邑知潟平野南東縁・石動山断層の断層変位地形と 完新世における断層活動史

杉 戸 信 彦* 堤 浩 之*

Tectonic Landform and Holocene Faulting History of the Sekidosan Fault along the Southeastern Margin of the Ouchigata Plain, Central Japan

Nobuhiko SUGITO* and Hiroyuki TSUTSUMI*

Abstract

The Sekidosan fault is a northeast-trending, 33-km-long active reverse fault located along the southeastern margin of the Ouchigata Plain, an elongated tectonic lowland whose northwestern and southeastern sides are bounded by reverse faults. We re-examined precise locations of the surface traces of the Sekidosan fault by interpreting large-scale aerial photographs, and then carried out topographic profiling across the tectonic scarps. Among the 34 profiles, 15 profiles are interpreted to represent the vertical offset associated with the most recent surface-faulting event, which enable us to reconstruct the vertical slip distribution during the most recent surface-faulting event along the middle and northeastern parts of the Sekidosan fault. The amount of vertical offset along the middle part is fairly constant (2 ~ 3 m) along the trace. In contrast, the amount of vertical offset along the northeastern part is smaller (1 ~ 2 m) and tapers off toward the northeastern end. In addition, the amount of vertical offset along other 10 profiles nearly equals to twice the amount of vertical offset during the most recent surface-faulting event, indicating that the amount of offset at individual sites along the middle and northeastern parts of the Sekidosan fault was almost the same during the latest and penultimate surface-faulting events. Subsurface geologic structures and radiocarbon ages obtained by a drilling survey at Nakagawa-Udono site, Hakui City, suggest that a surface-faulting event occurred between 6000 and 4000 years B.P. and this event probably occurred at approximately 4000 years B.P.

Key words : tectonic landform, paleoseismicity, active fault, characteristic earthquake model, Sekidosan fault, slip distribution, timing of surface-faulting event, Holocene

キーワード : 変動地形, 古地震, 活断層, 固有地震モデル, 石動山断層, 変位量分布, 活動時期, 完新世

* 京都大学大学院理学研究科地球物理学教室

* Department of Geophysics, Graduate School of Science, Kyoto University

I. はじめに

日本では、近年の変動地形学的研究の進展によって、変位量が数 m 程度の微小な変位地形の分布が詳細に把握されつつある（東郷, 2000；池田ほか, 2002）。こうした微小な変位地形は、最近数回の断層運動に伴って形成されたと考えられる。よって、近年に活動したことが知られていない活断層であっても、微小な変位地形の発達が良い好であれば、最近の断層活動史を解明することが可能である（東郷, 2000）。

石動山断層^{せきどうざん}は、能登半島南部^{おうち}にあって、能登半島の南東縁を限る逆断層であり、断層トレース上の多くの地点で比高数 m の微小な変動崖が認定されている（太田ほか, 1976；堤ほか, 2000；池田ほか, 2002）。本研究では、石動山断層全区間の断層変位地形の分布を再検討したうえで、こうした微小な変動崖に注目し、最近の活動に伴う地表変位量分布とその累積パターンについての変動地形学的な考察を行った。さらに、羽咋市中川町～宇土野町に分布する比高 4～5 m の撓曲崖（堤ほか, 2000）を横切って群列ボーリング掘削による古地震学的調査を実施し、断層の活動時期について検討を行った。

石動山断層は、同じく逆断層運動が卓越する金沢平野東縁の森本-富樫断層などとともに、七尾-金沢断層帯とよばれる長さ 70 km 以上の逆断層帯を構成する（池田ほか, 2002）。北陸地方にはこれと並走する顕著な逆断層帯が存在するが（砺波断層帯・呉羽山断層帯・魚津断層帯）、七尾-金沢断層帯はそれらの中で最も長大であり、特に明瞭な変位地形が認められる逆断層帯である（池田ほか, 2002）。これまでに、森本-富樫断層の分布位置や上下変位速度、活動時期などについては、東郷ほか（1998）、石川県（1999）、中村ほか（2003）などによって概ね明らかにされてきた。しかし、石動山断層については、Ⅱ章で紹介するように、変位地形の分布や後期更新世以降の活動に関して様々な意見があり、変動地形学的・古地震学的な観点から再検討を行う必要がある。

II. 地形・地質概説と従来の研究

能登半島の南部に位置する^{せきどう}邑知渴平野は、北西の眉丈山地、南東の石動山地の間にあって北東-南西方向にのびる長さ約 25 km の細長い平野である（図 1）。平野の幅は、最も狭い中北部では約 2 km、最も広い南西部でも 4～5 km にすぎない。標高は、最も高い平野中北部付近でも 60 m 程度で、南西部には標高 10 m 以下の低地が広く分布する。平野下には層厚 100 m をこえる第四系が堆積しており、その下位に新第三系が分布する（北陸農政局計画部, 1980；片川ほか, 2002a など）。一方、眉丈山地・石動山地は、邑知渴平野ののびる方向にほぼ平行な稜線を有しており、稜線の標高は、眉丈山地で 100～200 m 程度、石動山地では 300～600 m 程度である。両山地の大部分は中新統～鮮新統（八尾累層・音川累層など）で構成され、一部に中・古生界が、また石動山地南西部の北西縁部には鮮新統～更新統（氷見累層・埴生累層など）がそれぞれ分布する（今井, 1965；今井ほか, 1966；片川ほか, 2002b など）。

邑知渴平野の北西縁・南東縁は、いずれも逆断層である^{びじょうざん}眉丈山断層・石動山断層によってそれぞれ限られる（太田ほか, 1976, 1978；木村・恒石, 1978）。特に、石動山断層については、後期更新世以降に形成された地形面が累積的な変位を受けるとともに、比高数 m の低断層崖・撓曲崖が多くの地点で認められることが以前より指摘されてきた（太田ほか, 1976；堤ほか, 2000；池田ほか, 2002）。最近、地層抜き取り調査によって約 6000 y.B.P. 以降における石動山断層の上下変位速度が 0.8～1.0 mm/yr と見積もられた（堤ほか, 2000）。また、反射法地震探査・ボーリング掘削調査によって、石動山断層が 20°～40°で南東に傾斜しており、第四系の基底が断層面を挟んで 100 m 以上の上下変位を示す可能性が指摘されている（下川ほか, 2002；水野ほか, 2003）。

しかし、石動山断層が後期更新世以降にも活動的であるとする見方に対して疑問を提示した研究もある。片川・荒木（1999）は、地形・地質学

図1 能登半島南部の地形と活断層の分布。陰影図は国土地理院発行の50 m メッシュ数値地図を用いて作成した。活断層の分布は池田ほか(2002)、中田・今泉(2002)、および本研究による調査結果に基づく。

Fig. 1 Shaded relief map showing active fault traces around the southern part of Noto Peninsula.

Map is constructed using 50-m-grid digital elevation data published by Geographical Survey Institute. Active fault traces are based on Ikeda *et al.* (2002), Nakata and Imaizumi (2002), and this study.

