横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と 千屋丘陵の活構造

楮原京子¹⁾ 今泉俊文²⁾ 宮内崇裕³⁾
佐藤比呂志⁴⁾ 内田拓馬⁵⁾ 越後智雄⁶⁾
石山達也⁷⁾ 松多信尚⁸⁾ 岡田真介⁹⁾
池田安隆⁹⁾ 戸田茂¹⁰⁾ 越谷信¹¹⁾
野田賢¹¹⁾ 加藤一¹²⁾ 野田克也¹³⁾
三輪敦志¹⁴⁾ 黒澤英樹¹⁴⁾ 小坂英輝¹⁵⁾
野原壯¹⁶⁾

Active Tectonics of the Senya Hills and Evolution of the Senya Active Fault, Eastern Margin of the Yokote Basin Fault Zone, Northeast Japan

Kyoko KAGOHARA¹⁾, Toshifumi IMAIZUMI²⁾, Takahiro MIYAUCHI³⁾,
Hiroshi SATO⁴⁾, Takuma UCHIDA⁵⁾, Tomoo ECHIGO⁶⁾,
Tatsuya ISHIYAMA⁷⁾, Nobuhisa MATSUTA⁸⁾, Shinsuke OKADA⁹⁾,
Yasutaka IKEDA⁹⁾, Shigeru TODA¹⁰⁾, Shin KOSHIYA¹¹⁾,
Masaru NODA¹¹⁾, Hajime KATO¹²⁾, Katsuya NODA¹³⁾,
Atsushi MIWA¹⁴⁾, Hideki KUROSAWA¹⁴⁾, Hideki KOSAKA¹⁵⁾
and Tsuyoshi NOHARA¹⁶⁾

Abstract

The Eastern margin of the Yokote Basin Fault Zone (EYBFZ) is one of the seismogenic reverse faults that developed in Northeast Japan, generating the 1896 Rikuu Earthquake (M7.2). The EYBFZ is divided into range boundary fault (Kawaguchi Fault) and frontal fault. The ma-

-
- ¹⁾ 東北大学大学院理学研究科・日本学術振興会特別研究員 (DC1) ¹⁾ JSPS Research Fellow, Graduate School of Science, Tohoku University
²⁾ 東北大学大学院理学研究科 ²⁾ Graduate School of Science, Tohoku University
³⁾ 千葉大学大学院自然科学研究科 ³⁾ Graduate School of Science and Technology, Chiba University
⁴⁾ 東京大学地震研究所 ⁴⁾ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo
⁵⁾ 慶應義塾高等学校 ⁵⁾ Keio Senior High School
⁶⁾ (財) 地域地盤環境研究所 ⁶⁾ Geo-Research Institute
⁷⁾ (独) 産業技術総合研究所 ⁷⁾ National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
⁸⁾ 国立台湾大学 ⁸⁾ National Taiwan University
⁹⁾ 東京大学大学院理学系研究科 ⁹⁾ Graduate School of Science, The University of Tokyo
¹⁰⁾ 愛知教育大学教育学部 ¹⁰⁾ Faculty of Education, Aichi University of Education
¹¹⁾ 岩手大学工学部 ¹¹⁾ Faculty of Engineering, Iwate University
¹²⁾ 山梨大学教育人間科学部 ¹²⁾ Faculty of Education and Human Sciences, Yamanashi University
¹³⁾ (株) ジオシス ¹³⁾ Geosys Inc.
¹⁴⁾ 応用地質 (株) ¹⁴⁾ OYO Corporation
¹⁵⁾ (株) 環境地質 ¹⁵⁾ Kankyo Chishitsu Co., Ltd.
¹⁶⁾ (独) 日本原子力研究開発機構 ¹⁶⁾ Japan Atomic Energy Agency

jor segment of the frontal fault consists of three faults: the Shiraiwa Fault, the Ota Fault, and the Senya Fault, at which coseismic surface ruptures with irregular and highly sinuous traces, gaps and echelon steps occurred during the 1896 Earthquake. In the study area, the irregular coseismic surface ruptures probably originate from differences in fault geometries and sedimentary conditions, which are associated with thrust-front migration in the Quaternary. We discuss the relationships among fault traces, geomorphic displacements, and fault geometries on the Senya Fault and the Kawaguchi Fault, based on data from high-resolution seismic reflection profiling, investigations into tectonic geomorphology and structural geology with the help of the balanced cross-section method.

