘面との比高は一般に2m程度もしくはそれ以下である。後述の八木山撓曲の北部に発達する背斜構造の上流側では、一部において本段丘面はより古い仙台上町ⅠおよびⅡ面を覆って分布していると推定される。旧市街地と仙台平野との境界付近においても、上町Ⅱ段丘面の南側に比高2m程度の段丘崖に区分されて、標高20～10mの段丘面を形成している。なお、本段丘面は、旧市街地中央部から東部にかけての地域では、比高2m程度の段丘崖に区分された2面の副次的な段丘面を伴っている。これら3面に区分される段丘面を、高位から順に、仙台中町Ⅰa・ⅠbおよびⅠc段丘面とする。

仙台中町Ⅱ段丘面（N2）：広瀬川沿いでは川沿いに狭く発達する段丘面で、

段丘面の標高は旧市街地の西部では約45～55m，中央部では約30m，東部では約30m以下である。この間の勾配は6/1000程度である。旧市街地と仙台平野との境界付近においても，中町Ⅰ段丘面の南側に比高1m程度の不明瞭な段丘崖に区分されて，標高20～10mの段丘面を形成している。

仙台下町Ⅰ段丘面（S1）：広瀬川沿いでは川沿いに狭く発達する段丘面で，段丘面の標高は旧市街地の西部では約45～55m，中央部では約30m，東部では約30m以下である。この間の勾配は6/1000程度である。後述の下町ⅡおよびⅢ段丘面とともに，蛇行部の滑走斜面川に発達する。中町Ⅱ段丘面との間には比高5m程度の段丘崖が発達し，とくに旧市街地中部付近では比高約8mとなる。旧市街地と仙台平野との境界付近には，広瀬川の北岸において，中町Ⅱ段丘面の南側に比高1m程度以下の不明瞭な段丘崖に区分されて段丘面を形成している。

仙台下町Ⅱ段丘面（S2）：広瀬川沿いでは川沿いに狭く発達する段丘面で，段丘面の標高は旧市街地の西部では約45～55m，中央部では約30m，東部では30m弱あるいはそれ以下である。この間の勾配は6/1000程度である。中町Ⅱ段丘面との間には比高2m程度の段丘崖が発達する。旧市街地と仙台平野との境界付近には，広瀬川の北岸において，下町Ⅰ段丘面の南側に比高0.5m程度以下の不明瞭な段丘崖に区分されて段丘面を形成しているが，ここでは後述の仙台下町Ⅲ段丘面との区分は困難である。

仙台下町Ⅲ段丘面（S3）：広瀬川沿いでは，川沿いに僅かに発達する段丘面で，段丘面の標高は旧市街地の西部では約45m，中央部では約30m，東部では約25m以下である。この間の勾配は4/1000程度である。中町Ⅱ段丘面との間には比高2m程度の段丘崖が発達する。

名取川北岸では仙台下町段丘面群は2～3面に区分でき，このうち，太白区富田付近では，最低位の段丘面として沖積面よりも1～2m高い面が広く発達している。この段丘面を，仙台下町Ⅲ段丘面に対比した。

沖積面（a）：沖積面は，仙台平野に広く分布するとともに，七北田川の中流域にも比較的よく発達する。仙台平野の沖積面は，地形解析範囲の中・南部では広瀬川および名取川の扇状地からなり，その勾配は3-4/1000程度であり，河川の自由蛇行に伴う自然堤防と後背湿地および旧河道などの微地形が発達している。両河川共に，北岸よりも南岸に広く沖積面が発達している。仙台平野の北部は七北田川の下流にあたり，そこでは大規模な自然堤防と後背湿地から構成されている。七北田川沿いの沖積面の勾配は，丘陵地内の中流では2/1000程度であり，下流の仙台平野では1～2/1000程度である。

未区分段丘面 (UN)・青葉山段丘面 (A), 仙台上町段丘面 (U)・仙台中町段丘面 (N)・仙台下町段丘面 (S) 沖積面～仙台下町段丘面 (a-S) : 利府町利府付近では, 長町-利府線断層の北東側に沿って, 幅200m程度・長さ1.5km程度のリッジ状の丘陵が分布し, その頂部には沖積面よりも20m程度高い平坦面群が認められる. 平坦面の成因は不明であるが, 本報告では, これらを未区分段丘面として図示した.

七北田川流域および名取川以南では段丘面の発達が相対的に悪く, 面の分化がやや不明瞭となる. このため, 青葉山・仙台上町・仙台中町・仙台下町の各段丘面群を細分せずを示したが, それら段丘面区分にも不確かさが残される.

名取川より南部では, 高館丘陵と仙台平野との境界付近に, 標高50~60mの定高性がある丘陵が発達する. 丘陵面を覆う安達愛島テフラは, 幡谷 (2005) および幡谷ほか (2005) によれば海洋酸素同位体ステージ6に対比される段丘面よりも古とされることから, それらの丘頂面を青葉山段丘面として図示した.

七北田川流域において, 北村ほか (1986) は, 後述の七北田断層よりも下流域に発達する高位の段丘面を仙台中町段丘面相当とし, それよりも上流側に発達する高位の段丘面を台ノ原段丘面相当としている. しかし, 本報告では, 両者は断層変位を受けたひと続きの段丘面であると考えて, 仙台上町段丘面とみなした.

広瀬川と名取川の間では, 八木山丘陵の基部に扇状地性の地形面群が発達している. それらは, 仙台下町段丘面群あるいは沖積面のいずれかに区分されるか不明であることから, 沖積面～仙台下町段丘面群として一括した.

b) 断層・撓曲および褶曲

長町-利府線断層は, 長さ22~34kmで, 最大幅約3kmにおよぶ複数の断層・撓曲構造から構成される活断層である (図10). このうち主部の22km区間では後期更新世の段丘面群や完新世の地形面の変形が顕著であるが, 北東端の約6km区間および南西端の約6km区間では, 活断層としての変動地形の特徴はやや不明瞭である.

長町-利府線断層の中央～東部には, 最大幅約2.5kmで規模の大きな北西側隆起の撓曲帯があり, 撓曲帯の南西～中部には宮城野撓曲が中～北東部には苦竹撓曲が発達し, 両撓曲は断層中央において右ステップで雁行配列をなす. また断層帯の西縁には, 副次的で南東側隆起を示す大年寺山断層が分布している. また, 長町-利府線断層の1~3km程度北西側には, 幅1km程度で北西側隆起の八木山撓曲が発達しており, その撓曲部には鹿落坂断層が分布する. 八木山撓曲

の北部は幅1～1.5km程度の背斜となり、さらに、丘陵地を隔てた約3km北方の七北田川流域には七北田断層が認められる。

図17に宮城野・苦竹撓曲および大年寺山断層を横切る各段丘面の累積変位量を、また、図18および図19に長町-利府線断層および八木山撓曲とその延長部に沿った各段丘面の累積変位量の分布を示す。

宮城野撓曲：長町-利府線断層の南西部の主体をなす構造であり、平野と丘陵の境界に沿って仙台市旧市街地の北東方から名取市の西方に至る、長さ約12kmで最大幅約700mの、北東側隆起を示す撓曲である。概ねNE-SW走向を示すが、名取川北岸より南の4km 区間では、N-SないしNNW-SSE走向に転じる。名取川から北の8km区間では、段丘面の累積的な上下変位が顕著である（図13, 14, 15および16）。

このうち、広瀬川以北においては撓曲崖の両側に対比可能な地形面が分布しており、その上下変位量は上町Ⅰ段丘面で20m、仙台中町Ⅰ段丘面で11～13m、仙台中町Ⅱおよび仙台下町Ⅰ段丘面で8m、仙台下町Ⅱ段丘面で7m、仙台下町Ⅲ段丘面で4.5mである。撓曲の北端部に当たる梅田川付近では、段丘面の累積変位量は、それらよりも有意に小さくなり、仙台上町Ⅰ段丘面で9.5m、仙台中町Ⅰ段丘面で8mである。

広瀬川と名取川の間では撓曲崖の基部は沖積面～仙台下町段丘面に覆われているが、隆起成分として確認された限りにおいて、上下変位量は青葉山Ⅱ段丘面で約100m以上、台ノ原段丘面で最大約55m以上、仙台中町Ⅰ段丘面で約15m以上である。名取川北岸では、仙台下町段丘面群に対比される段丘面に幅約300～400mにわたって撓曲変形が認められ、その上下変位量は1.5m以上である。撓曲崖基部に発達するニッ沢の扇状地上で行われたボーリング調査（宮城県、1998のNo. 1孔）によれば、沖積面下の深度約19～20m付近に安達愛島テフラが確認され、深度約16～19mは同テフラの再堆積層と考えられている。また深度約9mからは40900 yBPの年代が得られている（宮城県、1998）。このボーリング層序に基づくと、宮城野撓曲の沈降側においては、台ノ原段丘面形成後の沖積面に対する相対的な沈降量は約9～16mの範囲であり、その変動量は相対的な隆起成分の20～30%程度に相当する。

名取川以南においては、高館丘陵の基部に発達する沖積錐性の仙台下町段丘面（傾斜40～100/1000）にやや不明瞭な低断層崖が認められる。また、本撓曲の南端部付近では、増田川およびその支流が形成する扇状地性の仙台下町段丘面に1～1.5mの変位が生じている。さらに、増田川の南東約1kmに分布する台ノ

原段丘面は、東西幅約500mにわたって30/1000の勾配で東に傾斜する。

詳細DEMによる地形解析の範囲外であるが、池田ほか（2002）によれば、増田川の南東約4kmの名取市街地西側では、標高20～30mに分布する地形面が東に傾動し、その東側において長さ約2kmの活断層が推定されている。

苦竹撓曲：宮城県（1996b, c）では、反射法弾性波探査により仙台平野下の堆積物に撓曲変形を見出し、これを「苦竹伏在断層」と呼んでいる。本報告では、地表においても段丘面群に累積的な撓曲変形を見出したことから、苦竹撓曲と呼ぶことにする。

本撓曲は、長町-利府線断層の北東部の主体をなす長さ約14～20kmの構造であり、同断層の中央付近で宮城野撓曲とステップオーバーする。広瀬川と高野川の間において宮城野撓曲の約1.0～1.3km南東側に並走する幅広い撓曲構造であり、さらに北東方では仙台平野と丘陵との境界に沿って延びている。撓曲崖の基部は網状流路の微地形が発達した沖積面に覆われている。仙台下町面群の変形は極緩やかで不明瞭であるが、上下変位量は1.5～2.0m以上と推定される。旧市街地北東方に分布する仙台中町および上町面群の変位量は北東に増大し、仙台上町Ⅰ段丘面の変位量は最大で9mとなる。また七北田川沿いの沖積面は、南岸の岩切地区において幅約600mの撓曲によって1.9～2.3m上下に変位している（栗田ほか，2004）。

さらに、七北田川の約2km北東方の沖積面にも北西側上がり2m程度の変位が認められる。これより北東では、利府付近において、沖積平野の縁辺部にNE-SW方向に延びるリッジ状の地形が発達し、この地形を横切る谷の幾つかは北西側に流れ下っており、また南東側の上流端では風隙を形成している。

詳細DEMによる地形解析の範囲外であるが、利府付近から北東では、先第四紀層の基盤岩からなる丘陵中の断層（宮城県，1996b）に沿って、活断層が延びると推定されている（中田・今泉編，2002）。変動地形は北東側へ向かって不明瞭となり、丘陵の高度分布にも有意な差が認められなくなる。

大年寺山断層：長町-利府線断層の北西縁を限り、中～南西部では宮城野撓曲の北西側に沿って、また北東部では苦竹撓曲の西側に近接して延びる、南東側隆起の逆断層群である。本断層と宮城野・苦竹撓曲との間は背斜群が発達しており、これら背斜の北西翼部の変形を含めると、大年寺山断層の延長は約15kmである。本断層による上下変位量は、青葉山Ⅲ段丘面で10～24m、台ノ原段丘面では最大20～24m、仙台上町Ⅰ段丘面で10m、仙台中町段丘面群で4～5m、仙台下町ⅠおよびⅡ段丘面で1～2mである。また、七北田川南岸の岩切地区では、沖積

面の上下変位量は0.7～1.4mである。

本断層による各段丘面の上下変位量（北西側隆起成分）は、宮城野・苦竹撓曲による変位量を合算した値の、30～40%程度である。

八木山撓曲：長町-利府線断層の北西側約1～3kmに沿ってN55° W走向に延びる、最大幅1km程度の、北西側隆起の撓曲である。名取川の南岸から広瀬川まで青葉山丘陵内の約6km区間は最大幅1km程度の撓曲であり、さらに北部の約3.5kmは仙台旧市街地を横切る背斜となっている。

青葉山丘陵では、青葉山Ⅲ段丘面に約35～40m、台ノ原段丘面に6～9mの上下変位が認められる。その南東延長では、名取川南岸の仙台中町Ⅰ段丘面を変位させており、幅約400～550mで、南東側隆起6～7mの撓曲として確認されている。その北西翼において、仙台中町Ⅰ段丘面は1～1.5mの南東側隆起で変位しており、非対称な背斜を形成している。これより南西側では高館丘陵内において変動地形は不明瞭となるが、幅約1km・長さ約2.5kmの右雁行する推定活断層群を介して、坪沼断層に続く。

広瀬川より北では、明瞭な変動崖は伴わないものの、旧市街地中央の段丘面群上にはNNE-SSW走向に延びる幅約1～1.5kmの背斜変形として連続する。この背斜は東翼の規模が西翼よりも大きく、東翼の幅が400～1200mで、仙台上町Ⅰ段丘面では5～6m、仙台中町段丘面群では3m程度の上下変位となっている。

鹿落坂断層：中田ほか（1976）では「鹿落断層」と呼ばれている。八木山撓曲の撓曲崖の中間にあつて、名取川の北岸から広瀬川までの6.5km区間に発達する、南東側傾斜の断層群である。左ステップで雁行配列する3条の断層線からなっている。本断層による上下変位は青葉山Ⅲ段丘面で16m、台ノ原段丘面で3～5mが計測できた。ただし、青葉山Ⅲ面上の断層は、傾斜70/1000程度の斜面に生じていることから、正確な変位量の計測はできていない。また、台ノ原段丘面については、段丘面の保存が悪く、分布地域の人工改変が著しいことから、計測値の信頼性は低い。

七北田断層：八木山撓曲北部の旧市街地に発達する背斜の北方延長部では、七北田川沿いの段丘面群に、NNE-SSW走向で長さ2kmの、西側隆起の断層崖が認められる。七北田川の南岸では、仙台中町段丘面上に幅100m程度で上下変位量2～3mの撓曲崖が認められる。北岸では、人工改変が進んでいるものの、台ノ原段丘面上に最大で比高5m程度の断層崖が認められる。なお、本断層と八木山撓曲北方の背斜との間の約3km区間は丘陵地となっており、段丘面の発達に乏しいことから活構造としての連続性の有無は確認できない。また、北方延長も丘陵

地となっており，ここでも活断層として延長の有無は確認できない。

(3) 断層活動1回あたりの変位量分布パターンの推定

ここでは，図17，図18および図19に示す各段丘面の累積的な変位量に着目して，長町-利府線断層と八木山撓曲～七北田断層に沿った1回あたりの断層変位量の分布パターンを推定する．この推定にあたっては，「断層変位は，段丘形成期を通じて一様・累積的である」との仮定の元に，以下の手順を用いた．