的な観点から、石動山地南西部の北西縁部に海底地すべりに起因する地形が認められ、石動山断層の存在が疑問視されることを主張した。また、片川ほか(2002a)は、畠知湯平野を北北西-南南東方向に横断する羽咋市鹿島路町～本江町間で群列ボーリング調査を行って平野の地下構造を推定し、後期更新世以降においては畠知湯平野の石動山地に対する相対的沈降は認めがたいと述べた。さらに片川ほか(2002b)は、地質調査・重力探査に基づいて石動山地を隆起時期の異なる5つの地塊に区分し、1) 鹿島地塊・七尾地塊のみが最近も隆起している、2) 鹿島地塊・七尾地塊の北西縁にのみ変位地形が分布する、ことを主張している。そのほか、角南・河野(1988)、須藤ほか

(2004)は、重力異常をもとにして畠知湯平野を含む能登半島南部の地下構造モデルを推定している。特に、須藤ほか(2004)は畠知湯平野南西部について、重力異常急変帯が石動山断層の断層トレースから山側へと系統的にずれることを指摘している。

III. 地形面・変位地形の分布

空中写真(縮尺約1～4万分の1)の判読および現地踏査を行い、石動山断層周辺の地形面の分布と区分・対比、および変位地形の分布を再検討した(図1, 2)。また、変動崖を横切ってトータルステーション・オートレベル・ハンドレベルを用いた地形断面測量を主な地点で実施し、変動崖の比高を計測した(図3, 表1)。

1) 地形面の区分

石動山断層付近に分布する地形面の大部分は、石動山地から北～西方へと流下する河川が形成した谷底面・扇状地面である(太田ほか, 1976)。また、畠知湯平野南西部にはラグーン埋積低地がひろがるほか(鮎野ほか, 1972; 藤, 1975)、羽咋郡押水町には海成面が分布する(三崎, 1980)。本研究ではこれらの地形面を、面のひろがり・連続性・開析度、上・下位の地形面との位置関係と比高、堆積物の風化度などから推定される相対的な形成時期に基づいて、古いものから順にⅠ～Ⅶ面に区分した(図2)。ただし、風成ローム中に火山灰が含まれるか否かに関する分析は行っていない。以下、各面の主な特徴を述べる。

Ⅰ面は開析が進むが平坦面が若干保存されている地形面である。標高・現河床からの比高はそれぞれ、羽咋市飯山町～本江町で50～80 m・30～40 m、七尾市で40～50 m・20～30 mである。羽咋市飯山町～本江町間のLoc.1(図2B)で観察されるⅠ面の構成層は、やや風化が進む砂礫層を主体とし、砂層を挟む。砂礫層は中礫～大礫サイズの亜円礫～亜角礫を多く含み、基質は主に細砂～粗砂である。この砂礫層が風成ロームに覆われるかどうかは確認できなかった。七尾市南ヶ丘町のLoc.8(図2F)では1.5～2 mの風成ロームがフラッドロームを覆うが、その下

図 2 石動山断層と付近の地形面の分布。

AA' ~ ii' は地形断面測量の位置。等高線は国土地理院発行 1/5000 国土基本図より抜粋した。等高線間隔は 5 m。

Fig. 2 Map showing distribution of the surface traces of the Sekidosan fault and geomorphic surfaces around the fault.

Topographic profiling lines AA' to ii' are indicated by thin solid lines. Contours, with an interval of 5 m, are from 1/5000 National Fundamental Maps published by Geographical Survey Institute.

Geomorphic surface I II III IV V V' VI VII

Active fault (dashed where approximately located, dotted where concealed) fault scarp warping

図 3 変動崖を横切る地形断面。
断面の位置は図 2 に示す。比高などのデータは表 1 にまとめた。
Fig. 3 Topographic profiles across tectonic scarps along the Sekidosan fault.
Locations of profiles are shown in Fig. 2. All the profiling data are compiled in Table 1.

位は不明である。

Ⅱ面は開析が進むものの平坦面が保存されている地形面で、太田ほか（1976）による M1 面の大部分、三崎（1980）による S1 面を含む。これら M1・S1 面はいずれも、面のひろがり・連続性・開析度や堆積物の特徴などから最終間氷期最盛期頃に形成された地形面と考えられてい

る（太田ほか, 1976；三崎, 1980）。標高・現河床からの比高はそれぞれ、羽咋市～鹿島郡鹿島町で 30～70 m・20～40 m、七尾市で 30～90 m・10～30 m である。七尾市南ヶ丘町の Loc.5（図 2F）では、1.5～2 m の風成ロームが約 2 m のフラッドロームを覆っており、その下位には風化がやや進む砂礫層がみられる。砂礫層は細礫～中

表 1 地形断面測量データ。
断面の位置は図 2 に示す。表中の F1-F4 は図 2 中の F1-F4 に対応する。

Table 1 Topographic profiling data.
Locations of profiles are indicated in Fig. 2. F1-F4 in the table correspond to those in Fig. 2.

Line	Locality	Tectonic landform	Upthrown side	Surface of theupthrown side	Surface of the downthrown side	Vertical offset (m)
AA'	Nakagawa, Hakui	warping	SE	V'	VII	3.8
BB'	Udono, Hakui	warping	SE	V'	V	4.6
CC'	Inoyama, Hakui	fault scarp	SE	V	VI	3.8
DD'	Inoyama, Hakui	warping	SE	VI	VI	1.6
EE'	Hongo, Hakui	fault scarp	SE	VII	VII	2.3
FF'	Hongo, Hakui	fault scarp	SE	VI	VII	2.2
GG'	Sakai, Hakui	warping	SE	VI	VII	1.8
HH'	Sakai, Hakui	warping	SE	V	VII	3.0
II'	Sakai, Hakui	warping	SE	IV	VII	8.4
JJ'	Sakai, Hakui	warping	SE	V	VII	3.8
KK'	Sakai, Hakui	fault scarp	SE	VI	VII	2.2
LL'	Yotsuyanagi, Hakui	fault scarp	SE	V	VII	4.8
MM'	Yotsuyanagi, Hakui	warping	SE	III	VI	13.5
NN'	Koganemori, Kashima	fault scarp	SE	VI	VI	2.6
OO'	Fukuda, Kashima	warping	SE	IV	VI	8.0
PP'	Fukuda, Kashima	warping	SE	V	V	3.6
QQ'	Kodanaka, Kashima	warping	SE	III	V	14.4
RR'	Kodanaka, Kashima	fault scarp	SE	VI	VII	2.0
SS'	Kue, Kashima	warping	SE	VI	VI	2.5
TT'	Mijiro, Kashima	fault scarp	SE	VI	VII	2.0
UU'	Mijiro, Kashima	fault scarp	SE	V	VII	4.2
VV'	Mijiro, Kashima	fault scarp	SE	IV	VII	5.6
WW'	Eso, Nanao	fault scarp	SE	V	VI	4.0
XX'	Eso, Nanao	warping	SE	V	V	3.7
YY'	Eso, Nanao	fault scarp	SE	VI	VI	2.0
ZZ'	Chino, Nanao	(F1) warping	SE	III	VII	9.2
	Chino, Nanao	(F3) fault scarp with warping	NW	III	VI	3.2
aa'	Minamigaoka, Nanao	(F1) warping	SE	II	VII	19.2
	Minamigaoka, Nanao	(F3) fault scarp with warping	NW	II	VII	3.8
	Minamigaoka, Nanao	(F4) warping	SE	IV	VII	5.6
bb'	Minamigaoka, Nanao	(F1) warping	SE	VII	VII	1.6
cc'	Tenjinkawara, Nanao	(F1) warping	SE	VI	VII	2.2
dd'	Tenjinkawara, Nanao	(F1) warping	SE	VI	VI	1.0
ee'	Tenjinkawara, Nanao	(F1) warping	SE	V	VI	2.4
ff'	Tenjinkawara, Nanao	(F1) warping	SE	VI	VI	1.0
gg'	Yata, Nanao	(F1) warping	SE	VI	VI	1.4
hh'	Yata, Nanao	(F1) warping	SE	V	V	3.0
ii'	Furuyashiki, Nanao	(F4) warping	SE	III	VI	8.6

礫サイズの重円礫を多く含み、基質は主に細砂～中砂である。同じく Loc.10 では約 1 m の風成ロームが未風化の砂礫層を覆う。砂礫層は中礫サイズ（時に大礫サイズ）の重円礫を多く含み、基質は主に中砂～粗砂である。

Ⅲ面はやや開析された地形面である。標高・現河床からの比高はそれぞれ、羽咋市～鹿島町で 20 ～ 60 m・10 ～ 20 m、七尾市で 5 ～ 90 m・5 ～ 20 m である。羽咋市四柳町・鹿島町小田中
よつやなぎ こだなか
で観察されるⅢ面構成層は、層厚 3 ～ 4 m と薄

