

3. 地形概観—地形面分類と地形発達史—

都市圏活断層図『三方断層帯とその周辺「三方」』の図幅は若狭湾岸東部に位置し、海岸線は出入りの激しいリアス式の海岸を呈する。陸域では山地とその間を幅狭い谷底平野が発達している。とくに東半分当たる小浜湾から敦賀湾までの間の湾岸山地は、多くの活断層によって、いくつかの山地塊に分けられる（図1～3）。北西—南東方向に延びる野坂断層や熊川断層、南北方向の三方断層帯などが通過する部分は谷底平野となり、これらにより分断されて、敦賀半島、野坂山地（湖北山地）、三方五湖と周辺の丘陵性山地、さらに南側の丹波山地などの山地塊に分けられる。

敦賀半島部は西方が岳（標高 764m）を主峰とする山地塊が占める。山地の中央部は極めて急峻な高起伏山地であるが、その西側は西流する落合川・馬背川などで開析を受けて、当図幅内では中起伏の山地と谷底平野が発達する。

図幅下半部の東側は野坂山地の西部に属し、南北方向に走る活断層群によって、東側の野坂山地と西側の雲谷山の山地塊に分かれる（図1～3）。野坂山地の主峰である野坂岳（913.5m）から南方の三国山（876.3m）にかけて、全体として急峻な高起伏の山地が広がる。この中部は丹波帯（の堆積岩コンプレックス）が、周辺部は花崗岩類で構成されている（栗本ほか、1999）。

野坂山地西半部は雲谷山（786.6m）を最高峰とし、この南方は二手に分かれて、三十三間山（842m）と三重嶽（974m）に連なる南北に細長い山地塊をなす。雲谷山地には山頂部にわずかに丹波帯（ジュラ紀）が屋根岩（ルーフ・ペンダント）として存在するが、その周辺部は広く花崗岩類で構成される。この南側には丹波帯が広く分布する。また、山地頂部には小起伏の地形が伴われるが、全体としていわゆる「満壮年期」状の急峻な地形を呈している。

この西側の三方低地と東側山麓に当たる耳川流域に沿って、丘陵や段丘の地形、さらに沖積低地が発達する。これらの地形（及びその構成層）は活断層の認定・変位（量・速度など）にとって重要であるので、その概要を4章で紹介する。

三方五湖を含む三方低地と北川谷底平野

（低地）、さらに北側の若狭湾に限られた「三遠（さんえん）三角地」（吉川、1951）は、標高約 500m 以下の丘陵性山地と幅広い谷底平野で構成される。この山地は丹波帯に属する堆積岩類（ジュラ紀）からなる。中起伏の山地域であり、全体としていわゆる「やせ尾根」状に連なるが、所々に孤立峰的な山地がみられ、それらの山地斜面は急傾斜である。

河間の低地は幅数百 m に及ぶ広い谷底平野として山地内部まで広がり、厚い第四紀層で埋積されている。山麓沿いには崖錐や扇状地がよく発達するが、段丘面はどこにも分布しないので、この三角地域は第四紀後期においては相対的に沈降してきたと考えられる。

敦賀半島や野坂山地域の河谷沿いにも、段丘面や沖積平野面は発達するが、それらの幅は狭く、分布もごく限られている。これら地域の河谷沿いに散点的に地形面群が認められるが、これらは主に粗粒な礫層で構成された土石流堆積面である。しかし、個々の河谷沿いでは詳しい研究は行われていないので、地形分類や地形発達史の詳細は不明である。

一方、三方低地と周辺の段丘（台地）・丘陵は詳しい調査や研究が古くから行われており、形成年代や発達史の解明がなされている。

三方低地域に分布する第四紀層と地形面群が当域の基準になることから、それらの地形分類や形成年代などを中心にして以下にまとめる。なお、これらの要約は、岡田（1984）、岡田・東郷編（2000）、中江ほか（2002）などの解説に基づいて行われている。

4. 三方低地の地形と概観

4-1. 丘陵と能登野層

野坂山地の西麓に沿う丘陵（標高 150m 以下；写真8）の一部に未固結の砂礫層が分布する。これは能登野層とよばれ（三浦ほか、1969）、亞円礫・亞角礫を主とする礫層や、砂礫および泥（シルト）質や砂質からなる地層であり、全体として崖錐及び扇状地性の層相を呈する（写真9）。層厚は全体で約 130m 以上に及ぶ。次に述べるように層相がこの下部・中部・上部で多少異なるので、3つの部層に分けて記載する。

下部層（層厚約 70m）は角礫層を主とする堆積物であり、中生層（丹波帯）に由来する礫を多く含み、崖錐性から扇状地性へ移り変

わる層相を示す。砂質粘土層をレンズ状に薄く挟在しており、火山灰（層厚 10～20cm、黄～黄褐色、火山ガラス主体で角閃石を包有）が少なくとも 3 層準に挟まれている。若狭町能登野にある長福寺墓地北側の露頭から採取した火山灰層では、 68 ± 0.14 万年前の FT 年代測定値（1989 年に京都フィッシュン・トラックに委託測定した岡田採取試料）が得られた（岡田，2004）。

小松原・古澤（2004）は、若狭町倉見の若狭プレカット工場脇と、倉見南方の林地中に見られる能登野層下部から火山灰層を認定し、これらの試料の産状や分析結果から、古琵琶湖層群の佐川Ⅲ火山灰層（林，1974）に類似すると報告している。この降下年代は大阪層群の Ma6～Ma7 の間であり、およそ 60 万年前頃とされている。

中部層（層厚約 20m）は灰～暗青色の泥層・砂層と砂礫層の互層であり、湖沼性堆積物の層相を示す。若狭町倉見に分布する腐植層の中から、ヒシ属（*Trapa* sp.）やミツガシワ（*Menyanthes trifoliata*）の種子化石が得られている（三浦ほか，1969）。

上部層（層厚約 40m+）は主に亜角礫質の扇状地礫層で構成される。

以上をまとめると、能登野層の堆積年代は、堆積状態や変形構造、堆積面を持たないこと、近畿地方の第四紀中部層までに普遍的に産出されるメタセコイアを含まないことなどから、第四紀中期（約 60 万年前）と考えられる。能登野層は三方断層帯に沿って南部の丘陵地にのみ分布するが、南方に向って徐々に分布高度を増していく。

一方、三方低地を構成する厚い第四紀層の下部には、能登野層に相当する堆積年代の地層が厚く堆積している可能性がある。その場合には、既往のボーリング成果（竹村ほか，1994；中江ほか，2002；石村ほか，2010）からみて、分布深度は 200m より深く、北方向ないし北西方にその深さを増すと予想されるが、まだ実在は確かめられていない。

能登野層は地表付近では全体によく風化しており、クサリ礫化しているが、新鮮な露頭では緑灰色を呈し、半固結の状態の部分も認めらる。一般的な走向は NS～N40° E であり、傾斜は 15° ～ 25° W であるが、三方断層の近くになるとさらに急傾斜になり（写真 9）、東縁は三方断層で切断される。

1974 年頃に若狭町相田で建設されていた工場用地で、能登野層最下部と基盤岩類が接触の様子が観察された（岡田，1984；写真 9,10）。造成中の用地では基盤岩類を不整合に覆う能登野層が三方断層帯で切断され、この断層帯の一部に礫層が挟み込まれていた。この両側の断層面は、能登野層下部と同様に 60° ～ 70° W とみかけ上高角度の正断層状を呈して傾斜する（図 11,12）。この露頭に現れた三方断層は地形的に明瞭な傾斜変換線や鞍部列を伴うが、新期（第四紀末期）の変位地形はあまり明瞭では無い（図 11）。しかし、能登野層は第四紀中頃以降の堆積物であり、これが切断・変位しているの、第四紀後期にも活動していると可能性が高く、「三方」図幅には三方断層帯を活断層として示した。

能登野層から構成される丘陵や段丘面の西側も南北方向に直線状に延び、沖積低地面との間に地形境界線を形成する。能登野層は西側へ高角度で傾斜するので、こうした変形から、丘陵西側沿いに三方断層の新期の活動が伴われ、これは東側へ高角度で傾斜する断層面をもつと推定される（図 11、岡田，1984；活断層研究会編，1991；池田ほか，2002；中江ほか，2002）。

上述のような地形・地質状況と断層配列から、三方断層帯では相対的に新しい断層は、西側ないし北西側へと移り換わる傾向が認められる。

4-2. 上位（高位）段丘面群と三方礫層およびその相当層

この地形面と構成層は若狭町藤井から気山東部付近にかけた三方断層帯の東側、さらに美浜町笹田付近に局所的に認められる（図 9）。

三浦ほか（1969）は上位（高位）段丘面及びその構成堆積物を三方礫層と一括して示したが、後述のように地形面と堆積物は 2 分される。

若狭町南前川から藤井にかけての国道 27 号線沿いには、標高 55m 前後の幅狭い平坦面（図 11）が認められる。径 1m 以上に及ぶ巨礫を含む扇状地礫層（層厚 25m 以上）で構成されている。本層は西へ約 5° 程度で傾くが、下部にある能登野層は数十度の西傾斜であり、両者は傾斜不整合の関係にあると考えられる。礫種は巨礫から細礫までが花崗岩で、丹波帯起源の角礫～亜角礫も少し含まれる。

若狭町気山東方には上位（高位）段丘面は明らかに2面に分けられる（図9）。上位（高位）段丘Ⅰ面は標高50m以上であり、粗粒な厚い（恐らく30m以上）礫層で構成される。礫種は花崗岩と丹波帯であり、ほとんどクサリ礫化している。地表面には赤褐色土壌（5YR,4/8）が厚さ1.5～2mでみられ、この地形面は波浪状の微起伏を伴う（岡田，1984）。

これを取り巻くように分布する上位（高位）段丘Ⅱ面がみられ、Ⅰ面からの比高は約10mほど低い。気山東方の露頭（図9中のLoc.1）では礫層間に不整合状の境界がみられるので、上位の層厚約4mの礫層がⅡ面の構成層である可能性が大きい。この場所では、上位の礫層が相対的に新鮮で、粗粒（径1m大の巨礫を含む）である。地表面には厚さ1m程度の明褐色（5～7.5YR, 5/8）土壌がみられる。

美浜町笹田付近の谷底（標高16.0m）は丹波帯の角～亜角礫層（層厚8m以上）で構成され、チャートを除いて、砂岩・頁岩礫がよく風化し、粘土化している。小丘の表面は丸味を呈しているが、堆積原面を残しているかどうかは不明である。この礫層は海岸に面した場所にあるにも拘らず、層相から判断して扇状地的な河成層であり、ほぼ上位（高位）段丘礫層に対比された（岡田，1984）。しかし、具体的な堆積年代や対比の根拠となる資料は見出されていない。

4-3. 中位段丘面群と気山層およびその相当層

久々子湖の東岸、美浜町金山から大藪にかけて広がる平坦な地形面が中位段丘面である（岡田，1984；松井，1989；小池・町田編，2001）。これを構成する堆積物が気山層の模式地とされる（写真4）。この地形面高度は

10～20mであり、北ないし北西に緩斜し、沖積面との比高は5～15mで、周囲に段丘崖が発達している。

北部（美浜町の農事試験場嶺南分場の西から北方）にかけて、気山層は中～細礫層、南部の国立福井療養所西方では礫層である。しかし、その中間ではよく成層した泥層（層厚6m以上）が卓越し、次に述べる化石が含まれている（写真4）。

三浦ほか（1969）は気山層中に生痕（砂管）を認め、海成粘土に似た風化の特徴を示したが、海成の十分な証拠は得られていなかった。また、泥層下部からは植物葉片や種子

化石を報告しているが、時代を限定できる示準化石は得られていない。一方、農事試験場南部の地表下1m付近の粘土層中からクジラの化石（亀井節夫京都大学教授鑑定）が採取され、その一部は敦賀市三島町八幡神社境内にある郷土博物館に保管されている。

この地表面は厚さ0.5～1m程度の明褐色土（7.5YR, 4～5/6～8）で被覆され、平坦面の保存もよいので、最終間氷期の高海水準期（5e；12.5万年前頃）に形成されたとみなされる。

このような層相の分布状況からみて、気山層は山麓部では扇状地礫層、前面には浜堤の堆積物があり、中間では若狭湾に接続する潟湖（ラグーン）の堆積物であるとみなされる（岡田，1984）。気山層の汽水成泥層の最高高度が堆積当時の海水準をほぼ示すと考えられ、この旧汀線高度は約18mである。

4-4. 下位（低位）段丘面群とその構成層

美浜町興道寺からJR小浜線美浜駅にかけての、耳川左岸には低位の河岸段丘面が分布している。その標高は35mから10mへと北方へ低下し、段丘崖の比高も減少する。さらに北方では沖積面と交差し、その下に没入してゆく。これは丹波帯や花崗岩類の亜角礫を多く含む新鮮な河成礫層で構成される。美浜町興道寺付近の下位段丘礫層の上部に、厚さ20cm弱の始良丹沢（通称AT）火山灰層が挟まれる（町田・新井，1992，2003）。したがって、AT降下時とされる約2.8万年の少し後に、この段丘面が離水・段丘化したと考えられる。これは最終氷期のほぼ最盛時であり、海水準がもっとも低下していた時期にあたる。

4-5. 沖積（低地）面とその構成層

三方低地と海岸部には、沖積面とその構成層である沖積層が分布している。低地を構成する沖積面は詳しい地形図や空中写真などで良く確認でき、山麓部では崖錐や扇状地、鰯（はす）川の水系では、自然堤防と後背湿地や氾濫原が広がる。さらに、1662年寛文地震後に行われた人工掘削河川による水位低下に伴って陸化した旧湖底面が五湖周辺に分布する。また、若狭湾に面した美浜町松原～久々子の海岸部では、浜堤とこれを土台とした砂丘（標高約3～9m）、これらの堤間低地（湿地）が発達する。