The seismic image obtained shows changes of geomorphic and geologic features around the Senya Hills expressed as differences in faulting geometries along the Senya Fault and the Kawaguchi Fault. In fact, the Senya Hills are situated as an unsymmetrical ordering. The disparity in the timing of thrust-front migration affects the development of fluvial surfaces, which are related to the appearance of the fault scarp on the surface. That is why, in the central portion of the Senya Hills, the Senya Fault is a typical emergent thrust with flat-ramp structures associated with the uplifting and the back-tilting of late Quaternary fluvial terraces. On the other hand, in the northern portion, the Senya Fault is a concealed thrust with step-like geometry and prominent folding and small faults in the hanging wall. The small faults infer the structure of the tectonic scarp and short wavelength deformation on the surface. This means that the Senya Fault at the central portion preceded the northern portion as an emergent fault. Moreover, fault traces show different dips between central and northern portions. The dip of the central portion is lower than that of the northern portion.

By restoring the balanced cross-sections and assuming the uniform net-slip rate, the initial thrusting along the boundary faults is retroactive to 2.0~2.6 Ma at the central portion and 1.8~2.3 Ma at the northern portion. The initiation of thrust front migration from the boundary faults to the frontal faults is ca.1.6 Ma at the central portion and 0.6Ma at the northern portion.

Key words : Senya Fault, seismic reflection profiling, balanced cross-section, active tectonics, thrust-front migration

キーワード：千屋断層，反射法地震探査，バランス断面法，活構造，断層先端の前進移動

I. はじめに

1896（明治29）年8月31日，秋田県と岩手県の県境に位置する，真昼山地付近直下を震源としたM7.2の地震（陸羽地震）が発生した。この地震の時，真昼山地西麓の横手盆地とその約10 km 北北東に位置する生保内地区および真昼山地東麓の川舟地区に，逆断層として地表地震断層が出現した（図1；山崎，1896；今村，1913；大塚，1938；松田ほか，1980）。このうち，横手盆地東縁では，地表地震断層は，山麓に沿って湾曲や雁行を伴い，南北約20 km にわたって認められた。

松田ほか（1980）は，このような断層線の形態や断層沿いの上下変位量の分布に基づいて，横手盆地東縁に出現した地表地震断層（山崎（1896）ではこれを千屋断層と呼んだ）を，北から白岩断層（長さ5 km），太田断層（長さ3.5 km），千屋断層（長さ12 km）として新たに分けた（図2；上下変位量の分布は，図3に示す）。このうち，太田断層から千屋断層に至る千屋丘陵北部では，断層線の湾曲が最も顕著であった。地表地震断層は，この付近で太田断層の南方延長とみられる境界断層（川口断層）から離れて千屋丘陵の西麓の千屋断層に沿って出現した。

図 1 調査地域と周辺活断層。

陰影図は国土地理院発行の数値地図 50 m メッシュを用いて作成した。活断層の分布は活断層研究会(1991)に、1896 年陸羽地震の震央位置は宇津(1979)による。図中の略称は以下の通り。WKLFZ: 北上低地西縁断層帯, EYBFZ: 横手盆地東縁断層帯。

Fig. 1 Index map of the study area and distribution of active faults.

