

沿岸海域における活断層調査

呉羽山断層帯（海域部）

成果報告書

平成23年5月

富山大学

地域地盤環境研究所

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22年度「沿岸海域における活断層調査」の成果を取りまとめたものです。

1. 呉羽山断層帯の概要

1. 1 テクトニックセッティング及び研究史

呉羽山断層帯（藤井昭二・竹村利夫，1979；活断層研究会編，1991；池田ほか，2002；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002，2008；堤ほか，2002；など）は、南部は射水丘陵東縁を画し、中～北部は射水平野と富山平野（狭義）を分ける呉羽山丘陵に位置している（図 1-1）。同丘陵は、呉羽山断層の断層関連褶曲による変動地形とみられ、北西脚が緩傾斜の非対称な背斜構造（安田背斜：金屋ほか，2001）をなしている（富山県，1997）。呉羽山断層は富山市八尾町北部から富山市婦中町長沢付近までは射水丘陵と富山平野の境界となる傾斜変換線に沿って変動地形により概ね南北走向で追跡できるが、長沢以北は北東走向となり、富山市日方江までの地表トレースは、地形的に不明瞭である。

同断層中北部は、呉羽山丘陵に併走することが古くより指摘されていた（辻村，1926；市川など）。近年実施された呉羽山断層の反射法地震探査の結果、深度500m以浅の構造が明らかになり、断層中部の背斜軸および南東脚は井田川と神通川により侵食されていることが判明した（富山県，1997）。

また、呉羽山丘陵の西北斜面や八尾地区には呉羽山断層に伴う背後の逆断層群が存在し、これらが一連の断層系（呉羽山断層帯）になっていることが明らかになった。さらに、富山平野下に埋没した背斜構造については、既往物理探査データ（国土地理院 1981）に基づいて、富山市日方江～同市水橋前面の富山湾海底の浜黒崎海脚に延長すると予想されていた（富山県，1997）。

以上から、呉羽山断層帯は、地表トレースの位置、活動性などの基本的情報に乏しい。このような状況において、産業技術総合研究所（2007）は、同断層帯南部において付随断層のトレンチ発掘調査を実施し、最新活動時期の推定など活動性評価に関する資料を追加している。

1. 2 呉羽山断層帯の長期評価の一部改訂（平成20年）の概要

呉羽山断層帯の長期評価については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）により、図1-1に示すとおり砺波平野西部および東部断層帯とともに、それまでに行われた調査研究に基づいた長期評価が公表されていた。その後、産業技術総合研究所（2007）による呉羽山断層帯の過去の活動について、平均的な上下方向のずれの速度は0.4-0.6 m/千年程度、最新の活動は約3千5百年前以後から7世紀以前であったと報告された。再来間隔については直接的な成果は挙げられなかったものの、経験則から求めた1回のずれの量と平均的な上下方向のずれの速度に基づくと、平均活動間隔は3千-5千年程度であった可能性があるとして報告された。これらの成果に基づき、地震調査研究推進本部において平成20年に呉羽山断層帯の長期評価の改訂が行われた。呉羽山断層帯の将来の活動については、呉羽山断層帯は全体が1つの区間として活動する場合、マグニチュード7.2程度の地震が発生すると予想される。その

際に断層近傍の地表面では、断層の北西側が南東側に対して相対的に2m程度高まる段差や撓みが生じる可能性がある。また、本断層帯の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率はほぼ0-5%となり、本評価で得られた地震発生の長期確率には幅があるが、その最大値をとると、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになるとしている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2008）。

1. 3 残された主な課題

呉羽山断層帯は富山県の県庁所在地を通過するにも関わらず、地表トレースの位置、活動性などの基本的情報に乏しい。そこで、呉羽山断層帯における活断層の正確な長さ、位置や形状の把握、活動性に関する情報を取得することが課題である。

2. 調査目標及び調査項目

2. 1 調査目標

1. 3で指摘した残された課題を踏まえ、本調査の目標を以下のように設定した。
 - 1) 呉羽山断層帯海域部において、活断層の正確な位置や形状を把握して北端部を確定し、断層帯の長さを検討するデータを取得することを目標とした。
 - 2) 呉羽山断層北部の富山平野伏在部において、活断層の正確な位置や形状を把握し、最新活動時期や活動間隔や平均変位速度といった活動性に関する情報を取得することを目標とした。

2. 2 調査項目及び各項目の主な目標

この目標を達成するため、調査は以下の2項目とし、各調査項目の主な目標を以下のように設定した。

- 1) シングルチャンネル音波探査・マルチチャンネル音波探査（富山大学）

海域での調査内容は、シングルチャンネル音波探査を9測線（54.4km）、マルチチャンネル音波探査を6測線（24ch：15.7km、48ch：32.3km）、総延長102.4kmで実施した。音響的地質構造断面の確認と断層帯北端の確認。
- 2) 詳細地形解析・群列ボーリング調査（地域地盤環境研究所）

平野伏在部での活断層通過位置の絞込みと群列ボーリングによる活動性の把握。

3. シングルチャンネル音波探査・マルチチャンネル音波探査

3. 1 調査仕様及び数量

(1) 調査測線

音波探査の調査対象海域は、上記浜黒崎海脚を取り囲む富山県富山市から魚津市にかけての前面海域であり、調査測線は、想定される同断層延長部（浜黒崎海脚）の走向に平行および直交する方向で、同断層の先端位置が特定できる配置とした。富山湾は大陸棚が発達せず、海岸から急峻な斜面となって水深が大きくなる。そのため、浅海を得意とするブーマーなど高周波数音源による高分解能音波探査手法は採用できず、上記目的を達成するために、エネルギーの大きな音源としてエアガンと GI ガンによる通常の音波探査手法を用いた。テストランを含む海上の音波探査測定作業は、平成 22 年 7 月 31 日から同年 8 月 7 日まで、シングルチャンネル音波探査 9 測線 (54.4km)、マルチチャンネル音波探査 6 測線 (24ch:15.7km、48ch:32.3km) を実施し、総延長 102.4km の海底下の音響的地質構造断面を作成するためのデータを取得した。

実施した調査内容（調査手法、数量）の概略は次のとおりである。

呉羽山断層帯の海域部の音波探査データ取得作業として、シングルチャンネル音波探査およびマルチチャンネル音波探査を実施した。調査測線は、既存資料から同断層帯の海域延長部にあたる浜黒崎海脚およびその周辺部に設定した（図 3-1）。調査測線の総延長はシングルチャンネル音波探査が計画 39km/実績 54km、マルチチャンネル音波探査が計画 36km/実績 48km であった。

(2) 測定仕様

調査船はタグボート（国際トン：418t）を使用し、各種の調査機材を艀装した。各音波探査の音源は、テストランの結果、シングルチャンネル音波探査がエアガン（40inch³）、マルチチャンネル音波探査は音源として GI ガン（Generator:45inch³+Injector:105inch³）とした。現地調査において得られた音波探査データは、データ処理を行い音波探査記録断面として出力し、顕著な反射ホライゾンの追跡等により地質構造の解析を行った。実施日程の実績を表 3-1 に示す。

(3) 処理・解析方法

音波探査データの整理・処理にあたっては通常のデータ処理方法を用いた（図 3-2）。具体的には、測定時の各種のノイズ（曳航ノイズ、船舶のノイズなど）、多重反射（海底および層内）、見かけの構造および回折波（傾斜構造、断層付近など）のノイズ成分を低減し S/N 比を向上させ、海底下の地質構造を鮮明に視覚化するためのデータ処理を施した。なお、本調査海域は海底地形および海底下の地質構造が起伏に富んで複雑なため、通常のデータ処理に加えて海底および地層の傾斜を考慮する DMO 補正処理を実施した。さらに、共通反射点編集（CDP 編集）、振幅回復、NMO 補正、共通反射点重合を経て、マイグレーション処理、バンドパスフィルター及び自動利得処理（AGC）を実施した。

これら一連の処理を実施した音波探査データについて、3種（反射強度・瞬間位相・瞬間周波数）のアトリビュート解析を実施し、手作業および自動による音響的反射イベントのトレースから地質構造を判読するための時間断面および深度断面を作成した。音響層序は、表層から下位に向かってA、B、C、D、Nの各層の順で、第四紀層と見られるA、B、C、D各層の基底は反射面a～dとした（表3-2，図3-3）。

1) 断層変位基準となる反射断面の層序ホライズンと最終氷期侵食面の位置

音波探査記録の特徴から、表3-2に示すとおり、地質年代および層相の推定と陸域の地質との対比を行った。

3. 2 調査結果

(1) 調査地点に関する情報

1) 断層帯における相対位置

呉羽山断層帯は、南部は射水丘陵東縁を画し、中～北部は射水平野と富山平野（狭義）を分ける呉羽山丘陵に位置する（前述）。呉羽山断層の地表トレースは、富山市八尾町北部から同市婦中町長沢付近までは射水丘陵・呉羽山丘陵と富山平野の境界沿いに追跡できるが、そこから富山湾海岸の富山市日方江までは地表トレースが不明瞭であることから富山平野下に伏在すると考えられる。一方、呉羽山海域延長については、富山市日方江～同市水橋前面に位置し北東－南西走向の浜黒崎海脚の南東縁が呉羽山断層の地表トレースに該当すると推測されていた（富山県，1997）。

2) 地形、地質的な位置

富山湾にはたくさんの海底谷と海脚が分布し、いずれも湾中央部に向かう必従方向であるが、浜黒崎海脚だけは陸棚斜面に斜走し、海岸付近の呉羽山断層の地表トレースに平行であることから、同断層の活動が累積して形成された変動地形とみられる。

呉羽山断層海域延長部の存在を反映して、富山湾の海底地形は、浜黒崎海脚を境として西側と東側で様相が異なる。浜黒崎海脚以西では水深100～150mを外縁とし幅は4～8kmの陸棚が認められるが、同海脚以東、魚津市前面までの範囲では平坦面は水深30m前後までとなり陸棚はほとんど発達していない。この西部海域では「あいがめ」と呼ばれ、幅500m以上、比高150m程度の海底峡谷が陸棚から水深700～800mの湾底まで長さ9km程度顕著に認められる（東から神通，四方，堀岡，庄，氷見などの各海底谷）。一方、浜黒崎海脚以東では常願寺海底谷から早月海底谷までの沿岸約10km，水深350mまでの限定された範囲に、長さ2km程度の小海底谷がおおよそ30筋密集している。