こうした沖積低地は現在も堆積作用が進行

しているの、その構成層を直接に地表で観察することはきわめて稀である。しかし、当域では河川改修や（高速）道路建設に伴う工事、遺跡の発掘調査や数多くのボーリング調査が行われており、これらの調査に関連して、地下地質の情報が多く得られている。

とくに三方五湖と周辺低地では、多くの学術的なボーリング調査が行われており、第四紀後期における堆積物の詳しい層相、広域火山灰層の同定、年代測定を含む各種分析などが実施されている（安田，1982；竹村ほか，1994；水野ほか，1999；中江ほか，2002；石村ほか，2010；岡田ほか，2010）。

とりわけ水月湖で実施されたボーリング調査では、混濁流（タービダイト）や広域火山灰層が堆積物中に認定され、かつ年縞を示す層相も指摘されている（川上ほか，1993）。この地球化学的な分析、花粉分析、年縞の計数と、 ^{14}C 年代測定などが行われており、広域火山灰層の検出と対比を含めて、古気候の変遷や ^{14}C 年代の暦年較正などの詳しい究明が試みられている（福沢ほか，1994，1995，1996；Nakagawa et al., 2005）。

低地におけるボーリング成果の資料収集と堆積年代について、岡田（1984）、竹村ほか（1994）、石村ほか（2010）、岡田ほか（2010）などの調査が行われ、相対的に詳しく判明した地点や、遺跡・遺物との関係が判る場所について次に解説する。

若狭町鳥浜の西方（鰯川河口）で発掘された鳥浜遺跡では縄文草創期から前期末にかけての遺物がおびただしく産出し、そのタイムカプセルとして有名である。若狭町藤井の西端近くで発見・調査された藤井遺跡では、弥生時代中期から古墳時代の集落跡が、鳥浜と向笠の中間の山麓にあるユリ遺跡・牛屋遺跡でも同時代の集落が発見されている。また、三方と生倉の中間にある市港遺跡では、弥生時代後期から平安時代までの、その南の三反田遺跡では縄文時代中期の遺物が発見されている。これらの遺跡はいずれも崖錐や扇状地の中間ないし末端付近に立地し、それぞれの時代までにそれら地表面がほぼ形成されていたと考えられる。

また、この低地には沖積面に立木の埋没林があった。三方町中山の西側には袋状の凹地があり、現在でも中心部に湿地が残され、その低地内にある立木埋もれ木の C^{14} 年代は 3,

080 年であった（写真 6）。

三方町黒田の南側には袋状の平面形をもち、下流側が少し高い湿地がほぼ水平面を保って広がっているが、人工的な排水工事が行われ、今日では美田となっている。この水田中には地元で根本と呼ばれている立木埋もれ木（約 2 千から 1.5 千年前）が無数にあった。しかし、その埋没林は水田耕作の障害となることから除去されてきたので、現在の地表では認められなくなった。

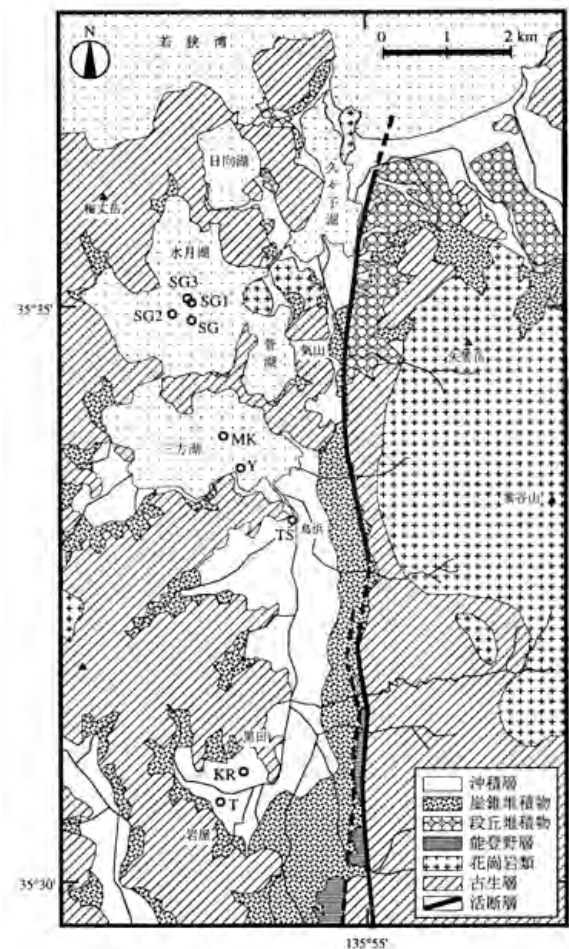


図 4 三方低地の地質概略と三方断層帯（竹村ほか，1994）。図中のボーリング位置は 1994 年以前に行われた主要なものを示す。

4-6. 三方低地の地形的特徴

三方五湖の名前が示すように、三方町から美浜町域にかけて 5 つの湖があるが、成因的な観点からみると、三方・水月・菅・日向・久々子の 3 系列の沈水した河谷系（溺れ谷）よりなる。現在では、これらの湖はすべて日本海と運河ないしトンネルによって直接しているが、江戸前期以前の自然状態では久々子湖を除いて、個々に独立した淡水湖であった（嶺南：1892，渡辺：1917，辻川：1975 ほか）。

か). いずれも近世以降の著しい人工的改変を受けて、現在のような連結した湖沼群に至っている(岡田, 1984).

これら五湖のうち、三方湖は主に鱒川から、久々子湖は宇波西川から多量の物質供給を受け、いずれも水深は約 2m 以下ときわめて浅い。また、日向湖から水月湖北東縁を経て菅湖に延びる日向断層(後述)が存在し、その東側が上昇しているので、久々子湖と菅湖東半部は湖底堆積物が相対的に薄く、比較的古い層準が浅い部分に認められる(水野ほか, 1999; 中江ほか, 2002).

一方、水月湖(～菅湖)と日向湖は流入する河谷とは離れた独立した位置にあった。したがって、それら周辺の山地斜面のみから物質供給を受け、沈降運動を陵駕するほどには堆積作用(～速度)が速く(大きく)ないので、これらは相対的に深い湖盆をなし、厚い湖底堆積物が埋積していると考えられる。

水月湖の平面形は丸く、その中央から西部に最深部(-33.7m)があり、菅湖では南西部に最深部(-13.7m)がある。両湖の接続部にある小丘：甲輪島はその名が示すとおり、寛文地震前には湖中の島であったが、浦見川の開削によって現在では陸続きとなった。切迫の北西にある低地の標高は 2.5m 以下である。

菅湖の東側にある標高約 5m 以下の低地は地表直下の水田に青色粘土層がみられるので、寛文地震以前には湖底であったが、現在では水位低下により陸化している。

日向湖の平面形は南北に長軸をもつ楕円形であり、ほぼ中央部が最深部(-39.4m)である。三方五湖中では小面積にも係わらずもともと深い。湖底に活撓曲を示す構造が音波探査により東西 2 ケ所で認められ、日向断層による地殻変動の影響も大きく受けて沈降している(水野ほか, 1999)。日向湖から若狭湾に通ずる日向水道は江戸最前期に開削されたが、その付近の標高は約 4m である。一方、日向湖から久々子湖へ通ずる沖積低地のうちで最高所は標高 5m 強である。

自然状態でも汽水性であった久々子湖周辺には、旧湖岸線を示す地形が各所にみられ(図 9)、寛文地震時にこの一帯が隆起したことは確実である。三方町芋(お)集落の東側にある標高 1m 前後の低地には、水田下約 0.6m が砂質で、その中に蛤の化石が多く産出する。これも寛文地震による陸化と考えられる。

一方、三方五湖以南にも、鱒川水系の西側に高瀬川・佐古川・黒田川などの東流する支流(≡支谷)があり、これらの平面形は三角形ないし袋状の湾入を示している。これらも厚い沖積・洪積層で埋積された溺れ谷である。こうした低地もかつては湖沼的環境になったり、相対的に乾燥して森林が出現したこともある。

ところで、現在の鱒川水系は三方湖にそそぎ、水月湖を経て気山川から久々子湖へ流出していた。三方湖と水月・菅湖の間は北庄～海山間の水道と堀切によって直結しているが、後者は人工的な開削運河である。しかし、前者は東高西低の地殻運動の結果、山稜線上の最低所から溢流・侵食されたと地形的には考えられ、これ以前には、鱒川水系の水は中山・気山の狭窄部を通して北流していたと想定される。

中山低地や中山集落の公民館で行われたボーリングによれば、この付近は 50m 以上に及ぶ厚い堆積物で構成されている。したがって、この被覆層下の基盤地形は現在とは大幅に異なった水系で形成された可能性があり、その埋没谷の解明に興味を持たれる。

以上述べたことをまとめると、三方五湖低地には次のような溺れ谷があり、梅丈岳を通る南北走向の山稜線から東流し、やがて三方断層沿いから北流して若狭湾へ注いだ旧河谷系があった。

すなわち、若狭湾内の日向沖海底沈水谷－笹田－早瀬を通る河谷、日向湖－芋－久々子湖に通じる河谷、水月・菅湖から気山を経て久々子湖へ至る河谷、三方湖の旧河谷、現在の鱒川水系の西側湾入部、さらに南方には、流路変更前の若狭町末野盆地とその南側流域から倉見峠を経て鱒川へ合流した河谷などが存在した。

5. 「三方」図幅内に分布する活断層

当図幅の陸域に分布する主な活断層(帯)について、北東側から南西側にかけて、概要を紹介する。

5-1. 白木－丹生断層

図幅の北東部(敦賀半島の北西部)を南北方向に走る活断層である。白木付近から白木トンネル東方付近までは、段丘面を切断する比高数 m 程度以下の低断層崖が認められ、西

側低下の活断層として図示した。しかし、この南方では丘陵性山地の尾根部に鞍部・傾斜変換線・山地の高度差などが認められるが、第四紀後期の活動を示す確実な変位地形が観察されないため、推定活断層として図示した。

白木－丹生断層の東側にある山地は標高 450m に達する急峻な山塊であり、この西側斜面はとくに急傾斜である。この山麓線は南北方向に直線状に延び、さらに西側にみられる丘陵性山地との間には明瞭な地形境界線が認められる。

活断層研究会編（1991）によれば、白木－丹生断層は両側の山地高度が不連続であることから、東側隆起で、確実度Ⅲ、長さ約 4km、活動度 B～C 級、の活断層と表示している。岡田・東郷編（2000）は、白木断層沿いに断層崖状の地形や両側の山地高度に不連続があることを認め、長さ 3.3km、北北東－南南西走向の断層と表示した。しかし、田ノ口東方の尾根で観察された断層破碎帯がやや固結し、中位段丘相当の礫層に不整合に覆われているらしいことから、第四紀末期に活動した可能性は小さいとして、断層組織地形と認定した。中田・今泉編（2002）では白木－丹生断層を図示していない。

断層通過部分の多くは土石流扇状地が開析された段丘面であり、低地側に傾斜し、一部では崖錐の被覆を受けている。こうした段丘面は、大半が厚い植生で被覆され、さらに一部が田畑の耕作による人工的な地形改変を受けて、変位地形の検出は難しい状態であった。

また、従来の認定作業に使用された空中写真類は主として縮尺約 4 万及び約 2 万分の 1 であったが、今回の判読に使用した空中写真類は縮尺約 1 万分の 1 カラー写真も加えられている。

さらにいわゆる原子力発電所の耐震バックチェック調査が 2008 年頃に行われ、それらの成果も公開されている（関西電力株式会社，2008；日本原子力研究開発機構，2008；日本原子力発電株式会社，2008）。これら報告書も参考にしたが、とくにボーリングやトレンチ調査は、白木－丹生断層の性質を理解する上で重要であるので、これら成果と現地観察の結果も含めて、地形・地質的な特徴を各地区について記述する。

＜白木東方付近＞

白木の東方付近では、粗粒な土石流性扇状

地礫層から構成される下位段丘面が分布する。断層通過付近の地形面にわずかな西側低下と傾斜変換線が認められるが、変位地形（低崖）は樹林に覆われているので、写真判読では検出できない。この位置で東西方向の群列ボーリングが実施され、厚さ 40m 弱の砂礫層東縁は逆断層で切断されると記載されている。その断層面は地表下約 20m まで 20° E と低角であるが、以深では 55° E と高角度とされる。

＜白木南東方付近＞

白木の南東付近では、下位段丘面の地表は田畑（段々畑）であるが、西側低下の比高数 m 程度の低断層崖が南北に約 100m の区間で認定できる。

＜白木峠東方のトレンチ調査と地形・地質＞

白木峠（白木トンネル東）の東側約 200m には、明瞭な鞍部地形が認められ、この位置から東西方向に長さ約 20m、壁面の長さ 4m 以内のトレンチ掘削調査が耐震バックチェック調査により実施された。鞍部の最低所から約 15m 東側に白木断層が現れ、花崗岩類が砂礫層に突き上げる逆断層（走向：N 15° ～ 20° E、傾斜：25° ～ 30° E）が観察された。地表下 1m 数 10cm に認められた AT（始良丹沢）火山灰の降下層準は明らかに切断されている。表層を構成する腐植質層や斜面堆積物には覆われている。最新活動は約 4000 年前以降と認定されているが、詳しい活動履歴は判明していない。