- 1) 異なる段丘面の上下変位量がよく計測されている宮城野撓曲の中央部において，台ノ原段丘面の変位量を基準として各段丘面の累積変位量を正規化する(表3)．正規化する範囲は，図18に示す梅田川～金洗沢の間の約5km 区間(表3の距離7～12km区間)とする．この区間より南西側では，台ノ原段丘面に示されるように上下変位量が撓曲の末端に向かって減少していることから除外した．また，この区間より北東側では段丘面の発達が悪く，詳細な対比や変位量の比較が困難であることから比較対象から除外した．
- 2) 上記の区間のうち，広瀬川より北東側(10～12km区間)では，宮城野撓曲の両側に仙台上町～下町段丘面群が分布しており，上下変位量は正しく計測できている．一方，広瀬川より南西側(距離7～9km区間)では青葉山段丘面群および台ノ原段丘面が分布するが，撓曲崖の基部は沖積層等に覆われており隆起成分のみが計測できている．両部分区間では，分布する段丘面が異なり，また断層変位の様式も異なることから直接には比較はできない．そこで，梅田川～高野川付近における台ノ原段丘面および仙台上町ⅠおよびⅡ段丘面の，長町-利府線断層の全体による上下変位量の比較を介して，両部分区間の計測値を正規化する(表3)．
- 3) 距離7～12km区間において最も小さい変位量を示す仙台下町Ⅲ段丘面の値(4.5m)を活動回数2(無次元数)による変位と仮定して，各段丘面の活動回数を正規化して，かつ整数で表す(表3)．
- 4) 図18および図19に示す各段丘面の上下変位量の計測値を正規化した活動回数で除して，1回の活動による上下変位量を無次元の値として推定する．七北田川周辺の沖積面の変位量(1.9～2.3m)は最新活動によるものと推定され(栗田ほか，2003)，その値は仙台下町Ⅲ段丘面の変位量の半分程度である．このことから，変位を受けた地形面の分布が離れていることから正確な比較は困難であるが，沖積面の活動回数については

正規化した値を仮に1とした。

以上の手順に基づいて推定した、宮城野・苦竹撓曲および大年寺山断層の1回変位量の分布パターンを図20に、また、八木山撓曲～七北田断層の変位量分布パターンを図21に示す。

長町-利府線断層に沿う1回変位量の分布（図20）は、広瀬川と名取川の間付近から北東側の断層中央で大きく、それより南に向かっては急に変位量を減させる。また、同断層を構成する宮城野撓曲と苦竹撓曲に分けて見ると、宮城野撓曲に沿う変位量は広瀬川周辺の撓曲の中央部で大きく、それより北東および南西の両側に向かって減少するパターンを示す。一方、苦竹撓曲の変位量は、広瀬川付近から七北田川南岸に向かって次第に増大する。

図20においては、七北田川付近の沖積面に推定される変位量は約5km区間にわたって概ね一様な値を示し、かつ高野川より南西側において異なる段丘面群から推定された値に連続するよう見える。したがって、沖積面の正規化した活動回数を1と仮定したことは概ね妥当であると言える。宮城野および苦竹撓曲が並走する広瀬川から北東側約5km区間では、両撓曲による変位量は相補的であり、両撓曲の全体の変位量は広瀬川と名取川の間付近より北東側において、少なくとも15km程度の区間で大きな値を示す。さらに(1)-bで述べたように、撓曲崖下における沈降成分を合わせた台ノ原段丘面の変位量は隆起成分よりも20～30%程度大きい。このことから、断層下盤側での沈降成分を含めた上下変位量の分布パターンは、長町-利府線断層の中央から南西よりにおいて最大値を持ち、それより南西端に向かっては急減、北西端に向かっては漸減する、やや非対称な形状をもつ可能性がある。

名取川以南においては、上述のように段丘面の対比に不確かさが残る。しかし、確認された変位量は仙台中町段丘面で3.5～4m、それより低位の仙台下町段丘面で1～1.5mであり、仮に後者が最新活動の1回による変位量としても、南端部で変位量が減少することは確実である。

長町-利府線断層の北西縁に発達する大年寺山断層の変位量は、南西側の宮城野・苦竹撓曲を合わせた変位量と比較すると、その値は隆起成分の30～40%程度と小さい。また、大年寺山断層の変位量分布の増減パターンには、名取川より北西側における宮城野・苦竹撓曲全体の隆起成分の増減パターンを相殺する傾向が認められる。

八木山撓曲～七北田断層に沿う1回変位量の分布パターン（図21）は、広瀬川より南西側で大きく、一方北西側では梅田川付近にかけて次第に減少するよ

うに見える。

(4) 断層活動による1回変位量と活動間隔の考察

上述のように、広瀬川北岸における仙台下町Ⅲ段丘面の活動回数を2として正規化した場合、七北田川周辺の沖積面の活動回数は1とするのが妥当と考えられる。すなわち、図20に示された変位量の分布パターンの数値を、単位をメートルとして読み替えることで1回変位量が表されることになる。この場合、長町-利府線断層の活動による1回上下変位量は、断層中央から南西よりで隆起成分が最大2.5~3m程度となり、その20~30%の相当する沈降成分を加えると3~4mに達する可能性がある。それより南西端に向かっては変位量は急減し、また北西端に向かっては漸減して七北田川付近で2m程度になる。

また、約10万年前に形成されたと推定される台ノ原段丘面は18回の断層活動を被っていることになり(表3)、その平均活動間隔は5~6千年程度と計算される。この活動間隔は、2.1で述べた岩切地区における完新世の断層活動履歴、すなわち最新活動時期が約2千3百年前以降であり、それを含めて8~9千年前以降に2回の活動があったと推定されることと調和的である。

なお、表3に示す各段丘面の累積変位量に基づけば、青葉山Ⅱ段丘面の形成年代は19万年前程度、青葉山Ⅲ段丘面は16万年前程度、仙台上町Ⅰ段丘面は5万年前程度、仙台上町Ⅱ段丘面は4万年前程度、仙台中町Ⅰ段丘面は3万年前程度、仙台中町Ⅱ~仙台下町Ⅱ段丘面は2万年前程度、仙台下町Ⅲ段丘面は1万年前程度と推定できる。これらの段丘面の推定年代は、従来の見解(中川ほか, 1960; 中田ほか, 1976; 小池・町田編, 2001; 幡谷, 2005; 幡谷ほか, 2005)と大きくは異ならない。したがって、「断層変位は、段丘形成期を通じて一様・累積的である」との仮定に大きな矛盾は生じない。

3. まとめ

3. 1 長町-利府線断層帯の位置および形態

(1) 断層帯を構成する断層

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)では、本報告における狭義の長町-利府線断層と坪沼-円田断層からなる長さ20~41kmの断層帯を一つの起震断層(松田, 1990)とし、また過去および将来の断層活動時にも同時に活動するものとして、その長さを20~41kmと評価している。また、同委員会(2002)は、活断層研究会(1991)、宮城県(1996b)および今泉ほか(1996)では長町-

利府線断層の七北田川南岸より北東側区間および円田断層の活断層としての確実度が低いこと、あるいは断片的な短い推定活断層しか認定していないことから、「第四紀後期における活動性が確かめられている」区間の長さは21kmであると評価している。

長町-利府線断層帯における活断層の分布については、その後、池田ほか(2002)および中田・今泉編(2002)の研究結果が報告されている。池田ほか(2002)では、長町-利府線断層については、七北田川南岸からさらに約5km北東方まで活断層を延長して認定し、その区間を「断層位置が不確かな区間」としている。ただし、これよりさらに北東側地域についての見解は示されていない。また、池田ほか(2002)は、名取川以南の長町-利府線断層について、約3kmのギャップを含む長さ7kmの活断層を認定している。中田・今泉編(2002)は、七北田川南岸から北東側の長さ12km区間、および名取川南岸では長さ2kmのギャップを2カ所を含む11km区間に、推定活断層を認定している。さらに栗田ほか(2003)および栗田(2004)は、七北田川沿いの沖積面にも断層あるいは撓曲による変位が生じていること報告している。また、遅沢(2004)は、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)による鹿落坂断層と坪沼断層との間の長さ3kmのギャップにおいて、名取川南岸の段丘面に撓曲変形を発見している。

坪沼-円田断層については、池田ほか(2002)は、円田断層を「断層位置が不確かな」活断層と認定し、中田・今泉編(2002)は同断層を推定活断層としている。

一方、池田ほか(2002)は、長町-利府線断層帯は、さらに南方の福島盆地西縁断層帯(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2005)に連続する、全体として長さ約80kmの活断層帯であるとし、「仙台-福島断層帯」と呼んでいる。また、吉岡ほか(2005)は、長町-利府線断層帯を、長町-利府活動セグメントおよび円田-坪沼活動セグメントに区分するとともに、南方の福島盆地西縁断層帯を構成する桑折活動セグメントおよび台山活動セグメント、およびさらに南方に続く安達太良活動セグメントに連なる起震断層(松田, 1990)として、福島盆地-長町-利府起震断層と呼んでいる。

今回の調査の結果、長町-利府線断層帯の北東部については、七北田川南岸から約4km北東方までの沖積面に断層による変形を認め、さらに北東側3kmについても風隙を伴う推定活断層と認定できた。南西部については、池田ほか(2002)と同じく名取川以南の3km区間に活断層を認定したが、それ以南の地域については新たな資料は得ていない。

断層帯の過去の活動時期について、吉岡ほか（2005）は、宮城県（2000）および栗田ほか（2003）の成果を引用して、長町-利府活動セグメントと円田-坪沼活動セグメントで異なるとしている。

長町-利府線断層帯は、仙台平野北東方から福島盆地南西方にかけて分布する長さ112kmの起震断層の北部を構成する断層帯であり、宮城県宮城郡松島町（まつしままち）から同郡利府町（りふちょう）、仙台市を経て柴田郡村田町（むらたまち）に至る断層帯である（図1）。本断層帯は、過去の活動時期の違いおよび平均変位速度の分布の違いから、長町-利府断層と坪沼-円田断層に区分される。

長町-利府線断層は、松島町から仙台市を経て名取市に至る断層で、苦竹撓曲、宮城野撓曲、大年寺山断層から構成される。坪沼-円田断層は、七北田断層、八木山撓曲、鹿落坂断層、坪沼断層および円田断層から構成される。

（2）断層帯の位置・形状

長町-利府線断層の一般走向は $N35^{\circ} E$ で、その長さは約22km以上で最大28kmもしくはそれ以上である可能性がある（図1）。このうち、中-北東部の区間（区間の端点間の長さ18-24km）は $N45^{\circ} E$ 走向を示し、南西端の区間（区間の端点間の長さ18-24km）は $N20^{\circ} W$ 走向を示す。また、全体のうち約22km区間では、段丘面および沖積面に変位・変形が生じており、北東端の6km区間ではそれらの地形面は発達が乏しく、位置が不確かな活断層（池田ほか、2002）あるいは推定活断層が認定されている（中田・今泉編、2002）されているだけである。なお、中田・今泉編（2002）では、池田ほか（2002）と異なり、名取川以南においてN-S走向で長さ11kmの推定活断層を認めている。この推定断層を含めると本断層の長さは34kmに及ぶ可能性もある。

坪沼-円田断層の長さは、27kmで、一般走向は $N40^{\circ} E$ 方向に延びている。このうち、中央部を占める坪沼断層と広瀬川より南西部の区間の13km区間は $N50^{\circ} E$ 走向であり、北端部の9km区間は $N10^{\circ} E$ 走向を示す。また、南西端を占める円田断層は、長さ約8kmで、一般走向 $N50^{\circ} E$ であり、坪沼断層との間は幅1.5-2kmの左ステップする2重屈曲となっている。

断層面上端は、長町-利府線断層、円田断層ともに断層による変位・変形が地表で認められることから0kmとする。ただし、長町-利府線断層は、最大幅約2.5kmの断層帯であり、その東翼部は最大幅約1kmの撓曲となっており、断層面

のうち変位量の大きな部分は地下に伏在している。また、坪沼-円田断層のうち八木山撓曲の約7.5km区間では幅約0.5-1kmの撓曲，あるいは最大幅1.5kmの非対称背斜となっており，断層面のうち変位量の大きな部分は地下に伏在している。

(3) 断層の変位の向き

長町-利府線断層では，主要な変形は南東へ撓み下がる撓曲であり，その北西側に位置する逆向きの副次的な断層である大年寺山断層では逆断層露頭が観察されている（宮城県，2000）。また，長町-利府線を横切る反射法弾性波探査結果（宮城県，1996a）から，深さ約400mから1km程度の範囲では35～45°で西に傾斜してい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，2002）。したがって本断層は，北西側が南東側に乗り上げる逆断層である。

坪沼-円田断層では，宮城県（1996a）による地表断層露頭の記載，および宮城県（2000）による浅層反射法弾性波探査結果から，深さ80m付近までは55～75°で西に傾斜していると推定されている。

ただし，両断層共に主要部はN45～50°Eの走向を示し，長町-利府線断層帯の北部では地殻変動観測結果から東西方向の縮みが見られることから（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002），副成分として右横ずれを伴う可能性もある。

3. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度

長町-利府線断層による段丘面の上下変位量は，東翼の宮城野および苦竹撓曲からなる撓曲帯で大きく，その隆起成分の最大値は，青葉山Ⅱ段丘面で上下変位量は約100m以上，青葉山Ⅲ段丘面で約90m以上，台ノ原面で約55m以上，仙台上町Ⅰ段丘面で約24m以上，仙台上町Ⅱ段丘面で約20m以上，仙台中町Ⅰ段丘面で約15m以上，仙台中町Ⅱ段丘面で約11m以上，仙台下町ⅠおよびⅡ段丘面で約8m以上，仙台下町段丘面で約4m以上と累積的である。これらの撓曲変位を受けた段丘面は，いずれも断層の沈降側においては仙台平野の沖積面に覆われている。宮城県（1998）によれば，撓曲崖基部の沖積面上で行われたボーリング調査では，沖積面下の深度約19～20m付近に安達愛島テフラが確認され，深度約16～19mは同テフラの再堆積層と考えられている。また深度約9mからは40900 yBPの年代が得られている（宮城県，1998）。この結果によれば，台ノ原段丘面形

成後の上下変位量は最大で65～70m程度と推定できる。台ノ原段丘面は、海洋酸素同位体ステージの5c（約10万年前）に対比されることから（豊島ほか，2001），長町-利府線断層の平均変位速度は上下成分で最大0.65-0.70m/ky程度と推定される。

長町-利府線断層に沿った変位速度の分布は、段丘面群の形成期を通じて一様・累積的であったと仮定すると、断層の中央～南西部で大きく、南西端付近では急に減少するパターンが認められる。

なお、長町-利府線断層ではその北西縁に逆向きの副断層である大年寺山断層が発達し、同断層による段丘面の上下変位量は、青葉山Ⅲ段丘面および台ノ原段丘面では最大24m、仙台上町Ⅰ段丘面で10m、仙台中町段丘面群で4～5m、仙台下町ⅠおよびⅡ段丘面で1～2mである。この変位量は、東翼の宮城野および苦竹撓曲による隆起成分を合算した値の概ね30～50％であり、沈降成分を含めた値の概ね25～30％である。したがって、長町-利府線断層の断層帯を挟んだ地域の平均変位速度は、最大で上下0.5m程度と推定される。

坪沼-円田断層の変位速度について、大槻ほか（1977）は、坪沼断層および円田断層の北西側の丘陵頂部に発達する高位侵食平坦面が約50～75m変位しているとし、この平坦面を青葉山段丘面群に相当するかそれより古いとみて、その形成年代を約20万年前とし、断層の平均上下変位速度を0.3～0.4m/千年と見積もっている。また、今泉（1980）は、この地形面の変位量と形成年代を、70～80m、30万年前として平均上下変位速度値を再計算し、0.2～0.3m/千年を導いている。さらに八木山撓曲における段丘面の上下変位量も、広瀬川以南の撓曲部では青葉山Ⅲ段丘面で約35-40m、台ノ原段丘面で6～9m以上、仙台中町Ⅰ段丘面で6～7mである。また、広瀬川以北の非対称背斜部における最大上下変位量は仙台上町Ⅰ段丘面では5～6m、仙台中町段丘面群では3m程度である。2.3（3）で考察したように、青葉山Ⅲ段丘面の年代を約16万年前、仙台上町Ⅰ段丘面を約5万年前、仙台中町Ⅰ段丘面を約3万年前とすると、八木山撓曲南西部での上下変位速度は0.2m/千年、北部では0.1m/千年程度と求められる。また、七北田断層の上下変位量は、台ノ原段丘面で5m程度、仙台中町段丘面で2～3mであり、ここでも平均変位速度は0.1m/千年あるいはそれ以下と求められる。