(2) 音波探査の結果

呉羽山断層の構造はこれまで陸域の反射法探査の結果、深度500m以浅が明らかになっていた。今回の海域調査では半数の測線で深度1～2kmまでイメージングされ、呉羽山断層本体は、陸上断層トレースの延長線上に位置していることが確認された。呉羽山断層は海陸両域で非対称な背斜構造を伴うことで特徴づけられるが、とくに富山市中心市街地以北、浜黒崎海脚北端（測線10M-4）以南では、断層変位が撓曲

として表現される伏在断層であると言える。

1) 音波探査断面の地質構造解析結果

I) 地形、地質の状況

音響層序については、主として陸域との対比が可能な測線10M-A2から次の知見が得られた：

- (i) マーカー層準である反射面 c は、海面下90m付近の深度で下位N層およびD層の背斜構造と著しい斜交不整合関係にあり、C層は、最終氷期海面低下最大期（海面下2.0～1.8万年前）の侵食面を被覆する海面上昇期の上置堆積層とされる。
- (ii) 海陸両域の先行研究も併せて考慮することにより、各層の堆積年代はA・B層が完新世、C層が更新世後期（北代砂層相当）、D層が更新世中期（上部は峠茶屋礫砂泥層相当；下部は呉羽山礫層相当）と考えられる（表3-2）。

II) 変形の状況

最も海岸線に近い測線10M-A2において、ほぼ水平な反射面 c は日方江沖（sp600-380）で振幅約20～30m（深度145～170m）の背斜状隆起が認められる。反射面cを最終氷期侵食面に対比できるとすれば、その上下変位速度は最終氷期侵食面を基準にすれば千年当り1m程度の値が見積もられる。下位のD層は、この区間で緩い褶曲が認められるとともに、とくにSP600-520区間で背斜状の撓曲による顕著な層厚変化を示す。

2番目に海岸線寄りの測線10M-1では深度700m以深に西傾斜の高角逆断層が推定でき、700m以浅では断層崖が埋積されていると解釈できる。さらに、同測線では断層西側に隣接して背斜が存在し、浜黒崎海脚全体に（測線10M-A2から測線10M-4まで）追跡できる。

一方、測線10S-5以北の西部でも断層が2本存在するが、傾斜が30度程度の低角であり、少なくとも当該反射断面内では、地下深部までは連続しないと考えられる。ただし、測線10S-6では、西側の海底が隆起していることから、この表層断層の活動は新しいとみられる。

上記の背斜構造については、形状の非対称性から地下2km以深に伏在する逆断層活動に伴って、その上盤に形成された断層関連褶曲であると推定される。魚津前面の陸棚斜面にも類似の非対称背斜が10S-5から10S-8まで追跡された。この褶曲構造は、翼間角170°程度で弱変形であるが、浜黒崎海脚を作る変形構造とは右雁行関係にあることから、呉羽山断層帯の先端部に相当すると判断した。以上から調査海域においては、(i) 伏在活断層による浅層の変形（断層関連褶曲）が顕著な部分は海岸線からの長さ約9.5kmの測線10S-6まで、(ii) 雁行配列の先端部を含む呉羽山断層帯海域延長部の全長は、10S-8測線北東側の早月海底谷までの海岸線からの長さ約12km、(iii) 同延長部は北へ行くにつれて開いた褶曲になり、構造方向も散開すること、等が指摘される。

III) 過去の活動の状況・解釈

また、氷期の海水準変動により、N層の背斜構造は反射面dの基底で上位層と顕著な斜交不整合関係にあり、伏在する呉羽山断層が関連する更新世層の褶曲は終息しているように見えるが、更新統最上部（C層）や地形面の微弱な変形が認められる。このことから表層を褶曲させる断層活動は現在も継続していると推定した。

2) 海域調査のまとめ

I) 平成22年7月30日から同年8月7日まで富山湾において、呉羽山断層帯海域部分を対象として、シングルチャンネル音波探査9測線、マルチチャンネル音波探査6測線、総延長約102.4kmの海底音波探査を実施し、海底下の音響的地質構造断面を取得した。このデータを解析した結果、探査の目的とした①活断層の位置や形状の把握、②活動性に関する情報の取得が達成された。

呉羽山断層については、これまで陸域での反射法探査の結果、深度500m以浅の構造が明らかになっていた。今回の海域調査では半数の測線で深度1~2kmまでイメージングされ、呉羽山断層は、陸上断層トレースの延長線上に位置していることが確認された。この断層帯は海陸両域で非対称な背斜構造を伴うことで特徴づけられるが、とくに同断層帯北半部、富山市中心市街地から、浜黒崎海脚を経て今回検出された魚津市沖の褶曲に至るまで、断層変位が撓曲として表現される伏在断層であると言える。

II) 呉羽山断層帯海域部の形状と活動性について

(i) 呉羽山断層帯海域部の先端は、褶曲構造が放射状に広がり、断層運動による変形が次第に弱まる形で途絶えていた（図3-4）。

(ii) 全体に、北西緩傾斜・南東急傾斜の非対称な形の背斜を伴うことから、北西傾斜の逆断層の伏在が推定された。これは陸上の呉羽山断層の形状と同等である。ただし断層そのものは深度2km以上の地下に伏在し、海底面には到達していないことも明らかになった。このような褶曲構造は砺波平野断層帯（石動断層）や魚津断層帯とも共通し、地表調査だけでは断層の位置がわからないという困難さの原因になっている。

(iii) しかし、音波探査による地層の解析から過去2万年以後の新しい時代にも地層が変形（褶曲）していることがわかり、最終氷期侵食面の比較により年間1mm弱の変位量を持っていると推測された。これについては、この活動性の解明に絞った沿岸部でのより詳しい調査結果（本調査と平行して実施）を参照する必要がある。

III) 呉羽山断層帯海域部の位置と長さについて

同断層帯の末端部の位置が陸上からの延長線上（浜黒崎海脚）で特定され、海域部分は全長12.7kmになる（図3-5）。

(i) 従来の長期評価（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2008）では、マグニチュードは7.2程度とされていた。今回の探査結果から、同断層帯の総延長は約

35kmとなり、松田式から計算されるマグニチュードは7.4になり、想定される地震のマグニチュードが従来の推定値より大きくなる。

(ii) 海域部分が震源（破壊の出発点）となり震源断層が海底に達した場合には、津波が発生し沿岸域に大きな津波災害を生起しうること。

4) 今回の調査により呉羽山断層帯海域部分の位置や形が明らかになった。同断層帯は海陸両域とも、跡津川断層や牛首断層のような横ずれ断層とは異なり、幅の狭い「断層線」ではなく幅2～3km程度の断層関連褶曲による変形ゾーンとなっている。このことは、伏在断層が西北傾斜の逆断層であり、このゾーンが揺れの大きい上盤であることを示すだけでなく、活断層帯や地震防災対策に対する住民の認識を深めるための材料になる。

4. 呉羽山断層帯の活動性調査（陸域伏在部）

4. 1 調査仕様及び数量

調査では、呉羽山断層帯の分布を把握するために、既存文献の収集・検討および図 4-1 に示す範囲で航空レーザー測量による詳細標高データを用いた地形解析を実施し、活断層通過位置の絞込みを実施した。また、呉羽山断層帯の活動性を把握するために図 4-1 に示す 2 地域で群列ボーリングを実施し、地質解釈断面から変位量と活動時期の把握のための試料の採取および分析を行った。

(1) 既存文献の収集と検討

調査対象とした呉羽山丘陵北部から富山平野北部にいたる呉羽山断層帯の伏在部においては、断層の通過位置を中田・今泉編（2002）および堤ほか（2002）を参考として使用した。また、表層の地質情報については、北陸地盤情報活用協議会（URL：<http://www.jiban.usr.wakwak.ne.jp/association/index.php>）の運営する「ほくりく地盤情報システム」および既存の文献資料を収集し、呉羽山断層の通過が想定される地帯で、断層を挟んだ地点で活動履歴調査を実施するのに適した細粒堆積物の堆積が期待できる地盤条件の地域を絞り込んだ。

(2) 航空レーザー測量による地形解析

図 4-1 に示す範囲において、呉羽山断層の伏在部の活断層の通過位置を絞り込むため、北陸地方整備局が所有している神通川および常願寺川流域の 2006 年 11 月および 2007 年 8 月測定による航空レーザー測量データを借用し、詳細地形標高（5m グリッド DEM および 2m グリッド DEM）データを作成して変動地形学的見地に基づく地形解析を実施した。

(3) 群列ボーリング

表層地盤の情報と航空レーザー測量の結果から、活動履歴調査に適した調査地点を図 4-1 に示すとおり東富山と日方江の 2 地区選定し、地権者の了承を得られた地点において、掘削口径 86mm のロータリー式ボーリングを使ったオールコアボーリングを実施した。なお、東富山においては、「ほくりく地盤情報システム」による表層の地質情報が乏しかったため、ボーリング調査に先行して簡易打ち込み式で 3 孔を実施し、細粒堆積物や有機質土の分布を確認し、機械式ボーリングの掘削位置を決定した。

東富山地区は、候補地点の一部が東富山運動公園であったため、所轄の富山市スポーツ課、管理の富山市体育協会ならびに東富山運動公園管理事務所に対して調査

用地の使用許諾申請を行った。埋蔵文化財については、富山市埋蔵文化財センターに東富山および日方江の両地区に関して問い合わせを行った結果、日方江の西側は考古遺物の包蔵地指定を受けていることが判明した。必要な手続きを確認したところ、コア径が 86mm と小規模な掘削であることから、遺物を検出したときのみ報告するようにとの指示を受け、現場での作業に着手することとした。このほかの民有地については、個々の地権者に使用の許諾を受け作業を行った。