く、未風化の砂礫層を主体とし、砂層を挟む(図 2C の Loc.2, 図 2D の Loc.3)。砂礫層は中礫～大礫サイズ(時に巨礫サイズ)の亜円礫～亜角礫を多く含み、基質は主に細砂～粗砂である。この砂礫層は下位の八尾累層高島礫岩層(今井ほか, 1966)を覆うが、砂礫層の上位に風成ロームが存在するかどうかは確認できなかった。七尾市千野町の Loc.4 (図 2F)では 1～1.5 m の風成ロームが未風化の砂礫層を覆う。砂礫層は、細礫～中礫サイズの亜円礫を多く含み、基質は主に細砂～中砂である。

Ⅲ面より下位の地形面は、開析が進んでおらず、ひろがり連続性のよさ、上・下位の地形面との位置関係などにより、最終氷期最盛期以降に形成されたと考えられる地形面で、現河床からの比高は 10 m 以下である。本研究ではこれらを開析度、上・下位の地形面との位置関係に基づいてⅣ～Ⅶ面に区分した。なお、Ⅴ'面はⅤ面かⅥ面か判断がつかない地形面である。また、Ⅶ面は沖積面である。七尾市南ヶ丘町の Loc.9 (図 2F)では、約 1 m の風成ロームがフラッドロームまたは砂礫層を覆う。砂礫層は未風化で、中礫サイズ(時に大礫サイズ)の亜角礫を多く含み、基質は主に細砂～粗砂である。本研究ではⅤ～Ⅶ面の構成層を露頭で確認することはできなかった。

2) 地形面・変位地形の分布

1. 押水町東間～羽咋市中川町(図 1, 図 2-In-dex Map)

本区間は石動山断層の南西端から図 2A 南西端までの区間である。断層トレースは押水町において約 1.5 km 左ステップすると考えられている(池田ほか, 2002)。ステップする地点より南では、石動山地は南北方向にのびる直線的な山麓線をもって西側の平野と接する。山麓線付近には西方へと流下する河川が形成した新旧の扇状地面が発達し、これらの扇状地面が西落ち変位を受けて低断層崖・撓曲崖が形成されている(池田ほか, 2002)。また、山麓線より西へ約 800 m 離れた地点でも、段丘化した扇状地面の西端部に長さ約 250 m にわたって西落ち撓曲崖が認められ(池田ほか, 2002)、その比高を計測したところ 5.6 m

であった。石動山断層の南方には東落ちの野寺断層・坪山-八野断層が認められ、新旧の扇状地面や海成段丘面が変位を受けて比高数 m の低断層崖・撓曲崖が発達している(三崎, 1980; 池田ほか, 2002)。一方、ステップする地点より北では、石動山地と邑知潟平野が北東-南西方向にのびる直線的な山麓線をもって接する。ここでは、石動山断層は山麓線沿いに、もしくは山麓線に沿って細長く分布する段丘面(沖積面との比高数 m)の北西側の段丘崖の基部に認定されるが、山麓線を横切る谷底面には明瞭な変位地形は認められない(池田ほか, 2002)。

2. 羽咋市中川町～鹿島町水白(図 2A～D)

本区間では、石動山地と邑知潟平野がゆるやかな屈曲を伴いつつ北東-南西方向にのびる山麓線をもって接しており、山麓線付近の多くの地点で変動崖が認定されている(太田ほか, 1976; 池田ほか, 2002)。

羽咋市中川町～宇土野町にみられる撓曲崖についてはⅣ・Ⅴ章で述べる(図 2A)。飯山町～本江町には扇状地性の地形面と推定されるⅠ面が分布する(図 2B)。その北西縁を限る崖地形は上に凸な断面形を有するため撓曲崖であると考えられる。撓曲帯の幅は約 100 m に及ぶ。Ⅰ面上にはこれと並走する 2 列の北西落ちの撓曲崖が認められ、計 3 列の撓曲崖の比高は 60～80 m に達する。撓曲帯に位置する Loc.1 では、Ⅰ面を構成する砂礫層(層厚不明)中の砂層が N57°W の露頭面でみかけ上 13°北西に傾斜しており、Ⅰ面の撓曲と調和的である。CC' 付近でこのⅠ面を開析する小谷底にはⅤ面が分布する。その北西縁を画する比高 3.8 m の低崖は、Ⅰ面北西縁の撓曲崖の基部と一直線上に位置すること、谷底を流れる小河川の流下方向とほぼ直交しており浸食崖とは考えられないことから、低断層崖と判断される(図 3)。また、Ⅰ面の北東に分布する DD' 付近のⅥ面は小規模な扇状地面であるが、その中央やや扇端よりの位置に比高 1.6 m のなだらかな北西落ち低崖がゆるやかな弧を描くように分布する(図 3)。この低崖は扇状地面の最大傾斜方向とほぼ直交することから浸食崖ではなく撓曲崖であると

考えられる。

本江町や酒井町の東半部では、Ⅱ面が北東-南西方向にのびる幅約 100 ～ 200 m の背斜状の高まりを形成しており、その南東側には高まりに閉塞される形で扇状地面が分布する（図 2B, C）。このⅡ面は、南東から流下する河川によって形成された北西に傾斜する扇状地面が断層運動によって背斜状の高まりになったものと推定される。太田ほか（1976）はこれらⅡ面の変形を南東への逆傾斜のみとして記載しているが、形態的特徴から、背斜状の高まりの北西側は撓曲、南東側は逆傾斜と解釈される。北西側の撓曲崖の比高は 30 ～ 40 m で、撓曲帯の幅は 50 ～ 100 m である。同じく本江町・酒井町の EE' ～ KK' 付近では、扇状地面・谷底面やそれらが若干浸食されて形成された地形面であるⅣ～Ⅶ面が発達しており、その面上もしくは北西縁に比高 1.8 ～ 8.4 m の北西落ち低崖が北東-南西走向で分布する（図 3）。これらの低崖のうち、GG' ～ JJ' 付近のものは比較的なだらかなものである。これら EE' ～ KK' 付近の低崖は、上記Ⅱ面の北西側撓曲崖基部や山麓線と一直線上に並んで分布すること、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交することから、いずれも変動崖（低断層崖・撓曲崖）と判断される。

四柳町^{よつやなぎ}の MM' 付近には扇状地性の地形面と推定されるⅢ面が分布する（図 2C）。その北西縁は比高 13.5 m のなだらかな低崖によって限られる。すぐ北東のⅡ面の北西縁にも比高 20 ～ 30 m のなだらかな低崖が認められる。これらの低崖は北東-南西走向で一直線上に並んで分布し、また、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交する。こうした形態・分布の特徴からこれらの低崖は撓曲崖と判断される。太田ほか（1976）は、この付近でⅡ面構成砂礫層が著しく撓み、複数の正断層や逆断層に切られ北西または南東に傾斜することを報告している。これらの南西に位置する LL' 付近には、山麓線に沿ってⅤ面が細長く分布する。その北西を画する比高 4.8 m の低崖も、北東・南西にそれぞれ発達する撓曲崖の延長線上に位置することから、低断層崖である可能性が高い（図 3）。

鹿島町^{こがねもり}小金森の NN' 付近にはⅥ面に区分される扇状地面上に北東-南西走向で比高 2.6 m の北西落ち低崖が認められる（図 3）。この低崖は扇状地面の最大傾斜方向とほぼ直交もしくは斜交することから低断層崖と考えられる。この低断層崖はⅥ面北東部では認められないが、さらに北東へ進むと、福田の OO' 付近に分布するⅣ面の北西縁を限る比高 8.0 m のなだらかな低崖に達する。扇状地性の地形面と推定されるⅣ面の勾配は約 3° であるが、この低崖は約 7° の勾配を示し幅約 120 m にわたり分布する。こうした形態的特徴に加え、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交することも考慮すると、この低崖はⅣ面の北西縁部が断層運動により増傾斜して形成された撓曲崖と判断される。太田ほか（1976）はこの撓曲崖を 2 本の低断層崖と急傾斜帯として認定しているが、低断層崖とされた低崖は人工改変によるものと考えられる。同じく福田の PP' 付近にはⅤ面に区分される扇状地面上に、北東-南西走向で比高 3.6 m のなだらかな北西落ち低崖が認められる（図 2D, 図 3）。この低崖は扇状地面の最大傾斜方向とほぼ直交するため撓曲崖と判断される。