トレンチ調査付近の地表面に傾斜変換線ないし低崖（比高約 1m 程度）が現地では認められる。しかし、この周辺は樹林に覆われており、空中写真判読ではこうした小規模の低崖を認定することは困難であった。

トレンチの直ぐ南側の段丘面上で、東西に横切る 5 本の群列ボーリング（深度 20m ～ 60m）が実施され、厚さ 25m に及ぶシルト質層の東縁が逆断層で切断されるとされる（図 5）。断層面は地表下約 10m 以浅では約 20° ～ 30° E と低角度化であるが、それ以深では約 50° E と高角度とされる。この段丘面は急傾斜の土石流性地形面であるが、本図には狭小であり図示されていない。この段丘面上に西側低下の低断層崖が空中写真判読で認められる。この付近では縮尺 1:500 の実測図が作成されており、こうした詳細地形図には、断層が通過する部分に比高 2m 前後の低断層崖が認められる。この段丘面は西南方へ緩傾斜

し、写真判読による変位地形の認定は植生もあり、あまり明瞭では無い。

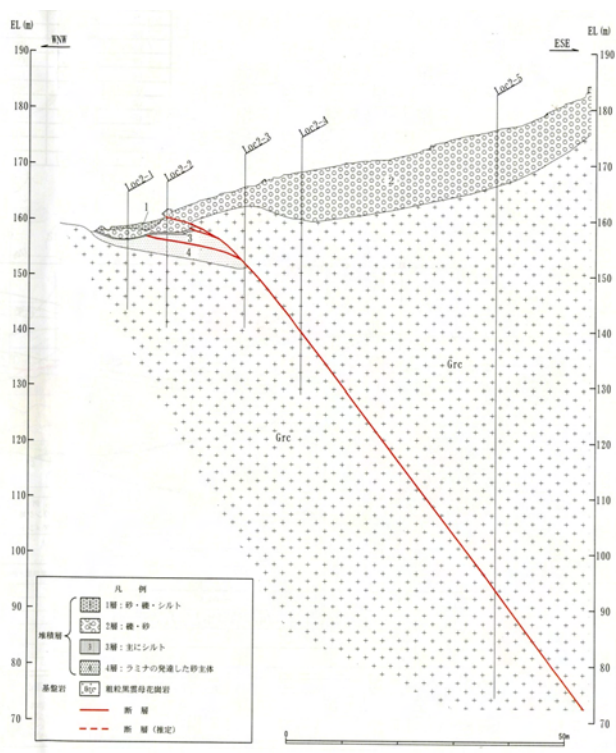


図5 白木峠東方トレンチ付近のボーリング調査で判明した白木断層（関西電力 K.K.・日本原子力研究開発機構・日本原子力発電 K.K., 2008）。

＜白木峠南南東方付近の露頭と段丘面＞

白木峠南南東付近の尾根部では、白木断層沿いに発達する断層破碎帯がよく観察される。粘土状の破碎部は幅 2～3 m で、明瞭な剪断面を伴う断層面は、走向：N10° E、傾斜：55°～70° E 程度である。この破碎帯は半固結ないしやや固結したように見えるが、尾根部であるので、地下水の供給が少ないことによる可能性もある。

この露出の南側には、中位段丘面が尾根状に残されており、これを構成する礫層（厚さ約 5～6 m）が認められる。この尾根部に沿って、6本の群列ボーリングが実施され、断層の存在が認められている。断層面の傾斜は約 45° E であり、礫層下の不整合面は断層を挟んで東側が約 7 m 高い。低下側の礫層上部には AT と KT-Z 火山灰層とが混在する層準が認められるが、上下変位量は不明とされる。段丘面上に傾斜変換線、ないし低崖（比高約 2m 程度）が認定される。

なお、岡田・東郷編（2000）では、白木－丹生断層は段丘礫層に不整合に覆われている

ように見えるとしたが、地表の変位量は小さく、低崖も明瞭では無いので、誤認したとみなされる。

＜丹生北東～けやき台丹生付近＞

丹生北東付近からけやき台丹生にかけての部分では、鞍部や山地斜面の傾斜変換線がほぼ南北、ないし南南西方向へ延びる。鞍部の地形は明瞭であるが、活断層を認定する指標となる地形面や第四紀の堆積物は見られないので、確実な根拠がないことから、推定活断層として図示したが、連続性から白木－丹生断層の南方延長部とみなした。その北部・中部に比べて、山地の高度差や山地の地形変換線は南部では小さく、不明瞭となる。

けやき台丹生の団地北方の鞍部付近には、断層破碎帯の露頭があるが、これが白木断層の主断層かどうかは不明である。

＜白木－丹生断層の特徴＞

上述したように、縮尺約 1 万分 1 カラー空中写真の判読や原子力発電所の耐震バックチェック調査により得られた地形・地質調査等を総合的にみると、白木断層は東側隆起の逆断層であり、南側に向かって変位地形は不明瞭となる。なお、電力 3 事業社（2008）によると、丹生の浦の海底に西落ちの撓曲が認められ、走向もほぼ同じであるので、この部分まで白木－丹生断層は続く可能性が指摘されている。

白木－丹生断層沿いの上下変位量は北方の若狭湾の海底に増加するようであり、主体は敦賀半島北側の海底にある。この海底から陸上部まで全長約 15km の活断層とされ、変位速度は陸上部では C 級の逆断層であるが、活動履歴や活動間隔等の詳細は判明していない。

5－2．野坂断層

野坂断層の主体は陸域では東隣の敦賀図幅内にあり、敦賀平野の南西縁では扇状地性の段丘面を切断する変位地形は極めて明瞭であり、詳しい変位地形が示されてきた（東郷，1974；岡田，1978；岡田・東郷編，2000；岡田ほか，2005）。最終氷期後期に形成された扇状地性段丘面（約 2.2－2.4 万年前頃形成）を上下に 5～7 m 上下変位させている。また、3ヶ所のトレンチ調査や追加のピット調査によって、明瞭な断層の断面が観察され、断層の性状や活動履歴が求められている（杉山ほか，1998；栗本ほか，1999）。

それらのうち、B トレンチでは、最新活動

時期は約 510 年 BP 以降で 230 年 BP 以前(補正暦年代では, 15 世紀前半から 17 世紀中頃)とされ, この時の見かけの上下変位量は 50cm 程度と推定されている(杉山ほか, 1998; 栗本ほか, 1999)。

三方図幅内では変位地形が全体として不明瞭となり, 野坂断層は JR 小浜線や関峠が通る沖積谷底に沿って, 北西方向に延びるとみなされる。美浜町けやき台佐田付近には, 標高 70m の細長い丘陵(図 6)があり, 中江ほか(2002)の地質図では頂部に高位段丘堆積物の分布を示す。この北東側と南西側を野坂断層が通るとする 2 つの考えが従来ある。



図 6 美浜町佐田付近の地形分類と活断層の位置(岡田原図)。

岡田・東郷編(2000)では, 丘陵北側を野坂断層の通過位置としている(図 6 の A)。この位置に沿って沖積谷底面が発達するが, その山麓線は「へ」字状にやや屈曲することから, 北西延長にあたる若狭湾底に認められている野坂断層線(海上保安庁, 1980; 小松原ほか, 2000b; 中江ほか, 2002)に直線状には連続しない。丘陵南側も直線性の山麓線をなし, 敦賀平野南西縁から続く野坂断層の延長部にあたるので, やや位置不明瞭な活断層と認定した(図 6 の B)。

佐田東方の国道南側の丘陵に, かなり明瞭と思われる変位地形(図 6 の C)が伴われている。しかし, 確実な変位地形(横ずれ尾根と河谷)と断定するにはその数がやや少ない。この丘陵を斜断する断層(推定)を横切る尾根と河谷に約 100m の左屈曲がみられ, 国道南側の壁面に断層が観察されている。また, 中位段丘 2 面は西方への撓みを受けているように見えるので, これら鞍部列と河谷変位を連ねた位置を野坂断層は通過し, 左横ずれが

卓越した活断層である可能性が高い。けやき台佐田の 70m の丘は両側を活断層で限られた地塁と考えられる。美浜町北田-佐田付近における野坂断層の通過位置は, 3 本に枝分かれしていることになるが, 断層の位置や性質についてさらに詳細な調査が必要である。

なお, 北西延長にあたる若狭湾海底に, 北西-南東走向の断層が認められ, 長さ約 17km で南西落ちとされる(海上保安庁水路部, 1980; 小松原ほか, 2000b)。この海底断層は完新統とみなされる地層を変位させ, その上下変位速度は 0.8m/千年程度と推定されている(小松原ほか, 2000b)。右雁行状に配列し, 陸上部と合わせると総延長は約 30km に達する。

5-3. 松屋断層

松屋断層は美浜町門前から美浜町松屋までほぼ南北方向に延び, 長さ約 10km の西側低下の活断層と判定した。従来の活断層図の一部では示されて来なかった。

この断層は西側下がりの縦ずれ断層であり, 各所に小規模の低断層崖が認められる。美浜町太田付近の山麓, 奥の東南付近, 松屋の西側に分布する低位段丘面に変位地形(低断層崖)が認められ, これらの間では鞍部や山地斜面の傾斜変換線がほぼ直線状に連なる。岡田・東郷編(2000)では, 山地高度の不連続や直線状谷の存在から大半の部分を「連続性に富むリニアメント」と認定した。

最南部の松屋断層は低位段丘面や山地斜面を切断する西落ちの低断層崖(比高約 5 m ~ 10 数 m)が認められ, この部分はすでに従来から指摘されてきた逆向き低断層崖である(活断層研究会編, 1991; 岡田・東郷編, 2000; 中江ほか, 2002)。低位段丘面が局所的にしか分布せず, 田畑を作る時に人工的な改変を受けているので, 低断層崖の地形が不鮮明な箇所もあり, 位置がやや不明瞭な活断層として示した。

なお, 中江ほか(2002)の地質図では, 丹波帯の基盤岩石を切る太田断層を北部の太田-奥間に示し, これとは別に最南部で低位段丘面を切る短い松屋断層を図示している。

5-4. 耳川断層

耳川断層は活断層研究会編(1980, 1991)によって命名されたが, 岡田・東郷編(2000)では雲谷山東麓断層群としたものにあたる。本図幅では耳川断層として示すが, 耳川左岸

に沿って走り、長さは約 9km である。走向は北半部では北北西－南南東であるが、南半部では南北となる。雲谷から嶺南変電所付近にかけて 2・3 本の断層がほぼ並走して断層帯を構成する。西側の断層は雲谷山地側が低下した逆向き低断層崖をなすが、雲谷や新庄では高位（上位）・中位の段丘面が小規模な背斜状の変位地形を伴い、さらに東側に撓曲をなして低下する（中江ほか、2002；図 7，図 8）。

この断層帯の北側・中部・南部の各地区で、性質がやや異なるので、以下、これら各地区について概要を述べる。

＜耳川断層の北部＞

耳川断層の北部では、走向は北北西－南南東であり、丘陵の西縁（上野西方）が直線状に連なる山麓線をなしているが、南側からの延長として、活断層が推定される。この北方延長部はやがて低位段丘面に被覆され、不明となる（岡田・東郷編，2000）。

金山から佐野西方にかけての山麓沿いに、鞍部や山麓線が直線状に延び、延長部の可能性もあるので、推定活断層として示した。

興道寺から雲谷に連なる鞍部や直線状の山麓線の配列から、耳川断層が追跡されるが、変位地形は相対的に不明瞭である。しかし、佐野南西の丘陵内に袋状をした埋積谷（堤田）があり、この部分を活断層が通過することは確実である。ここでは上流側（南西側）が相対的に低下し、下刻の途中に埋積作用が生じて凹地が局所的に形成されたとみなされる。南北両側の鞍部・直線状の山麓線を連ねると、耳川断層の位置が推定される。

野口西南方では、下流側が相対的に隆起した小丘があり、この西側を活断層が通り、西側低下の逆断層が認定される。

中江ほか（2002）では、長さ 500m 程度の短い断層を佐野西方に図示しているが、北北西延長部にも変位地形が認められ、さらに長く延びる。

＜耳川断層の中部＞

耳川断層の中部（雲谷南西）では、段丘面群や丘陵が変位し、西側を向いた断層崖が北北西－南南東の走向で連なる（図 7）。こうした変位地形は実に明瞭であり、高位 1（th1）面に約 30m、高位 2（th2）面に約 20m の上下変位が求められている（図 8；中江ほか，2002）。低位 1（tl1）面にも数 m 程度の西側低下が認められる。