このように、坪沼-円田断層の変位速度は、その中-南西部では0.2～0.4m/千年であり、北部は0.1m/千年あるいはそれ以下と小さい可能性がある。

（2）活動時期

長町-利府線断層の過去の活動時期は、断層北部の七北田川南岸の岩切地区において調査されている（栗田ほか，2003；栗田，2004および本報告）。

岩切地区では、七北田川の氾濫原である沖積面が幅600～700mの撓曲・断層帯によって変位・変形している。変形を受けた氾濫原でのピット調査によれば、表土直下の後背湿地堆積物の年代は 2230 ± 60 yBP（BC 380～200；2150～2330 cal. yBP）である（栗田ほか，2003）。また、背斜状に変形した沖積面でのボーリング調査によれば、同層準に対比される堆積物から 1750 ± 60 yBP（230～280 AD；1670～1720 cal. yBP）の年代が得られている。さらに今回の調査においても、撓曲変形を受けた沖積層の最上部から、1720～1830 cal. yBP，2190～2350 cal. yBP および2340～2360 cal. yBPの年代が得られた。したがって、本断層の最新活動時期は、 2230 ± 60 yBP（BC 380～200；2150～2330 cal. yBP）以降であり、 1750 ± 60 yBP（230～280 AD；1670～1720 cal. yBP）以降の可能性もある。

また、岩切地区における群列ボーリング調査（栗田ほか，2003；栗田，2004および本報告）によれば、約8～9千年前と推定される沖積層の基底礫層上面が沖積面の撓曲変形と累積的な変形を受けていると推定される。撓曲による沖積層の基底礫層上面の高度差は5～6m程度であり、堆積当時の河川勾配が現在沖積面の勾配である1.5/1000程度よりも大きいと推定できることから、同礫層上面が被った変形量は沖積面の約2倍であり、3倍には達しない可能性がある。

したがって、岩切地区での調査によれば、長町-利府線断層の最新活動時期は約1千7百～2千4百年前以降である。また、1つ前の活動時期は8～9千年前の可能性がある。

なお、平野・松本（1994）によると、本断層帯周辺のいくつかの遺跡発掘調査地点等において、地盤の液状化跡などの強い地震動の痕跡が発見されている。それらの現象の発生時期は、1）玉ノ壇遺跡では縄文時代後期中葉以降（地盤の液状化）、2）北目城跡遺跡では縄文時代後期～晩期、あるいはそれ以降かつ古代（奈良時代）以前（地盤の液状化）、3）、中在家南遺跡では縄文時代晩期以降かつ弥生時代中期以前（斜面崩壊、中在家南遺跡）である。また宮城県（1998，2000）は、本断層帯の南西部の太白区鹿野において、ジオスライサー調査によって、約2300～2500yBP以降と、これより古く7300yBP以降に地盤の液状化が生じたことを報告している。これらの現象のうち、7300yBP以降とされる地盤の液状化を除いて、いずれも本断層帯の最新活動に伴う可能性がある。この場合、本断層帯の最新活動は2千年前前後の比較的狭い時期に限定されることになる。

坪沼-円田断層の過去の活動については、坪沼断層の坪沼地点において宮城県

(2000) が 2 つのトレンチ (坪沼第 1 トレンチおよび第 2 トレンチ) を掘削し、調査している。また、坪沼断層の根添西地点では、断層露頭において新期の断層活動が確認されている (宮城県, 1996a)。

これらのうち、坪沼第 2 トレンチでは、新第三紀層である高館層 (①層) と、これを覆う上部更新世 (②-1 層～②-5 層) および完新世 (③-1 層～③-6 層) の地層、および後者の地層群の一部までを変位させる西傾斜の逆断層が露出した。このトレンチでは、以下の 4 層準において断層活動のイベントがあったと判断できる。

イベント層準 1: トレンチ東側壁面では、②-4 層およびそれより下位の地層群は、北西に撓み上がるとともに断層で切断されており、また②-4 層中には液状化の痕跡が認められる。これらの地層群は、③-1 層に不整合で覆われている。②-4 層と③-1 層に挟まれる②-5 層と断層との関係は明瞭ではない。したがって、ここでの最新の断層活動は、②-4 層堆積後～③-1 層堆積前に起こったことになり、その年代は、②-4 層と③-1 層直上の 14C 年代から約 9 千 5 百年前 (8500±120 yBP) 以前～約 4 万 5 千年前 (43260±620 yBP) 以降となる。

イベント層準 2: ②-4 層中に認められる液状化による地層の著しい乱れは、上位の②-5 層不整合に覆われているようにも見える。このことから、本断層の活動が②-4 層堆積後～②-5 層堆積前にも起こった可能性がある。この活動時期は、37370±320 yBP～43260±620 yBP となる。

イベント層準 3: 断層変位を受けた②-4 層と下位の②-2 層の基底面の高度差を比較すると、前者では 0.5-0.7m であり、後者では 0.7～1.0m と大きい。また、②-2 層中には、断層の隆起側の砂・シルト層が下盤側に崩落した堆積構造が認められる。したがって、②-2 層堆積中か、その上位層の堆積開始前に断層活動があった可能性がある。その年代は上位の②-3 層下部が示す 44320±710 yBP より以前となる。

イベント層準 4: ②-1 層は断層を横切って分布し、断層下盤側では厚さ 0.4m 以上で、上盤側に対して不連続的に厚いとされる (宮城県, 2000)。このことから、②-1 層の堆積開始期以降～②-2 層堆積前にも断層活動があった可能性がある。この断層活動の年代は、②-2 層堆積前の 44630±770yBP よりも以前となる。ただし、②-1 層を上部と下部に分ける層準に着目すると、下部は断層の下盤側のみ分布することから、この断層活動は②-1 層上部の堆積より前にあった可能性もある。

根添西地点の山地基部で発見された坪沼断層の露頭では、変位した崖錐堆積

物の一部が約1万6千年前の14C年代を示す(宮城県, 1996a)。したがって、この付近では、約1万6千年前以後に少なくとも1回の断層活動があったと考えられる。

以上のことから、坪沼-円田断層の最新活動時期は約9千5百年前以前～約1万6千年前以降であり、それ以前の37370+/-320 yBP～43260+/-620 yBP および44320+/-710 yBPにも活動があった可能性がある。

なお、坪沼第2トレンチ東側壁面では、②-3層は、断層下盤側にのみ限られて分布することから、②-2層が変位した後の凹地に堆積した地層と推定される。ただし、②-3層は、②-2層とともに変位した後に上盤側の地層が削剥され、さらに②-4層に覆われた可能性もある。この場合には、②-3層堆積後～②-4層堆積前にも断層活動があった可能性もあると言える。この断層活動の発生年代は、西壁面の②-2層と東壁面の②-3層に示す年代から、約4万5千年前以後～約4万7千年前以前(44320 yBP-44630+/-770yBP)となる。ところで、坪沼第2トレンチの西側壁面について、宮城県(2000)は、完新世の③-1層のうち最下部に位置する腐植質シルト層が、②層の一部で変位を受けている疑いがあるとして、約8千1百年前以後(7280+/-70 yBP以後)に断層活動があった可能性を指摘している。しかし、この腐植質シルト層が変位しているとする確証は見いだせない。

(3) 1回の変位量

長町-利府線断層の1回の変位量は、断層北東部の岩切地区で、最新活動による沖積面の変位として上下成分1.9～2.3mと求められている。ただし、段丘面の変位量から推定した断層に沿った変位量分布の推定パターンから判断すると、断層の中央～南西部でより大きい可能性があり、3～4mに達する可能性もある。

坪沼-円田断層の1回の変位量は、直接には求められていない。したがって、本断層が単独で活動した場合の1回変位量を、松田(1975)に基づいて算出すると、約2.0m(上下成分)と求められる。このことから、本断層の1回の変位量は2m程度(上下成分)であった可能性が高い。

$$\text{Log } L = 0.6 M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6 M - 0.4 \quad (2)$$

ただし、 L は1回の地震で活動する断層もしくは起震断層の長さ(km)、 D は断層の変位量(m)、 M は地震のマグニチュード。

(4) 活動間隔

長町-利府線断層の最新活動時期は約1千7百年前以前～約2千4百年前であり、一つ前の活動時期は8～9千年前頃以後である。この最新2回の活動間隔は2千8百～7千3百年程度と求められる。また、約10万年前に形成された台ノ原段丘面の上下変位量は60～75m程度であり、同段丘面は18回程度の断層活動を被っている可能性がある。この場合、平均活動間隔は5～6千年程度と計算される。

なお、岩切地区で計測された本断層帯の最新活動における上下変位量（1.9～2.3m）と、平均変位速度（上下成分0.65～0.70m/千年）から計算すると、平均活動間隔は2千7百～3千5百年程度と求められる。ただし、平均変位速度が求められた地点での台ノ原段丘面の上下変位量は隆起成分が約55mであり、一方岩切地区の南近傍での台ノ原段丘面の上下変位量は隆起成分が35mであることから平均変位速度も小さい可能性が大きい。したがって、活動間隔は2千7百～3千5百年程度よりも長い可能性が大きい。

坪沼-円田断層の活動間隔は、1回変位量（上下成分2m）と平均変位速度（上下成分0.2～0.4m/千年）から、5千～1万年程度と推定される。この値は、最近4～5万年間に少なくとも3回の活動があったと推定する地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）の評価と矛盾はしない。

(5) 活動区間

長町-利府線断層および坪沼-円田断層は、長さ112kmの福島盆地-長町-利府起震断層の北部を占める断層である。その最新の活動時期は、長町-利府線断層で1千7百年前以前～2千4百年前以後、坪沼-円田断層で約9千5百年前以前～約1万6千年前以降である。一方、福島盆地-長町-利府起震断層の中・南部を占める福島盆地西縁断層帯の最新活動時期は3世紀以前～約2千2百年前以後である。このように、最新活動時期は長町-利府線断層と福島盆地西縁断層帯では同じ可能性があるものの、両断層の間に分布する坪沼-円田断層とは大きく異なっている。したがって、長町-利府線断層および坪沼-円田断層は、それぞれが1つの活動区間であると推定できる。ただし、福島盆地-長町-利府起震断層の全体が1つの活動区間として地震を発生させる可能性もある。

(調査担当：栗田泰夫)

文 献

- 栗田泰夫 (2004) 長町-利府線断層帯・岩切地区における完新世の断層活動性. 活断層・古地震研究報告, no. 4, 65-68.
- 栗田泰夫・斉藤 勝・松浦一樹 (2003) 長町-利府線断層帯・岩切地区における最新活動時期の検討 (速報). 活断層・古地震研究報告, no. 3, 23-32.
- 幡谷竜太 (2005) 河成段丘を用いた第四紀後期の隆起量評価手法の検討 (1) - 段丘対比の考え方の提案と河成段丘の編年に関わるケーススタディー. 電力中央研究所報告, N05005, 27p.
- 幡谷竜太・柳田 誠・佐藤 賢・佐々木俊法 (2005) 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, 155-167.
- 平野信一・松本秀明 (1994) 仙台平野の沖積層中に記録された長町-利府線の活動を示唆する 2, 3 の地形的証拠. 地域開発に伴う環境変化の地理学的研究 (東北大学特定研究), 65-71.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編 (2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 今泉俊文 (1980) 東北地方南部の活断層. 西村嘉助先生退官記念地理学論文集, 21-26.
- 今泉俊文・松多信尚・渡辺満久・澤 祥・中田 高・宇根 寛・丹羽俊二 (2000) 1:25,000 都市圏活断層図「白石」. 国土地理院技術資料 D. 1-No. 375.
- 今泉俊文・佐藤比呂志・澤 祥・宮内崇裕・八木浩司 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「仙台」. 国土地理院技術資料 D. 1-No. 333.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) 長町-利府線断層帯の評価. 16p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2005) 福島盆地西縁断層帯の評価. 24p.
- 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.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫 (1986) 仙台地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 地質調査所, 134p.
- 小池一之・町田 洋 (2001) 日本の形成段丘アトラス. 東京大学出版会, CD-ROM1 枚, 105p.
- 松田時彦 (1975) 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震第 2 輯, 28, 269-283.

- 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.
- 宮城県 (1996a) 平成7年度地震調査研究交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 (地形・地質調査) 成果報告書. 85p.
- 宮城県 (1996b) 平成7年度地震調査研究交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 (総合解析) 成果報告書. 10p.
- 宮城県 (1996c) 平成7年度地震調査研究交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 (物理探査) 成果報告書. 26p.
- 宮城県 (1998) 平成9年度地震関係基礎調査交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 (ボーリング調査) 成果報告書. 78p.
- 宮城県 (1999) 平成10年度地震関係基礎調査交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 (稠密浅層ボーリング調査・地層抜き取り調査) 成果報告書. 50p.
- 宮城県 (2000) 平成11年度地震関係基礎調査交付金 長町-利府線断層帯に関する調査業務 成果報告書. 102p.
- 中川久夫・小川貞子・鈴木養身 (1960) 仙台付近の第四系および地形 (1). 第四紀研究, **1**, 219-227.
- 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文 (1976) 仙台平野西縁・長町-利府線に沿う新期地殻変動. 東北地理, **28**, 2, 111-120.
- 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・60p. 付図1葉.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文 (1977) : 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, **31**, 1-14.
- 遅沢壮一 (2004) 双葉断層の北方延長・活断層としての仙台の青葉東断層と, 坪沼断層・長町-利府断層・久の浜-岩沼撓曲について. 地球科学, **58**, 239-352.
- 田山利三郎 (1934) 仙台近傍最近地質時代の地盤運動について. 地震研究所彙報, **12**, 77-93.
- 豊島正幸・早田 勉・北村 繁・新井房夫 (2001) 仙台地域における台ノ原段丘面の形成時期. 第四紀研究, **40**, 153-159
- Yabe, H. (1926) Excursion to Matsushita and Sendai. Pan-Pacific Sci. Congress, Tokyo, Guide Book, C-3, 1-18.
- 吉岡敏和・栗田泰夫・下川浩一・杉山雄一・伏島祐一郎 (2005) 全国主要活断

層活動確率地図および同説明書. 構造図 14, 地質調査総合センター,
126p.

図 表

表 1 長町-利府線断層帯のまとめ

表 2 岩切地区のボーリング試料に関する放射性炭素年代測定の結果

*) 年代値は栗田 (2004) による.

表 3 長町-利府線断層を構成する主要な断層・撓曲による地形面の累積変位量と活動回数の正規化

変位量については台ノ原段丘面の値を 100, 活動回数については仙台下町Ⅲ段丘面の値を 2 として正規化した.

図 1 長町-利府線断層帯および周辺の活断層の位置図

岩切地区：本調査による反射法弾性波探査およびボーリング調査地区. 長町地区：宮城県 (1998, 1999) による群列ボーリング等調査地区. 岩沼地区：宮城県 (2000) によるトレンチ等調査地区. A, B および C：宮城県 (1996c) による反射法弾性波探査測線. 基図は、国土地理院発行の 20 万分の 1 地勢図「仙台」および「石巻」を使用.

図 2 岩切地区の変動地形および調査位置図 (栗田ほか, 2003 に加筆)

等高線は 0.25m 間隔.

図 3 ボーリング：IWK-35 孔および 60 孔の地質柱状図

A：放射性炭素同位体年代, B：帯磁率測定結果を合わせて示す.

図 4 岩切地区の群列ボーリングによる沖積層の層序および構造

IWK-1~9 孔, 20 孔, 30 孔, 40 孔および 50 孔のデータは栗田ほか (2003), 栗田 (2004) および栗田 (私信) に基づく. また, 図 6 に示す各ボーリング孔の年代~深度の関係から内挿により推定された等年代値線を合わせて示す.

図 5 岩切地区の群列ボーリングにおける放射性炭素同位体年代と深度の関係

図 6 岩切地区の活断層を横切る地形断面図 (栗田ほか, 2003)

各断面測線の位置は図 2 に示す.

図 7 S 波反射法探査によるマイグレーション後の深度断面図

図 8 S 波反射法探査による解析速度構造断面図

図 9 S 波反射法探査による断面図の地質解釈
マイグレーション後の深度断面図に基づく.

図 10 長町-利府断層に沿う地形分類図
等高線間隔は 2m.

図 11 地形断面図の測線位置図

図 12 詳細 DEM に基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-1
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図 11 を参照.

図 13 詳細 DEM に基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-2
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図 11 を参照.

図 14 詳細 DEM に基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-3
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図 11 を参照.

図 15 詳細 DEM に基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-4
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図 11 を参照.

図 16 詳細 DEM に基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-5
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図 11 を参照.

図 17 宮城野・苦竹撓曲および大年寺山断層による地形面の累積変位の比較

図 18 長町-利府線断層を構成する主要な断層・撓曲による地形面の累積変位.
断層等の沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については, 誤差バ

ーを示す.