小田中^{こだなか}の QQ' 付近にはⅢ面に区分される扇状地性の地形面が分布する。その北西を画する比高 14.4 m のなだらかな低崖は、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交するため、撓曲崖であると考えられる。この北東の RR' 付近には谷底面であるⅥ面が分布するが、その北西縁を限る比高 2.0 m の低崖は、山麓線と一直線上に並んで分布し、谷底を流れる河川の流下方向とほぼ直交するため、低断層崖と判断される（図 3）。また、久江の SS' 付近に分布するⅥ面は小規模な扇状地面であり、その中央付近に比高 2.5 m のなだらかな北西落ち低崖が北東-南西走向にのびる（図 3）。この低崖は扇状地面の最大傾斜方向とほぼ直交することから撓曲崖であると考えられる。

水白の TT' 付近には扇状地性の地形面および崖錐からなるⅥ面が、UU' 付近には扇状地性の地形面であるⅤ面がそれぞれ分布する。これらの北西縁はいずれも北東-南西走向で比高 2.6 m ・ 4.2 m の低崖によって限られる（図 3）。これらの低崖

はいずれも付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交もしくは斜交することから低断層崖と判断される。北東延長に位置するVV'付近にはⅥ面の北西縁を限る比高5.6mの低崖が分布する(図3)。南西方からの連続性を重視するこの低崖も低断層崖である可能性が高いが、低下側を南西へと流下する河川によって若干の浸食を受けている可能性がある。

3. 鹿島町水白～七尾市江曾町(図1, 図2-Index Map)

本区間は図2Dと図2Eの間にあたる区間である。水白より北東では山麓線が200～500m南東に後退するが、断層トレースは水白から山麓線を離れてそのまま北東にむかい、鹿島扇状地(鹿島町役場付近にひろがる扇状地面)を変位させたのち、鹿島町役場のすぐ東の地点で、北東-南西走向から北北東-南南西～南北走向へと走向を変える(池田ほか, 2002)。この地点のすぐ南西(鹿島町役場のすぐ南西・小河川の右岸)における撓曲崖の比高を計測したところ3.1mであった。鹿島町役場のすぐ東の地点から七尾市江曾町までの長さ約3kmの区間では明瞭な変位地形は認められないが、本研究ではこの地点以南と江曾町以北の両区間との連続性を重視し、池田ほか(2002)と同様、山麓線に沿って断層トレース(位置不明瞭)を推定した。なお、太田ほか(1976)はこの地点のすぐ北に、並走する3列の西落ち低断層崖を認定しているが、これらの低崖はいずれも連続性が悪く上下変位がはっきりしないため、人工改変によるものと判断した。

4. 七尾市江曾町～佐野町(図2E～G)

江曾町～千野町では、中川町～水白の区間と同様に、石動山地がゆるやかな屈曲を示す山麓線をもって低地とじかに接するが、千野町～佐野町では山麓線から幅1～2kmにわたって段丘化した扇状地性地形面が帯状に分布しており、その北西側に低地が分布する。江曾町から北～東へと1条で追跡される断層トレースはやがて千野町付近で分岐し、北西～北落ち変位を示す2条のトレースとその間に分布する南東～南落ち変位の2条のトレースの計4条の断層トレースが北東-南西

～東西走向で並走して認められるようになる(太田ほか, 1976; 池田ほか, 2002)。これら4条を北西のトレースから順にF1～F4とする。F2・F3の大部分は太田ほか(1976)の古府断層に相当する。

七尾市江曾町のWW'付近には扇状地性の地形面と推定されるⅤ面が小規模に分布する(図2E)。その西縁を限る比高4.0mの低崖は、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交するため、低断層崖であると考えられる(図3)。同じく江曾町のXX'・YY'付近に分布するⅤ・Ⅵ面はいずれも扇状地面である。面上には北東-南西走向にのびる比高3.7m・2.0mの北西落ち低崖が認められる。XX'付近の低崖は比較的なだらかである(図3)。これらの低崖は扇状地面の最大傾斜方向とほぼ直交するため、それぞれ撓曲崖・低断層崖と判断される。このように、江曾町においては山麓線を結ぶようにして変動崖が連続的に認定される。

千野町から天神川原町をへて佐野町に至るF1は北西～北落ちの撓曲崖・低断層崖として認められる(図2F, G)。一方で、断層トレースが天神川原町からまっすぐ北北東にむかい万行町西付近に達するとする見解もある(池田ほか, 2002)。これは万行町付近にⅢ面が分布するため断層トレースがその前面にあると推定したためと考えられるが、本研究では変動崖の連続性を重視して天神川原町から佐野町まで断層トレースを認定した。

千野町付近～天神川原町付近に分布するⅢ・Ⅱ面は扇状地面と推定され、その北西縁はいずれもなだらかな低崖に限られる(図2F, G)。比高はZZ'で9.2m, aa'で19.2mである。Ⅲ・Ⅱ面の勾配は約1°であるが、これらの低崖は約3°～4°の勾配を保ちつつそれぞれ幅200～300m・300～400mにわたって分布する。こうした形態的特徴から、これらの低崖はⅢ・Ⅱ面の北西縁が断層運動により増傾斜して形成された撓曲崖と判断される。太田ほか(1976)はこの撓曲変形をF2・F3の活動による逆傾斜であると解釈している。また、南ヶ丘町～矢田町のbb'～hh'付近

には扇状地面・扇状地性の地形面であるV～Ⅶ面が分布しており、その面上もしくは北西縁～北縁に比高1.0～3.0 mで北西～北落ちのなだらかな低崖が分布する(図2F, G, 図3)。これらの低崖は、上記Ⅲ・Ⅱ面北西縁に発達する撓曲崖の延長上に位置し、付近を流れる河川の流下方向とほぼ直交するため、いずれも撓曲崖であると考えられる。

F2・F3として認定された南東落ち変動崖は、付近を流れる河川の流下方向にほぼ直交することから変動崖と判断される(図2F, G)。F2はⅠ・Ⅱ面を、F3はⅠ～Ⅳ面をそれぞれ南東落ちに変位させて低断層崖・撓曲崖を形成しているが、いずれもV面以下の地形面は変位させていない。変動崖の比高はF2で5～10 m、F3では5 m以下である。太田ほか(1976)は、Ⅱ面南東縁のLoc.6において扇状地礫層を切る正断層を、Loc.7において扇状地礫層を切る低角の逆断層をそれぞれ報告している(図2F)。F4は千野町から南ヶ丘町、古屋敷町を横切って佐野町付近にまで達しており、比高10 m以下の北西～北落ち撓曲崖・低断層崖として認められる(図2F, G)。ii'における撓曲崖の比高は8.6 mである。

IV. 羽咋市中川町～宇土野町における掘削調査

堤ほか(2000)は、石動山断層の変位速度などを解明するため、羽咋市中川町～宇土野町に分布する比高4～5 mの撓曲崖を横切ってジオスライサーを用いた地層抜き取り調査を行った。しかしながら、掘削地点の間隔が広く、地質構造は十分には把握されていない。そこで、本研究ではパーカッション式コアサンプラーを用いた追加掘削調査を実施した。その結果、断層の活動時期についてあらたなデータが得られた。本章では調査結果の記載を行い、解釈はV章において述べる。