(4) 年代測定分析および火山灰分析

ボーリングコアから採取した試料は、株式会社加速器分析研究所において、通常の化学処理工程を経てAMS法による放射性炭素年代測定を行った。分析は12試料で実施した。測定結果については、2標準偏差 ($2\sigma = 95.4\%$) で表示した。暦年較正年代の計算には、IntCal09データベース (Reimer et al. 2009) を用い、OxCalv4.1 較正プログラム (Bronk Ramsey 2009) を使用した。暦年較正年代については、特定のデータベース、プログラムに依存する点を考慮し、プログラムに入力する値とともに参考値として示した。暦年較正年代は、 ^{14}C 年代に基づいて較正 (calibrate) された年代値であることを明示するために「cal BC/AD」 (または「cal BP」) という単位で表される。

火山灰については、肉眼で確認できる純層は確認されなかったため、シルト質および粘土質主体の層相を対象に5cm毎で超音波洗浄を実施し、含有鉱物を顕微鏡観察した。

4. 2 調査結果

(1) 既存文献の検討

既往の活断層の分布情報としては、図 4-2 に示す活断層研究会編 (1991) による「新編日本の活断層」、図 4-3 に示す堤ほか (2002) による都市圏活断層図「富山」、図 4-4 に示す中田・今泉 (2002) による活断層詳細デジタルマップ、図 4-5 に示す池田ほか (2002) による第四紀逆断層アトラスが挙げられる。

呉羽山断層帯の分布については、活断層研究会編 (1991) では呉羽丘陵東縁部の呉羽山断層と西縁の友坂断層で図示されるのみとなっている。中田・今泉 (2002) は、小縮尺の空中写真判読に基づく活断層の通過位置の認定を行っている。その結果、呉羽丘陵前縁に推定断層を図示し、北方延長に活断層は示されていない。位置に関する精度は、詳細調査を行うために十分とは言えない。

詳細な調査を実施する上で、呉羽山断層の通過位置の絞込みは必須であるため、

さらに情報を精査した結果、堤ほか（2002）ならびに池田ほか（2002）における活断層分布図を使用することとした。堤ほか（2002）ならびに池田ほか（2002）では、JR 富山駅付近から北東－南西から北北東－南南西走向で JR 東富山駅の東側を経て、海岸の日方江集落東縁までの伏在延長部が図示されている。呉羽丘陵の東側の分布については、丘陵と平野部の地形境界部ではなく、地形境界からやや東側に分布するように示されている。

呉羽山丘陵西側の断層トレースは複数が平行して分布し、全体として西側への傾動を示すが、局所的には西上がりの逆向き崖が認められる。呉羽山丘陵を北西－南東方向を軸として断面をとると、東傾斜の主断層に対して、西側の断層がバックスラストとして位置づけられると考えられる。西側の断層トレースは、堤ほか（2002）によると、JR 北陸本線北側で神通川左岸の百塚付近で下位段丘面に北北西方向の傾動を与えているとされているが、北方の走向延長の神通川の右岸側では明瞭な断層変位地形は確認されていない。

そのため、呉羽山断層の伏在部分では、呉羽山丘陵西縁の走向延長に分布する断層よりも、東縁の走向延長の方が、通過位置の絞込みを制約する条件を多く備えていると判断される。

呉羽山断層帯の活動履歴については、産業技術総合研究所（2007）、吉岡ほか（2007）により、安田城趾地点、丘の夢牧場地点で群列ボーリングおよびトレンチ調査が行われている。調査位置は図 4-6 に示すとおり。

1) 安田城趾地点

本地点は、富山県（1997）による反射法地震探査とボーリング調査によって、呉羽山断層の通過が想定されている地点である。（図 4-7、図 4-8）

群列ボーリング調査の結果、YA-3 では深度 17.70m（標高-6.03m）で基盤の新第三系砂岩が認められ、YA-2 では深度 19.10－20.20m（標高-7.15 から-8.55m）付近に礫層のマトリクスが固結した更新世前期の呉羽山礫層に対比される可能性が高い地層が認められる（図 4-9）。一方、YA-2 より南側のボーリングコアでは、最下部の礫層のマトリクスは未固結であることから、断層は YA-2 と YA-1 の間もしくは YA-2 付近を通過していると推定している。

また、最上部の SL1 層と SD1 層はほぼ水平に分布しているのに対し、下位に位置する SL2 層は YA-5 と YA-9 の間ではほぼ水平に分布しているが、YA-9 から YA-1 にかけては、基底面・上面ともに徐々に高度を上げるように分布する。また、その上位の SD2 層、SD3 層にも同様の傾向が認められる。YA-1 と YA-5 の間における SL2 層上面の高度差は約 5m である。SL2 層の上面と基底面の形状がほぼ水

平であることを考慮すると、この傾斜が堆積時の起伏や削り込みによるものとは考えにくいことから、少なくとも SL2 層の上部（約 1 万—約 7 千 9 百年前）までは断層による変形を受けている可能性があるとしている。

これらのことから、本地点では SL2 層堆積後、SD1 層堆積前に断層活動があったと推定している。SD1 層からは複数の年代が得られており、この層の堆積年代はこれらの年代幅を考慮して、約 2 千 8 百年前以後、7 世紀以前としている。ただし、YA-1 の礫層から得られた試料の年代が上位の SD1 層の年代と比べて異常に若く、年代の逆転がみられることから、年代測定における問題が存在するか、もしくは YA-1 付近にチャネル構造が存在することを推定している。

以上の調査結果から、ここでは約 1 万年前以後、7 世紀以前に少なくとも 1 回の断層活動があったと判断している。

2) 丘の夢牧場地点

産業技術総合研究所（2007）、吉岡ほか（2007）によると、富山市の丘の夢牧場地点でトレンチ調査を実施している（図 4-10）。トレンチ調査は、数列ある逆向き低断層崖のうち、最も主断層の近くに位置する崖を掘削し、トレンチ壁面には、段丘礫層と考えられる礫層およびローム質シルト層とそれらを変位させる東傾斜の逆断層が認められている（図 4-11）。

グリット 3 から 5 の範囲に認められる断層は T4 層の一部まで変形させるが、T4 層内部で不明瞭となり、上位の T3 層を変位させているかどうか判断できない。しかしながら、グリット E3 から E1 の範囲では、T6 層に連続する礫層中に低角な断層が認められる。この断層に沿って礫の再配列が認められ、断層の上盤側にあたる T6' 層は西に傾く堆積構造を持つ。断層の下盤側には T4 層と T3 層が分布するが、いずれの地層も上部を直線的な境界で礫層と接していることから、低角な断層によって T6' 層が T3 層、T4 層の上に乗っていることが判断されることから、断層活動の時期は T3 層の年代値（約 7 千 2 百年前）以後であったと推定している。

なお、T2 層からも年代値が得られているが、この試料は崩積性堆積物である T2 層にブロック状に含まれる腐植土層から採取したものであり、T2 層の堆積年代を示しているとはいえないと判断している（産業技術総合研究所、2007）。

また、産業技術総合研究所（2007）は、トレンチ調査地点の約 500m 南方でピット調査を実施している。ピット壁面には段丘堆積物である砂礫層とそれを覆うローム層、腐植土層が認められた（図 4-12）。

A ピットでは、P5 層を変位させるほぼ垂直な断層が認められ、断層によって P3 層上面に約 50cm の落差が生じている。また、北側壁面では断層の上部に V 字状に落ち込み、P1 層がブロック状に落ち込んでいる。南側壁面では、断層の西側に P2 層、P4 層を切る開口亀裂が発達し、ここでもまた P1 層が落ち込んでいる構造が認められる。

B ピットでは、P3 層、P4 層を切る小断層が認められ、南側壁面の P4 層にも堆積構造の乱れが認められることから、何らかの構造変形を受けている可能性が高いと考えられるとしている。両壁面で P3 層に P1 層の落ち込みを伴う開口亀裂が認められる。

これらの亀裂の成因としては、調査地点が急崖の上部に位置することから、地すべりによって生じた可能性もあるが、少なくとも A ピットの北側壁面でみられるものは地層のずれを伴う断層に沿って形成された可能性が高いと判断している。この亀裂中に含まれる腐植土層から得られた年代試料に基づくと、断層の活動時期は約 3 千 5 百年前以後であったと推定している。

ただし、上記トレンチ及びピット調査で得られた活動は副次的な断層で認められたものであるため、必ずしも断層帯の全ての活動を記録しているとは限らないが、本地点では少なくともこの時期以後に断層活動があったと判断している。

3) 反射法地震探査

富山県（1997）は神通川左岸北陸自動車道付近から呉羽丘陵を横断する測線で反射法地震探査を実施している（図 4-13）。

その結果、図 4-14 に示すとおり、調査前に呉羽丘陵東縁に推定されていた呉羽山断層は反射記録においては認められず、より東方の平野側に存在している。この断層は西に 45° の傾斜を有し、断層両側での層序対比が不明なため正断層か逆断層か断定はできないが、背斜構造をとまなうことから類推して逆断層の可能性が高い。この断層以外には、顕著な断層は認められないが、背斜構造の西側の変曲部において深度 900m~350m にわたり反射面の不連続が認められる。ただし、垂直変位はほとんどない。この不連続部は地表までは達しておらず、呉羽山西側に推定されていた、友坂断層の兆候は認められない。

(2) 航空レーザー測量データを用いた詳細地形解析

活断層の活動性を適切に評価するためには、活断層の地表での通過位置を正確に把握することが必須である。そのためには、空中写真判読による断層変位地形の抽

出が一般的である。しかし、今回の検討範囲とした神通川右岸の富山平野伏在部については、断層変位によって形成された崖などの地形が、神通川および常願寺川の浸食によって除去されると想定され、堤ほか（2002）ならびに池田ほか（2002）などによる 1 万分の 1 の縮尺の空中写真を用いた地形判読を実施したとしても、これ以上詳細な位置情報の絞込みは困難な状況が予想される。

そこで、富山平野全域をカバーする地形データとして、北陸地方整備局が所有している、神通川および常願寺川流域の航空レーザー測量による詳細地形標高データを借用し、図 4-15 に示す範囲でグラウンドデータの編集と 5mDEM を作成した。また、呉羽山断層の通過が想定される地帯については、さらに詳細な 2mDEM を作成し、微細な崖地形や幅広い変形構造の検出をするための地形表現を試みた。航空レーザー測量データより 5mDEM による解析範囲全域段彩図を図 4-16 に示す。この 5mDEM を基に、変動地形を可視化し抽出可能な着色表現を行うため、GIS ソフトウェア（ESRI 社製 ArcGIS）を使用いて以下の操作を実施した。