Note: Shaded relief map is constructed using a 50-m digital elevation model published by Geographical Survey Institute. Active fault traces are based on The Research Group of Active Faults of Japan (1991). Epicenter of the Rikuu Earthquake is after Utsu (1979). Abbreviations are WKLFZ: the Western margin of the Kitakami Lowland Fault Zone, EYBFZ: the Eastern margin of the Yokote Basin Fault Zone.

Ikeda (1983) は、山麓の地形境界から、平野・盆地側へ逆断層先端が移動する現象を thrust-front migration と呼び、千屋丘陵の地表変形と地質構造から、その様式などについて論じた。筆者らは、1996 年 8 月、千屋丘陵の中央部・花岡付近を横断する浅層反射法地震探査を実施した。

そして、その結果得られた千屋丘陵の詳細な地下構造に基づいて、千屋断層と川口断層の関係とその断層形成過程を解明した (Sato *et al.*, 1997; 佐藤・平田, 1998; 池田, 1998)。それによると、約 1.6 Ma 以降、千屋丘陵の地下約 800 m 付近で川口断層から分岐した flat-ramp 構造を持つ千屋断

図 2 調査地域の地質図。

大沢・須田 (1980), 大沢ほか (1988), 臼田ほか (1976, 1977, 1980) を簡略化。活断層の分布は、池田ほか (2002), 活断層研究会 (1991) を編集した。図中の Si は白岩岳, Wa は和賀岳, Ma は真昼岳, Ku は黒森山を指す。位置は図 1 を参照。

Fig. 2 Geologic map of the study area, simplified from Ozawa and Suda (1980), Ozawa *et al.* (1988) and Usuda *et al.* (1976, 1977, 1980). Active fault traces are based on Ikeda *et al.* (2002) and The Research Group of Active Faults of Japan (1991). Abbreviations are Si: Mt. Shiraiwa-dake; Wa: Mt. Waga-dake; Ma: Mt. Mahiru-dake and Ku: Mt. Kuromoriyama. Location of the area is shown in Fig. 1.

層が、千屋丘陵西麓に沿って出現し、千屋丘陵を東側へ傾動隆起させていること、そして陸羽地震時の地表地震断層は、この断層の活動によることなどが明らかになった。

そこで、筆者らは、千屋丘陵中央部で得られたこのような地下構造が、千屋丘陵北部にどのように連続するか、また、千屋丘陵北部から太田断層へ至る断層線の湾曲が、どのような地下形態によって生じているか等を解明するために、2004年9月に千屋丘陵北部・^{うんじょうの}運上野地区で浅層反射法地震探査を行った。本論は、その解析結果を基に、千屋丘陵周辺地域で行った変動地形調査および地質調査の結果を加え、本地域の活構造形成過程を検討したものである。

なお、筆者らは、活断層の地表トレースと地下形態およびそれぞれの場所での活動性を解明するために、2004年運上野測線に前後して、2003年に太田断層を、2005年に白岩断層を対象にして、それぞれ浅層反射法地震探査を実施した。これらの結果については、別機会に報告する。

II. 地域概要

横手盆地は、東北日本の中部に位置し、東西を奥羽脊梁山脈（真昼山地）と出羽丘陵（笹森山丘陵）とに挟まれた南北約60 km、東西15 kmの細長い内陸盆地である。盆地周辺には新第三紀以降の地質が広く分布する（図2）。そのうち、下部～中部中新統の湯田層・真昼川層は緑色を呈する火山碎屑岩や堆積岩からなり、真昼山地の大部分を構成する。真昼山地の主な峰は、NNE～SSW方向に連なり、主稜部の標高は北部の和賀岳が1440 m、真昼岳が1060 m、黒森山では760 mと南へ減じ、黒森山以南では急激に低下する。山地高度の低い地域や横手～湯田に至る地形的な凹地に沿っては、吉沢川層・弥勒層が分布し、短波長な複背斜構造が形成されている（図2）。吉沢川層は、中部中新統の硬質頁岩で、弥勒層は上部中新統～鮮新統の泥岩・軽石凝灰岩である。