図 19 八木山撓曲および七北田断層よる地形面の累積変位

撓曲の隆起側が浸食や人工改変を受けている地点，沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については，誤差バーを示す.

図 20 長町-利府線断層を構成する主要な断層・撓曲による 1 回変位量の分布
パターンの推定

広瀬川北岸における仙台下町Ⅲ段丘面の活動回数を 2，七北田川周辺の沖積面の活動回数を 1 として正規化した値で示す. 断層等の沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については，誤差バーを示す.

図 21 八木山撓曲および七北田断層よる 1 回変位量の分布パターンの推定

変位量は名取川南岸における仙台中町Ⅰ段丘面の値を 1.00 および 1.17 として正規化した値で示す. 撓曲の隆起側が浸食や人工改変を受けている地点，あるいは沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については，誤差バーを示す.

表1 長町-利府線断層帯のまとめ

	従来評価	今回調査を含めた結果	備考
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 断層帯を構成する断層	長町-利府線, 大年寺山断層, 鹿落坂断層, 坪沼断層, 円田断層	長町-利府線断層および坪沼-円田断層の2つの断層区間に区分	長さ112kmの福島盆地-長町-利府起震断層の一部を構成する。
		長町-利府線断層: 宮城野撓曲, 苦竹撓曲, 大年寺山断層, 鹿落坂断層 坪沼-円田断層: 七北田断層, 八木山撓曲, 坪沼断層, 円田断層	
(2) 断層帯の位置・形状			
地表における断層帯の位置・形状 断層帯の位置(両端の緯度・経度)	(北端)北緯38° 17-22', 東経140° 56' - 141° 02' (南端)北緯38° 09-11', 東経140° 41-45'	長町-利府線断層 (北端)北緯38° 22', 東経140° 03' (南端)北緯38° 09', 東経140° 53'	
長さ	約21-40km	全体: 約39km 長町-利府線断層: 約22-28km 坪沼-円田断層: 約27km	長町-利府線断層は, 最大で34kmとなる可能性もある。
地下における断層面の位置・形状	地表での長さ・位置と同じ	長町-利府線断層: 地表での長さ・位置と同じ 坪沼-円田断層: 地表での長さ・位置と同じ	
上端の深さ	0km	長町-利府線断層: 0km 坪沼-円田断層: 0km	長町-利府線の主部および坪沼-円田断層の北部では, 地下の断層面は伏在している。
一般走向	N40° W	長町-利府線断層: N35° E° 坪沼-円田断層: N40° E	坪沼-円田断層の個々の断層線は, 中・南西部ではN50° E, 北部ではN10° E
傾斜	西傾斜35-45° (地下400-1000m)	長町-利府線断層: 北西傾斜35-45° (地下400-1000m) 坪沼-円田断層: 北西傾斜55-75° (地下80m以浅)	
幅	不明	不明	
(3) 断層のずれの向きと種類	北西側隆起の逆断層	長町-利府線断層: 北西側隆起の逆断層 坪沼-円田断層: 北西側隆起の逆断層	断層の走向と地殻変動観測結果によれば, 右横ずれ成分をもつ可能性もある。
2. 断層の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.5-0.7m/千年(上下成分)	長町-利府線断層: 0.5-0.7m/千年(上下成分) 坪沼-円田断層: 0.2-0.4m/千年(上下成分)	
(2) 過去の活動時期	活動1 約1万6千年前以降 活動2 不明	長町-利府線断層: 活動1 AD300年以前-約2400年前 活動2 8-9千年前頃 坪沼-円田断層: 活動1 約9千5百年前以前-約1万6千年前以降	活動1が最新活動。 坪沼-円田断層では最近4-5万年間に少なくとも3回の活動があったと推定される(地震調査委員会, 2002)。
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔			
1回のずれの量	2m程度以上(上下成分)	長町-利府線断層: 2m程度(上下成分), もしくはそれより大きい可能性 坪沼-円田断層: 2m程度(上下成分)	長町-利府線断層は岩切地区の最新活動より, 坪沼-円田断層は, 松田(1990)に基づき断層長さから推定。
平均活動間隔	3千年程度以上	長町-利府線断層: 2千8百年-7千3百年 坪沼-円田断層: 5千年-1万年程度	
(4) 過去の活動区間	不明	長町-利府線断層および坪沼-円田断層の2つの活動区間	最新活動時期の違いによる区分される。

表2 岩切地区のボーリング試料に関する放射性炭素年代測定の結果

層準	深度 (m)	試料名	試料種	測定機関 ID No.	測定方法	14C年代 (yBP)		較正年代(cal yBP)		暦年代(AD)	
						-1 σ	+1 σ	-1 σ	+1 σ	-1 σ	+1 σ
IWK-7孔	40層	14.43		Bata -	AMS	7880	80	8580	8960	-6630	-7010 *
IWK-8孔	20層	1.20	A-1/1.20m	orgamic sediment	AMS	2300	70	2190	2350	-240	-400 *
	30層	3.85	A-1/3.85m	orgamic sediment	AMS	4260	70	4820	4860	-2870	-2910 *
	30層	8.08	A-1/8.08m	orgamic sediment	AMS	6190	50	7000	7190	-5050	-5240 *
	30層	10.32	A-1/10.32m	orgamic sediment	AMS	6710	± 40	7570	7600	-5620	-5650 *
	30層	10.50	D10-10.5	wood	AMS	6200	± 50	7010	7170	-5060	-5220
IWK-30孔	30層	8.00	D20-8.0	wood	AMS	4440	± 40	4970	5220	-3020	-3270
	40層	13.82	D20-13.82	wood	AMS	7050	± 50	7840	7940	-5890	-5990
	40層	16.16	D20-16.16	wood	AMS	7340	± 50	8060	8190	-6110	-6240
	七北田層	19.35	D20-19.35	wood	AMS	43500	+				
	30層	0.95	D-25C-1 0.95	wood	AMS	1850	± 40	1720	1830	230	120
IWK-35孔	30層	4.98	D-25C-5 4.98	orgamic sediment	AMS	4680	± 40	5320	5470	-3370	-3520
	30層	8.98	D-25C-8 8.98	orgamic sediment	AMS	5250	± 40	5940	6100	-3990	-4150
	30層	10.30	D-25C-10 10.30	orgamic sediment	AMS	5110	± 40	5760	5920	-3810	-3970
	30層	13.33	D-25C-17 13.33	wood	AMS	7010	± 50	7790	7930	-5840	-5980
	40層	15.24	D-25C-20 15.24	orgamic sediment	AMS	7750	± 50	8460	8590	-6510	-6640
	60層	20.15	D-25C-24 20.15	wood	AMS	43500	+				
	60層	20.77	C-25C-25 20.77	wood	AMS	43500	+				
	七北田層	27.32	C-26C-26 27.32	wood	AMS	43500	+				
	40層	6.65	D30-6.65	wood	AMS	3480	± 40	3690	3830	-1740	-1880
	40層	9.15	D30-9.15	wood	AMS	5640	± 40	6400	6450	-4450	-4500
IWK-40孔	40層	11.20	D30-11.2	wood	AMS	6830	± 50	7620	7690	-5670	-5740
	40層	14.50	D30-14.5	wood	AMS	7280	± 50	8020	8095	-6070	-6145
	50層	17.47	D30-17.47	orgamic sediment	AMS	7760	± 50	8470	8590	-6520	-6640

表3 長町-利府線断層を構成する主要な断層・撓曲による地形面の累積変位量と活動回数の正規化

段丘面	宮城野撓曲						宮城野+苦竹撓曲		正規化した変位量	正規化した活動回数
	距離7-9 km区間		距離10-12km区間		距離13-15km区間		距離13-15km区間			
	変位量 (m)	正規化した値	変位量 (m)	正規化した値	変位量 (m)	正規化した値	変位量 (m)	正規化した値		
青葉山Ⅱ (A2)	97.0	190							190	35
青葉山Ⅲ (A3)	83.0	163							163	30
青葉山Ⅳ (A4)										
台ノ原 (D)	50.5	100					35.0	100	100	18
仙台上町Ⅰ (U1)			20.0	49	9.5	49	17.5	49	49	9
仙台上町Ⅱ (U2)					8.0	41	16.0	44	43	8
仙台中町Ⅰa (N1a)			13.0	32					32	6
仙台中町Ⅰb (N1b)			12.5	30					30	6
仙台中町Ⅰc (N1c)			11.0	27					27	5
仙台中町Ⅱ (N2)			8.0	19					19	4
仙台下町Ⅰ (S1)			8.0	19					19	4
仙台下町Ⅱ (S2)			7.0	17					17	3
仙台下町Ⅲ (S3)			4.5	11					11	2

変位量については台ノ原段丘面の値を100、活動回数については仙台下町Ⅲ段丘面の値を2として正規化した。

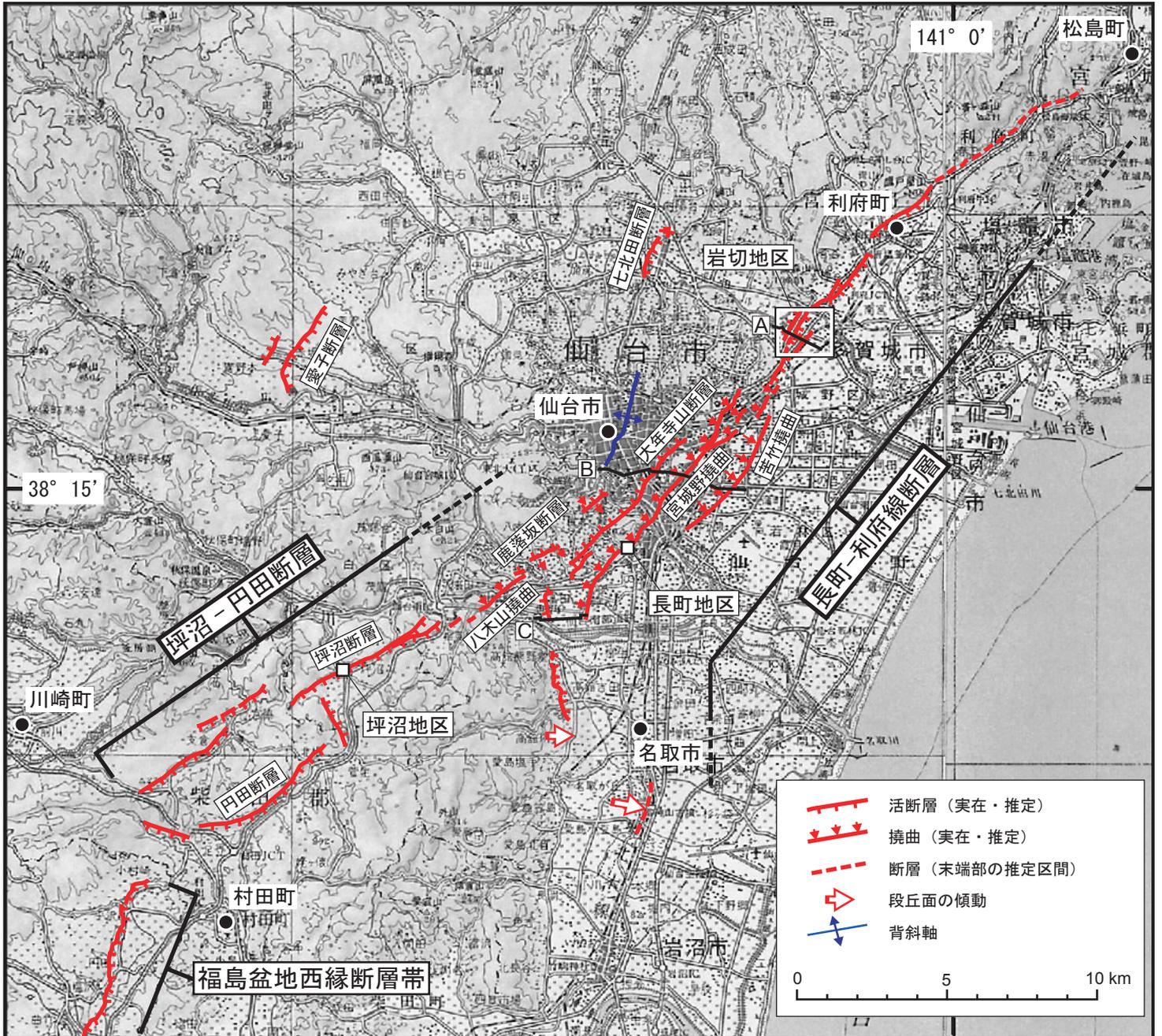


図1 長町-利府線断層帯および周辺の活断層の位置図

岩切地区：本調査による反射法弾性波探査およびボーリング調査地区。長町地区：宮城県（1998，1999）による群列ボーリング等調査地区。岩沼地区：宮城県（2000）によるトレンチ等調査地区。A，BおよびC：宮城県（1996c）による反射法弾性波探査測線。基図は，国土地理院発行の20万分の1地勢図「仙台」および「石巻」を使用。

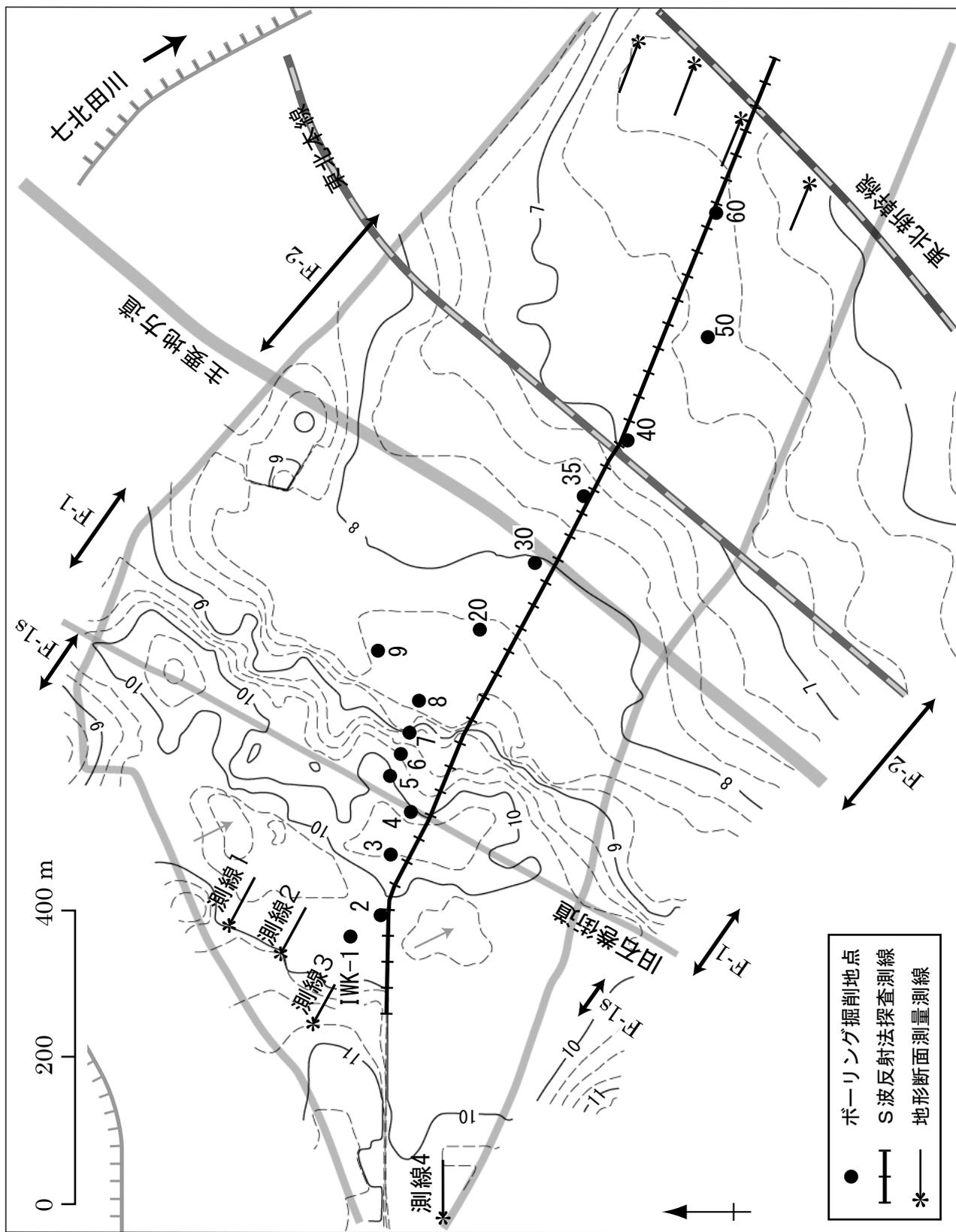


図2 岩切地区の変動地形および調査位置図（栗田ほか，2003に加筆）
 等高線は0.25m間隔.