- ① 呉羽丘陵前面から海岸までの主断層トレース付近の標高変化が顕著となるよう、標高-5～10m 間の着色区分を密にした（標高 10m 以上は赤色）。
- ② 断層変位に伴う傾斜変化が検出できるよう傾斜角図を作成し、傾斜角 0～10° 間を 256 階調グレースケールで表現した（10° 以上の傾斜部分は黒色）

上記の①と②を重ね合わせて、変位地形抽出のための基図とした。作成した地形解析用 DEM 段彩図のうち、呉羽丘陵北東端から海岸（日方江）までを図 4-17 に示す。

南東部の標高 10m 以上（赤色）が常願寺川の作った扇状地と解釈される。扇状地の扇端部の富山市豊田付近から田畑にかけて北東－南西方向の軸を持つ高まりが認められる。この高まりを境として西側は、神通川の流域になる。一方、東側には村川放水路が北方へ流れており、JR 東富山駅南東側に村川放水路とその支流となる小河川が分布する谷頭部が、南方の赤色で表記している常願寺川の扇状地面を下刻している様子が確認できる。

上記で作成した DEM データに基づいて、呉羽山断層の通過位置を検討するために、東西ないし北西－南東方向で地形断面を作成した。作成した断面位置は、図 4-18 に示す。

図 4-19 および図 4-20 は常願寺川扇状地の扇頂から放射状に配置した地形断面である。断面 1 は河川縦断方向断面となる。各断面とも扇状地および扇状地前縁の平野部の傾斜は一致する。断面 2 において No. 3800m 付近で西上りの低崖が認められる。この低崖の東西で平野部の傾斜に変化は認められない。堤ほか（2002）およ

び池田ほか編（2002）では、この低崖を断層が通過すると認定したものと判断される。断面 3、4 では、西上がりの低崖や平野部の傾斜変換等は認められず、既往文献でも明瞭な変位地形を認識できず伏在部と判断されている。

図 4-21 は断層直交方向の断面である。断面 5 は海岸に沿った測線である。村川～枇杷川間（No. 4660～5700）は東に傾斜しているが、No. 4930 付近を境に東西で地形標高に高度差が認められる。既往文献の断層通過位置に一致しており、この地形の不連続となる No. 4930 付近を撓曲崖と認定したものと判断する。

断面 6 では No. 8750 付近に常願寺川が位置し No. 8000 から No. 6000 にかけて緩やかに北西傾斜を示し、No. 5780 からが逆傾斜（南東傾斜）で高度を増し、No. 5100 付近から北西に向かい神通川河口に向かって高度を減じる。断面 6 における地形面高度の不連続部は断面 2 で示した低崖と一致する。

断面 4（図 4-19）および断面 7、8（図 4-21）は呉羽丘陵を横断する地形断面である。呉羽丘陵前縁部の地形には、傾斜変換等の不連続地形は明瞭でない。これは、断層トレースが神通川の河道に近く、変位地形が削剥されているためと考えられる。なお、断面 8 において No. 8500 付近を境に西側がわずかに高い標高を示しており、この高度差が断層活動によると考えられるが、神通川の浸食による要因についても否定できない。

一方、検討範囲の南方の神通川左岸の呉羽丘陵付近で丘陵西側には、副次断層と解釈される断層トレースが顕著に認められる。一方、その北方の走向延長部は神通川河口付近に位置しており、断層地形と判断される地形は平面図、断面図からも検出できない。

上記の地形断面検討に基づき、神通川の右岸側で相対的に西側が隆起する低崖地形ないし、比高差を生んでいる地形の境界部付近を呉羽山断層が通過する可能性が高いと考えられる。そのため、図 4-15 に示すとおり、この線に沿って 2mDEM を作成し地形解析を試みた。このうち、5mDEM 地形解析で地形面に不連続が認められた東富山地点（JR 北陸本線東富山駅付近）の 2mDEM を図 4-22 および日方江地点（富山市日方江付近）の 2mDEM を図 4-23 に示す。

両地点とも、想定される断層の走向方向と一致する比高 1～1.5m 程度の低崖地形が認識される。しかし、活断層の通過を合理的に説明するだけの根拠は乏しい。そこで、本調査に先立って富山大学によって実施され海域の音波探査による調査結果を参照することとした。その結果、日方江の北方延長に幅約 400m のブロードな変形構造が確認された。このことから、扇状地面の高度の不連続が確認された JR 東富山駅東付近は、呉羽山断層による相対的西側隆起の断層運動に伴う変形の影響を

受けている可能性が高いと考えられる。音波探査の結果断面から示唆されるとおり、地表での変形は幅広い撓曲変形構造をなす可能性が考えられるが、東富山および日方江においては低崖地形が認められ、構造的な地殻変動によって生じたものか、河川の浸食による河食作用か人工改変によって崖が強調解釈されたのかについては、地形情報のみでは判断できない。そこで、2007年撮影の空中写真と1961年撮影の空中写真を用いて、東富山および日方江地区の土地利用の変遷を検討した。

1) 東富山地区

現在の土地利用の状況は、JR 東富山駅の東側が東富山運動公園となっており、公園の東側は水田となっている。両者の間には、運動公園と水田で比高約 1.5m の高度差が認められる（図 4-24）。1961年撮影の空中写真（図 4-25）から、現在運動公園となっている敷地は水田として利用されており、小水路を埋積していることがわかる。そのため、神通川や常願寺川といった主要河川の水系からは独立した小規模水系の上流部付近と位置づけられ、細粒な堆積物や腐植分を含む地層の分布が期待される。

2) 日方江地区

日方江集落とその東側の水田で高度差が生じている（図 4-26）。水田も東側に向かって緩やかに高度を減じて、東端部に枇杷川の水路が北流して日本海に注ぐ。日方江集落の西側を村川水路が北流している。図 4-27 に示す 1961年撮影の空中写真からは、海岸沿いに浜堤が発達し、南側に後背地に相当する低地が分布することが確認される。日方江の集落は微高地の上に分布していることが認識されるが、集落の東側の耕作地は、低湿性の堆積物の分布が期待される。

(3) 地下地質情報を用いた断層通過位置の解析

(2) で作成した詳細 DEM を用いた地形断面から想定される呉羽山断層の通過地帯において、北陸地盤情報活用協議会の運営による表層地盤のデータベース「ほくりく地盤情報システム」を用いて、地層の不連続に基づく伏在部分の活断層の通過位置の絞込みと、断層を挟んだ地点での活動履歴調査に適した腐植物を含む細粒堆積物の分布が期待できる地盤の地域を選定した。

作業は、呉羽山断層の通過が想定される付近の地下地質構造を検討するため、掘進長 20m 以上のボーリング孔を優先的に選択して検討を行った。

JR 北陸本線の線路は、富山駅の東で南北方向となり、東富山駅の北方まで直線的に敷設されている。東富山駅の北方で東西方向に向きを変え、滑川方面へと向かう。北陸本線の南北方向の線路（富山－東富山間）より西側から神通川河口付近のボーリングコアでは、深度 20～50m 以深に礫層が分布している。一方、線路の東側では 60m まで掘進した孔でも礫層が出現しない。この礫層は玉石等の記載から選択したボーリング情報を基に地質断面図を作成した。ただし、線路より東低下側のボーリングコアからは礫層が出現しない。そこで、礫層上面の傾斜は現扇状地面の傾斜と一致すること、現扇状地の礫層の厚さは BRG5374 より 10m 程度（断面 B）と推定されることの 2 つを仮定条件として、図 4-28 に示す断面位置での地質断面図を作成した。（A 断面：図 4-29、B 断面：図 4-30、C 断面：図 4-31、D 断面：図 4-32、E 断面：図 4-33、F 断面：図 4-34）

その結果、JR 北陸本線の線路を境に玉石と記載される礫層上面の高度差が生じている地表での境界は、3. 2 の地形解析で得られた低崖の位置とほぼ一致することが確認された。この礫層は、常願寺川がつくる扇状地性の礫層と考えられるため、北西方向に向けて上端の深度が深くなると推定される。しかし、北陸本線の線路を境に下流側に相当する西側の深度が浅くなることから、礫層の分布高度の不連続を生じる要因として、構造的ないし浸食性の双方の可能性が考えられる。

本調査では、呉羽山断層陸域の伏在部分において物理探査を実施できなかったが、本調査に先立って富山大学によって実施され海域の音波探査の解析結果から、日方江の北方延長で幅約 400m のブロードな褶曲変形構造が確認された。図 4-35 は、音波探査で確認された変形域を日方江の北の海岸部に投影したものである。この変形帯は、堤ほか（2002）による呉羽山断層の通過想定位置とも整合的である。また、「ほくりく地盤情報システム」を用いて作成した想定断面図から見積もられる礫層上面の高度差は、断層とする直交する東西方向の断面で約 20～40m と見積もられる。以上より、礫層上面高度の不連続は、呉羽山断層による相対的西側隆起の断層運動

に伴う変形構造を示している可能性が高いと考えられる。

(4) 群列ボーリング

(2) および(3)において、呉羽山断層伏在部の地表での通過位置を検討した結果、堤ほか(2002)に示される位置において地形および地質的な不連続を確認でき、音波探査から海域での褶曲変形構造が帯状に確認できたことから、概ね断層の通過位置は絞り込むことができた。しかし該部分には、想定される断層の走向方向に1～1.5m程度の比高の低崖地形が分布しており、地表まで断層が到達するせん断変形を受けている可能性も否定できない。

そのような条件を考慮に入れ、活動履歴解明のために必要な有機質分を含む年代試料が堆積しやすい環境を検討した結果、図 4-36 に示すとおり、富山市東富山地区(JR 北陸本線東富山駅東側)および富山市日方江地区(日方江集落とそこから東側)の2地域で群列ボーリングを実施することとした。いずれの場所も、ほぼ南北方向に相対的の西側隆起の比高差約 1.0～1.5m の低崖地形が確認された。この崖は、想定される断層走向とも一致するため、断層の上端が地表まで到達している可能性が考えられる。そこで、断層の通過位置を絞ることと鉛直方向の変位量を正確に把握するため、東富山地区における詳細な配置は図 4-37 とし、日方江地区における詳細位置は図 4-38 として、掘削深度を表 4-1 の通りとしてボーリングによる試料採取作業を実施した。