真昼山地前縁（西方）には標高200 m前後の丘陵（小沼丘陵・千屋丘陵）が分布する（図3）。

丘陵は前縁断層（白岩断層と千屋断層）が盆地側へ張り出す位置にあり、その断層隆起によって形成されたと考えられる。このうち千屋丘陵は主に鮮新統～下部更新統の千屋層からなり、一部、断層直近において弥勒層が分布する（図4）。千屋層は亜炭層を挟在するシルト岩や礫岩を主体とする陸成層で、層厚は盆地内において約300 mに達する（臼田ほか、1976）。

活断層は山地・丘陵・盆地をそれぞれ境するように、ほぼ南北走向に分布し、横手盆地東縁断層帯を構成する。また、活断層の多くは、東側隆起を示す逆断層である。横手盆地東縁断層帯の北半部は、真昼山地と丘陵の境界に沿う境界断層と、横手盆地と丘陵を境する前縁断層に大きく分けられる。境界断層は、川口断層（藤原、1954）と称され（臼田ほか（1976）では、千屋断層が使われているが、混乱を避けるため、本稿では、川口断層と表記する）、前縁断層は、一部が陸羽地震の地表地震断層にほぼ一致するため、その部分は前述の松田ほか（1980）の名称に従っている。なお、南半部では、ほぼ一条となる断層が山地縁を限り、金沢断層、大森山断層と呼ばれる。

横手盆地東縁には、これらの活断層によって変位した扇状地や段丘が発達する（図3）。これらの地形面は真昼山地から流下する諸河川によって形成され、主として、高位面、中位面、低位面に区分される。これまで、藤原（1954）、Nakata（1976）、豊島（1994）により地形分類がなされているが、本論ではこれらの研究成果を踏まえ、さらに局所的に細分可能な場合には、高位面を高位Ⅰ面と高位Ⅱ面に、中位面を中位Ⅰ面と中位Ⅱ面に、低位面を低位Ⅰ面と低位Ⅱ面および沖積低地に細分した。高位面や中位面の分布は、前縁断層上盤側に限られ、千屋丘陵では川口断層と千屋断層との間に広く発達している。低位面は現河道に沿って分布し、前縁断層上盤では明瞭に段丘化するが、盆地（下盤）側では断層崖下付近を扇頂とした大小の合成扇状地（沖積面）を形成する。これらの低位面（河床沿いの沖積面も含め）には、陸羽地震時の変位を示す1～3 mの低断層崖が鮮明に残っている。また、断層崖の形状（斜面形

図 3 図の説明は次頁参照。

Fig. 3 Captions are written in the next page.

図 4 千屋丘陵の活構造図。
破線は川口断層を示す。A-A', B-B', C-C' の地形断面は、それぞれ図 6 に示す。各地形断面線から両側に延びる矢印は、それぞれ千屋丘陵北部、中部、南部の範囲を示す。

Fig. 4 Tectonic map of the Senya Hills.
Dashed line indicates the Kawaguchi Fault. Profile A-A', B-B' and C-C' are shown in Fig. 6, respectively. The arrows that extend to both sides of each profile line show the area of the northern portion, the central portion, and southern portion of the Senya Hills, respectively.

図 3 横手盆地東縁部の地形学図。
等高線は国土地理院発行 1/2.5 万地形図「角館」「抱返り溪谷」「羽後長野」「大神成」「六郷」「真昼岳」「金沢本町」「左草」による。等高線間隔は 10 m。位置は図 2 を参照。
図中の□は松田ほか (1980) の地形計測地点であり、陸羽地震時の垂直変位量分布は右に示す。

Fig. 3 Map showing distributions of terraces and active faults along the eastern fringe of the Yokote Basin. Contour interval is 10m. Location of the area is shown in Fig. 2. Distribution of vertical slip associated with the Rikuu Earthquake in 1896 is shown at the right side (after Matsuda *et al.*, 1980), and their measurement localities are shown as open squares at the left side.