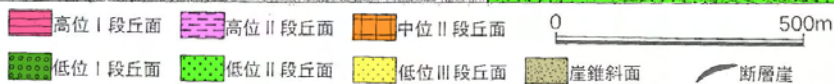
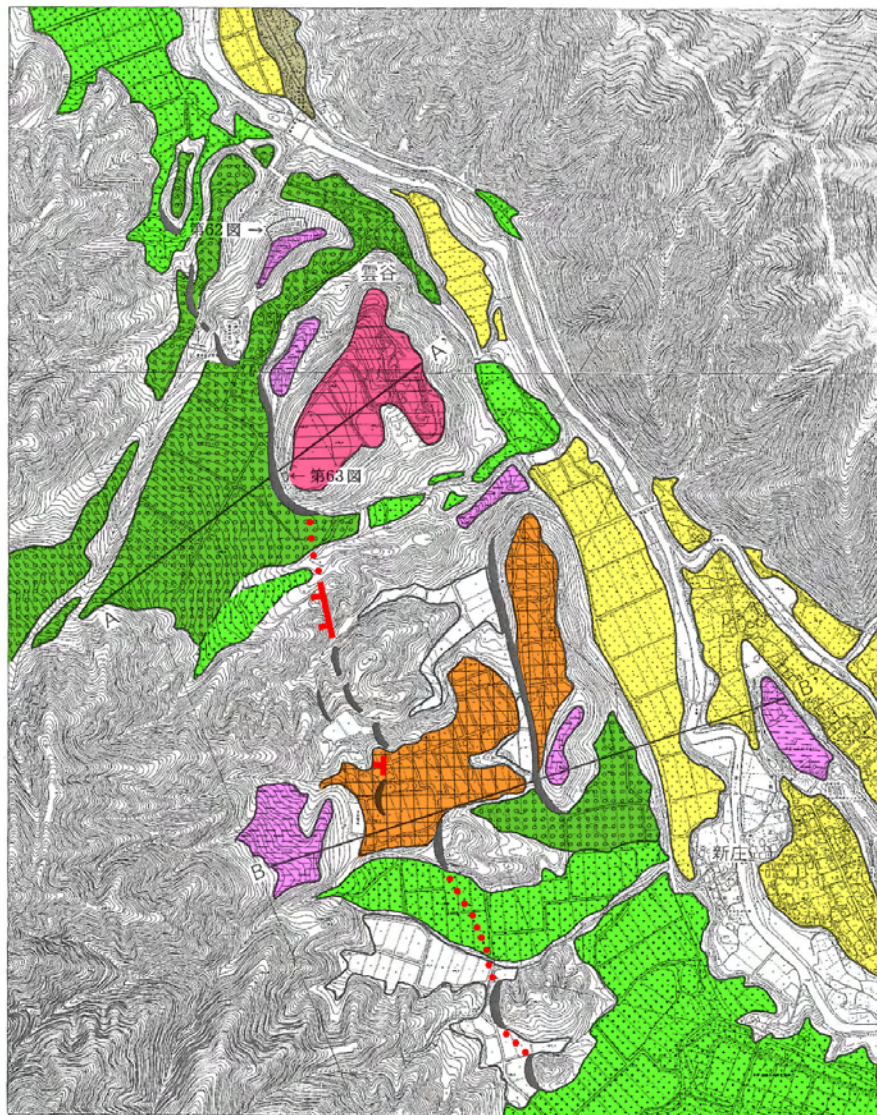
耳川断層の中部では、活断層の存在を示す西側低下の低断層崖や鞍部はやや雁行状に配列し、個々の断層の延長は数百 m 程度と短い（図 7）。嶺南変電所の南側の丘陵を北西－南東方向に横切る鞍部列や袋状埋積谷が認められる。これらは延長が 0.5～1km と短く、変位地形もやや不明瞭であり、推定活断層として示した。

＜耳川断層の南部＞

耳川断層南部は美浜町新庄の西側山麓線から、大日開拓地、能登又谷に至るリニアメントとして認められる。この走向はほぼ南北であり、直線状の山麓線や谷筋、鞍部が約 4.5km 延びる。これ沿いには、段丘面を切断するような変位地形は見あたらないが、前述の耳川断層（帯）の南方延長上にあり、直線状に連なる山麓線・谷筋・鞍部が明瞭なことから、中江ほか（2002）では耳川断層としている。

岡田・東郷編（2000）では、この区間（長さ 3.3km）を山地高度の不連続から東側上がりとし、連続性に富むシャープなリニアメント（L）として図示しているが、活断層とは認定していなかった。大日開拓地、能登又谷に至るリニアメントとして認められる。この走向はほぼ南北であり、直線状の山麓線や谷筋、鞍部が約 4.5km 延びる。

耳川断層帯では西側の活断層が一番明瞭であり、上下変位量も大きい。また、断層線の形状や隆起側の地形面が撓曲変形しているので、東側へ低下する断層面をもつ逆断層と考えられるが、地下構造の探査は行われていない。



第60図 耳川断層主要部の地形
基図は美浜町発行 1:2,500 地形図

図7 耳川断層中央部の地形(中江ほか, 2002).
基図は美浜町発行の1:2,500地形図. 赤線と赤点線は原図に追記した.

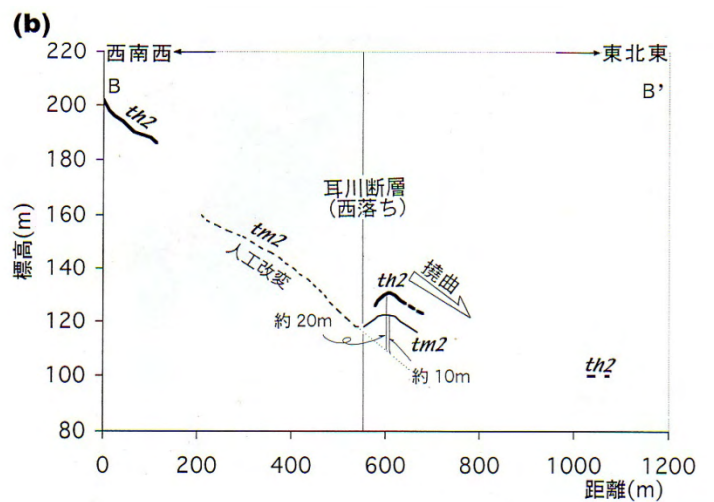
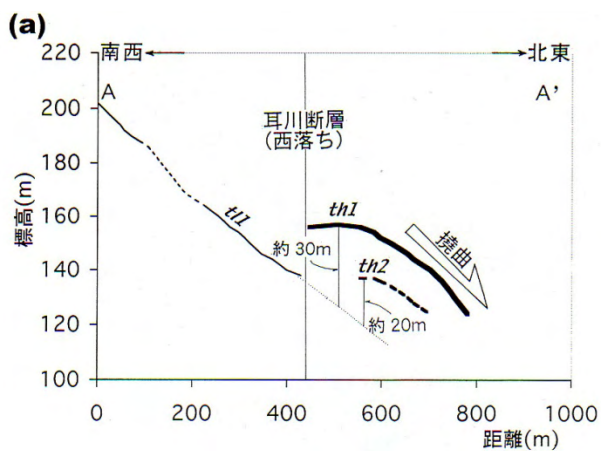


図8 耳川断層による段丘面の変位(中江ほか, 2002) .

(a) : A-A' 断面(美浜町雲谷付近), (b) : B-B' 断面 (美浜町新庄付近) . 断面位置は図7参照.

5-5. 三方断層（帯）

本図幅内では、三方断層の北半部に当たり、三方断層の東側には、雲谷山地塊（786m）が位置し、西側には三方五湖低地が分布する。また、東側には低位から高位の段丘面群がよく発達するが、西側には段丘面はほとんど認められない。このように、三方断層（帯）は大きな地形境界線に当たるが、ほぼそれに沿って、逆断層性の活断層である三方断層帯が認められる。

雲谷山地の西側には三方五湖低地があり、その内部の山地は複雑に分岐するやせ尾根状で、それらの間の低地には三方五湖を初めとする湖沼や埋積谷が広く発達しているの、これら両者の間に明瞭な地形境界線がひかれる（図1～3）。

＜三方断層（帯）の主な研究史＞

活断層を中心とした地形発達について、三方低地と周辺の地形的な特徴から、すでに山崎・多田（1927）は日本における活断層の研究史上でも特筆される最初期の重要な指摘を行っている。

ここでは雲谷山塊の西側急斜面を三方断層崖と命名し、三方断層に関する特徴を次のように列挙している。

1）三方断層に沿う古生層の雲谷山塊西斜面に階段状断層がみられ、とくに三方町南部の能登野・倉見付近で断層鞍部や突起の地形が顕著であること、2）断層崖下では扇状地の発達さはほど著しくないが、若狭町北部の気山付近では断層崖下に約 10m 隆起した扇状地が発達し、必従谷によって下刻されていること、3）気山から美浜町金山に至る間には、海面より 20m 高い隆起海岸平野が発達し、洪積層から構成されているが、断層崖以西では全く見られないことから、この南北の低崖（比高 10～20m）を断層崖としていること、4）三方五湖から若狭町南部の十村に至る沖積平野もかつては溺谷であり、五湖も形が小さいにもかかわらず水深が深いこと、5）海図によって若狭湾底をみると、三方断層を境として、東部海岸は海岸線が水平的肢節に乏しいだけでなく、垂直的肢節も単調で、20m 等深線は海岸線より 3km の沖合いにあるが、西部海岸は岬と入り江に富んだ複雑な肢節の海岸線をなし、かつ 20m の等深線は海岸より 300m 以内にあること、などである。

これらの事実から、次のような結論を出している。1）第三紀の比較的静穏な地殻運動期に山頂部の準平原が形成され、その後生じた断層運動は何回も継続し、河床縦断曲線にはいくつもの不連続点を伴っている。2）三方断層崖形成後に、その崖下には南部で扇状地が、北部で海岸平野が発達した。3）三方断層の運動は洪積世であるが、後期あるいは沖積世に入っても運動が繰り返された。南部では階段状断層を形成し、北部では扇状地と海岸平野を切る低い断層崖を生じた。4）西部の地帯はこれによってさらに沈降し、東部の海岸平野は 10～20m の隆起があったと推定した。5）三方五湖低地はこうした断層によって概形が形成されたが、最新地質時代にも沈水している。

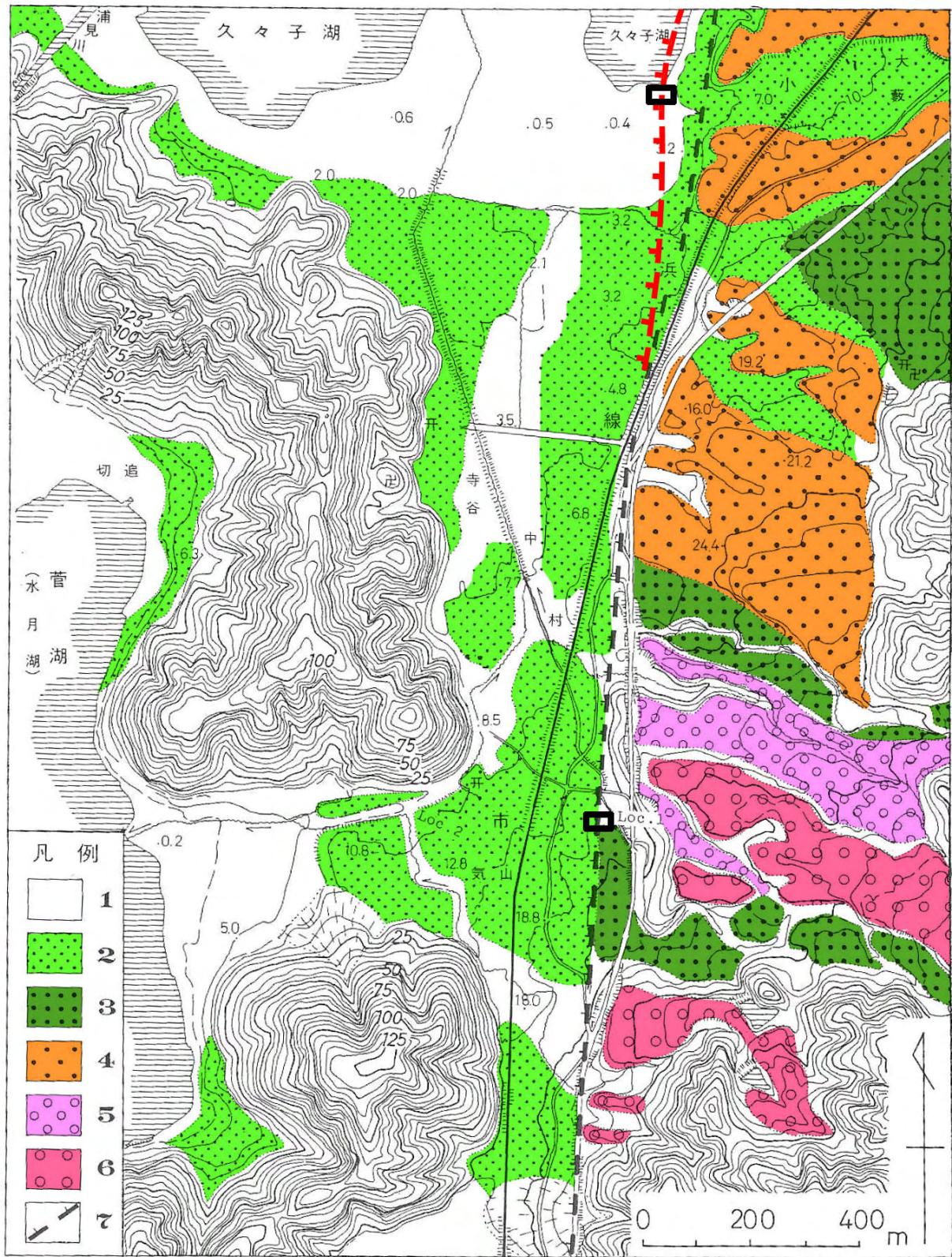
これを詳しく解説したのは、これらの指摘と結論が今日においてもほぼ通用する卓見であるからである。もちろん、その後いくつかの修正や新しい知見も得られてきたが、基本的な考え方はすでにここに述べられている。

なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）は、平成8～12年度に地質調査所（現・産業技術総合研究所）によって行われた活断層調査や既往の調査成果に基づいて、三方・花折断層帯の長期的な地震評価を行っている。その中で、それまでの三方断層帯の調査成果を取りまとめているので、参考資料として重要である。

＜三方断層（帯）の北部＞

美浜町久々子から若狭町気山にかけての三方断層の位置は、中地形的な観点で考察すると、この東方に広がる中位段丘面より西側に沿って南北方向に延びると推定される。中位段丘面（最終間氷期；5e）の西側には沖積低地面と久々子湖が分布し、この間の地形の境界線に沿って南北方向の低崖が延びる。

久々子湖岸で行われていた工事中に、沖積層下の地層が西へ撓曲低下する構造が豊蔵勇（元ダイヤコンサルタント）により観察されている（未公表資料）。その位置は湖岸近くと西側に数 10m 離れた付近である。三方断層帯は撓曲を伴った逆断層とみられるが、現在の崖は段丘崖と同じように急傾斜であり、変動地形を直接には示していないと考えられる。したがって、現在の崖線の位置は東方へ湖岸侵食によって後退していると考えられ、三方



凡例，1：沖積氾濫原～湖底面，2：寛文地震前の氾濫原，3：低位段丘，4：中位段丘，5：高位段丘II，6：高位段丘I，7：三方断層。

等高線の基図は5千分の1国土基本図による。

図9 美浜町久々子湖南部から若狭町気山付近の地形分類図（岡田，1984に色付・修正）。

トレンチ地点は小松原ほか（1999）によるが，久々子湖南岸トレンチで現れた断層露出は主断層でない可能性もある．気山トレンチでは平安時代以降に約40cmの東上がりの変位が観察されている．久々子湖付近の断層位置を低崖の直下から少し西側の位置に修正したが，正確な位置はなお不明である．

なお、北方の若狭湾では、岡村 真(高知大・理)ほかにより音波探査が実施されたが、明瞭な断層は認められなかった(岡村氏談). したがって、三方断層本体(の北方延長)は若狭湾内には延長しない可能性が大きい.