1) 掘削調査地点付近の地形と調査の概要

調査地点が位置する邑知潟平野南西部には邑知潟とよばれるラグーンが存在する(図1)。邑知潟は現在、標高30 mに達する羽咋砂丘によって日本海から分断され、羽咋川によってわずかに日本海と連絡する。これまでの研究により、1) 完

新世前期～中期の縄文海進期における日本海は現海岸線よりも内陸側に浸入していた、2) その後、沿岸州や羽咋砂丘の発達により、浸入部が日本海から分離してラグーン(邑知潟)が形成された、3) 海水準の低下や碎屑物の流入によってラグーンが徐々に埋積され、邑知潟平野南西部の低地が形成されてきた、4) 調査地点である羽咋市中川町～宇土野町付近にも縄文海進期にラグーンがひろがっていた、ことが推定されている(鮎野ほか, 1972; 藤, 1975, 堤ほか, 2000)。

調査地点付近には、山麓線付近や開析谷内に小規模なⅣ・Ⅴ面が分布し、その下位に低平なⅤ・Ⅶ面がひろがる(図4)。Ⅴ面の西北西を限る比高4～5 mのなだらかな低崖は、走向が飯山川や他の小河川の流下方向とほぼ直交するため、これらの河川による浸食崖とは考えられない。このような形態・分布の特徴より、この低崖は撓曲崖と認定される。図4の中北部ではこの撓曲崖は2条に分岐する(堤ほか, 2000)。

本研究では、このような撓曲崖にほぼ直交するAA'・BB'の2測線に沿って掘削調査を実施した(図4)。BB'は堤ほか(2000)が地層抜き取り調査を行った測線と同一で、AA'はその南南西約300 mに位置する。AA'における調査の目的は、BB'において堤ほか(2000)が見いだした泥炭質な泥～細砂層を追跡し、その分布とひろがり、上下変位量を明らかにすることである。また、BB'における調査は、堤ほか(2000)にデータを追加し、撓曲崖周辺の地形・地質構造の発達史を解明することが目的である。現地では、採取した地層の肉眼観察と記載、層相と層序による対比、および ^{14}C 年代測定試料の採取を行った。

^{14}C 年代測定では、まず測定試料をKitagawa *et al.* (1995)の方法により化学的処理を行ってグラファイト化した。バルク試料については、試料を3 φのふるいにかけて植物片・木片を抽出したのち、肉眼観察によって根以外の部位と判断されるものを選定し、これをグラファイト化した。こうして得られたグラファイトの炭素同位体比を京都大学AMSシステム(Nakamura *et al.*, 1997, 2000)で測定し、Bowman (1990) およ

図 4 羽咋市中川町～宇土野町における掘削調査地点付近の変位地形。

図の位置を図2に示す。変位地形は堤ほか(2000)による。等高線は国土地理院発行 1/5000 国土基本図より抜粋した。等高線間隔は 5 m。

Fig. 4 Tectonic geomorphic features around sites of drilling survey at Nakagawa and Udono Town, Hakui City.

Location of this figure is shown in Fig.2. Tectonic geomorphic features are from Tsutsumi *et al.* (2000). Contours, with an interval of 5 m, are from 1/5000 National Fundamental Maps published by Geographical Survey Institute.

び Mook and Plicht (1999) を参考にして ^{14}C 年代と誤差を計算した。最後に、Stuiver and Reimer (1993), Stuiver *et al.* (1998a, b) に基づくプログラム CALIB REV.4.4.2 を用いて ^{14}C 年代を暦年代に較正した (表 2)。

以下では、堤ほか (2000) によるデータ (図 5 の B-2, 5, 7～10) に本研究によるデータをあわせて記載を行う。

2) 層相と層序, および ^{14}C 年代

観察された地層はすべて未固結であり, 層相と層序により対比が可能な層準が 5 つ認められる (1～5 層とする, 図 5 上半)。ただし, B-5 における 5 層より上位の地層は, 両隣の B-4・B-6 にみられる細粒な地層と著しく異なる粗砂層～砂礫層であるため, 本研究では流路の影響を受けていると判断してこれを除外した。また, B-7 は, 掘削調査後の空中写真再判読により撓曲崖を横切る流路の影響を受けていることが判明したため (堤ほか, 2000), 本研究でも除外する。

1 層は黒灰色の腐植質泥層であり, 湿地または水深の浅い静水中で堆積したと考えられる。2 層との境界は比較的明瞭である。B-1・B-3・B-4 における 1 層最下部の年代はそれぞれ 1120 ± 140 y.B.P.・ 900 ± 140 y.B.P.・ 930 ± 140 y.B.P. である。B-6 の最上部にも腐植質泥層が認められるが, その最下部は 590 ± 200 y.B.P. の年代を示し, 1 層最下部の年代よりやや新しい。

2 層は泥～中砂が優勢な暗灰色～青灰色の地層で, 一部に粗砂を含む。3 層との境界は明瞭である。静水中で堆積したと考えられる。B-4 における 2 層最下部からは 3950 ± 160 y.B.P. の年代値が得られた。2 層内部には対比可能な層準は認められない。

3 層は暗灰色～灰色で淘汰のよい細砂～粗砂層である。4 層との境界は明瞭である。BB' でのみ認められ, AA' では見いだされないことから, 飯山川から供給された河成層と考えられる。B-3 における 3 層最上部からは 5820 ± 140 y.B.P. の年代値が得られた。

4 層は暗灰色・灰色・茶褐色・黄褐色などの色調を示す中砂～砂礫層で, V' 面の構成層と考えられる。5 層との境界は非常に明瞭であり, 4 層堆積時には 5 層上部をやや浸食した可能性が高い。3 層と同じく BB' でのみ認められるため, 飯山川から供給された河成層と考えられる。含まれる礫は細礫～中礫サイズの泥岩からなる亜円礫が優勢であり, 八尾累層・音川累層・氷見累層起源と推定される。

5 層は黒色・黒褐色・黒灰色などの色調を示

図 5 羽咋市中川町～宇土野町における掘削調査地点におけるコアの層相と対比、および ^{14}C 年代 (上半) と地質構造の解釈図 (下半)。コアおよび断面 AA'・BB' の位置を図 4 に示す。

Fig. 5 Lithofacies and ^{14}C age of the drilled cores (upper part), and interpretation of geologic structures (lower part), at Nakagawa and Udono, Hakui City. Locations of drilled cores, line AA', and line BB' are shown in Fig. 4.

表 2 コアから得られた試料の AMS 法による ^{14}C 年代測定結果.

Table 2 Radiocarbon age of samples obtained from drilled cores, by means of AMS.

Core no.	Depth (cm)	Unit	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	^{14}C age (y.B.P. $\cdot 1\sigma$)	Calibrated age* (cal B.P. $\cdot 2\sigma$)	Probability*	Lab. no.**
A-4	335-338	5	plant fragment	-32.7	6110 ± 120	6676-6699 6721-7254	0.013 0.987	KUA-11210
B-1	90-95	1	plant fragment	-30.1	1120 ± 140	744-747 760-1291	0.002 0.998	KUA-11209
B-2	440	5	organic sediment	-18.1	6170 ± 40	6913-6917 6941-7209	0.004 0.996	Beta-137289***
B-3	110-120	1	plant fragment	-33.6	900 ± 140	559-601 625-1079 1112-1120 1162-1167	0.022 0.973 0.003 0.002	KUA-11204
B-3	465	3	wood fragment	-30.6	5820 ± 140	6308-6943	1.000	KUA-11205
B-4	85-95	1	plant fragment	-28.5	930 ± 140	572-578 650-1146 1158-1169	0.002 0.991 0.006	KUA-11206
B-4	365-370	2	plant fragment	-32.5	3950 ± 160	3932-3938 3978-4831	0.002 0.998	KUA-11208
B-5	410	5	organic sediment	-21.4	6550 ± 40	7338-7347 7371-7387 7417-7510 7534-7563	0.018 0.033 0.820 0.129	Beta-137292***
B-5	450	5	organic sediment	-19.0	6890 ± 40	7614-7635 7657-7790	0.030 0.970	Beta-137288***
B-6	115-125	1	plant fragment	-27.2	590 ± 200	3-18 144-215 269-933 943-946	0.005 0.024 0.971 0.001	KUA-11211
B-8	325	5	organic sediment	-22.8	6120 ± 50	6803-6823 6856-7098 7109-7160 7170-7179 7194-7204	0.035 0.797 0.150 0.010 0.008	Beta-137291***
B-9	340	5	organic sediment	-16.6	6890 ± 40	7614-7635 7657-7790	0.030 0.970	Beta-137290***

* Stuiver and Reimer (1993), Stuiver *et al.* (1998a, b) に基づくプログラム CALIB REV.4.4.2 を用いて暦年補正を施した値.