など)は、場所により異なるが、地形面(変位基準)の新旧に応じてその比高(崖高)に違いが見られることから、断層変位の累積は確かである。このことから、横手盆地東縁の逆断層は第四紀(少なくとも高位面形成以降)を通して繰り返し活動し、本地域の地質構造や山地・盆地などの地形を形成してきたと考えられている(藤原, 1954; Nakata, 1976; 今泉, 1999)。千屋断層では約 0.6 mm/yr (ネットスリップは 1.2 mm/yr ~ 1.6 mm/yr 今泉ほか, 1997) の平均上下変位速度が得られている。また、トレンチ調査や露頭観察などから、その平均活動間隔は、約 3500 年(千屋断層研究グループ, 1986; 今泉ほか, 1989a, 1989b, 1989c; 秋田県, 1999)と推定されている。

III. 千屋丘陵の活構造

千屋丘陵の変動地形は川口断層の活動のみならず、thrust-front migration を背景として、形成されたと考えられる(Ikeda, 1983)。また、千屋丘陵西縁は陸羽地震時の最大上下変位量を記録し、断層変位も明瞭である。千屋丘陵には高位面から低位面までの地形面が連続して発達し、変形様式や変位の累積過程を検討する上で、良好な変位基準として用いることができる。さらに後述するように、これらの地形面の基盤をなす千屋層も千屋断層・川口断層の成長と深く関わるものと考えられる。このことから、以下には、地形・地質調査に基づいた地形面および千屋層の区分とその分布、断層変位地形、地質構造について記述する。

1) 地形面区分と分布および断層変位地形

千屋丘陵は大局的には NNE-SSW に長軸をとる楕円状で、西に急傾斜、東に緩傾斜の非対称形をなす(図 4)。一丈木から金沢東根にかけては、丘陵縁は長軸方向と等しく、丘陵の幅も約 3 km と一定である。また、新第三系(弥勒層・千屋層)からなる標高 200 m 程の丘陵が西端に並び、丘陵高度は丘陵の中央部において最も高い。一丈木以北では、千屋断層の走向が東へ振ることに伴って、丘陵の幅が徐々に狭くなる。金沢東根以南でも、千屋断層(丘陵西端)の位置が、花岡付近に

比べ 1 km 程東寄りにあり、丘陵の幅が 1.5 km 程度と狭くなっている。このような地形的な特徴から、千屋丘陵を北部(一丈木以北)、中部(一丈木付近から花岡を経て金沢東根付近まで)、南部(金沢東根以南)に分ける(図 4)。

千屋丘陵の地形面は、前述のように高位 I 面、高位 II 面、中位 I 面、中位 II 面、低位 I 面、低位 II 面に区分される。高位面は、内田ほか(2005)によって、高位 I 面(図 3 の Loc.9)の段丘礫層直上の風化火山灰層の OSL 年代値($160,000 \pm 8,600$ 年前)が得られており、段丘面の離水時期は、酸素同位体ステージ(MIS) 6 以前と推定される(内田ほか, 2005)。中位面は図 3 の Loc.3 において、中位 I 面(相当)の段丘礫層の直上を覆う風化火山灰層中から阿蘇-4(Aso-4; 85-90 ka, 町田・新井, 2003 (以下に示す火山灰の噴出年代も町田・新井, 2003 より引用))および洞爺(Toya; 112-115 ka)起源と考えられる火山ガラスがそれぞれ検出された。分析結果と Loc.3 の露頭柱状図を図 5 に示す。この結果、中位面(I 面)の離水は、最終間氷期に近い時期(酸素同位体ステージ, MIS5)と推定される。低位 I 面と低位 II 面は、それぞれ Nakata (1976) の一丈木面 ($24,650 \pm 220$ yr B.P.; 秋田県, 1999)、大畑面にあたり、離水時期はいずれも最終氷期以降と推定される。また、低位 II 面は、豊島(1994)の畑屋面に、沖積低地は高梨面に相当する。以下では、これらの地形面の分布・発達状況(図 4)と、その変形について、北部・中部・南部ごとに地形断面図(図 6 では、それぞれ広範囲な分布が認められる高位 I 面、中位 I 面、低位 I 面のみを示した)と併せて検討する。地形断面図は、大縮尺図(1/5,000, 1/10,000 旧千畑町と旧六郷町発行)から作成した。