若狭町気山付近には低位段丘面から高位段丘面までが広く発達するが、これらの西縁は南北方向に延びる三方断層（帯）の位置で切断されており、西落ちの低断層崖が確認されている（岡田，1984；小松原ほか，1999；中江ほか，2002；図9）。

(a)

西 ← 三方断層 → 東

標高(m)

th1 A'

約 35m

tl1 th2 B' C'

約 20m

tl2 D' E'

約 8m

約 2m 約 6m

距離(m)

(b)

三方断層

tl2 F'

約 6m

tl3 G'

約 2m

距離(m)

(a) 気山付近における高位から低位段丘面の
変形. (b) 藤井付近における低位段丘面の変形.

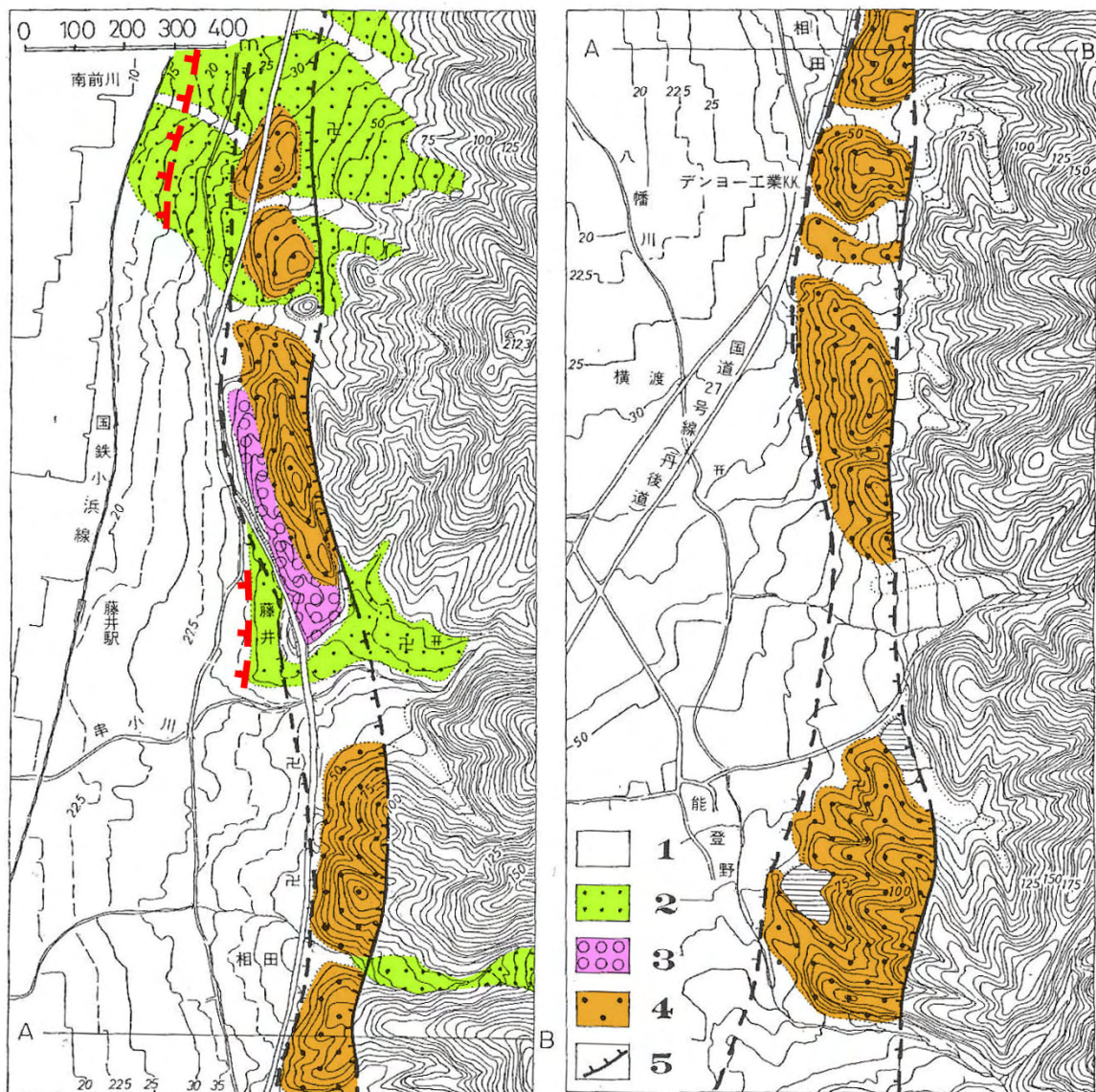
若狭町気山の小学校跡地で行われたトレンチ調査（図9）は、上述の低断層崖の延長部で実施され、トレンチ底部に東側から西側へ衝き上げる三方断層が確認されている（小松原ほか，1999）。

また、1662 年寛文地震時に起震断層の一部として三方断層全線が活動したのか、日向断層が主に活動し、三方断層本体の一部が誘発的に動いたのかについてもまだ未解明である。

若狭町気山（小字：市）南方の旧道東脇で、破碎された丹波帯砂岩が礫混じり砂泥層上に高角度の逆断層（走向：N18° E，傾斜：65° E）でのし上がるが，礫混じり砂泥層は古期の崖錐堆積物に対比されている（中江ほか，2002）。

南側断面でも断層面が観察され、丹波帯砂岩が高位段丘礫層と高角度の断層面（走向：N7° W，傾斜：70° W）で接し、西側が3 m以上低下している（写真5）. 断層面に沿っては、幅数10 cmの破碎帯が伴われている.

三方町気山から三方を経て北前川付近までは、地形急変換線にあたる山麓部を三方断層が走ると推定されるが、崖錐や小扇状地が分

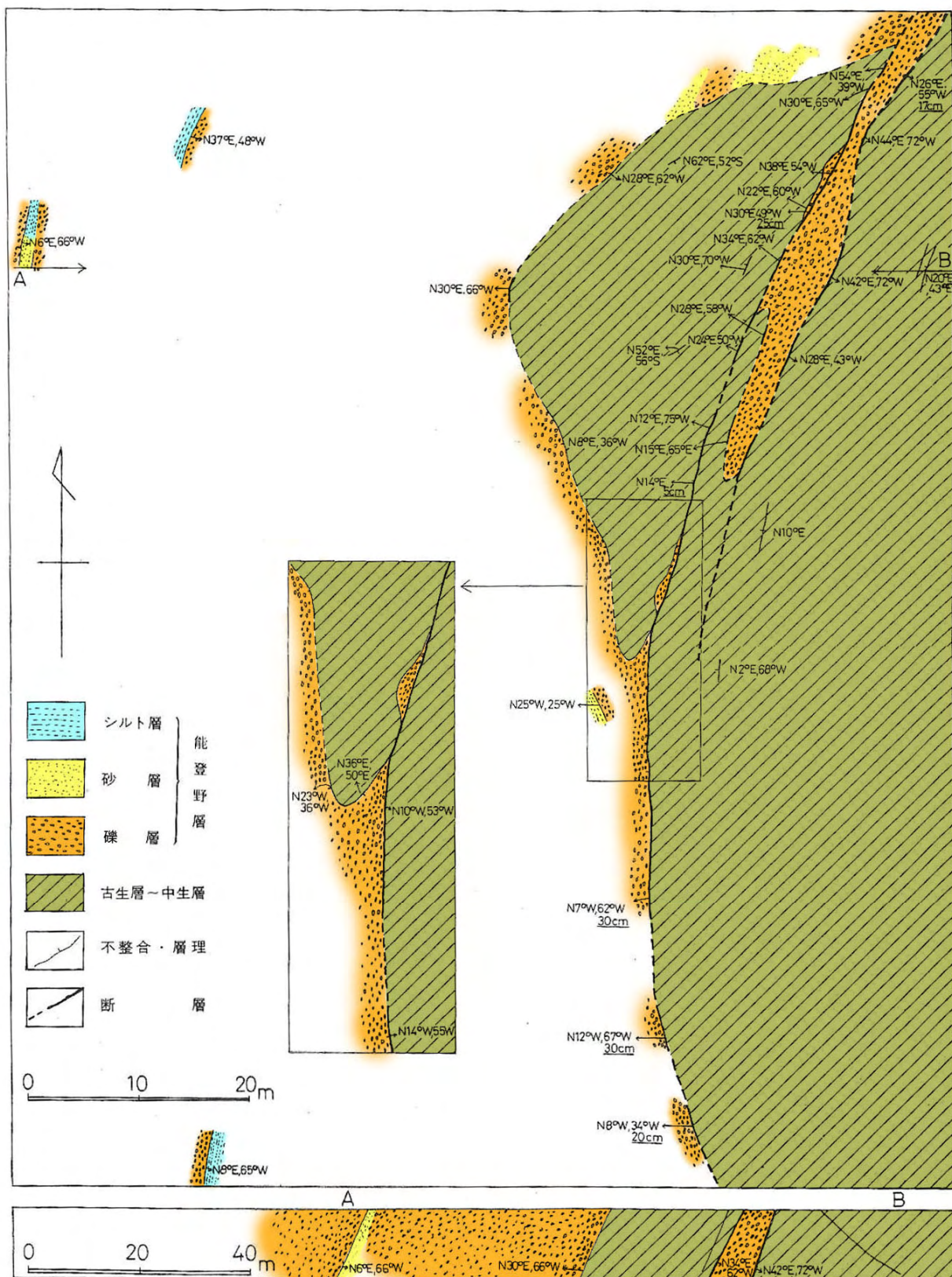


上：地形分類図，下：模式化した横断面図

凡例；1：沖積氾濫原，2：低位段丘，3：高位段丘，4：能登野層，5：断層（点線部は推定）。基図の等高線は国土基本図（1/5,000）による。

図 11 若狭町南前川－相田－能登野付近の地形・地質分類と断層（岡田，1984 に色付・加筆修正）。

三方断層帯沿いの地形・地質の区分は岡田（1984）によるが，低位段丘面を切断する低断層崖（赤線）を追加して示した．下图は若狭町相田－能登野付近の東西模式地形・地質断面図（推定）。



布しており、断層位置の詳細は不明である。

＜南前川・藤井・相田付近＞

若狭町南前川から藤井を経て、相田・能登野に至る地区では、活断層による変位地形が見事に連続し、少なくとも2本（場所によって3本）の断層が南北方向に並走して走る（岡田，1984；東郷，2000；図11）。山麓線に沿って、鞍部列や地形変換線がよく連なり、ほぼ南北方向に追跡されるが、詳しくみると多少湾曲している。

東側の断層線を境にさらに東側には基盤岩類（丹波帯）がみられるが、西側では能登野層や段丘礫層・沖積層などの第四紀層が分布する。能登野層と基盤岩石（丹波帯）との関係が若狭町相田の工場建設時（1974年夏頃）に平面的に観察された（図12）。



写真10 相田の工場造成中の様子（岡田1974年撮影）。ブルドーザーで平坦化された工場用地を掘り起こし、断層を含む地質が平面的に広く観察された（岡田，1984）。背後左の鞍部を地質境界の三方断層が、右を活断層としての三方断層が走る。

造成工事により平坦化された土地（写真10）に主な断層が2本認められた。これらは幅が数～10数cmの断層粘土帯を伴い、雁行状に配列して、その間に能登野層と思われる礫層を楔状に取り込んでいた。断層面の平均化した傾斜は 60° Wであり、正断層状のみかけを呈していた。西側の不整合面（能登野層と基盤岩類）もほぼ同様の傾向を示していた。これらの状況からみて多少の横ずれも考えられる。