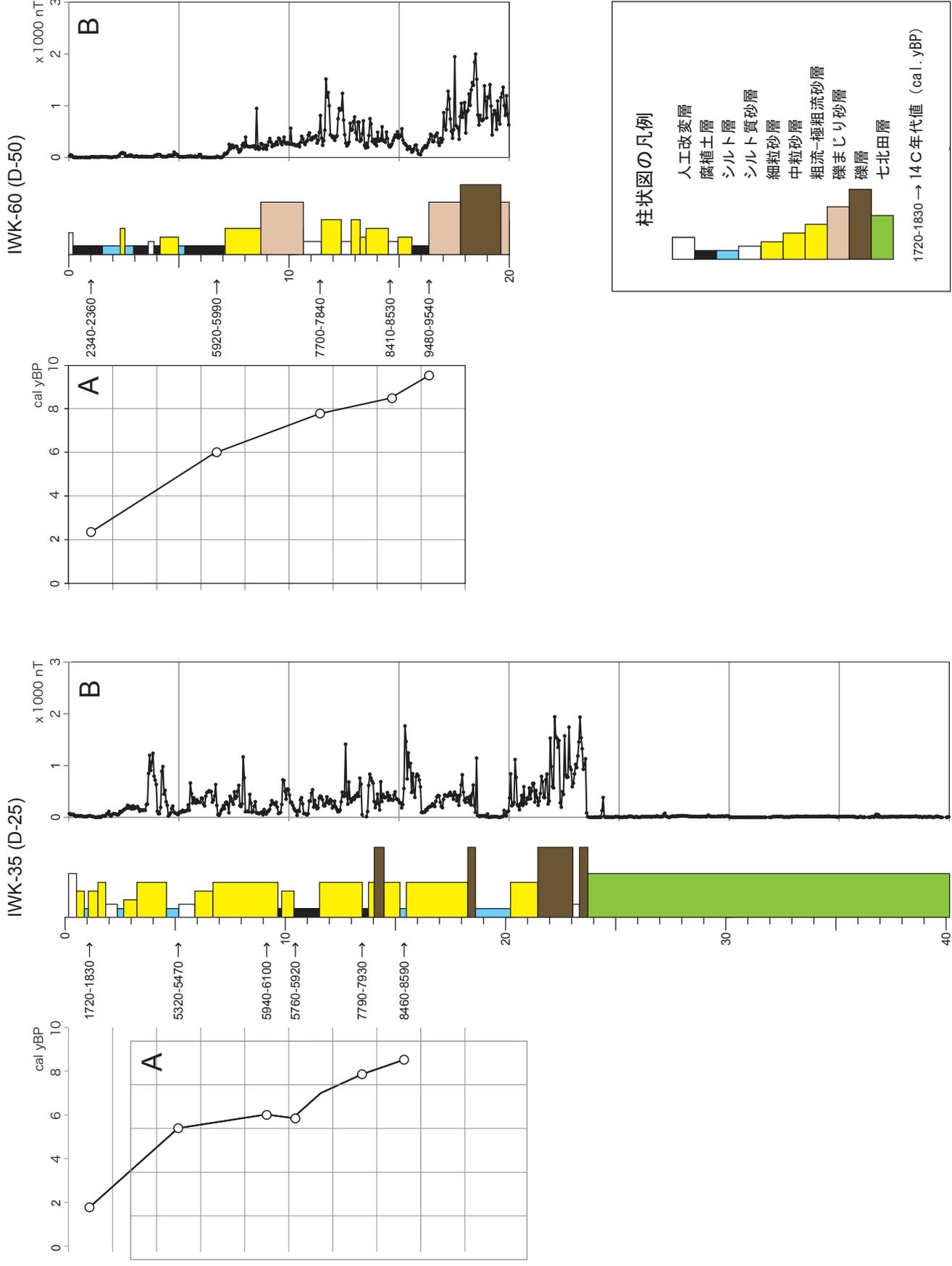


図3 ボーリング：IWK-35孔および60孔の地質柱状図
 A：放射性炭素同位体年代，B：帯磁率測定結果を合わせて示す。

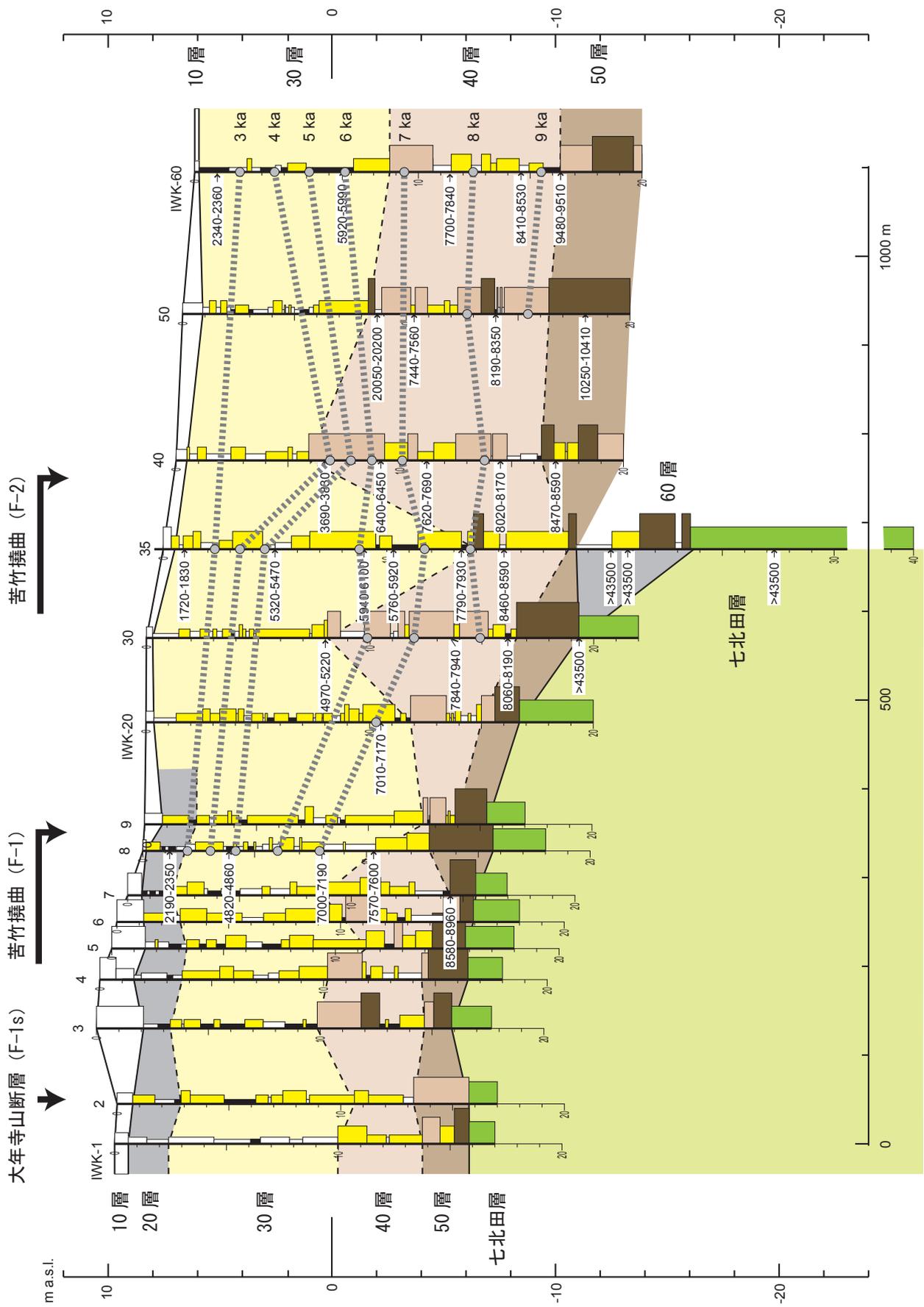


図4 岩切岩切地区の群列ボーリングによる沖積層の層序および構造

IWK-1～9孔, 20孔, 30孔, 40孔および50孔のデータは栗田ほか(2003), 栗田(2004)および栗田(私信)に基づく。また, 図6に示す各ボーリング孔の年代～深度の関係から内挿により推定された等年代値線を合わせて示す。

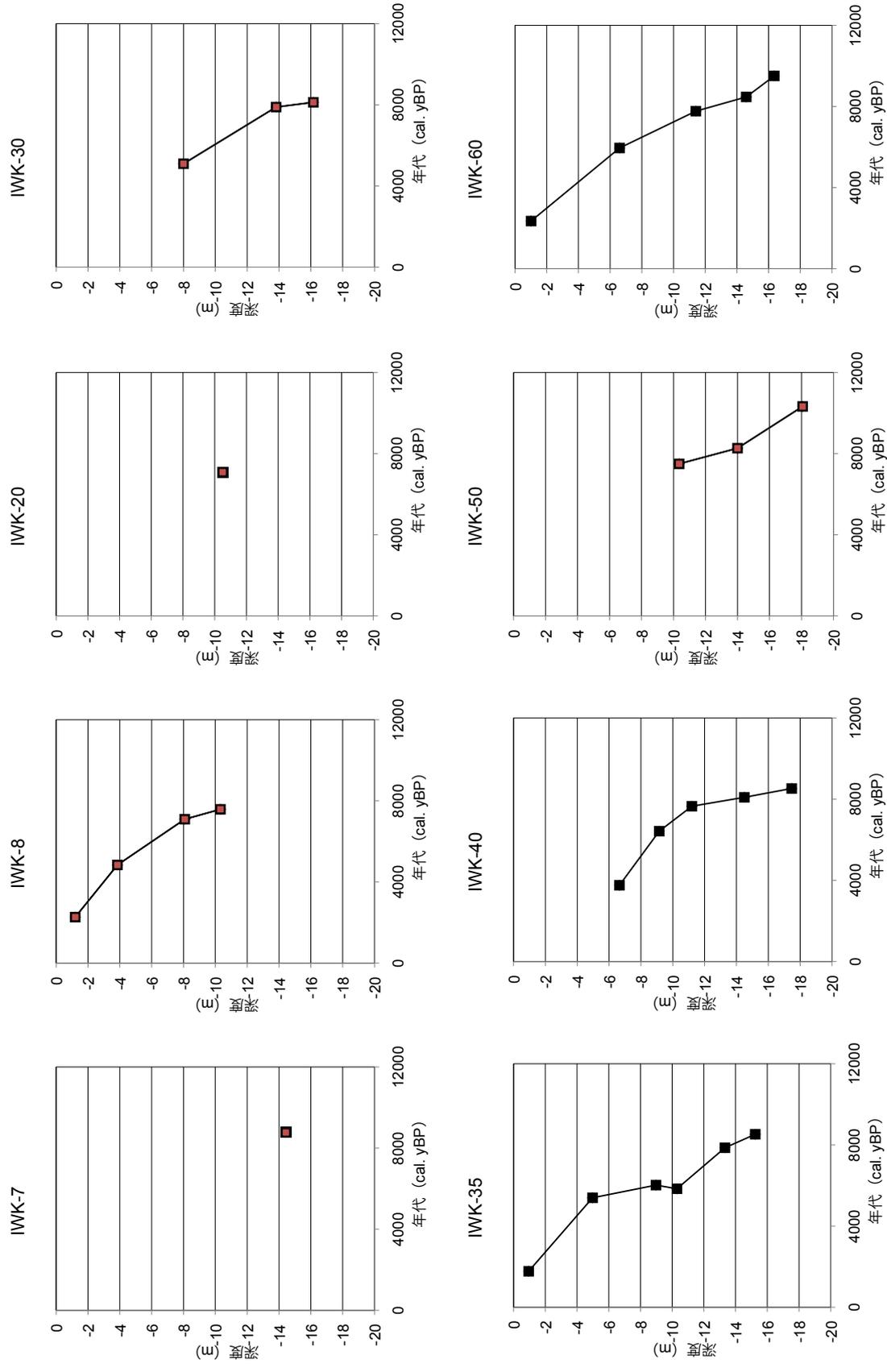


図5 岩切地区の群列ボーリングにおける放射性炭素同位体年代と深度の関係

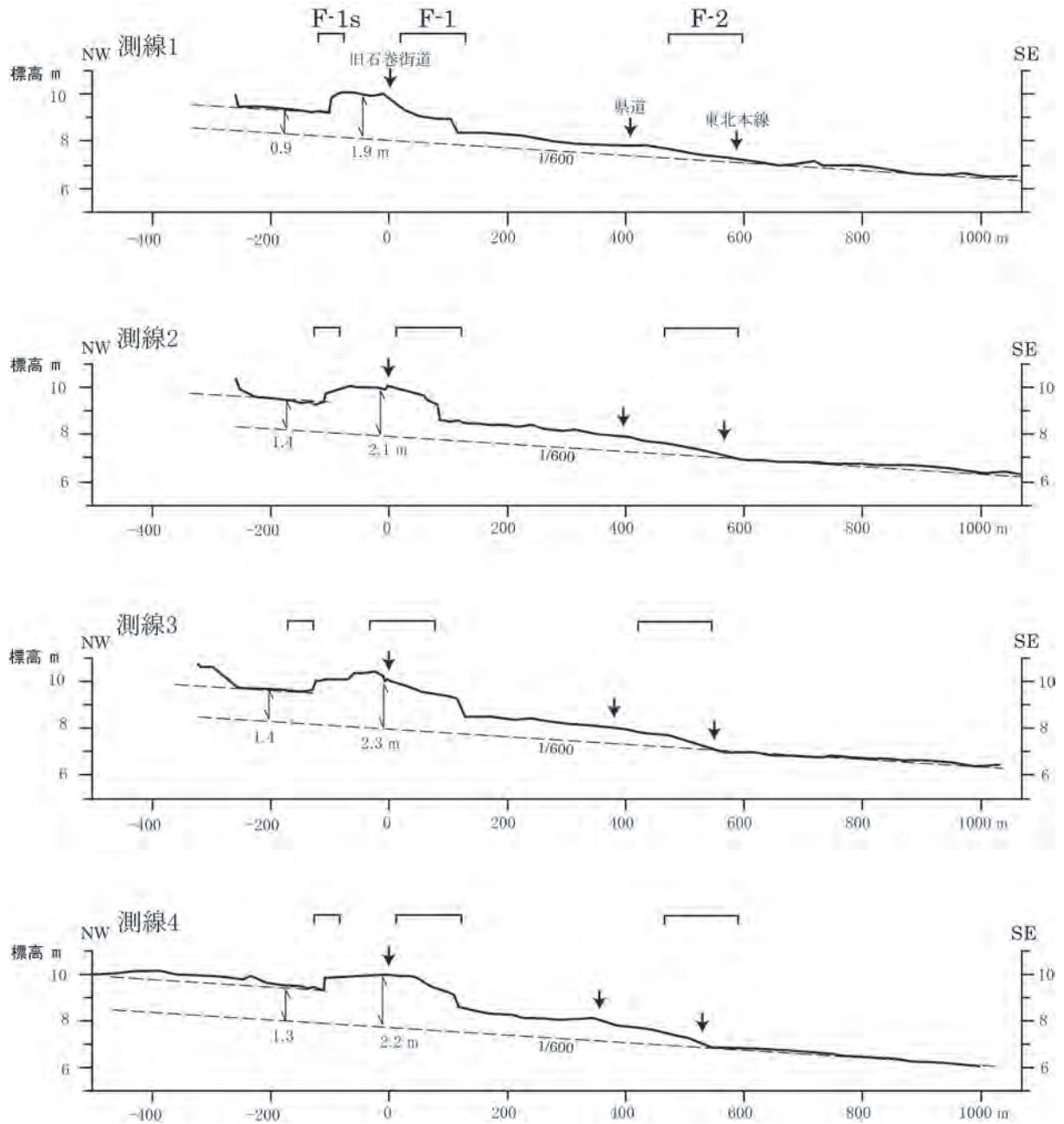


図6 岩切地区の活断層を横切る地形断面図 (栗田ほか, 2003)
各断面測線の位置は図2に示す.