(1) 北部

運上野から一丈木に至る千屋丘陵北部には、浪花付近に高位 II 面、中位 I 面が分布し、それらを取り巻くように真昼川や赤倉川に沿って低位 I 面が発達している(図 4)。千屋断層は、低位面や中位面に東上がりの撓曲として認められ、NE-SW ~ ENE-WSW 走向に延び、断層上盤では、

図 5 Loc. 3 における中位 I 面の露頭柱状図と火山灰分析結果。

露頭の位置は図 2 または図 4 を参照。火山灰分析結果は (株) 京都フィッショントラックによる。

Fig. 5 Columnar section of the M I terrace and overlaying deposits at Loc. 3, and results of volcanic ash analysis. Results of volcanic ash analysis by Kyoto Fission-track Co., Ltd. For location of the outcrop see Fig. 2 or Fig. 4.

短波長の波状変形（浪花～運上野では、断層上盤の約 1 km の範囲に 3 条ほどの逆向き断層崖が形成される）が認められる（図 4）。千屋断層上盤の地形面のうち、浪花の高位面 II 面は東へ（13.5%）明瞭に逆傾斜するが（図 6 では省略）、真昼川北岸の中位 I 面および低位 I 面はいずれも西へ緩く（それぞれ、12.0%と 15.2%）傾斜する。これらの地形面の傾斜は、明らかに真昼川の現河床勾配（西へ 31.9%）と比較すると緩傾斜である。特に、中位 I 面は前述のように最終間水期頃と推定されるので、当時の河床勾配（つまり中位 I 面の勾配）が現在のそれとほぼ同じと仮定すると、中位 I 面は、高位 II 面と同様に東傾斜の変動を受けていることになる。同様に、低位 I 面も形成当時の勾配（西傾斜）よりも緩くなったと考えられる。このことから、千屋断層の活動によって断層崖の崖高が増すと同時に、断層上盤側では地形面の東側への逆傾斜が大きくなると推察される。そ

こで、中位 I 面の傾斜と現河床の勾配の差（約 20%）が中位 I 面形成以降に生じたとすると、千屋丘陵の幅（約 2 km）から、撓曲崖付近における逆傾斜に伴う隆起量（約 40 m）は、ほぼ撓曲崖の崖高に相当する。その平均上下変位速度は約 0.3 mm/yr と算出される。

また、真昼川右岸では、川口川との間に NNE-SSW 方向に延びる紡錘状の丘陵（清水川山）が存在する（図 4）。この丘陵の西縁に沿って南に続く断層は、小増沢付近で、西方に大きく湾曲して運上野の撓曲崖に続く。このことから、松田ほか（1980）では、この南北方向の断層を千屋断層の延長部としたが、この断層は川口断層から派生して丘陵の縁に沿って出現し、小増沢付近から丘陵の基部に沿ってそのまま南東へ延びる。この断層は、北ほど変位量が大きいが、小増沢付近から南の真昼川付近までは、変位量も小さく、新期の断層変位地形も次第に不明瞭になる。また、川

図 6 千屋丘陵における地形断面図.

地形断面図の位置は図4に示す. 図中の値は各地形面の傾斜を, 矢印はその方向を示す.

Fig. 6 Topographic profile of river terraces and river bed across the Senya Hills. Gradient of each terrace is shown as a value with arrows. Locations of profiles are shown in Fig. 4.