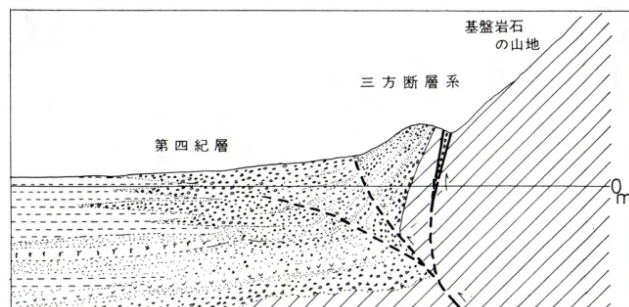


図13 若狭町相田付近の三方断層を横切る模式化した地形・地質断面想定図（岡田，1984）。

こうした変位・変形や能登野層の急傾斜は、能登野層からなる丘陵や高位段丘の西麓線も逆断層で縁取られており、南北方向の逆断層が存在していることを示唆している（図11下，図13）。なお、東側に位置する地質境界の三方断層は実際に露頭で確認されるが、南方の能登野東方の丘陵では変位地形はさらに不明瞭となる。第四紀後期には活動的で無くなった可能性が高い（堤ほか，2005）。しかしながら、丘陵の鞍部列は明瞭に連続しているので、この活動性は地形的には不明である。能登野層（約70万年頃）を切断して、鞍部が明瞭に連続することから活断層として図示した。

一方、丘陵西麓線とさらに西側の低位段丘面を切断する低断層崖が認められ、これらはほぼ南北方向に平行して走る。能登野（上野）では、低位段丘面に明瞭な撓曲崖（比高5～6m）が認められるが、その位置は上述の丘陵西麓線の南方延長に当たる場所である。

変位地形の明瞭さから判断して、新期の断層活動は、これら丘陵西麓沿いを走る三方断層帯によるとみなされる。断層の位置が東側から西側へと移動している可能性が高い。このような断層運動の移動は第四紀中頃から後期にかけても生じていると考えられる。このような現象は比高が数百m以上と大きな逆断層の断層崖麓部でしばしば報告されている。

5－6. 日向断層

日向断層は主に湖底・海底を通っているもので、音波探査の記録から指摘されてきた。菅湖を通る東西測線では、湖底段丘崖の末端で反射面が $6\sim7$ 度にまで傾斜するので、これは変動崖の可能性が高いと最初に指摘された（植村，1992）。

水野ほか（1999）は水月湖東部と菅湖において、音波探査とボーリングによる地下構造調査を行ない、菅湖の中央部を南北方向へ走

る活撓曲（構造）を確認した。

小松原ほか（2000b）は、三方低地から美浜町沖の若狭湾、及び日向湖・久々子湖の音波探査を実施したが、日向湖とこの北方の若狭湾海底約 1.5km まで延びる活撓曲を認めた。

中江ほか（2002）の縮尺 5 万分の 1 地質図「西津」では、これらの活撓曲の位置を図示し、日向沖の若狭湾から日向湖を経て菅湖に至る約 5km の南北性西落ちの活断層としている。

その後、西川（2007）はさらに数多くの音波探査を水月湖から菅湖で実施し、水月湖の東岸近くから菅湖の中部に延びる撓曲構造を認定した。

なお、日向湖北方の若狭湾では、日向断層のさらに北方延長部には、西へ緩き傾き下がる傾動帯を介して、南北方向の逆断層（岡田，1984 の A 断層系）が存在する。これは海上保安庁（1980）や小松原ほか（2000b）で認定されている。走向は多少弯曲ないし屈曲するものの、南北方向に一連で連続する長さ約 13km の活断層（西側低下の逆断層）とみなされる。この断層の東側に位置する久々子湖や菅湖東部で湖底ボーリングが行われているが、これらの西側に比べて堆積物は相対的に薄く、比較的浅い深度に古い堆積物が認められる（水野ほか，1999；中江ほか，2002）。これは堆積が継続している期間にも日向断層が活動して、湖底堆積物が西側と東側で大きく相違していることを示唆する。

菅湖で実施された日向断層を挟むボーリング調査では、西側では湖底から深度 20m まで粘土層であり、深さ 15.7m に AT 火山灰層を挟む。一方、菅湖東岸（標高 3.87m）では地表近くに有機質層（47,000 年前以前）がある。したがって、その下位の砂礫層は西側のボーリング資料と比較して少なくとも 35m 以上も上下変位し、0.7m/千年を越す平均変位速度と考えられている（水野ほか，1999）。

日向湖と水月湖の間に作られた嵯峨隧道付近は鞍部の地形をなし、一部で破碎帯がみられることから、日向断層が通過している可能性がある。また、笹田付近や日向湖南東岸には、段丘地形が認められ、本断層の活動と深い関係があるものと思われる。

菅湖の日向断層の南方に、堀切と呼ばれる人工的に開削された水路がある。ここは東西方向に延びる尾根筋に鞍部の地形があり、こ

の西側尾根の高度が急に低下する。この位置を日向断層の南方延長が通過する可能性があるが、詳しい地形・地質調査はまだ行われていない。

1662（寛文 2）年若狭近江地震の際に、日向湖以東では約 2m（1.5～3.5m）の隆起があったが、水月湖や三方湖の西側では約 1m の沈降が生じた（岡田，1984；金田ほか，2000）。この地震時に生じた地殻運動の分布様式から岡田（1984）は日向断層の位置での断層変位を推定したが、この考えを踏まえて、金田ほか（2000）は三方五湖北部から敦賀半島の海岸線・海岸地形を調査し、さらに水野ほか（1999）の音波探査なども踏まえて、1662 年寛文地震は主に日向断層の活動によって引き起こされた可能性が高いことを指摘した。

5-7. 能登又谷-栗柄谷リニアメント

能登又谷上流部から栗柄谷中流部にかけて、鞍部や直線線状の河谷が東西方向に約 4 km 延びる。新时期の変位地形は伴われていないが、南側山地の高度が全体として高い。岡田・東郷編（2000）では、連続性に富むシャープなリニアメント（組織地形）として図表示した。

6. 1662 年寛文地震とその地殻変動

寛文 2（1662）年の大地震は内陸直下型地震としては最大級（ $M=7.5\sim 7.8$ ）であり、琵琶湖西岸の延長約 35km に渡る地域で数 m の上下運動を伴った大きな地殻変動が生じた（宇佐美，1975, 2003；Matsuda et al., 1978；大長・松田，1982 など）。また、これに伴う大崩壊および堰止め湖の出現と、その溢流による二次災害などが、安曇川の上流の朽木谷で誘発されたことでも有名である（宇佐美，1975，2003；村井・金子，1975；地震研究所，1982）。

この大地震時には、三方五湖から敦賀半島にかけても烈震を感じ、同時に大きな地殻変動が発生した（嵯南，1892；上治，1928；宇佐美ほか，1977；Matsuda et al., 1978；大長・松田，1982；東京大学地震研究所，1982；小松原ほか，2000a）。

この時に生じた地殻変動について、嵯南（1892）は「三方郡のうち丹生浦より早瀬まで 5・6 里斗の間的大海磯部 80 間・100 間、早瀬浦は沖へ 130 間干上がる。水尾の中山より嵯峨の坂までは 5 尺 8 寸（約 1.7m）ゆり

津波は東南(東北?)の海には有り、北海には有ことなし[小浜・拾樵雜話]

若狭湾

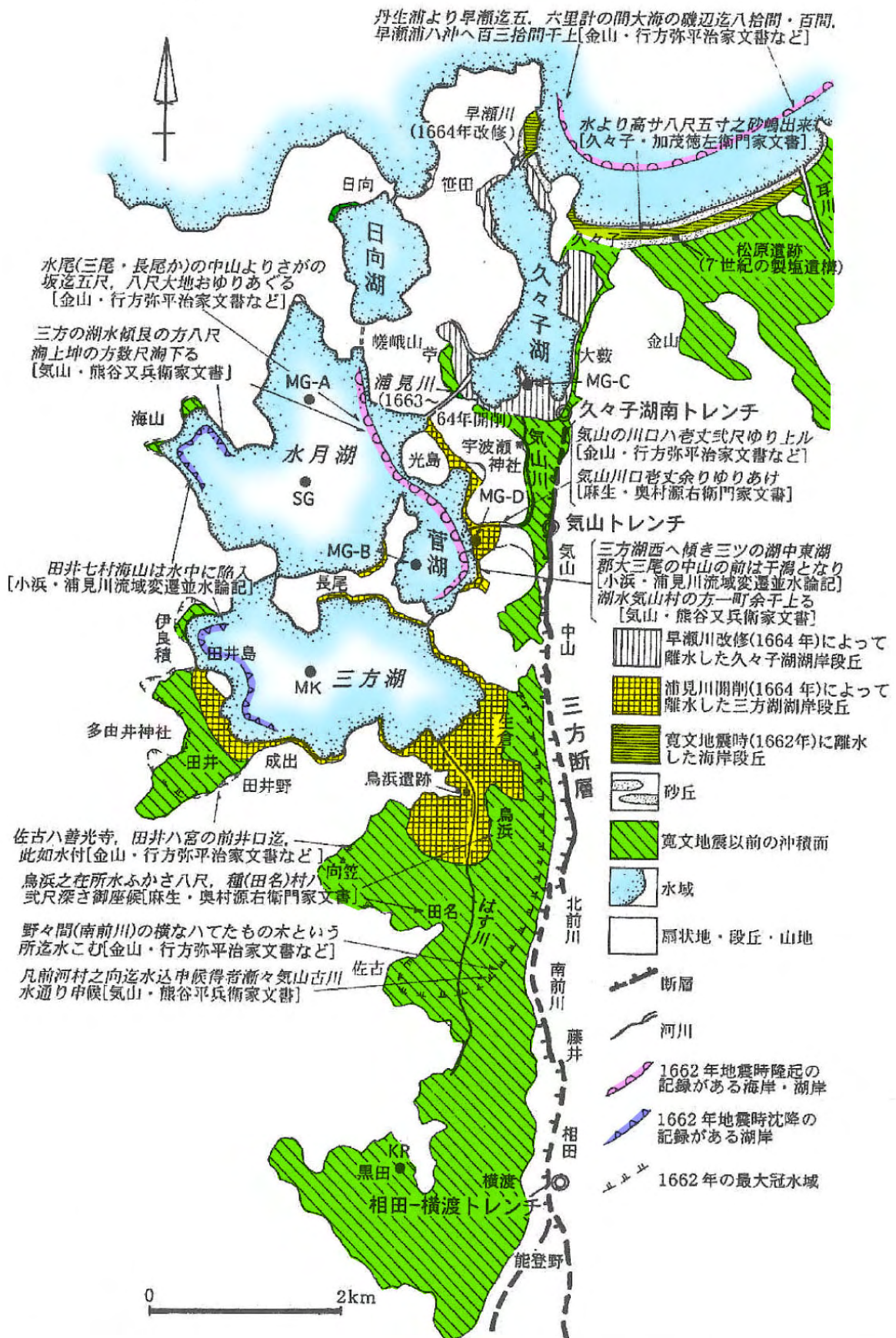


図 14 1662(寛文2)年若狭・近江地震による三方五湖周辺の地殻変動と地震後の浸水範囲(小松原ほか, 1999).

あぐる．中にても気山の川口は1丈2尺（約3.6m）ゆりあぐる」（現代文に多少改変）と記している．

また、小牧（1936）も「長尾の山より嵯峨山に至る5尺あるいは8尺も洶上り、伸の方は数尺洶下れり．為に気山川口崩潰閉塞し、湖の水流れず、水準増すこと1丈に及び、沿湖の三方・鳥浜・田名・向笠・田井・海山・気山の各村の田甫、水を被ること凡そ17,800石なり．即ち、三方は水、寺門前近くまで及び、鳥浜は水底となり、上は笠の間の猫縄手たもの木と言う處まで水こみ、猫佐古の善光寺に及び、田井にては宮の前井の口と言處に及べり．．．．．」と記している．

これらの記録にあるように、三方湖－水月湖－菅湖の水は寛文地震以前には上瀬川あるいは気山古川を流下して久々子湖に注いでいた．下流側の隆起により出口が塞がれ、上流一帯は徐々に湖水面が上昇し、周辺の多くの集落はより高位の場所に避難した（小松原ほか、1999；図14）．このような状況下で、小浜藩主の酒井忠直は梶原太郎左衛門・行方久兵衛を惣奉行として浦見川の開削を命じ、寛文4（1664）年にその工事が完成した．これによって、湖水面はほぼ海拔0mにまで低下したので、地震前よりも湖水が干上り、生倉・成出などの新田も造成された（岡田、1984）．

前述したように、水月湖・菅湖の水は気山付近を経て久々子湖に排出していたと伝えられるが、詳しい空中写真や地形図によっても、そうした旧排水路である上瀬川（または気山古川）の跡を微地形的に求めることができる（図9）．

小牧（1936）も河（川）中神社から宇波西神社の前を流れた旧水路が現地で認められるとしている．河中神社付近は川口とも称され（小牧、1936）、明瞭な旧流路地形が現存し、寛文地震前には排水路があったことは確実である．その現在の高度は最高で8.5mであるが、1～1.5m程度は土砂の埋積によってその後になくなっているので、旧流路底の海拔高度は約6.5～7.5mと推定される（岡田、1984）．

地震前の湖水面の高さは湖岸地形から求められ、その旧汀線高度は気山を除く水月湖・三方湖周辺では3～4m弱である．これらは寛文地震による地殻変動を受けているが、旧湖水面が海拔3.5m前後のところにあったことがわかる．しかし、同一水準にあったはず

の気山では、それが高度6.5～7.5mに現在あるので、旧湖水面の高度（約3.5m；浦見川の完成により海拔0mまで低下）を差し引くと、気山付近は高さ3～4m相対的に隆起したとみなされる．

寛文地震前の湖面及び海水面と寛文地震時に生じた地殻運動量であるが、久々子湖は寛文地震前に若狭湾に連絡していた潟湖であった（小牧、1936）から、その周辺の旧汀線（現在約3m前後）は寛文地震による隆起量とみなしてよい．そうすると、水月－菅湖・三方湖の旧汀線は久々子湖あるいは若狭湾に対して0.5m前後高位にあったことになる．