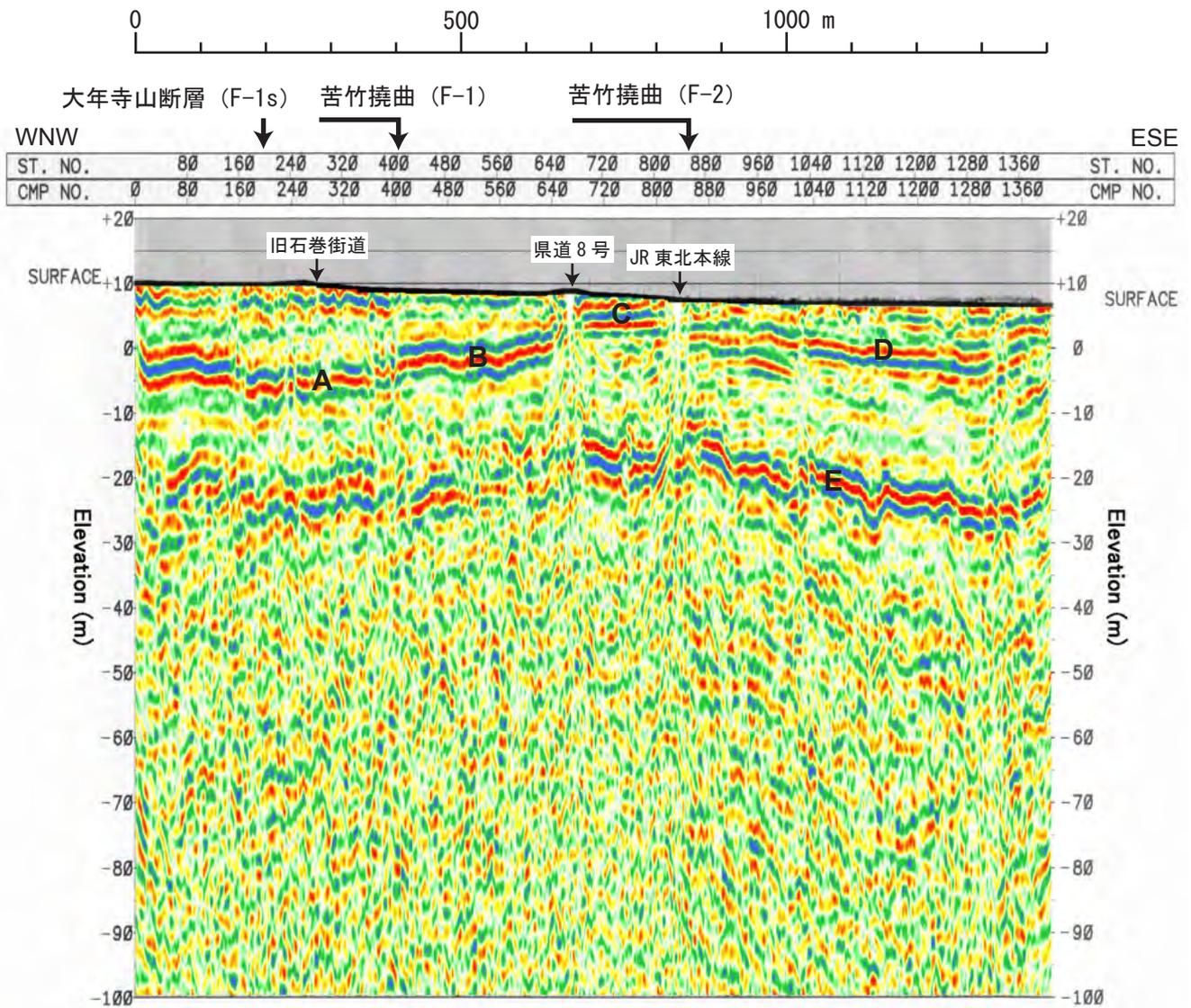


図7 S波反射法探査によるマイグレーション後の深度断面図

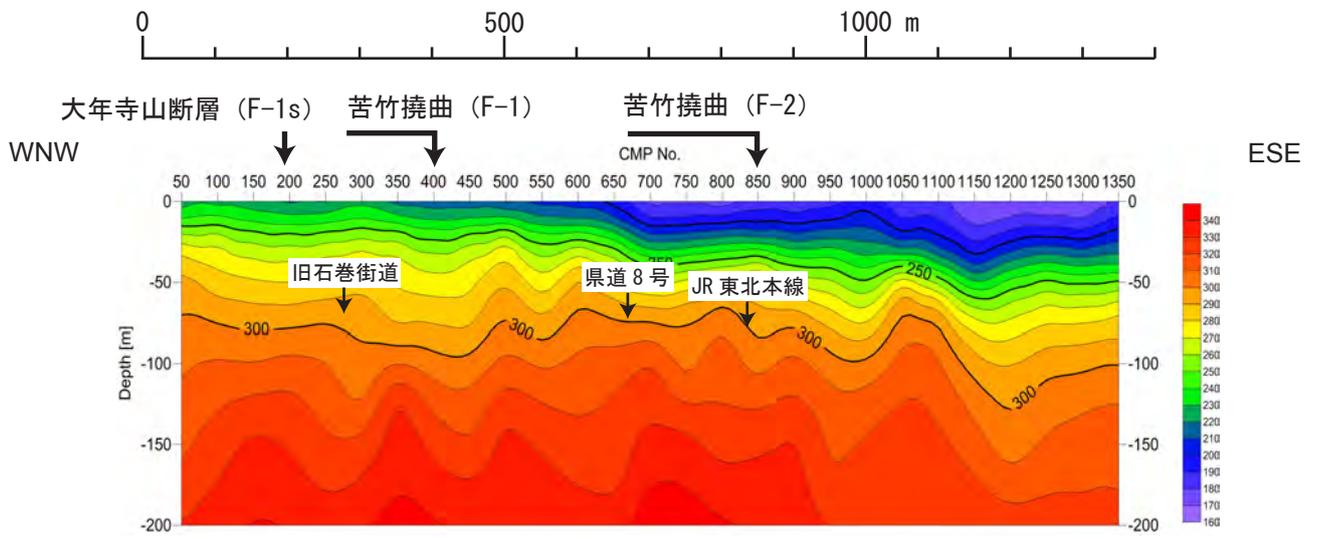


図 8 S 波反射法探査による解析速度構造断面図

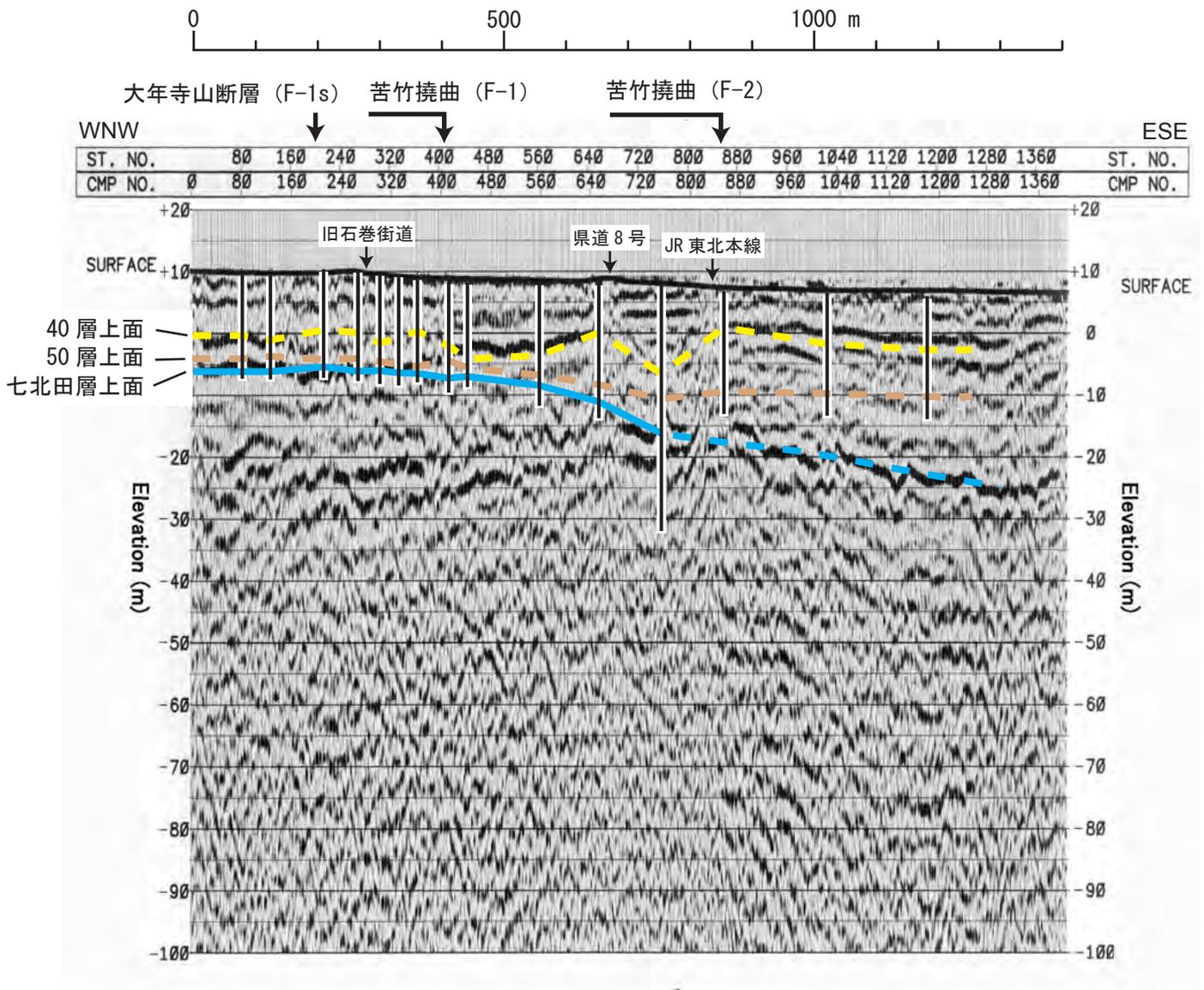


図9 S波反射法探査による断面図の地質解釈
マイグレーション後の深度断面図に基づく。

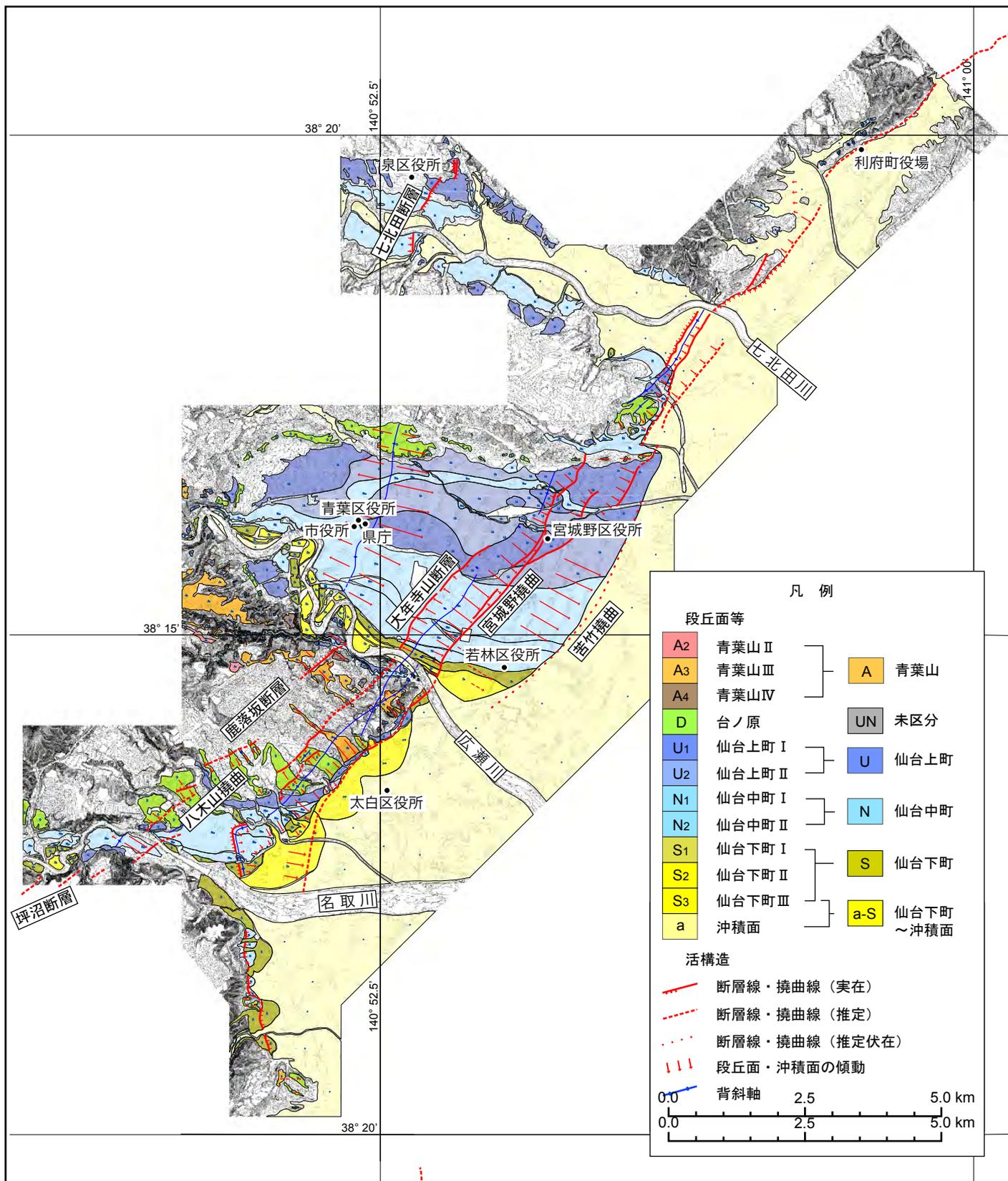


図10 長町-利府断層に沿う地形分類図
等高線間隔は2m.