** KUA は京都大学・Beta は Beta Analytic Inc. *** 堤ほか (2000) からの引用データ.

* Calibrated ages and their probability calculated by CALIB REV.4.4.2, which is based on Stuiver and Reimer (1993), Stuiver *et al.* (1998a, b)

** Samples KUA- and Beta- analyzed by Kyoto University and Beta Analytic Inc., respectively *** Data from Tsutsumi *et al.* (2000)

す泥炭質な泥～細砂層で、ほぼすべてのコアで確認される。最上部の年代は約 6000 y.B.P. を示し、縄文海進期に湿地または水深の浅い静水で堆積したと考えられる (堤ほか, 2000)。今回、A-4 の 5 層最上部の年代測定を行ったところ、

6110 ± 120 y.B.P. の年代を示し、従来の測定結果と整合する値が得られた。5 層は B-10 の深度 3 m 付近にも分布した可能性が高いが、4 層による浸食を受けて消失したと考えられる (堤ほか, 2000)。

V. 議 論

1) 石動山断層の認定・後期更新世以降の活動

Ⅲ章の記載に基づくと、石動山断層は、押水町東間から七尾市佐野町にかけて分布する長さ約33 kmで主に北～西落ちの逆断層であると考えられる。断層トレースに沿っては、後期更新世以降に形成された地形面を累積的に変位させる逆断層変位地形（低断層崖・撓曲崖・逆傾斜など）が発達する。北東部の七尾市付近などにおいては副次的なトレースも認められる。片川ほか（2002a）は、羽咋市本江町付近について、後期更新世においては石動山地に対する邑知潟平野の相対的沈降は認めがたいとしているが、本江町付近でもⅠ・Ⅱ面だけでなくⅤ～Ⅶ面のような新しい地形面にも上下変位が認められ、石動山断層は後期更新世から完新世にわたって活動が続いていると考えられる。なお、海底地形図・海底地質構造図（海上保安庁水路部, 1970a, b, 1974a, b, 1982a, b）をみる限り、石動山断層は海域（押水町西方・七尾市北方）へは連続しない。

今回の再検討により認定された断層トレースの分布位置は、太田ほか（1976）、堤ほか（2000）、池田ほか（2002）と概ね一致する。北東部の七尾市付近については、従来は南東落ちの断層トレースのみが古府断層として記載されてきたが（太田ほか, 1976）、池田ほか（2002）が指摘するように、古府断層より平野側に、南方から連続する北西落ちの断層トレースが存在することが、本研究でも確認された。

断層トレースの分布形態に注目すると、石動山断層中北部の約3 kmの区間（図2Dと図2Eの間の区間）で、断層トレースの走向が北東側・南西側より反時計回りに30°～40°振れている。また、この区間では、北東側・南西側と比較して変位地形の発達が著しく不明瞭である。よって、この中北部の区間がセグメント境界をなす可能性がある。

石動山断層の中央部以南（図2D以南）においては、羽咋市中川町～宇土野町付近（図2A）を境として変位地形の発達に明瞭な差異が認めら

れ、北東側で変位地形がより明瞭に発達する。北東側は片川ほか（2002b）による鹿島地塊の北西縁、南西側は同じく志雄地塊の北西縁にほぼ相当する。こうした発達の差異が、鹿島地塊が現在も隆起を続けているものの志雄地塊が植生累層堆積前に隆起を終えた（片川・荒木, 1999；片川ほか, 2002b）ことに起因するならば、地塊の境界部にあたる宇土野町付近の山麓線は、隆起時期の違いを反映し、出入りに富む複雑な形状を示すと考えられる。しかし実際には、山麓線は北東-南西方向に直線的にのびており、断層トレースは山麓線に沿ってまっすぐ連続する。変位地形の発達の差異が何に起因するのかを理解するためには、付近の地形発達史や古地震、地下構造をさらに検討する必要がある。石動山断層の地震時活動区間、志雄地塊に相当する地域において重力異常急変帯が断層トレースの位置から南東へ最大2.5 kmずれる（須藤ほか, 2004）要因についても、これらの検討結果を含めた総合的な議論が必要である。

2) 最近2回の活動に伴う上下変位量分布

Ⅲ章に記載した地形面・変位地形の分布とその特徴、および変動崖の比高をもとに、変動地形学的な観点から断層運動に伴う地表変位量分布とその累積パターンについての議論を行う。

1. 方法

地形断面測量によって計測された変動崖の比高（図3、表1）を石動山断層の代表的走向（N45° E）に投影したものが、図6の黒丸・白丸・黒四角の各点である。各点の分類基準は2.項で説明する。複数の断層トレースが並走する区間では、最も平野側の断層トレースによる変位量を採用した。これは、山側に位置する断層トレースを副次的なトレースと考え、最も平野側の断層トレースに沿う変位量が地下の断層面上のすべり量を最もよく反映すると解釈したためである。

地形断面測量によって見積もられる量は変動崖の比高である。変動崖の比高は、変動崖を挟んで同じ地形面が接する場合は、断層運動に伴う真の上下変位量を表す。一方、変動崖を境として地形面が異なる場合には、低下側をより新期の堆積物が埋積するため、真の上下変位量を必ずしも示さ

図 6 石動山断層に沿う上下変位量分布。
表 1 の地形断面測量データを N45°E の方向に投影した。

Fig. 6 Vertical slip distribution along the Sekidosan fault.
Topographic profiling data in Table 1 are plotted along a line striking N45°E.

ない。しかし、比高が数 m と小さい場合、変動崖は最近数回の断層運動によって形成されたと考えられる。よって、変動崖の形成から長い時間は経過しておらず、低下側の地形面はわずかに埋積されるのみと推定されるため、変動崖の比高と真の上下変位量はほぼ等しいと仮定した。

次に、変動崖が何回の断層運動によって形成されたかを判断するため、変位を受けた地形面の新旧、付近の変動崖との関係、変動崖自体の開析度について検討を行い、変動崖の新旧を判定した。

2. 結果と議論

図 6 に黒丸で示した 15 地点の変動崖は、Ⅵ・Ⅶ面のような新しい地形面を変位させており、それぞれの近傍にはさらに小さい比高を示す変動崖は認められない。また、これらの変動崖はまったく開析されていないか、わずかに開析されるのみである。よって、これら 15 地点の変動崖は石動山断層の最新活動に伴って形成されたと考えるこ

とができる。

最新活動に伴って形成された変動崖が数多く分布する石動山断層中央部・北東部において、地点間を直線で結び、最新活動に伴う上下変位量分布を復元した（図 6 の実線）。変位量は、中央部は 2 ～ 3 m（最大値 2.6 m）でほぼ一様であるが、北東部では 1 ～ 2 m（最大値 2.2 m）で北東にむかって減少する傾向がある。この減少傾向の要因として、1) 断層面上のすべり量が北東方へ減少する、2) 地表付近で断層が分岐するため複数の断層トレースに変位が分散する、3) 石動山断層の主断層トレースが七尾市天神川原町からまっすぐ北北東へと続いており、変位量を見積もった断層トレースの北東半部が副次的な断層トレースである、などが考えられる。