東富山地区では、簡易打ち込み式試料採取を3点(BtHT-1～3)で実施した。採取長はそれぞれ2mであった。掘削径86mmの機械式オールコアボーリングについては6点で実施した。孔名と掘進長は次の通り。BHT-1:10m、BHT-1.5:6m、BHT-2:10m、BHT-3:10m、BHT-4:12m、BHT-5:12m。

日方江地区では、掘削径86mmの機械式オールコアボーリングのみ3点で実施した。孔名と掘進長は次の通り。BHG-1:7m、BHG-2:7m、BHG-3:6m。それぞれのコアについては詳細観察を行い、層相の記載を行った。以下に各孔の記載を示す。コア写真については、別添付録とした。

1) 東富山地区の地質記載

I) BtHT-1 (簡易打ち込み式)

0.00～0.22m	腐植質シルト混じり極細粒砂
0.22～0.75m	シルト混じり極細粒砂
0.75～1.62m	シルト
1.40～1.42m	腐植質シルト
1.42～1.54m	細粒砂
1.62～2.00m	褐色中粒砂

II) BtHT-2 (簡易打ち込み式)

0.00～0.17m	腐植質シルト
0.17～0.33m	極細粒砂混じりシルト
0.33～0.50m	細礫混じり腐植質シルト
0.50～1.68m	シルト
1.22～1.27m	腐植質シルト
1.34～1.39m	灰褐色細粒砂
1.47～1.50m	腐植質シルト
1.58～1.59m	腐植質シルト
1.59～1.68m	植物片を含むシルト
1.68～2.00m	褐色中粒砂

III) BtHT-3 (簡易打ち込み式)

0.00～0.18m	耕作土
0.18～1.44m	暗褐色シルト
0.44～0.65m	炭質物片混じりシルト
0.80～0.90m	腐植質シルト
1.05～1.17m	腐植質シルト
1.26～1.30m	腐植まじりシルト
1.33～1.44m	灰白色極細粒砂
1.44～2.00m	灰褐色中粒砂

IV) BHT-1 (機械式)

0.00～0.10m	表土
0.10～0.56m	礫、シルト、腐植土混じり中粒砂 (盛土)
0.56～1.69m	腐植質シルトおよびシルト～極細粒砂
0.56～0.89m	黒褐色腐植質シルト
0.95～1.22m	黒～黒褐色腐植質シルト
1.56～1.61m	暗灰色腐植質シルト
1.69～3.86m	暗灰～褐色極細～細粒砂
1.78～1.83m	木片～木幹
2.65～2.75m	木片～木幹

2.75～2.96m	炭化物片を含む中粒砂
3.75～3.86m	木片を含む青灰色シルト
3.86～5.08m	灰色中～細粒砂
5.08～5.50m	腐植質シルト
5.50～5.88m	シルト混じり極細粒砂～シルト
5.88～6.20m	腐植質シルト
6.20～6.47m	緑灰色シルト
6.47～6.56m	黒色腐植質シルト混じり極細粒砂
6.56～6.93m	灰色細粒砂
6.93～8.22m	灰色中～粗粒砂
8.22～10.00m	灰色細粒砂

V) BHT-1. 5 (機械式)

0.00～0.78m	細礫混じり中粒砂 (盛土)
0.78～1.91m	暗褐～褐色シルト
1.33～1.40m	腐植質シルト
1.91～3.11m	灰～灰褐色細粒砂
3.11～5.54m	灰色粗～中粒砂
5.54～6.00m	腐植質シルト

VI) BHT-2 (機械式)

0.00～0.86m	礫混じり土 (盛土)
0.86～1.30m	腐植土混じり中粒砂
1.30～2.08m	シルト
1.80～1.85m	弱腐植質シルト
2.08～3.10m	灰～灰褐色細～中粒砂
3.10～5.55m	灰色粗～極粗粒砂
5.55～6.92m	シルト、腐植質シルト互層
6.92～7.25m	暗褐色細粒砂
7.25～10.00m	灰色細礫混じり中～粗粒砂

VII) BHT-3 (機械式)

0.00～0.18m	耕作土
0.18～1.57m	シルト
0.45～0.60m	腐植質シルト
1.41～1.46m	材を含む腐植質シルト
1.57～2.38m	灰～灰褐色細～中粒砂
2.38～3.63m	灰色粗粒砂
3.63～3.80m	灰色細粒砂
3.80～5.10m	灰色細礫混じり極粗粒砂
5.10～7.80m	有機物をラミナ薄層で挟む細～極細粒砂
5.90～6.00m	腐植質シルト
7.80～8.10m	灰褐色シルト
8.10～8.20m	灰褐色細粒砂
8.20～10.00m	灰褐色粗粒砂

VIII) BHT-4 (機械式)

0.00～0.10m	耕作土
0.10～0.33m	茶褐色シルト
0.33～0.70m	腐植質シルト
0.70～1.70m	白褐色シルト～灰褐色細～極細粒砂
1.10～1.18m	腐植質シルト
1.26～1.32m	腐植質シルト
1.70～1.80m	コア欠
1.80～3.05m	中粒砂
3.05～5.50m	灰色粗～極粗粒砂
5.50～6.70m	緑灰色シルト、腐植質シルト～極細粒砂互層
6.70～7.33m	灰褐色細粒砂
7.33～7.58m	緑灰色シルト
7.58～9.35m	灰色中粒砂
9.35～11.14m	灰色粗～極粗粒砂
11.14～11.64m	灰色中～細粒砂
11.64～11.77m	暗緑灰色シルト
11.77～12.00m	暗灰色シルト

11.90～11.93m 炭化物片

IX) BHT-5 (機械式)

0.00～0.25m	耕作土
0.25～0.55m	腐植質シルト
0.55～1.88m	灰～灰褐色細～極細粒砂
1.07～1.18m	腐植質シルト～極細粒砂
1.88～2.14m	灰色中粒砂
2.14～3.59m	木片混じり灰～暗灰色細粒砂
3.59～4.95m	灰色粗～極粗粒砂
4.95～5.60m	灰色中～粗粒砂
5.60～7.45m	暗緑灰～緑灰色シルト、腐植質細粒砂互層
7.45～7.73m	暗灰色中～粗粒砂
7.73～9.40m	暗灰色シルト～細粒砂
7.90～7.94m	腐植質シルト
8.00～8.10m	灰色極粗粒砂
8.10～8.73m	暗灰色ラミナの発達した極細粒砂
9.40～10.38m	灰色極粗粒砂
10.38～12.00m	灰色中粒砂
11.48～11.80m	炭化木片を含む

X) 層相区分と地質断面

層相観察および後述する(5)の年代測定結果に基づき、得られた試料を下記の通り0層～5層に区分した。それぞれの層相の特徴は、以下の通りである。

0層：西側(運動公園側)の造成に伴う人工盛土と東側(水田)の耕作土

1層：シルトを主体とし、腐植質シルトを挟在する。BHT-1より427calAD-562calAD(2 σ)、BHT-3より262calAD-529calAD(2 σ)、549calAD-643calAD(試料中の植物片2 σ)、BHT-5より563calAD-650calAD(2 σ)の年代値を得ている。

2層：細～極細粒砂を主体とする。断面東側のBHT-4、BHT-5のみに分布する。

3層：中粒砂～粗粒砂を主体とする。BHT-1の材より2285calBC-2041calBC(2 σ)の年代値を得ている。

4層：シルト、腐植質シルトの互層からなる。BHT-1より4786calBC-4611calBC

(2σ)、BHT-3 より 4252calBC- 4047calBC(2σ)、BHT-4 より 3500calBC- 3121calBC (2σ) の年代値を得ている。

5 層：粗粒砂～中粒砂を主体として、局所的にシルト層を挟む。

東富山地区での地形断面（図 4-39）および地質断面図を作成した（図 4-40）。

地形断面からも判るとおり、孔口標高は BHT-2 と BHT-3 の間での約 1m の比高差が存在する。当初はこれを低断層崖の可能性があると判断したが、運動公園の造成に伴い人為的に地形が改変され、段差が強調されているものと判断される。地形断面から推定される鉛直高度差は、東富山駅西側の地形との比較により、約 2.5m 程度と見積もられる。シルト質を主体とする 4 層は、群列ボーリングを実施した区間で層厚に大きな変化が認められず、掘削地点両端の BHT-1 と BHT-5 での 4 層上面から得られる高度差は約 2m である。

一方、最上位の 1 層は、断面西方の東富山運動公園内の地形改変の影響があり層厚変化を検討することができないが、1 層基底の分布高度は東に向かって緩やかに傾斜しており、1 層基底で見積もられる鉛直高度差は BHT-1 と BHT-3 で約 0.5m である。

当初、東富山地区では、崖地形が変動崖という前提で、若干西側に後退している可能性を意識して掘削地区の配置を決定した。しかし、その後の検討で、地表部はせん断的な変形ではなく、幅広い撓曲変形をしている可能性が高いと判断される。したがって、本調査での地質断面を作成した区間は、変形帯の一部を捉えたものと考えられ、断層による変位量の見積には不十分であるといえる。そこで、「ほくりく地盤情報システム」より群列ボーリング断面に近接するボーリング情報を確認し、図 4-41 に示すとおり、群列ボーリング実施測線 A-A'（図 4-42）測線と北側に 300m 地点で掘削されたボーリング情報を追加して測線 B-B'（図 4-43）における想定地質断面を作成し、上下方向の変位量と変形帯の幅の検討を行った。

その結果、想定される断層上盤側の BHT-1 よりも西側のボーリングコアの記載からは、1 層に相当するシルト質層主体の層相は分布していないことが確認された。このことより、1 層は緩やかな撓曲崖の低下側にのみに分布するものと推定される。一方 4 層の東方への連続性を検討してみたが、「ほくりく地盤情報システム」で検索できた該当するボーリングの層相記載からは、4 層との連続性を強力に支持するものは確認できなかった。したがって、4 層の上下方向の落差は、総変位量を確認できず、最小限の見積に留まる。