金田ほか（2000）は、三方五湖北側から美浜町丹生付近にかけて、若狭湾岸にみられる旧汀線（とくに海食洞内にみられる海食溝）の高度を調べた．その結果、日向付近を境にして隆起と沈降の変換点があり、その西側では1m強の沈降量、東側では2m程度の隆起量を検出した．日向付近を日向断層が通ることはすでに述べたが、日向断層を挟んだ若狭湾岸でも3mに及ぶ上下変位量が生じたことが明らかにされた．また、この変動の発生時期は古文書と照らし合わせて、1662年寛文地震時であるとみなした．

中央防災会議（2005）は1662年寛文・若狭近江地震を諸史料・資料から再検討し、この地震が巳刻（午前9～11時頃）に発生した日向断層地震と、午刻（午前11～午後1時頃）に花折断層北部に発生した地震からなる「双子地震」である可能性を指摘した．そして、前者の地震時に日向断層が主に活動し、これ以後で約3mに達する隆起が、以西で約1m程度の沈降（西への傾動）が生じたとした．

7. 若狭湾海底の活断層

今回の調査は、空中写真判読による陸域の活断層について、詳しい位置や性質を明らかにすることが目的である．海域については、原資料に当たって検討した訳ではない．あくまでも陸域の活断層が海域にも連続するかどうかの情報を提供したにとどまる．既往の主な文献について、以下にその概略を紹介する．

若狭湾の海底には、中新統（香住層群）が侵食を受けて低平化され、そこに第四系（鳥取沖層群）が被覆して海底平坦面が形成され、それが広く発達している（山本ほか、1993）．

これは大局的には若狭湾東部へ向かって傾動しているが、多くの箇所で海底活断層による変位・変形を受けている。

若狭湾では海上保安庁水路部（1980）による沿岸の海の基本図（縮尺 5 万分の 1）「若狭湾東部」「若狭湾西部」で、海底地形図・地質構造図が作成され、活断層を含む海底断層や地質構造の概要が明らかにされた。当海域に分布する主要な断層は、この時に全体としての特徴がほぼ把握された。

その後、福井県（1997）は若狭湾東端部の甲楽城断層周辺を、小松原ほか（2000b）は若狭湾海域南部で音波探査を実施して（図 15）、それら解析の結果を報告し、海底活断層の性質解明に努めている。

水野・島崎（2002, 2003）は海上保安庁水路部（1980）が取得した原記録を使用して、

ほぼ全測線について海底地質、活断層の存在状況を再度詳しく検討している（図 16）。この際に福井県（1997）・山本ほか（1993, 2000）・小松原ほか（2000b）などが公表した音波探査記録や解析結果も参考にして、若狭湾東部海域の海底活断層分布図を作成した（図 16）が、この図には活断層研究会編（1991）や岡田・東郷編（2000）による陸上部の主な活断層も記入され、陸域との関係もある程度把握されている。

さらに、電力事業 3 社（日本原子力研究開発機構・日本原子力発電 K.K.・関西電力 K.K., 2008）は若狭湾東部海域の海底活断層図を公表している。これらは膨大な頁数の報告書である。当該地域の海底活断層については、ほぼ同じ内容・精度の図が使われている。その一部を図 17 に示す。

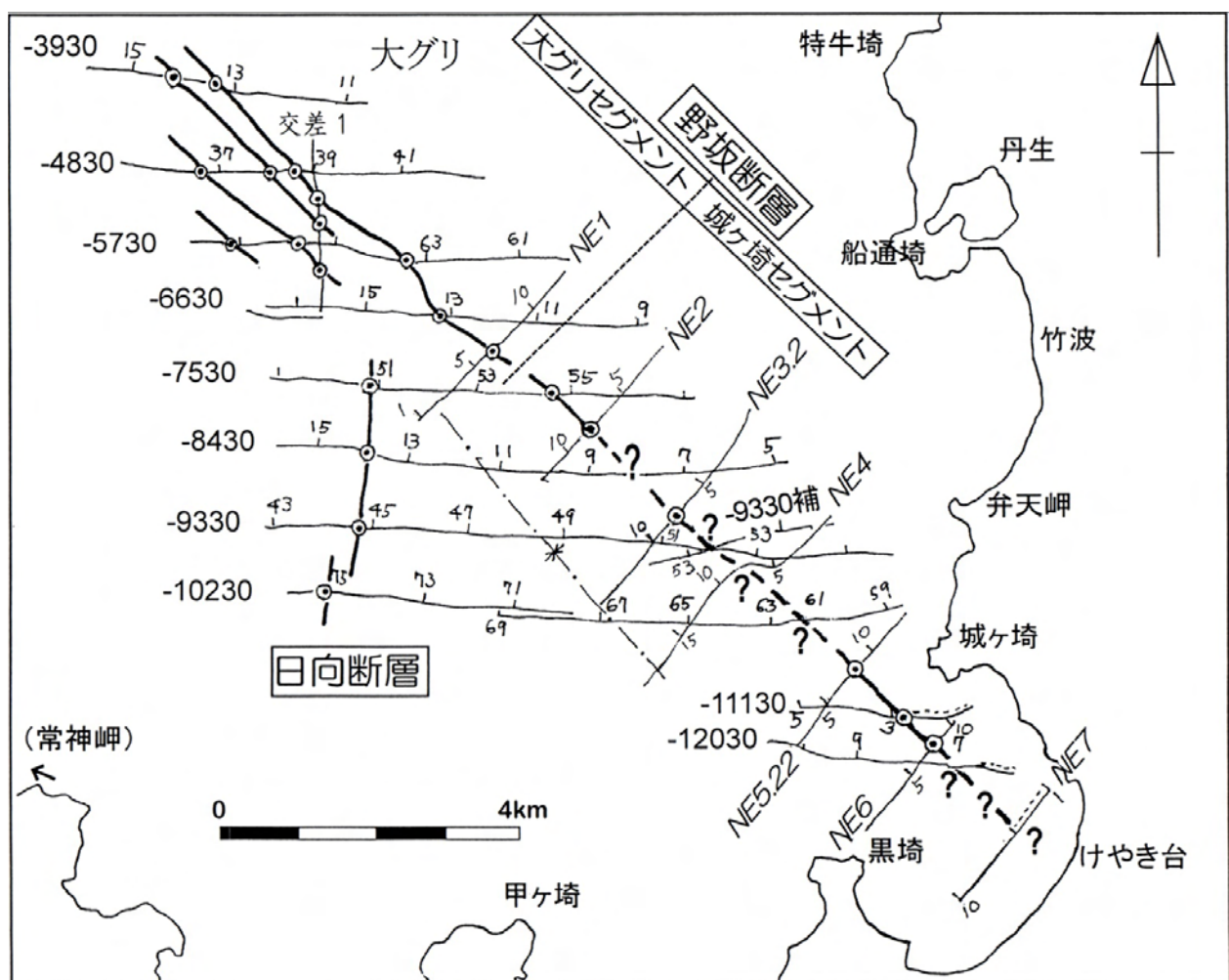


図 15 若狭湾における野坂断層・日向断層北方延長部における測線と断層の確認位置（小松原ほか，2000）。

音波探査記録による野坂断層の大グリセグメント南東部と城ヶ崎セグメントの確認位置。日向断層の北方延長部も記入。

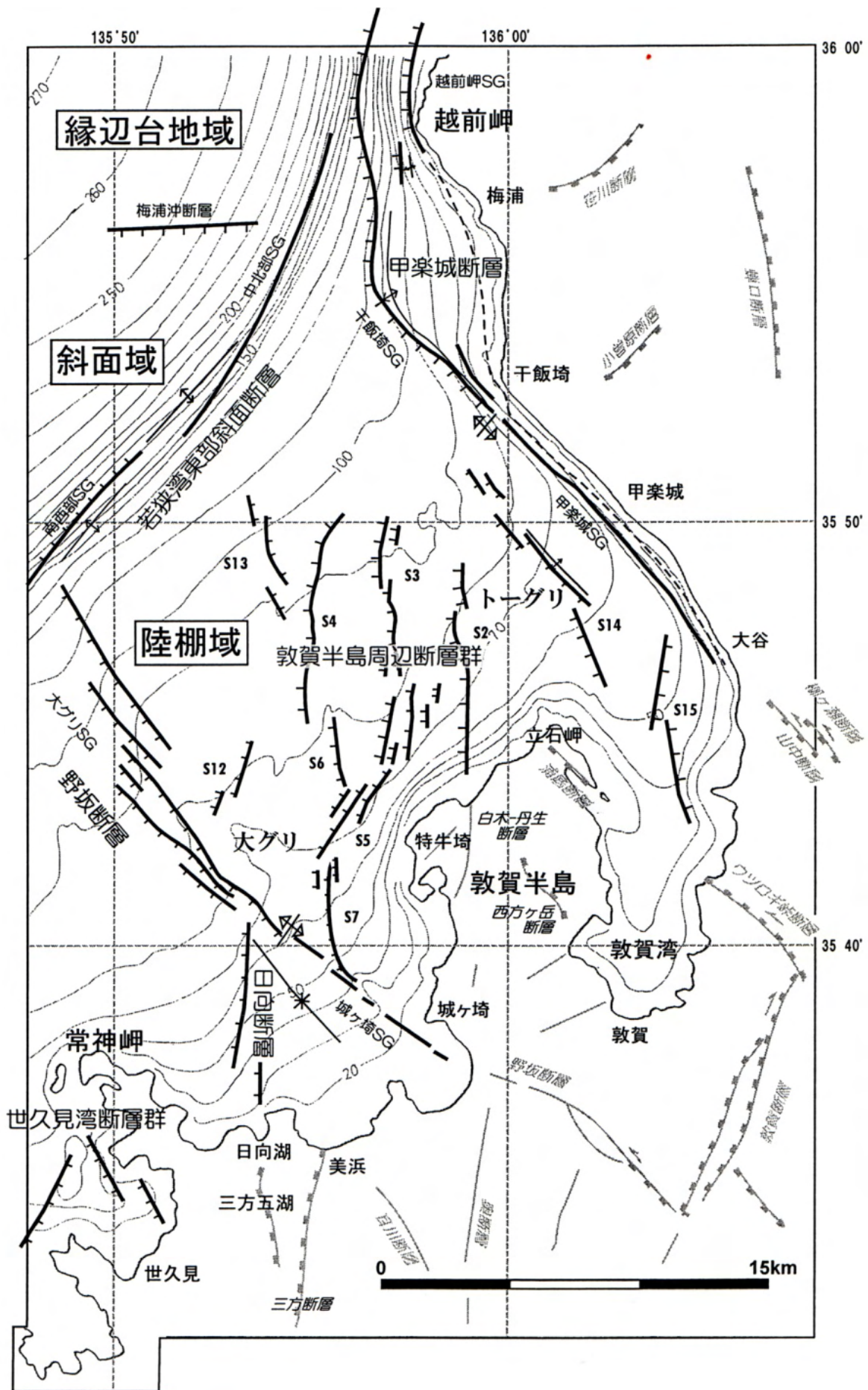


図 16 若狭湾東部海域の海底活断層分布図（水野・島崎，2003）.

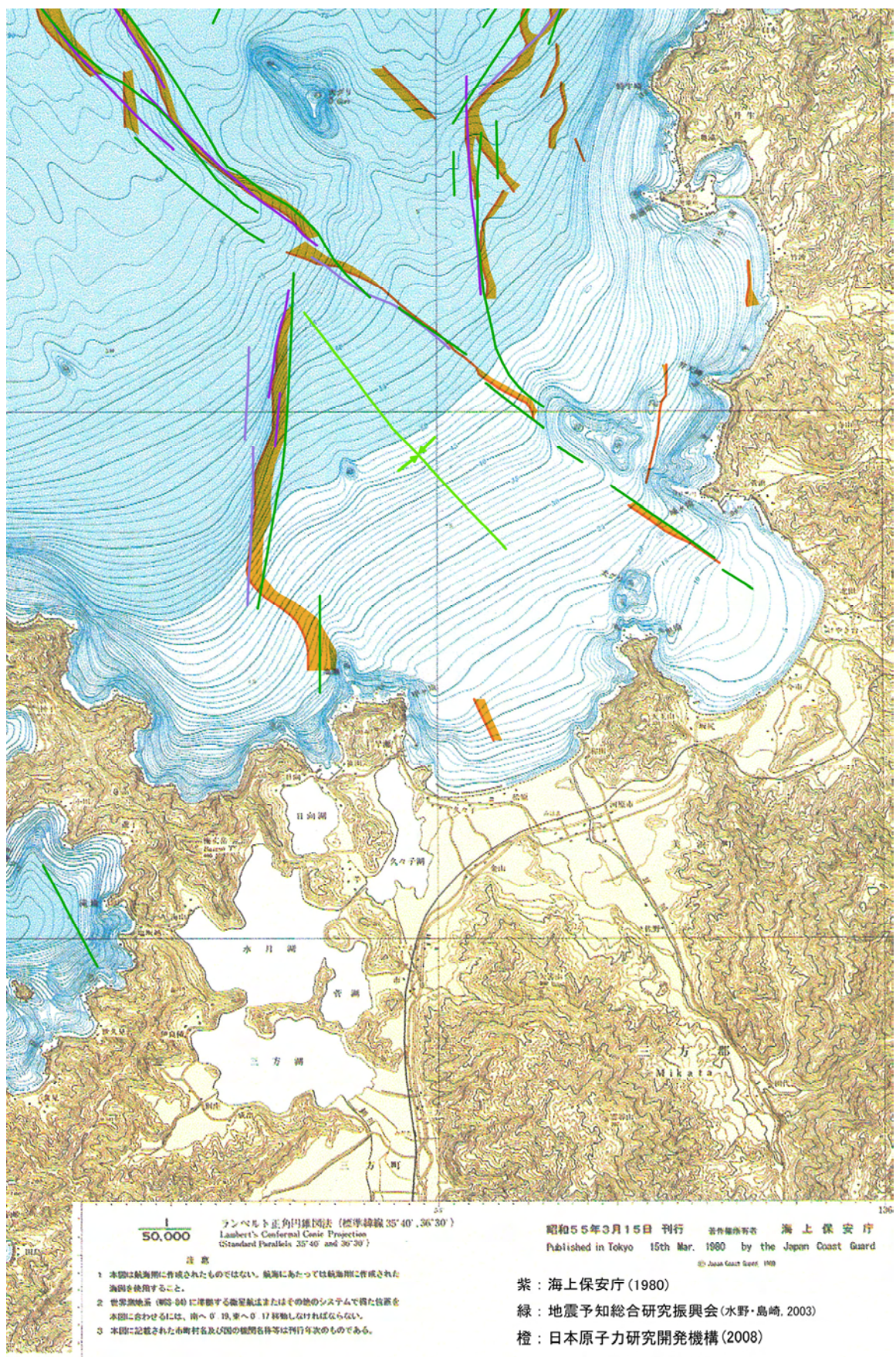


図 17 若狭湾東部海域の海底活断層を比較した分布図。

基図の海底地形図は海上保安庁(1980)による。紫色は海上保安庁(1980)、緑色は地震予知総合研究振興会(水野・島崎, 2003)、橙色は電力3事業社(関西電力 K.K.・日本原子力研究開発機構・日本原子力発電 K.K., 2008)による海底断層の位置。幅のある線は撓曲帯を示す。