次に、Ⅴ面を変位させる 10 地点（図 6 に白丸で示した地点）の変動崖に着目する。これらの変動崖は上記の 15 地点の変動崖と比較して開析が

進み、付近にはⅥ・Ⅶ面が発達している。中には、上記の15地点の変動崖と連続して認定され、変位の累積を読みとることができる地点も存在する。これら10地点の変動崖における上下変位量は3～5mの範囲に集中し、かつその増減パターンは最新活動に伴う上下変位量分布の増減パターンと正の相関を示す。そこで、復元された最新活動時の上下変位量分布を2倍したところ(図6の破線)、白丸地点における変位量・その増減パターンは、破線で示される変位量・その増減パターンとよく一致した。以上のことから、これら白丸で示した10地点の変動崖は石動山断層の最近2回の活動に伴って形成された可能性が高く、石動山断層の中央部・北東部では、個々の地点ごとにみると、最近2回の活動に伴う上下変位量がほぼ等しく、固有の変位量を有する活動が繰り返し発生した可能性が高いと考えられる。

これと同様の事例はSan Andreas断層やWasatch断層帯、別府湾の豊岡沖断層などにおいてすでに報告されており、それらの事例は固有地震モデルを提唱するうえで重要な根拠とされてきた(Sieh and Jahns, 1984; Schwartz and Copper-smith, 1984; 中田・島崎, 1993など)。これまでの検討から、石動山断層中央部・北東部における最近2回の活動も、個々の地点における変位量の再現性という意味においては固有地震モデルに適合する可能性が高い。固有地震モデルは、個々の地点における変位量の再現性のみならず、地震時における活動区間の再現性も仮定している。この点について検討するためにはさらなる古地震学的調査が必要である。

3) 掘削調査結果から推定される断層活動時期

掘削調査を実施した羽咋市中川町～宇土野町のAA'・BB'(図4)における地形・地質構造の解釈を図5下半に示す。5層の上面は、現在はゆるやかな北西傾斜を有する泥炭質な泥～細砂層であるが、ほぼ水平な初源堆積面をもつと考えられるため、その上面は形成後に上下変位を受けていると考えられる。5層上面のこのような変形はV'面の撓曲変形と調和的である(堤ほか, 2000)。その上下変位量は、元来は水平であったと仮定し

た場合を最大値、元来は現在の地表面と同じ勾配をもって傾斜していたと仮定した場合を最小値とすると(堤ほか, 2000)、AA'で5.4～6.9m、BB'で5.7～6.9mと見積もられる。こうして得られた上下変位量を5層最上部の年代(約6000 y.B.P. = 約6500～7000 cal B.P.)で除して得られる上下変位速度は0.8～1.1 mm/yrである。断層面の傾斜が20°～40°であるため(下川ほか, 2002; 水野ほか, 2003)、断層面上のすべり速度は上下変位速度の2倍前後に達する可能性がある。ただし、変位速度を見積もった期間が短く、この間に発生した断層運動が後述するように2～3回と少ないため、これらの値は真の値より大きい可能性がある。

5層上面の標高は、隆起側のA-5・A-9でそれぞれ6.5m・6.5m、低下側のA-1・B-1・B-2でそれぞれ-0.5m・-0.4m・0.4mと、隆起側、低下側ともよく一致する。これは、縄文海進期のラグーン縁辺部において泥炭質な泥～細砂層がほぼ水平に広く堆積したのち、石動山断層の活動によって5～7mのほぼ一様な上下変位を受けたことを示す可能性がある。

以下では、地質構造がより詳細に把握されるBB'(図5)に着目し、断層の活動時期について議論を行う。

まず、5層堆積後～3層堆積中に注目する(図5下半)。5層堆積後～4層堆積前もしくは4層堆積中に断層運動が発生したならば4層は低下側に厚く堆積したであろうが、実際には4層は低下側にむかって層厚を減じ消滅する。よって、5層堆積後～4層堆積中には断層運動は発生していないと考えられる。4層の上面は、中砂～砂礫層という層相を考慮すると、元来から西北西へと若干の傾斜を有していたと推定される。こうした堆積時の傾斜を考慮しても、4層上面は明らかに西北西へ増傾斜しており、かつ上に凸な形状を有するため、4層は堆積後に撓曲変形を受けていると考えられる。また、4層堆積後～3層堆積前もしくは3層堆積中に断層運動が発生したならば3層は低下側に厚く堆積したであろうが、実際には3層は撓曲帯にのみ分布する。よって、4層堆積

後～3層堆積中には断層運動は発生していないと考えられる。3層が4層上面と同程度に撓曲することも、3層と4層上面が同じ回数の撓曲変形を受けたことを反映していると解釈される。

次に、3層堆積後に注目する。2層は低下側に厚く分布し、隆起側にむかって層厚を減じ消滅する。よって、3層堆積後～2層堆積開始直後(=2層が3・4層を隆起側まですべてオンラップする以前)におそらく1回の断層運動(イベントaとする)が発生し、3～5層が撓曲変形を受けて隆起側のV'面が段丘化したと考えられる。

イベントaが3層堆積後～2層堆積前(3層最上部が 5820 ± 140 y.B.P.の年代を、また2層最下部が 3950 ± 160 y.B.P.の年代をそれぞれ示すことから、約6000～4000 y.B.P.に相当する)に発生した可能性が高いことが、層相・層序に関する次の考察から推定される。図5下半をみると、低下側においては、ラグーン中で堆積したと考えられる2層が、河成層である3・4層、ラグーン縁辺部で堆積した5層の上位に分布する。このことは、3層堆積後～2層堆積前にラグーンの水位が相対的に上昇したことを意味する。一方、5層堆積後～2層堆積前に相当する約6000～4000 y.B.P.には、海水準は低下傾向にあった(藤井・藤, 1982; Shackleton, 1987)。一般に、ラグーンの水位は、外海とラグーンを連絡する潮口がない場合でも、両者が砂丘や沿岸部の内部で地下水として連絡するため、外海とほぼ同じ水準に保たれる(鈴木, 1998)。よって、このようなラグーン水位の相対的上昇は、海水準の上昇ではなく、土地の沈降に起因する可能性が高い。以上より、3層堆積後～2層堆積前に断層運動が発生したために低下側の土地が沈降したと考えることができ、この断層運動がイベントaに相当する可能性が高い。2層は、イベントaによってラグーン中に没した低下側から堆積を開始し、3・4層にオンラップしながらラグーンを埋積した地層であると推定される。2層の堆積はラグーン中に没した直後に開始したと考えられるため、イベントaは 3950 ± 160 y.B.P.の直前に発生した可能性が高い。また、このイベントに伴って隆

起側の地形面が段丘化したと考えられる。その後、2層によるラグーンの埋積が約1100～900 y.B.P.にほぼ終了し、1層がラグーン縁辺部で堆積を開始したと推定される。イベントa以降に断層運動が発生したか否かは、1層や2層上面が断層運動を受けているかどうか判断できず、また2層中に対比可能な層準が見いだされないため、不明である。

VI. おわりに

石動山断層の断層変位地形の分布を再検討するとともに、最近の活動史を明らかにするため、比高数mの変動崖に着目した変動地形学的・古地震学的調査を行った。

最近2回の活動に伴う上下変位量分布を変動地形学的な考察に基づいて復元した結果、中央部・北東部では、個々の地点ごとにみると、最近2回の活動に伴う上下変位量はほぼ等しく、固有の変位量を有する活動が繰り返し発生した可能性が高いことが明らかとなった。1回の活動に伴う上下変位量は、中央部では2～3 m(最大値2.6 m)ではほぼ一様であったが、北東部では1～2 m(最大値2.2 m)で北東にむかって減少する傾向がみられた。ただし、上下変位量分布を復元する際には、変動地形学的な考察のみに基づいて、最新活動に伴って形成された変動崖・最近2回の活動に伴って形成された変動崖をそれぞれ認定した。また、変動崖を境として隆起側の地形面と低下側の地形面が異なる場合に、低下側の地形面の埋没量を考慮しなかった。今後、こうした変動崖の浅部地下構造を解明しその形成過程を明らかにすることで、復元された変位量分布の妥当性を検証する必要がある。