以上より、東富山地区の断面から想定される古地震イベントは、2 層または 3 層

の堆積後に撓曲崖が形成され、その低下側に1層が堆積したと考えられる。

2) 日方江地区の地質記載

I) BHG-1 (機械式)

0.00 ~ 0.15m	耕作土
0.15 ~ 0.28m	濃茶褐色腐植質シルト
0.28 ~ 0.47m	腐植質シルトが混在するシルト
0.47 ~ 1.44m	褐色細～中粒砂
1.44 ~ 1.95m	褐色～暗灰色極細粒砂～シルト
1.83～1.88m	炭化木片を含む
1.95 ~ 4.50m	灰褐色～灰色細礫混じり極粗粒砂
4.50 ~ 4.95m	灰褐色細礫
4.95 ~ 7.00m	礫 礫径 1～10cm 亜円礫

II) BHG-2

0.00～0.10m	耕作土
0.10～1.17m	濃茶褐色腐植土
1.17～1.80m	灰褐～褐色細～極細粒砂
1.80～2.14m	白褐色シルト
2.14～2.27m	黒灰色細粒砂
2.27～3.21m	灰褐色極細粒砂～青灰色シルト
3.14～3.17m	材を含む
3.21～5.15m	明褐色粗～極粗粒砂
5.15～7.00m	礫 礫径 1～3cm 亜円礫

III) BHG-3

0.00～0.32m	耕作土
0.32～0.45m	腐植質シルト
0.45～0.55m	腐植薄層を挟む濃褐色シルト
0.55～4.45m	固結度のきわめて低い明灰褐色中粒砂
4.45～5.70m	明褐色細礫混じり極粗粒砂
5.70～6.00m	礫 礫径 2cm 以下亜円礫

IV) 層相区分と地質断面

層相観察および後述する(5)の年代測定結果に基づき、得られた試料を下記の通り0層～3層に区分した。それぞれの層相の特徴は、以下の通りである。

0層：耕作土

1層：シルト～細粒砂層を主体とする。1層基底から採取した試料により BHG-1 より 2890calBC- 2671calBC (2σ)、BHG-2 より 3092calBC- 2918calBC (2σ) の年代値を得ている。

2層：中粒砂を主体とする。

3層：亜円礫からなる礫層。

日方江地区での群列ボーリング配置および地形断面を図4-44に、地質断面図を図4-45にそれぞれ示す。

堤ほか(2002)で位置不明瞭の変動崖と判読された崖が BHG-2 孔と BHG-1 孔の間に位置しており、地形から認識される崖の比高差は約1mである。礫主体の3層上面の高度差は、BHG-2とBHG-1で約1m、BHG-2とBHG-3で約2.5mである。一方、1層の基底高度はほぼ水平で、断面西側の高まりは細粒堆積物を主体とする1層で形成されている。1層を構成する層相は、腐植質シルトを含むシルトおよび淘汰の良い細～中粒砂からなる。現在の地形から判断すると、浜堤背後の湿地性の堆積物の可能性が考えられる。

呉羽山断層の活動性については、海域の音波探査によって、日方江地区においても東に緩く傾き下がる変形構造が想定されている。そのため、図4-45に示す礫主体の3層の落差は、呉羽山断層の相対的西側隆起の運動によって生じたものである可能性が考えられる。

活動時期については、群列ボーリングを実施した範囲のみで判断すると、3層は断層変位を受け、2層と1層は、変形後に堆積したという解釈ができる。しかし、シルト質主体の1層の層厚に着目すると、断層の上版側に相当する西方で層厚が厚くなる傾向が読み取ることができる。1層が堆積した後に BHG-1 と BHG-3 付近が浸食されれば、現況のような地形が形成される可能性がある。一方、図4-45に示す200m付近を流れる村川による堆積物の可能性を考えると、変位が生じる前は1層の基底が西側に向けて緩く傾き下がっていて、そこを1層が埋積した後に西側が隆起する地殻変動が生じたという解釈もできる。その場合は、1層の堆積後に最新の活動が発生したことになる。

今回の調査では、砂層主体の2層および礫層主体の3層から年代測定試料が検出

できず、シルト質主体の1層のみから試料を得ているため、2通りの解釈が考えられるが、最新活動時期を絞り込むための確実性の高い検討は行えず不明である。

日方江地区についても、東富山地区と同様、当初は断層面が地表まで到達し、地形にせん断的な変形を与えていると予想していたが、海域の音波探査の結果から、撓曲変形をしている可能性が高いと判断される。そこで、図 4-46 に示す測線において、「ほくりく地盤情報システム」によるボーリング情報を追加して断面の検討を行った(図 4-47)。断層下盤側の BHG-3 東側に位置する、枇杷川河口付近のボーリング情報から、3層上面の分布標高に HFG-3 より東側で顕著な高度差は認められない。2層と3層の境界は、砂層と礫層によって形成されているため、既存の記載でも信頼性が高い。また、断層上盤側と想定した BHG-2 孔の西側に位置するボーリング情報から推定される礫層上面標高は、BHG-3 と概ね一致する。

以上より、日方江地区における撓曲変形帯の幅は本調査で実施した群列ボーリング BHG-2 から BHG-3 間の約 300m 程度と推定される。

(5) 試料分析

1) 放射性炭素同位体比分析

I) 東富山地区

東富山地区の年代測定結果の諸元を表 4-2 に示す。また、図 4-40 に示す解釈断面に年代値を記入した。なお表 4-2 に示す試料 BHT-3 142-147 については、腐植質シルトを①、試料中に含まれる植物片を②として測定を実施した。

II) 日方江地区

日方江地区の年代測定結果の諸元を表 4-3 に示す、また、図 4-45 に示す解釈断面に年代値を記入した。なお、表 4-3 に示す試料 BHG-1 183-188 については、土壌を①、試料中に含まれる木片を②として測定を実施した。

2) 火山灰分析

東富山地区および日方江地区にて実施したオールコアボーリングの詳細観察の結果から、肉眼では火山灰を検出することができなかった。そのためシルト質が卓越する層準を対象に、5cm 毎に超音波洗浄を行いた試料を使い顕微鏡観察を行ったが、火山灰の存在を示唆する火山ガラスや特徴的な鉱物の密集層は確認できなかった。

(6) 活動時期と変位量

1) 東富山地区

東富山地区の地質断面から想定される古地震イベントは、2層または3層の堆積

後に撓曲崖が形成され、その低下側に1層を堆積したと考えられる。したがって、年代測定結果より古地震イベント時期はBC2285～BC2041以後、427AD～562AD以前となる。なお年代値はいずれも暦年較正年代の2標準偏差(2 σ)で表記した。

単位変位量については、群列ボーリングの結果から作成した想定断面の区間が変形帯全域をカバーしていないため、読み取れる変位量は最小限の値となってしまう。そのため上下方向の変位量は2m以上と判断される。

2) 日方江地区

日方江地区の地質断面から古地震イベントは、確実に絞り込むことができなかった。また、「ほくりく地盤情報システム」によるボーリング情報を加えた断面検討より、群列ボーリングの断面から見積もられる鉛直変位量は2.5m以上である。

4. 3 調査のまとめ

本調査で得られた新たな知見に基づき、断層帯の位置及び形態、活動性、活動区間についてまとめる。

(1) 呉羽山断層帯北部の位置および形態

1) 断層帯の位置および構成する断層

呉羽山断層帯は、富山市南西部の呉羽山丘陵に沿って分布が指摘されている呉羽山断層を主体として構成される。呉羽山丘陵の西縁に分布し、呉羽山丘陵の中位および高位の地形面を西に傾動させる副次断層群は、北方延長の神通川との交差する付近では明瞭な変位地形が認められない。一方、呉羽山丘陵東縁の呉羽山断層は、神通川との交差する平野部では位置が不明瞭となるが、神通川右岸の東富山から日方江にかけての区間では、西側がやや急な傾斜をもつ崖を伴ない東に緩く傾き下がる微小な非対称の小丘地形が認められ、この東翼部を呉羽山断層が通過すると想定される。この非対称小丘の北部延長には、海脚地形が位置することから、一連の高まりは背斜運動の結果できた可能性が高いと考えられる。地表での呉羽山断層の通過位置については、常願寺川の扇状地面の高度不連続地点、表層地質では常願寺川の扇状地礫層の上面高度の不連続地点として認識される。堤ほか(2002)ならびに池田ほか(2002)で図示される活断層の通過位置は、上記から想定される通過位置と整合的であるが、判読の基準とされた崖地形は、構造的な地殻変動によって生じたブロードな変形帯を河川の浸食ないし人工改変によって崖としての形状が強調されたものと解釈される。

そのため呉羽山断層の地表での表記については、線分ではなく帯とするのが適切と考えられる。現在の地形から変形が想定される範囲は、5mDEM および 2mDEM の解析結果をもとにすると、概ね図 4-48 に示す範囲が想定される。防災対策の観点から、地表での変形帯の把握は重要性が高い。しかし既往ならびに本調査結果は断片的な情報に基づくため、褶曲変形がおよぶ範囲を正確に把握できたとは言い難い。そのため、海岸沿いの道路を使った陸域での反射法地震探査の実施し、陸域でも連続した均質データによる変形帯の把握が必要と考えられる。

2) 断層帯の形状および変位の向き

富山県(2007)による呉羽山断層に関する過去の反射法地震探査では、500m より浅い部分で北西に 45 度傾斜する構造が明らかとなっている。本調査に先行して実施した富山大学による富山湾における海域音波探査においても、顕著な非対称背斜構造を伴う地層の変形が確認された。この変形帯を海岸線に投影すると、図 4-48 に示されるとおり、日方江地区から東富山地区にかけて変形帯に含まれることから、神通川と常願寺川に挟まれる呉羽山断層の伏在部分においても、海域と同様の褶曲構造があるものと考えられる。断層の走向は、神通川付近では北東-南西走向で東富山南付近から北北東-南南西走向となり富山湾へと続く。地形の変形構造や音波探査の結果から、断層の上端は地表までは達していないと予想されるが、今回の調査で得られた地形および表層地質の情報からは、断層上端の深さは不明である。

(2) 呉羽山断層帯の過去の活動

1) 活動時期

呉羽山断層帯の北部伏在部において、活動履歴を把握できると期待される 2 地点でボーリング調査を実施した結果、最新活動時期についてのみ、以下のような結果を得た。なお、年代値はいずれも暦年較正年代の 2 標準偏差 (2σ) で表記した。