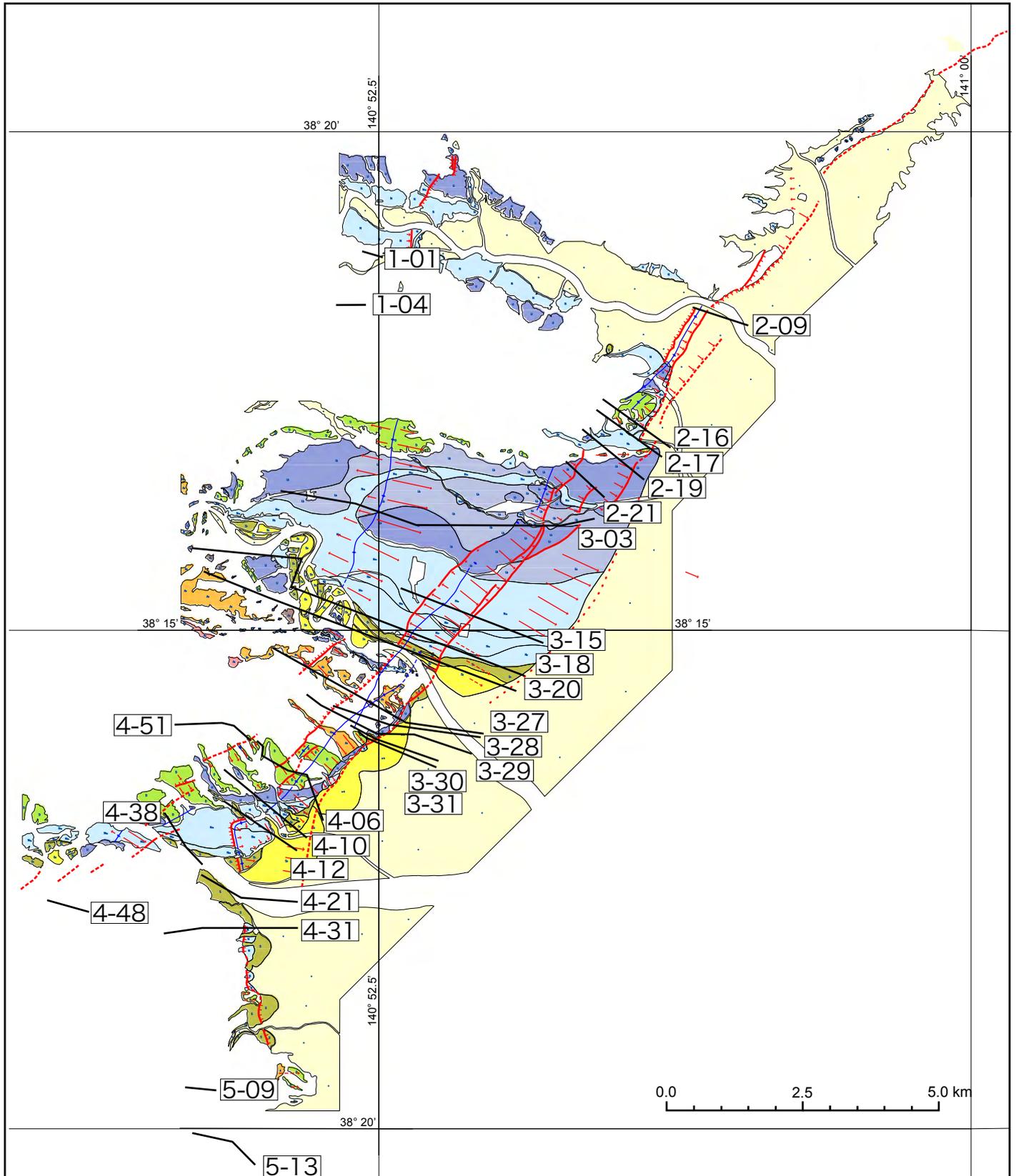


図11 地形断面図の測線位置図

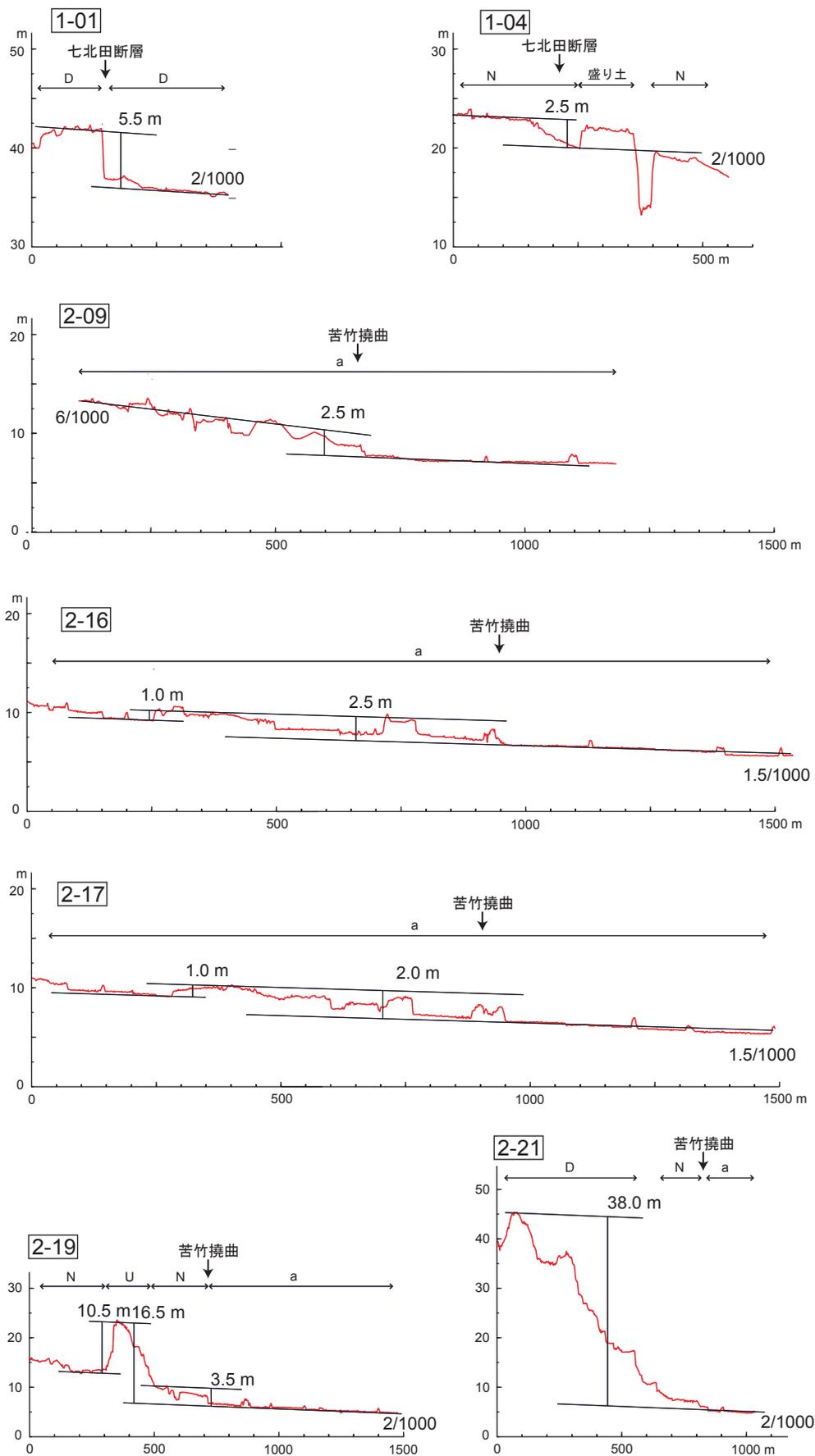


図12 詳細DEMに基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-1
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す。断面測線の位置は図11を参照。

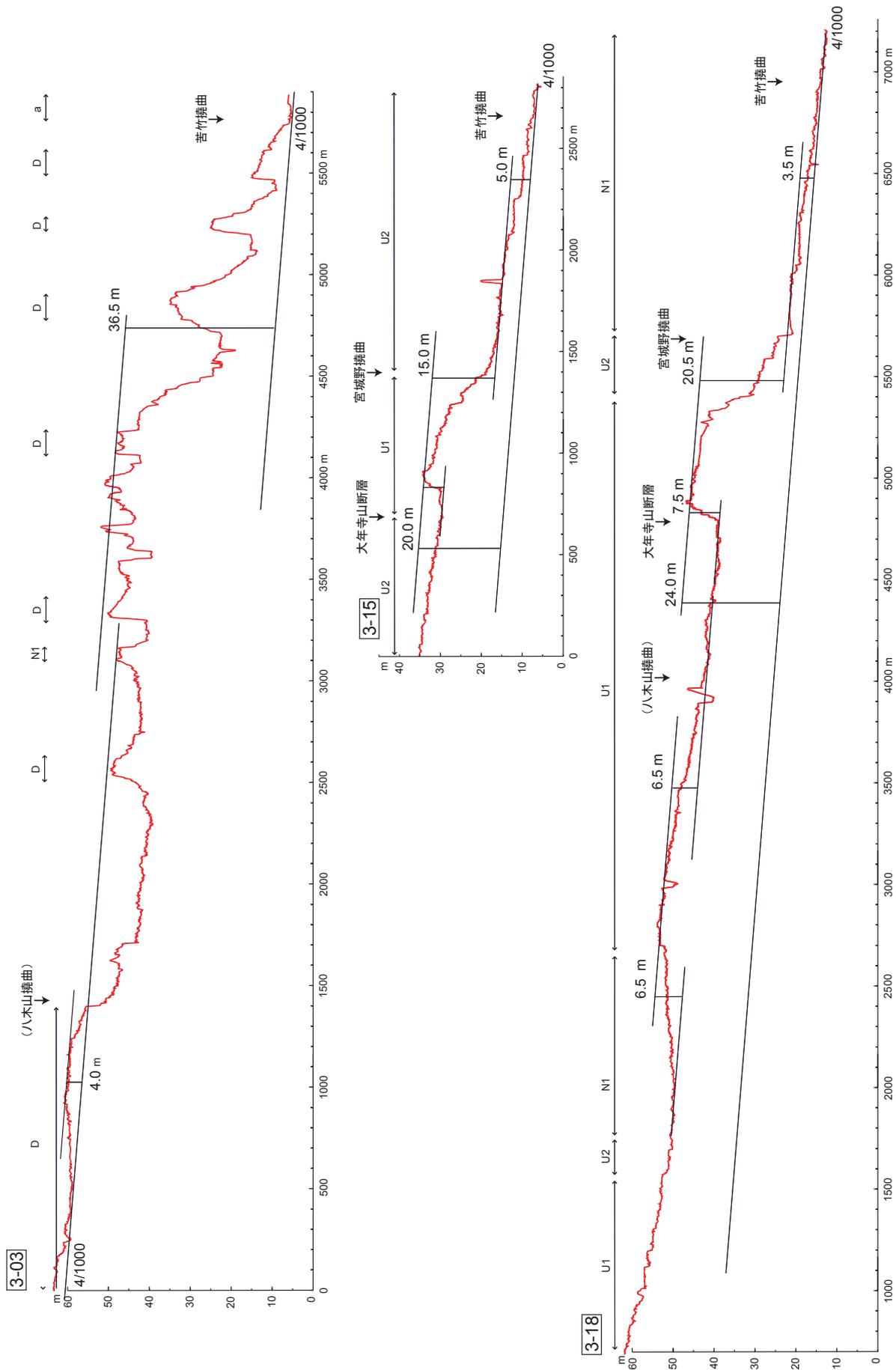


図13 詳細DEMに基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-2
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す。断面測線の位置は図11を参照。

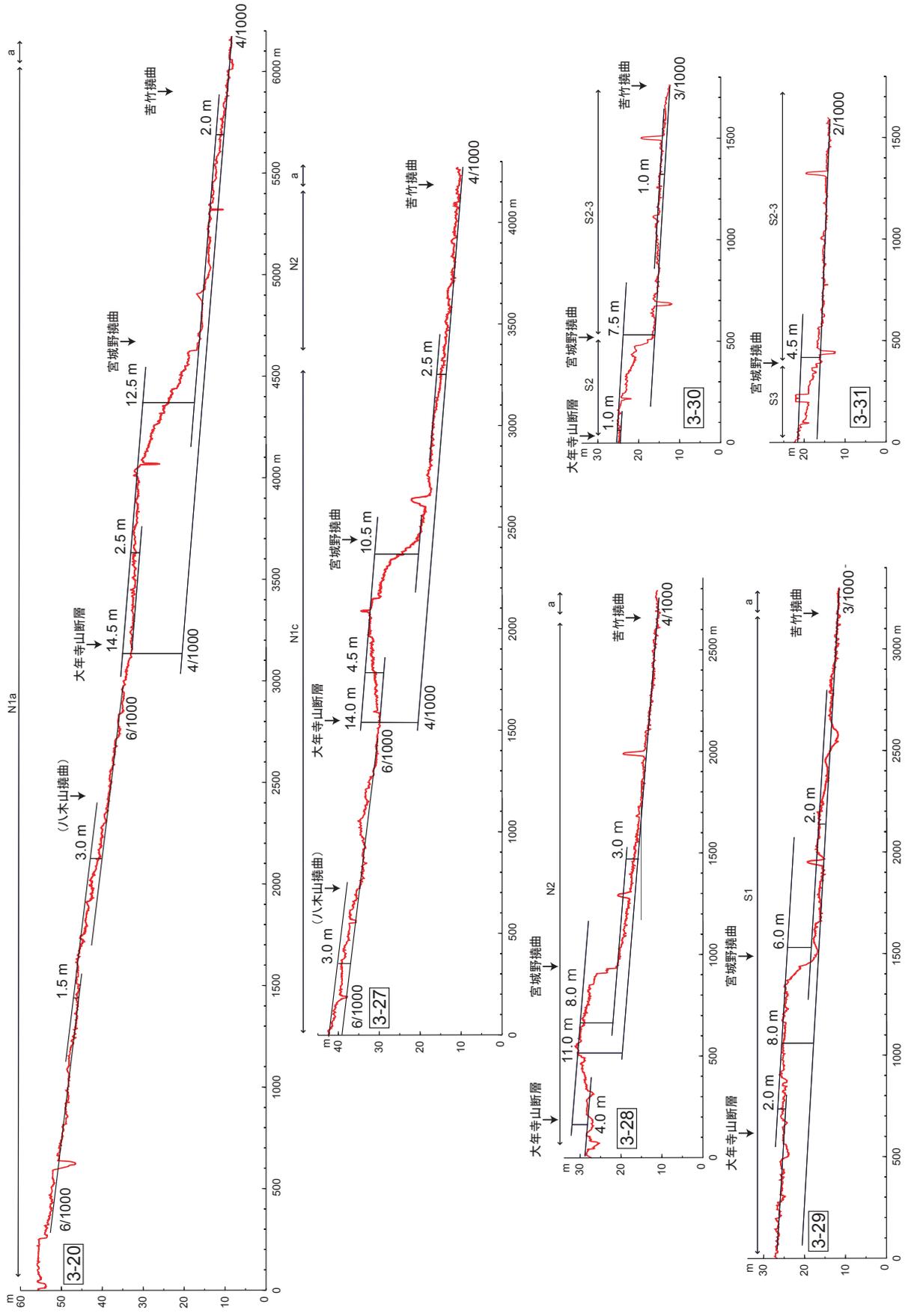


図14 詳細DEMに基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-3
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す。断面測線の位置は図11を参照。

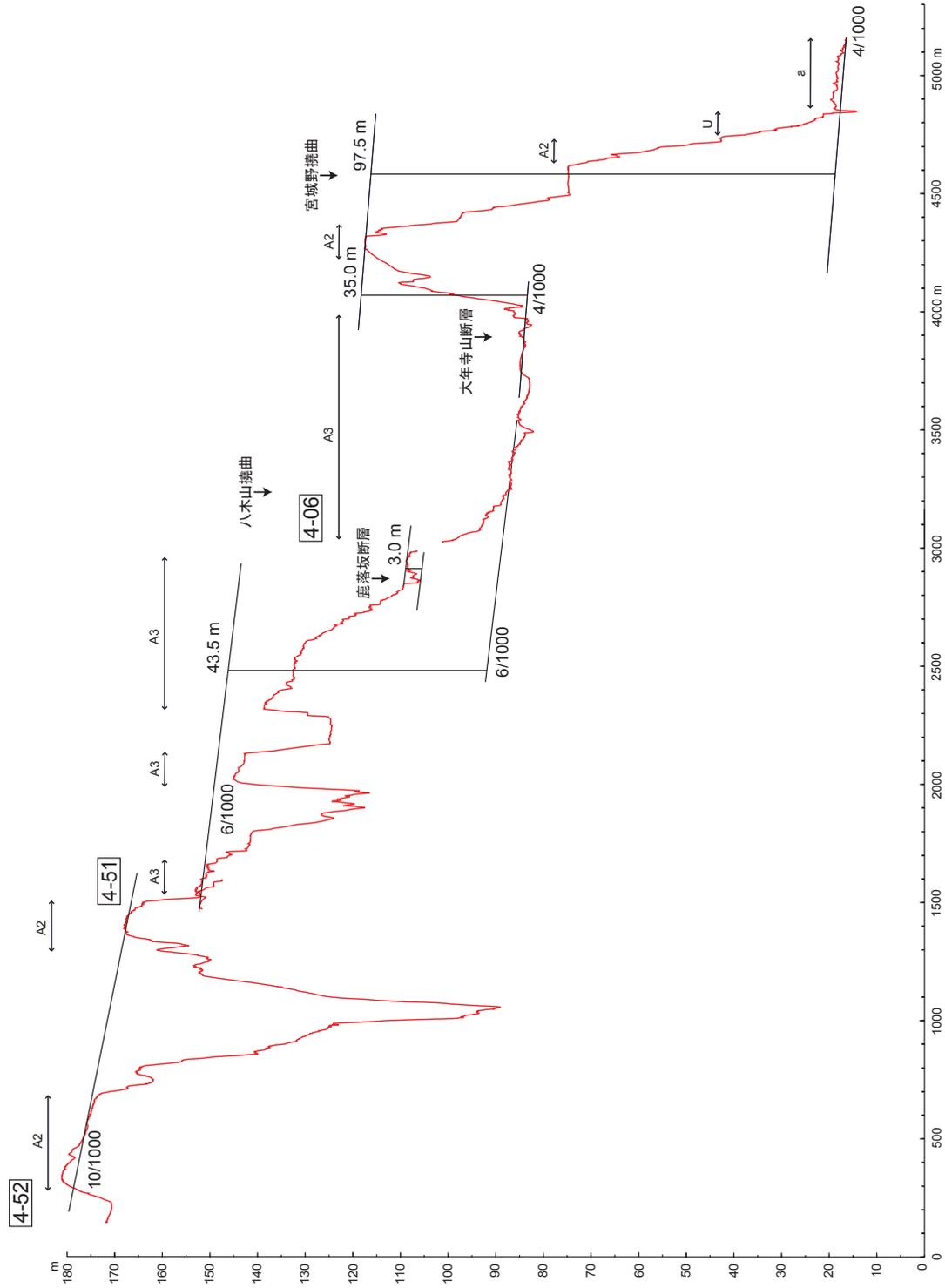


図15 詳細DEMに基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-4
 断層および撓曲崖の基部を矢印で示す. 断面測線の位置は図11を参照.