また、羽咋市中川町～宇土野町における掘削調査により、断層運動が約6000～4000 y.B.P.(おそらく4000 y.B.P.頃)に1回発生したことが明らかとなった。しかし、石動山断層の活動時期・地震時活動区間を精度よく解明するためにはさらなる古地震学的調査が求められる。微小な変位地形の発達が良好な区間とそうでない区間が存在する要因の解明も含め、今後の課題としたい。

謝 辞

本研究を行うにあたり、岡田篤正先生・竹村恵二先生（京都大学・院）、小松原 琢氏（産業技術総合研究所）には終始適切な御指導をいただきました。地形断面測量の際には金田平太郎氏・木下朋和氏（京都大学・院・院生（当時））に、掘削調査では松岡 暁氏（京都大学・学生（当時））に、これら両調査においては中村洋介氏（京都大学・院・院生（当時））に、また、 ^{14}C 年代測定に際しては中西利典氏（同）、北川浩之先生（名古屋大学・院）、中村正信先生・田澤雄二先生・荻野晃也先生・松本 博氏・廣瀬昌憲氏（京都大学・院）にそれぞれ御指導・御助力をいただきました。掘削調査にあたっては、羽咋市中川町町会長の安達利治氏、宇土野町町会長の幸田弘治氏、千代町町会長の細川義明氏に調査用地の使用について御配慮いただいたほか、用地地権者の皆様には調査実施の許可をいただきました。図1の作成にはGMT (Wessel and Smith, 1991) を使用させていただきました。匿名査読者・編集担当の方々には本稿を改善するうえで有益なコメントをいただきました。以上の方々に心より御礼申し上げます。

文 献

- Bowman, S. (1990): *Radiocarbon Dating*. British Museum Press.
- 藤 則雄 (1975): 北陸の海岸砂丘. 第四紀研究, **14**, 195-220.
- 藤井昭二・藤 則雄 (1982): 北陸における後水期以降の海水準変動. 第四紀研究, **21**, 183-193.
- 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.
- 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.
- 今井 功 (1965): 小口瀬戸地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所.
- 今井 功・坂本 亨・野沢 保 (1966): 邑知潟・蛇ヶ島地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅). 地質調査所.
- 石川県 (1999): 地震関係基礎調査交付金森本・富樫断層帯に関する調査成果報告書 (概要版).
- 海上保安庁水路部 (1970a): 大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 海底地形図「能登半島東方」. 6334号.
- 海上保安庁水路部 (1970b): 大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 海底地質構造図「能登半島東方」. 6334-S号.
- 海上保安庁水路部 (1974a): 大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 海底地形図「能登半島西方」. 6335号.
- 海上保安庁水路部 (1974b): 大陸棚の海の基本図 (20万分の1) 海底地質構造図「能登半島西方」. 6335-S号.
- 海上保安庁水路部 (1982a): 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地形図「七尾湾」. 6334-7号.
- 海上保安庁水路部 (1982b): 沿岸の海の基本図 (5万分の1) 海底地質構造図「七尾湾」. 6334-7S号.
- 船野義夫・三浦 静・藤井昭二 (1972): 北陸地方の海岸平野の形成過程. 地質学論集, **7**, 91-100.
- 片川秀基・荒木龍介 (1999): 空中写真を用いた鳥瞰図の作成と地質構造調査への利用. 月刊地球, **21**, 827-831.
- 片川秀基・穴田文浩・吉田 進 (2002a): 邑知平野南部地区の平野下の第四紀層. 第四紀研究, **41**, 145-160.
- 片川秀基・北口善啓・伊藤 孝・穴田文浩・吉田 進・藤井昌彦 (2002b): 石動・宝達山地北西部の地塊区分と活構造. 地学雑誌, **111**, 16-32.
- 木村敏雄・恒石幸正 (1978): 太田陽子・松田時彦・平川一臣著「能登半島の活断層」に対して. 第四紀研究, **17**, 39-42.
- Kitagawa, H., Fukuzawa, H., Nakamura, T., Okamura, M., Takemura, K., Hayashida, A. and Yasuda, Y. (1995): AMS ^{14}C dating of varved sediments from Lake Suigetsu, central Japan and atmospheric ^{14}C change during the late Pleistocene. In Cook, G.T., Harkness, D.D., Miller, B.F. and Scott, E.M. eds.: *Proceedings of the 15th International ^{14}C Conference. Radiocarbon*, **37**, 371-378.
- 三崎徹雄 (1980): 石川県, 金沢・羽咋間の活構造. 地理学評論, **53**, 280-289.
- 水野清秀・下川浩一・吾妻 崇・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治・吉田 進・浜田昌明 (2003): 浅層反射法地震探査とボーリングによる邑知潟断層帯南縁部の地下地質構造調査. 活断層・古地震調査報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.3, 315-362.
- Mook, G.M. and v.d. Plicht, J. (1999): Reporting ^{14}C activities and concentrations. *Radiocarbon*, **41**, 227-239.
- Nakamura, M., Tazawa, Y., Matsumoto, H., Hirose, M., Ogino, K., Kohno, M. and Funaba, J. (1997): Accelerator mass spectrometry at the Kyoto University tandem accelerator. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **B123**, 43-46.
- Nakamura, M., Tazawa, Y., Matsumoto, H., Hirose, M. and Ogino, K. (2000): Status of the Kyoto University AMS system. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, **B172**, 124-128.
- 中村洋介・金 幸隆・岡田篤正・竹村恵二 (2003): 金沢市街地における河成段丘の形成時期と森本・富樫断層帯野町撓曲の第四紀後期における上下変位速度. 活断層研究, **23**, 69-76.
- 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.
- 中田 高・島崎邦彦 (1993): 海底の地震の巣を探る. 科学, **63**, 593-599.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1976): 能登半島の活断層. 第四紀研究, **15**, 109-128.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣 (1978): 木村・恒石両氏の「討論」に対するコメント. 第四紀研究, **17**, 43-46.

- Schwartz, D.J. and Coppersmith, K.J. (1984): Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.
- Shackleton, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quatern. Sci. Rev.*, **6**, 183-190.
- 下川浩一・水野清秀・杉山雄一・片川秀基・柴田俊治 (2002): 石川県羽咋市付近における邑知潟断層帯の反射法地震探査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, No.2, 69-79.
- Sieh, K.E. and Jahns, R.H. (1984): Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 883-896.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J. (1993): Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., v.d. Plicht, J. and Spurk, M. (1998a): INTCAL98 radiocarbon age calibration 24000-0 cal BP. *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Braziunas, T.F. (1998b): High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, **40**, 1127-1151.
- 須藤洋和・北口善啓・山本和弘・河野芳輝 (2004): 能登半島南部の重力異常と基盤構造. 地震Ⅱ, **56**, 363-377.
- 角南基亮・河野芳輝 (1988): 能登半島南部邑知低地帯周辺の重力構造. 地震Ⅱ, **41**, 173-178.
- 鈴木隆介 (1998): 建設技術者のための地形図読図入門, 第2巻, 低地. 古今書院.
- 東郷正美 (2000): 微小地形による活断層判読. 古今書院.
- 東郷正美・池田安隆・今泉俊文・澤 祥・平野信一 (1998): 森本-富樫断層帯の詳細位置と活動性について. 活断層研究, **17**, 72-83.
- 堤 浩之・東郷正美・今泉俊文・石山達也・原口 強 (2000): 石川県羽咋市における石動山断層の地層抜き取り調査. 活断層研究, **19**, 69-76.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1991): Free software helps map and display data. *EOS, Trans. AGU*, **72**, 441.

(2004年7月12日受付, 2005年2月21日受理)