I) 東富山地区

東富山地区の地質断面から想定される古地震イベントは、2 層または 3 層の堆積後に撓曲崖が形成され、その低下側に 1 層を堆積したと考えられる。したがって、年代測定結果より古地震イベント時期は BC2285~BC2041 以後、427AD ~562AD 以前となる。変位量については、群列ボーリングの実施範囲が変形帯の中に分布してしまっただけのため、最小の見積りしかできない状況であるが、上下方向で 2m 以上と判断される。

II) 日方江地区

確実に絞り込むことができなかった。また、「ほくりく地盤情報システム」によるボーリング情報を加えた断面検討より、群列ボーリングの断面から見積もられる上下変位量は 2.5m 以上である。

本調査の結果から、最新活動時期は図 4-49 に示すとおり BC2285～427AD と予想される。

2) 活動区間

本調査および既往調査における陸域の呉羽山断層帯の古地震イベントダイアグラムを図 4-50 に示す。最新活動時期について、東富山地点で得られた BC2285～BC2041 以後、427AD～562AD 以前という結果は、産業技術総合研究所（2007）および吉岡ほか（2007）による既往の最新活動時期と想定されていた約 3500 年前以後、約 2400 年前以前の活動時期の幅の中に入る。ただし、これらは呉羽山断層帯南部の副次断層の活動時期を示したものであるため、主断層の活動時期を直接示すものではないが、副次断層が単独で活動していた可能性は極めて低いと考えられる。したがって、呉羽山断層帯の南部と北部の東富山地区の活動時期は、同時であった可能性が考えられる。

(3) 海域との関係

1) 陸域と海域の連続性・活動区間

本調査により、陸域の呉羽山断層帯は、既に存在が指摘されている射水丘陵から海岸域の富山市日方江まで連続して分布することが確認された。本調査に先立って実施された呉羽山断層帯海域部の沿岸海域における活断層調査の航跡と陸域地形解析結果を重ね合わせたものを図 4-51 に示す。

神通川と常願寺川の河口の間の海域には、北東－南西方向の海底に峰をなす海脚地形が存在しており、この東縁に沿って活断層を推定している。この活断層のトレースは、陸域調査で明らかとなった呉羽山断層帯の延長部に一致する。富山大学による音波探査の解釈からは、海脚の西側にも複数の断層を推定しており、これらは呉羽丘陵西側に認められる副次的断層のトレースの延長走向と一致することから、一連の構造と予想される。この海底断層の走向延長方向の上陸部は神通川河口付近となるが、顕著な変動地形は認められず、地下構造の既存データも存在しない。

2) 海域で得られた調査結果との整合性および解釈

海域での音波探査からは、2 条の背斜軸をもつ変形帯が確認された。陸域では、

神通川と常願寺川の間で神通川よりに変形帯が存在することが示唆される小丘地形や過去の扇状地面をなす礫層の分布高度の不連続が確認された。陸域の変形帯西側は神通川の流域にかかるため、褶曲運動に伴う隆起地形が形成されても、浸食によって変位地形が消失すると考えられる。海域の調査結果からは、神通川の河口右岸付近まで変形が及んでいる可能性が示唆される。

呉羽山断層北部の伏在部分では、呉羽山断層帯で直下型地震が発生した際に、地表に変形が生じる可能性が考えられる。しかし変形帯の西側は、神通川の浸食によって変位地形が消失し、既存のボーリングデータは表層地質を検討するのに十分な密度で分布していないため、褶曲構造の変形が及んでいる範囲を正確には把握できていない。ことから、陸域伏在部分を対象とした反射法地震探査などの物理探査を実施し、変形帯の正確な位置把握が今後の課題である。

一方、変形帯の東縁については、既存の文献で示される断層位置からやや東まで、地形が東に緩く傾斜している様子が確認され、海域で確認された変形帯の東縁とも整合的であった。

5. まとめ

5. 1 断層帯の位置及び形態

調査前の長期評価の諸元データと、本調査によって新たに判明した情報を表5-1に示す。

(1) 断層帯を構成する断層

i) 呉羽山断層帯海域

海域で実施した音波探査の結果、図5-1に示すとおり、複数の背斜軸と向斜軸が分布していることが確認された。

ii) 呉羽山断層帯陸域

呉羽山断層帯は、図5-2に示すとおり、富山市南西部の呉羽山丘陵に沿って分布が指摘されている呉羽山断層を主体として構成される。呉羽山丘陵の西縁に分布し、呉羽山丘陵の中位および高位の地形面を西に傾動させる副次断層群は、北方延長の神通川との交差する付近では明瞭な変位地形が認められない。一方、呉羽山丘陵東縁の呉羽山断層は、神通川との交差する平野部では位置が不明瞭となるが、東富山から日方江にかけての区間では、東に緩く傾き下がる微小な非対称の小丘の東翼部を呉羽山断層が通過すると想定される。地表での呉羽山断層の通過位置については、常願寺川の扇状地面の高度不連続地点、表層地質では常願寺川の扇状地礫層の上面高度の不連続地点として認識され、堤ほか(2002)ならびに池田ほか(2002)で図

示される活断層の通過位置は、上記から想定される通過位置と整合的である。ただし判読の基準とされた崖地形は、構造的な地殻変動によって生じたブロードな変形帯を河川の浸食ないし人工改変によって崖としての形状が強調されたものと解釈されるため、呉羽山断層の地表での表記については、線分ではなく帯とするのが適切と考えられる。

(2) 断層の位置及び長さ

i) 呉羽山断層帯海域

海域で実施した音波探査の結果、図 5-3 に示すとおり、同断層帯の北東端の位置が陸上からの延長線上（浜黒崎海脚）でほぼ特定され、断層端は北緯 $36^{\circ} 50'$ 東経 $137^{\circ} 21'$ 、海域部の全長は約 12km とした（図 7）。海域部分が従来の想定より長くなったことは、今後、呉羽山断層帯の長期評価見直しの材料として 2 つの意味を指摘できる。

- ① 想定される地震のマグニチュードが従来の推定値より大きくなること。従来の長期評価（平成 20 年 5 月 16 日地震調査研究推進本部発表）では、マグニチュードは 7.2 程度とされていた。本調査結果から、同断層帯の総延長は約 35km となり、松田式から計算されるマグニチュードは 7.4 になる。
- ② 海域部分が震源（破壊の出発点）となり、震源断層が海底に達した場合には、津波が発生し沿岸域に大きな津波災害を起しうること。

ii) 呉羽山断層帯陸域

陸域での調査の結果、断層の北端が海岸の日方江まで及んで可能性が高いと判断される。海域の調査結果も合わせると、神通川右岸の呉羽山断層の通過位置が不明瞭な区間についても、伏在して海域まで連続すると想定される。

(3) 断層面の傾斜と変位の向き

本断層帯の断層の地下形状と変位センスは、500m 以浅の浅部で北西傾斜約 45° の逆断層（富山県，1997）であるが、深部に向かって高角になる（小川，2010：1000m で 60° 程度）。水平的な広がりでは、陸域部分の南部（射水丘陵）で北西—南東走向であるが、呉羽山丘陵沿いの北東—南西走向に漸移する。この側方変化は、正断層から逆断層への反転構造の地下形状を反映している可能性がある（金屋ほか，2001；地震調査委員会，2008；小川，2010）。本調査の結果、同断層の海域部分でも陸域部分中部（安田城跡付近）と同様の非対称背斜構造が認められた。安田城跡付近の既往調査（富山県，1997；産総研 2007）では、呉羽山断層本体が地表に到達していることが確認されている。一方、富山市五福付近以北の陸域北部および海域部分の浅

層（厚さ約1000m）においては、断層面が確認されないものの、顕著な非対称背斜構造を伴う特徴の類似から、褶曲（ないし撓曲）軸面の深部延長に安田城跡付近と同様の逆断層が推定される。

（4）深部形状

本調査では、深部形状を把握できる新たな情報が無いため、不明である。

5. 2 断層帯の過去の活動

（1）平均変位速度と最新活動時期

海域では、大陸棚が発達せず海岸線から急に水深が大きくなるため、本調査のように深海部にある断層先端を確認する広域調査では、浅海用の高分解能音波探査は実施できなかった。よって、平均変位速度や最新活動、単位変位量などの活動性にかかる新たな知見は得られていない。

陸域では、東富山地区での群列ボーリングと既存ボーリングによる断面検討の結果、最新活動時期は BC2285～427AD と推測される。

（2）最新活動に先立つ活動及び平均活動間隔

今回の調査では、海域および陸域で新たな情報は得られなかった。

（3）1回の変位量

陸域では、東富山地区および日方江地区での群列ボーリングと既存ボーリングによる断面検討の結果、東富山地区で2m以上、日方江地区では、認められる垂直方向の落差を最新活動の変位量と見なせば、2.5m以上と見込まれる。

（4）活動区間

呉羽山断層帯海域部の調査結果は、同断層帯の形状については海陸双方で褶曲形態が類似することから、これを根拠にすれば、少なくとも海域部分と陸域の北部（富山市五福以北）は同一活動区間と見なされる。したがって、本断層は全体で1区間として活動してきた可能性が高い。ただし、本断層帯中部のボーリング調査（富山県，1997；産総研，2007）では断層が地表まで到達していることが確認されているが、さらに南部（富山市八尾町）では、主断層の断層面はふたたび伏在しているとみられる。

5. 3 陸域の断層との関係

呉羽山断層帯海域部の調査結果は、同断層帯の形状については海陸双方で褶曲形態が類似することから、これを根拠にすれば、少なくとも海域部分と陸域の北部（富

山市五福以北)は連続した同一活動区間と見なされる。変形様式の類似性は変形メカニズムが同一である可能性を暗示することから、解釈として、同断層帯海域部分の表層変形は、音波探査で解析できた深度(約1,500m前後)より深部に伏在する逆断層の活動に伴う褶曲であると考えられる。

6. その他の資料

6. 1 地元(都道府県、市町村)等への説明資料

(1) 海域調査

本調査の実施にあたっては、地元自治体の理解と協力が不可欠であったことに配慮して、富山市防災講演会で暫定的な成果を発表した。それに先だって富山大学広報グループが発表した説明資料を添付する。