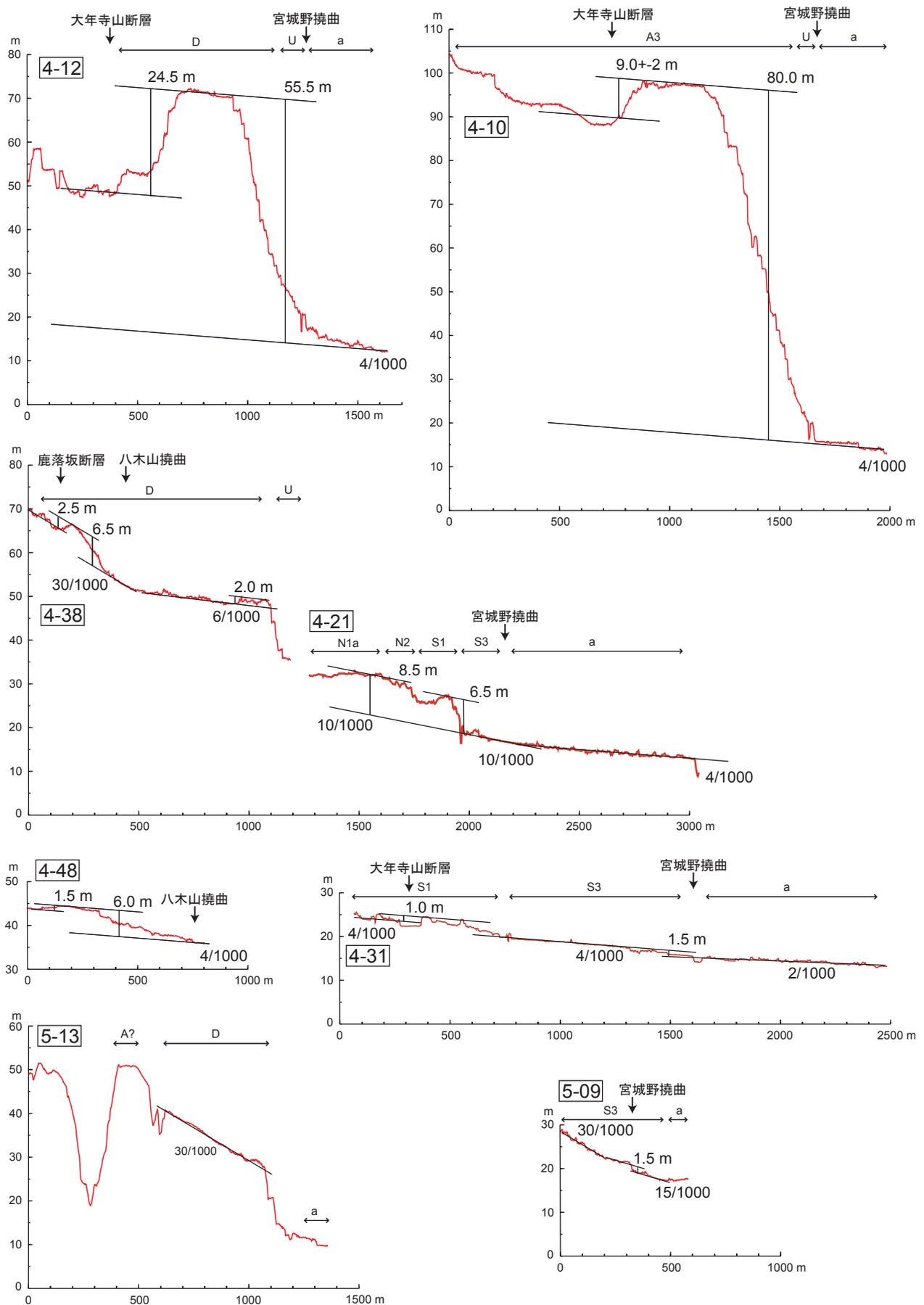


図16 詳細DEMに基づく地形断面図と断層・撓曲および褶曲による上下変位-5
断層および撓曲崖の基部を矢印で示す。断面測線の位置は図11を参照。

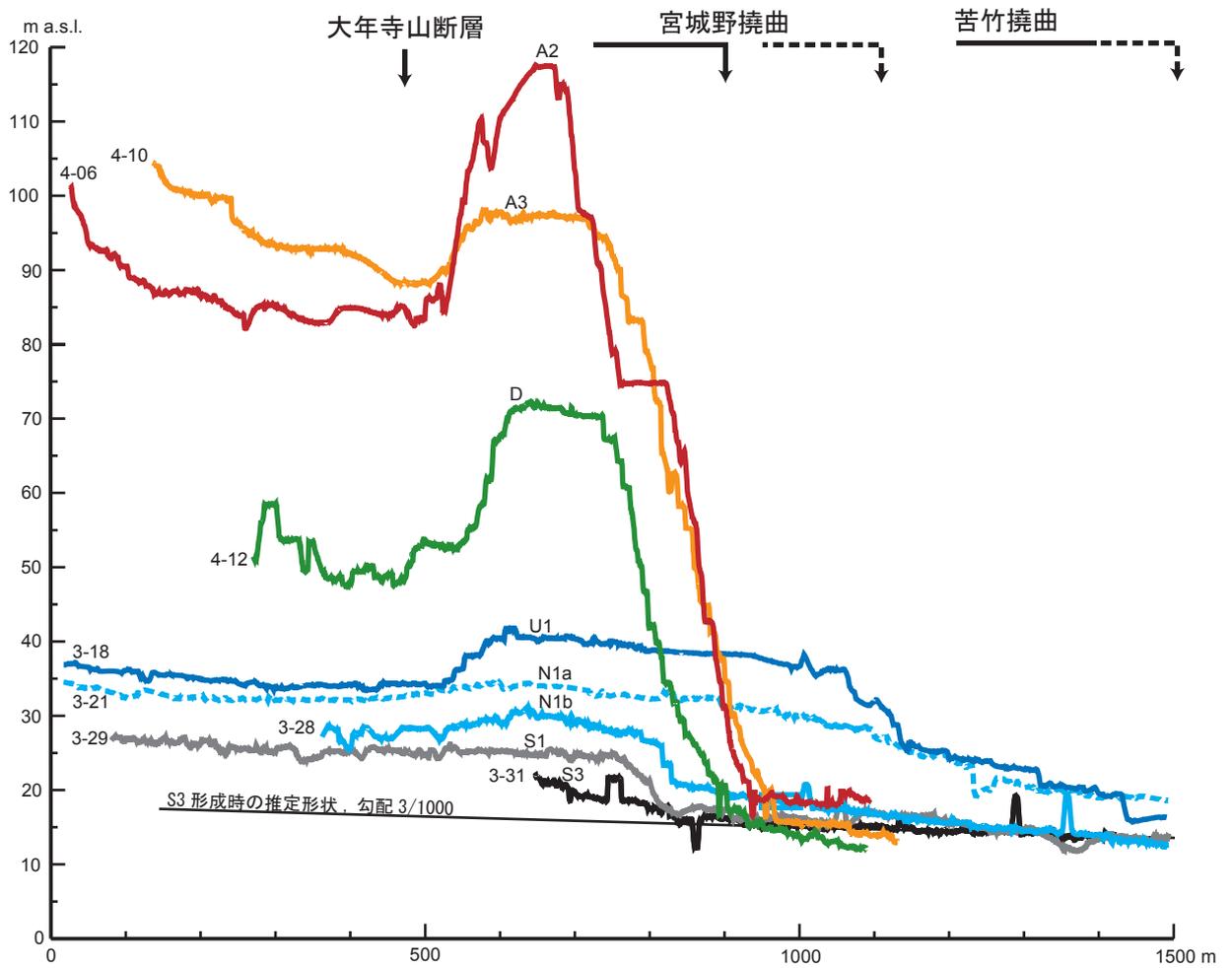


図 17 宮城野・苦竹撓曲および大年寺山断層による地形面の累積変位の比較

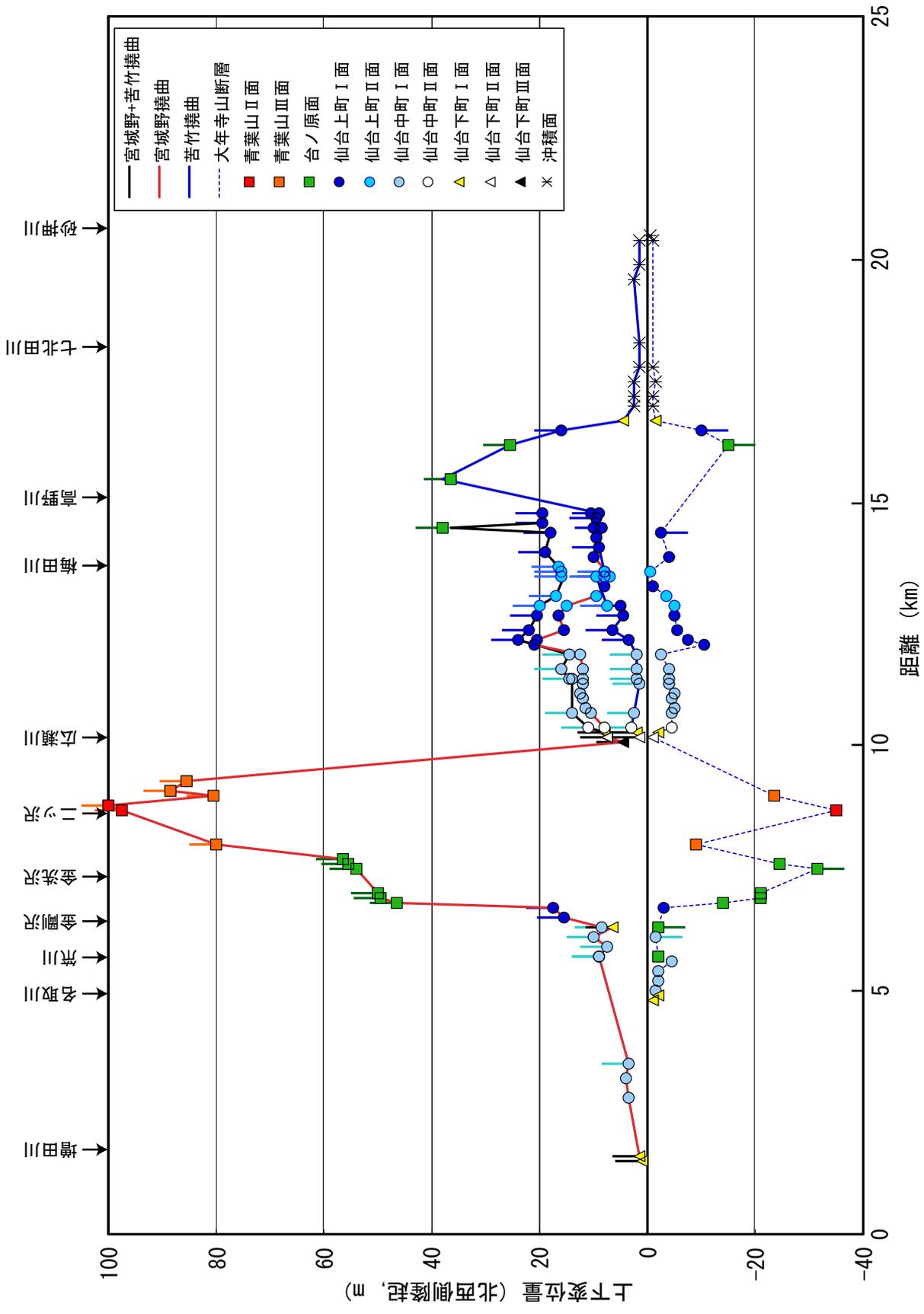


図18 長町-利府線断層を構成する主要な断層・撓曲による地形面の累積変位。
断層等の沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については、誤差バーを示す。

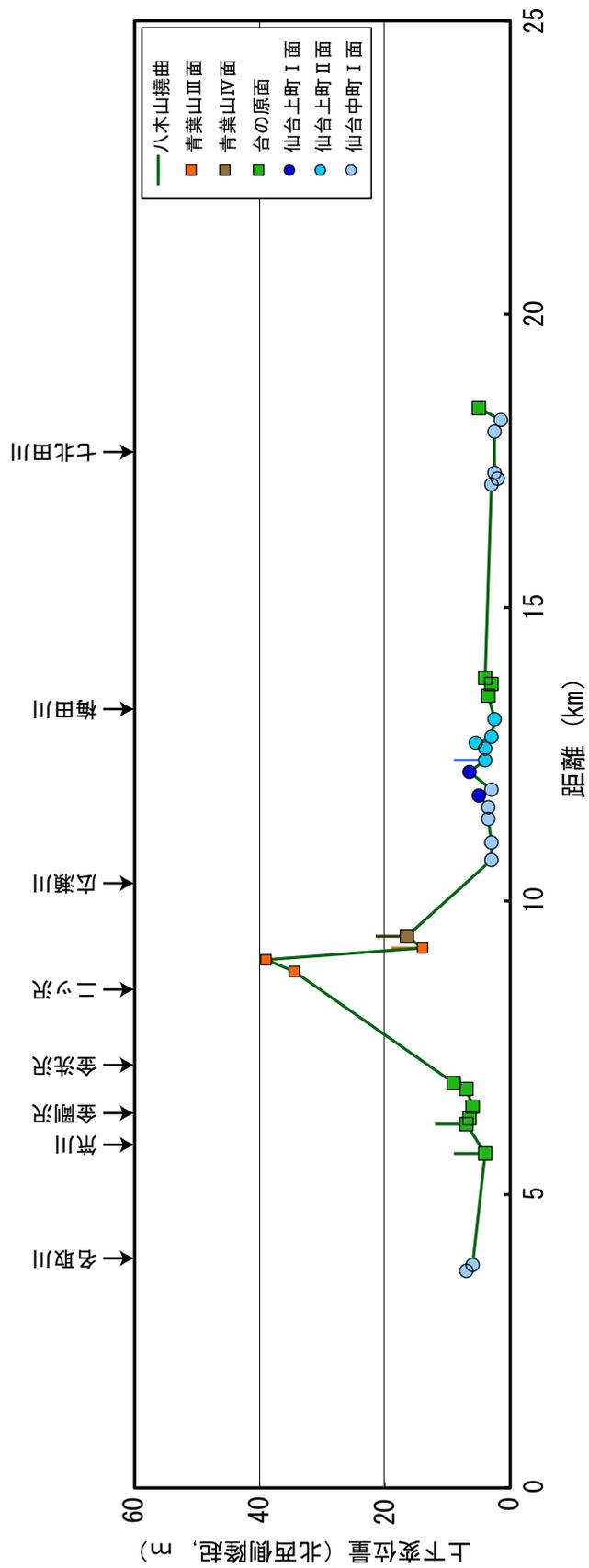


図19 八木山撓曲および七北田断層による地形面の累積変位
 撓曲の隆起側が浸食や人工改変を受けている地点，沈降側が新しい地形面に覆われている地点の値については，誤差バーを示す。