8. 引用文献

- 中央防災会議 災害教訓の継承に関する専門調査会(2005):1662 寛文近江・若狭地震報告書. 170p.
- 大長昭雄・松田時彦(1982): 寛文二年の近江の地震－地変を語る郷帳. 203～219, 「萩原尊禮編著: 古地震－歴史資料と活断層からさぐる」, 東京大学出版会, 312p.
- 福井県(1997): 平成 8 年度地震関係基礎調査交付金 柳ヶ瀬断層帯(柳ヶ瀬, 山中断層, 甲楽城断層)に関する調査. 165p.
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲(1994): 福井県水月湖の完新世堆積物に記録された歴史時代の地震・洪水・人間活動(イベント). 地学雑誌, 103, 127-139.
- 福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲(1995): 水月湖の細粒堆積物に認められる過去 2,000 年間の風成塵・海水準・降水変動の記録. 地学雑誌, 104, 69-91.
- 福沢仁之・竹村恵二・林田 明・北川浩之・安田喜憲(1996): 年縞湖沼堆積物から復元された三方湖とその周辺の最終氷期最寒冷期の古環境変動. 地形, 17, 323-341.
- 林 隆夫(1974): 堅田丘陵の古琵琶湖層群. 地質学雑誌, 80, 261-276.
- 北陸第四紀研究グループ(1969): 北陸地方の第四系. 地団研専報, 15, 263-297.
- 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.
- 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二(2010): 三方湖東岸のボーリングコアに記載された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント. 地学雑誌, 119, 775-793.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2003): 三方・花折断層帯の長期評価について. 地震調査研究推進本部. http://jishin.go.jp/main/chousa/03mar_mikata/index.htm
- 海上保安庁水路部(1980): 沿岸の海の基本図(5 万分の 1)「若狭湾東部」. 海底地形図・海底地質構造図・調査報告書, 33p.
- 金田平太郎・岡田篤正・小松原 琢(2000): 若狭湾岸・三方五湖周辺における 1662 年寛文地震時の地殻変動. 月刊地球, 号外 28, 119-126.
- 関西電力株式会社(2008): 美浜発電所「発電用原子炉に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全性評価結果中間報告書.
http://www.jnes.go.jp/atom-lib/online_doc/anzensinsa/mihama/mihama-1.pdf. (2012 年 10 月 1 日)
- 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(B4 版), 437p.
- 川上伸一・福沢仁之・金折裕司(1993): 内陸被害地震の検出の新しい可能性: 三方五湖(水月湖)の湖成堆積物に記録された内陸被害地震. 地震第 2 輯, 5, 12-16.
- 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, 105p.
- 小牧実繁(1936): 気山津の変遷. 石橋博士還暦記念論文集, 8, 155-177.
- 小松原 琢・水野清秀・寒川 旭・山崎晴雄(1999): 三方断層のトレンチ調査と寛文地震時の地殻変動に関する検討. 地質調査所速報, no.EQ/99/3(平成 10 年度活断層・古地震調査概要報告書), 197-213.
- 小松原 琢・水野清秀・金田平太郎・須藤宗孝・山根 博(2000a): 史料による 1662 年寛文地震時の三方五湖周辺における地殻変動の復元. 歴史地震, 19, 81-100.
- 小松原 琢・杉山雄一・水野清秀(2000b): 若狭湾中部, 三方断層および野坂断層北方延長部の音波探査. 地質調査所速報, no.EQ/00/2(平成 11 年度活断層・古地震調査概要報告書), 89-118.
- 小松原 琢・古澤 明(2004): 福井県三方町の能登野層から佐川 3 テフラの産出. 日本第四紀学会講演要旨集, 34, 125-126.
- 栗本史雄・内藤一樹・杉山雄一・中江 訓(1999): 敦賀地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 73p.

- 町田 洋・新井房夫(1992):「火山灰アトラスー日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 276p.
- 町田 洋・新井房夫(2003):「新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺」. 東京大学出版会, 336p.
- Matsuda, T., A. Okada & A. Daicho(1978): The great earthquake of 1662 and the associated crustal deformation around Lake Biwa-A preliminary report. *Paleolim. Lake Biwa & Jap. Pleist.*, 6, 54-65.
- 松井和夫(1989): 福井県三方五湖東方の段丘を被覆する土壌中の火山灰について. *名古屋地学*, 51, 2-7.
- 三浦 静・若狭団体研究グループ(1969): 福井県若狭地方の洪積統. *福井大学教育学部紀要*, II, 9, 57-70.
- 水野清秀・小松原 琢・山崎晴雄(1999): 音波探査及びボーリングによる三方五湖低地の地下構造. *地質調査所速報*, no.EQ/99/3(平成 10 年度活断層・古地震調査概要報告書), 187-195.
- 水野篤行・島崎哲也(2002): 若狭湾東部の海底活断層. 第 12 回環境地質学シンポジウム論文集, 219-224.
- 水野篤行・島崎哲也(2003): 若狭湾東部の海底活断層. 「沿岸海域活断層調査」研究成果報告書. 地震予知総合研究振興会, 20p. + 付図等.
- 中江 訓・小松原 琢・内藤一樹(2002): 西津地域の地質. *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. 90p.
- Nakagawa, T., Kitagawa, H., Yasuda, Y., Tarasov, P.E., Gotanda, K. and Sawai, Y.(2005): Pollen / event stratigraphy of the varved sediment of Lake Suigetsu, central Japan from 15,701 to 10,217 SG vyr BP(Suigetsu varve years before present): Description, interpretation, and correlation.
- 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, 60 頁 + DVD 2 枚. 付図 1 葉.
- 日本原子力研究開発機構(2008): 高速増殖原型炉もんじゅ「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」の改訂に伴う耐震安全評価結果報告書. http://www.jnes.go.jp/atom-lib/online_doc/anzensinsa/monju/monju-1+monju-2.pdf. (2012 年 10 月 1 日)
- 日本原子力発電株式会社(2008): 敦賀発電所 3 号及び 4 号炉の安全審査に係る追加調査報告書. http://www.jnes.go.jp/atom-lib/online_doc/anzensinsa/tsuruga/tsuruga-3.pdf(2012 年 10 月 1 日).
- 西川泰平(2007): 水月湖の堆積物に残された三方断層帯の活動. 大阪市立大学理学部地球学科卒業論文.
- 村井 勇・金子史朗(1975): 琵琶湖周辺の活断層系. *地震研彙報*, 50, 93-108.
- 岡田篤正(1978): 若狭湾岸地域における主に最終氷期以後の海水準変動と地形発達. *地理評*, 52, 131-146.
- 岡田篤正(1984): 三方五湖低地の形成過程と地殻変動. 鳥浜貝塚一縄文前期を主とする低湿地遺跡の調査一. 4 巻, 9-42.
- 岡田篤正・東郷正美編(2000): 「近畿の活断層」. 東京大学出版会, 408 頁 + 付図.
- 岡田篤正(2004): 若狭湾沿岸と丹後半島. 「日本の地形 6 近畿・中国・四国」, 179-189, 東京大学出版会, 383p.
- 岡田篤正・今泉俊文・熊原康博・千田 昇・東郷正美・中田 高(2005): 1:25,000 都市圏活断層図「敦賀」, 国土地理院技術資料 D・1-No.449.
- 岡田篤正・加藤茂弘・石村大輔・斎藤 真(2010): 福井県, 三方湖および中山低地の地下地質と三方断層帯の活動. *地学雑誌*, 119, 878-891.
- 晴南樵夫(1892): 若狭三方郡湖水疎通に関する地学上の所見. *地学雑誌*, 4, 22-27.
- 杉山雄一・吉岡敏和・佐竹健治(1998): 野坂断層の活動履歴調査, *地質調査所研究速報*, no.EQ/98/1(平成 9 年度活断層・古地震研究調査概要報告書), 101-112.
- 竹村恵二・北川浩之・林田 明・安田喜憲(1994): 三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相

- と年代－三方低地の最終間氷期以降の堆積環境－. 地学雑誌, 103, 233-242.
- 東郷正美(1974): 琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形. 地理評, 47, 669-683.
- 東郷正美(2000): 「微小地形による活断層判読」. 古今書院, 206p.
- 辻川利雄(1975): 三方五湖の自然環境と水質変化動態について. 仁愛女子短期大学紀要, 7, 103-112.
- 堤 浩之・熊原康博・千田 昇・東郷正美・平川一臣・八木浩司(2005): 1:25,000 都市圏活断層図「熊川」, 国土地理院技術資料 D・1-No.449.
- 植村善博(1992): 琵琶湖・三方五湖の活構造. 1662 年寛文地震の地殻変動を訪ねて. 32-46, 断層資料研究センター, 105p.
- 上治寅次郎(1928): 若狭湾岸一部の隆起現象について. 地球, 9, 42-45.
- 宇佐美龍夫(1975): 「資料日本被害地震総覧」. 東京大学出版会, 327p.
- 宇佐美龍夫(2003): 「最新版 日本被害地震総覧 [416] -2001」. 東京大学出版会, 605p.
- 宇佐美龍夫・松田時彦・岡田篤正(1977): 寛文 2 年(1662 年)の地震に伴う若狭湾岸三方五湖付近の土地隆起. 地震予知連絡会会報, 17, 143-145.
- 渡辺久吉(1917): 福井県三方湖地質及び涌水調査邦文. 地質調査所報告, 63, 1-17.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行(1993): 経ヶ岬沖海底地質図及び説明書. 海洋地質図, 40, 地質調査所, 39p.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行(2000): ゲンタツ瀬海底地質図及び説明書. 海洋地質図, 50, 地質調査所, 35p.
- 山崎直方・多田文男(1927): 琵琶湖付近の地形とその地帯構造について. 地震研彙報, 2, 81-108.
- 安田喜憲(1982): 福井県三方湖の泥土の花粉分析的研究－最終氷期以降の日本海側の乾・湿の変動を中心として－. 第四紀研究, 21, 255-271.
- 吉川文治 (1951): 福井県の地形区. 地理と社会, 福井県地理学会, 1-4.

9. 使用空中写真・地形図および作成委員会

1) 使用空中写真・地形図

a. 空中写真

米軍 4 万：M624, M626-A, M628-2, M901-A, M1074, M1184-A

米軍 1 万：R511-1

国土地理院 2 万：CB-63-4X, CB-68-5X, KK-63-14X, KK-68-1X

国土地理院 1 万（カラー）：CCB-75-24

b. 地形図

1/2.5 万地形図

「宮津」：竹波，常神，早瀬，西津，三方

2) 全国活断層帯情報整備検討委員会

a. 委員会の開催

第 1 回委員会 平成 23 年 9 月 30 日（金） 日本地所第 7 ビル会議室

第 2 回委員会 平成 23 年 12 月 16 日（金） 日本地所第 7 ビル会議室

第 3 回委員会 平成 24 年 2 月 22 日（水） 日本地所第 7 ビル会議室

b. 「三方断層帯とその周辺」の作成委員（平成 23 年度）

氏 名	所 属
○岡田篤正	立命館大学グローバル・イノベーション研究機構教授
金田平太郎	千葉大学大学院理学研究科准教授
杉戸信彦	名古屋大学大学院環境学研究科附属地震火山・防災研究センター 研究員
鈴木康弘	名古屋大学大学院環境学研究科教授
中田 高	広島大学名誉教授

○全体のとりまとめを担当した委員

c. 国土地理院

防災地理課長	鈴木 義宜
課長補佐	内川 講二・倉田 一郎
技術専門員	小野 康
専門職	岩橋 純子
係長	佐藤 忠・高橋 宣代

連絡先

国土地理院応用地理部防災地理課

郵便番号 305-0811 茨城県つくば市北郷 1 番

電話：029(864)1111（代表）

この解説書を引用する場合の記載例

岡田篤正（2012）：1:25,000 都市圏活断層図三方断層帯とその周辺「三方」解説書．国土地理院技術資料 D1-No.605，34p.