(2) 陸域調査

本調査を進めるにあたり、以下の機関および個人に対して、本調査の趣旨説明と協力依頼の文書を提出した。(配布資料は巻末に別添)

- 富山県知事政策局防災・危機管理課
- 富山市建設部防災対策課
- 富山市市民生活部 スポーツ課
- 財団法人 富山市体育協会
- 東富山運動公園管理事務所
- 調査地点の地権者(5件)
- 国土交通省 北陸地方整備局 河川部河川管理課
- 社団法人 北陸建設弘済会 北陸地盤情報活用協議会事務局

6. 2 マスコミ等の取材協力状況

(1) 海域調査

本調査の実施にあたっては、地元漁業組合等の理解と協力が不可欠であり、とくに海域のプレジャーボートによる遊漁などに注意を喚起するため、音波探査作業開始時に、地元の新聞社(北日本新聞、富山新聞、読売新聞、朝日新聞、北陸中日新聞など)ならびにテレビ局(NHK、北日本放送、富山テレビ、チューリップテレビ)に調査目的や調査内容を発表し、協力を依頼した。また、上述の富山市防災講演会での取材に協力した。さらに、平成23年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震による巨大津波災害を受けて、今なお、日本海側や富山湾における津波災害について上記新

聞各社・各テレビ局からの取材が集中しており、呉羽山断層帯海域部分が発生しうる津波の評価や富山トラフにおける地震津波発生の可能性に関する対応に追われている。

(2) 陸域調査

本調査の実施にあたっては、報道関係者への告知は行わなかったため、取材依頼等は受けなかった。

調査担当：竹内章（富山大学地工学研究部）

越後智雄（地域地盤環境研究所）

文 献 (著者, 発表年: 文献名, 出典)

- Bronk Ramsey C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon* 51(1), 337-360
- 爆破地震動研究グループ(1994): 中部日本地域における爆破地震動の観測 (吾妻-金沢測線). 地震研彙報, 69, 139-158.
- 藤井昭二 (1992), 富山平野. アーバンクボタ, no. 31, 38-47.
- 福井県 (1997): 柳ヶ瀬断層帯に関する調査. 平成7年度・平成8年度地震調査研究交付金成果報告会予稿集, 44-50.
- 福井県 (1998): 福井平野東縁断層帯に関する調査 (剣ヶ岳断層、細呂木断層、篠岡断層、松岡断層. 福井地震断層、福井東側地震断層). 第2回活断層調査成果報告会予稿集, 277-285.
- 藤井昭二 (1978): 富山県西部地震(1976)と木舟城の崩壊. 自然と社会, 44, 27-30.
- 藤井昭二・竹村利夫 (1979): 富山県とその周辺地域の活断層. 富山県地震対策基礎調査報告書, 39-72.
- 藤井昭二・相場恒雄・後藤道治・神島利夫・清水正之・金子一夫・河野芳輝 (1992): 10万分の1. 富山県地質図説明書, 富山県, 201p.
- Fujii, S. and Yamamoto, O. (1979): Geology of the Kurehayama Hills. *Bulletin of the Toyama Science Museum*, 1, 1-14.
- 原田 清 (1935a): 越中砺波平野南部高清水断層崖下の扇状地配列に就いて (一). 地理学, 3, 49-56.
- 原田 清 (1935b): 越中砺波平野南部高清水断層崖下の扇状地配列に就いて (二). 地理学, 3, 269-272.
- 北陸第四紀研究グループ (1963): 富山県氷見周辺の第四系. 地球科学, 69, 1-15.
- 北陸農政局計画部 (1977a): 石川県の水理地質と地下水および付図北陸農政局計画部, 58p.
- 北陸農政局計画部 (1977b): 福井県の水理地質と地下水および付図北陸農政局計画部, 48p.
- 北陸農政局計画部 (1980): 地盤沈下調査邑知平野地区調査報告書.
- 市原 実・石尾 元・森下 晶・中川衷三・津田禾粒 (1950): 富山県及石川県の地質学的研究 (其の2) 金沢・石動・福光地域. 地学, 2, 17-27.
- 市川 渡 (1932): 越中呉羽山及び其の西南丘陵地體の地形學的考察. 地球, 17, 206-215.

- Ikami, A. T. Yoshii, S., Kubota, Y. Sasaki, A., Hasemi, T. Moriya, H., Miyamachi, R. S., Matsuura and K. Wada, (1986) : A seismic refraction study profile in and around Nagano Prefecture, central Japan. *J. Phys. Earth*, 34, 457 - 474.
- 池辺展生 (1949) : 富山県西部及石川県東部の第三紀層 (富山県及石川県の地質学的研究 1). *地学*, 1, 14-26.
- 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.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の評価, 36p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2004) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の地震を想定した強震動評価について, 平成 16 年 3 月 22 日.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2008) : 砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の長期評価の一部改訂について, 平成 20 年 5 月 16 日.
- 金谷隆行・竹内 章・川中 卓 (2001) : 富山平野西縁, 呉羽山断層周辺の地下構造と丘陵形成史. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, Gm-P007.
- 粕野義夫 (1993) : 新版・石川県地質図(10 万分の 1) および石川県地質誌. 石川県・北陸地質研究所, 321p.
- 粕野義夫・三浦 静・藤井昭二 (1992) : 北陸の丘陵と平野. *アーバンクボタ*, No. 31, 65p.
- 活断層研究会編 (1980) : 日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 363p.
- 活断層研究会編 (1991) : 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 437p.
- 小池一之・町田 洋編, 2001) : 日本の海成段丘アトラス. 東京大学出版会, CD-ROM 3 枚・付図 2 葉・122p.
- 建設省北陸地方建設局 (1979) 富山県平野部の地盤図集 北陸建設弘済会
- 工藤 健 (1996) : 重力で見た飛騨山脈周辺の地殻構造. *月刊地球*, 18, 2, 116 - 122.
- 埋文関係救援連絡会議・埋蔵文化財研究会編 (1996 : 発掘された地震痕跡]. 825p.
- 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.
- 中村洋介 (2002) : 富山県砺波平野清水断層および法林寺断層の第四紀後期における活動性. *第四紀研究*, 41, 389-402.
- 中村洋介 (2005) : 河成段丘面の変形から見た北陸地方東部の活断層の第四紀後期に

- おける活動性と地震の再来間隔. 地球環境研究, 7, 17-30.
- 中村洋介 (2007): 火山灰稀産地域における, ほぼ同一時代に形成された河成段丘面の分布形態の比較-北陸地方東部の河成段丘群を事例として-. 軽石学雑誌, 15, 49-65.
- 中村洋介・岡田篤正 (2006): 北陸地方東部における河成段丘面の編年・対比. 地域研究, 46, 7-27.
- 中村洋介・岡田篤正・竹村恵二 (2003): 富山平野の河成段丘とその変形. 地学雑誌, 112, 544-562.
- 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.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編 (1996): 第四紀露頭集-日本のテフラ. 日本第四紀学会, 352 p.
- 日本の地質「中部地方Ⅱ」編集委員会 (1988) :『日本の地質 5 中部地方Ⅱ』 共立出版, 310p.
- 小川 拓哉 (2010), 富山県, 呉羽山断層の逆断層運動は加速したか. 日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集, SGL046-P04.
- 岡村行信 (2002), 能登半島東方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図シリーズ, no. 59(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Reimer P. J. et al. 2009 IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP, *Radiocarbon* 51(4), 1111-1150
- 斎藤文紀 (2001), 黒部川ファンデルタの堆積作用. 月刊地球/号外 no. 32, 1-5.
- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人 (1993): 人工地震による中部日本地域の地殻構造, 吾妻- 金沢測線. 地震学会講演予稿集, 2, 175.
- 酒井慎一・岩崎貴哉・飯高 隆・吉井敏剋・山崎文人・桑山辰夫 (1996): 爆破地震動による中部日本地域の地殻構造. 月刊地球, 18, 2, 104-109.
- 坂本 亨 (1966): 富山積成盆地南半部の新生界とその構造発達史. 地質調査所報告, 213, 1-28.
- 寒川 旭 (1992): 地震考古学-遺跡が語る地震の歴史-. 中央公論社, 251p.
- 産業技術総合研究所 活断層データベース <http://riodb.ibase.aist.go.jp/>
- 産業技術総合研究所 (2007): 平成 18 度砺波平野断層帯・呉羽山断層帯の活動性および活動履歴調査 (「基盤的調査観測対象活断層の追加・補完調査」成果報告書 No. H18-9), 35p.
- 石油公団 (1981) 昭和 56 年度国内石油・天然ガス基礎調査. 基礎物理探査「富山沖・

- 北陸～ 隠岐沖・山陰沖」調査報告書, 48p.
- 石油公団 (1982) : 昭和 57 年度国内石油・天然ガス基礎調査. 基礎物理探査「富山～ 金沢地域」調査報告書, 13p.
- 石油公団 (1983) : 昭和 58 年度国内石油・天然ガス基礎調査. 基礎物理探査「富山～ 金沢地域」調査報告書, 22p.
- 石油公団 (1985) : 昭和 59 年度国内石油・天然ガス基礎調査. 基礎試錐「富山」調査報告書, 60p.
- 東郷正美 (2000) : 微小地形による活断層判読. 古今書院, 206p.
- 富山県 (1997) : (平成 7 年度地震調査研究交付金) 呉羽山断層に関する調査成果報告書. 13p. <http://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Toyamafrm.htm>
- 辻村太郎 (1926a) : 断層谷の性質並びに日本島一部の地形学的断層構造 (予報) (二). 地理学評論, 2, 192-218.
- 辻村太郎 (1926b) : 飛騨山脈の北端における断層崖の一形式. 地理学評論, 2, 679-695.
- 堤 浩之・東郷正美・渡辺満久・中村洋介 (2002) : 1 : 25,000 都市圏活断層図「富山」. 国土地理院技術資料, D・1-No. 396.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 最新版日本地震被害総覧-2001. 東京大学出版会, 605p.
- 吉岡敏和・細矢卓志・橋本智雄・真柄耕治 (2007) 砺波平野断層帯および呉羽山断層帯の古地震調査. 活断層・古地震研究報告, no. 7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, p. 181-196.