口断層の東側は, 明瞭な地形境界を呈するが, 川口断層沿いでは最近の活動を示すような変位地形は不明瞭である.

(2) 中部

一丈木から金沢東根に至る千屋丘陵中部では, 丘陵西縁部に沿って新第三系(弥勒層・千屋層)が分布し, 天狗山などを形成している。ここには

真昼山地から丘陵を横切って盆地へ流れ込む河川はなく、丘陵西縁に端を発する大道川などの開析谷が、発達するのみである。高位Ⅰ面や高位Ⅱ面は、川口断層崖から西側の丘陵地へ向かって広がるが、中位面や低位面は、高位面の東縁を取り巻くように、高位面の北側と南側に分かれて、それぞれ赤倉川と善知鳥川に沿ってのみ分布する。このような地形面の分布から、高位面形成と共に顕在化した千屋丘陵西部の隆起によって、山麓から西流していた河川（善知鳥川など）はその流れを妨げられ、現在のように南流（または北流）するようになったと推察される。

千屋丘陵西麓では、開析谷や低地に崖高 2～3 m 程の明瞭な低断層崖が、NNE-SSW 走向に追跡される。この崖は陸羽地震の地表地震断層であり、詳細に見ると断層崖は開析谷（谷部）において、谷中（東）へ湾入（湾曲）し、一部では 2 条ほどに分かれることが確かめられている（松田ほか, 1980; 今泉ほか, 1989a, 2006）。なお、北部との境界付近に位置する一丈木では、真昼川南岸に広がる低位Ⅰ面に上下変位 18 m の断層崖（やや撓みを伴う）が形成されている。

また、千屋断層上盤では、地形面は東へ傾動（逆傾斜）している。現在の善知鳥川、真昼川の河床勾配を基に、中位面形成期の善知鳥川の河床勾配を 30～40% と仮定すると、中位Ⅰ面が東へ 20.3% の勾配を持つことから、中位Ⅰ面形成以降、約 50～60% の逆傾斜を受けていると推定される。また、低位面の勾配を基準とした場合、中位面は 40.5%、高位面は 45.3% 逆傾斜していたことになる。この値は、千屋断層近傍において中位面形成以降 140 m 以上、高位面形成以降 160 m 以上の隆起に相当し、千屋断層（一丈木）の平均上下変位速度（0.6 mm/yr）と各地形面の形成年代から推定される隆起量（高位Ⅰ面で 150 m 程度）とほぼ調和する。

川口断層は、藤原（1954）や Ikeda（1983）などでは、北部と同様に山地境界に推定されていた。しかし、最近の活断層線図（例えば、池田ほか, 2002; 中田・今泉, 2002 など）では、山地境界よりも西側に判読され、多少、断続的ではある

が、狐森から相長根にかけて、地形面に東隆起の変位が認められる。また、これより東側には川口断層の back thrust と見られる西隆起の逆向き断層崖も認められる。しかし、川口断層の上下変位量は、高位Ⅰ面でさえ 20 m に満たない程度であり、地形面の傾動量から算出された千屋断層の上下変位量の 1～2 割程度であり、その活動性（平均変位速度）は低いと判断される。なお、陸羽地震時に地表に変位が生じたかについては明らかでない。

（3）南部

金沢東根から六郷東根に至る南部では、中位面・低位面が善知鳥川と平行に分布し、中部と同様に東側ほど若い面となる。中位Ⅰ面は、西端でみられるわずかな撓曲に加え、東への傾動が顕著である。この面は東へ 21.3% の勾配を有し、現河床が 19.6% であることから、中位Ⅰ面形成以降、約 40% の逆傾斜を受けたと推定される。また低位Ⅰ面も 14.5% 東へ傾動している。このように、南部では、いずれの地形面も東側への明瞭な逆傾斜が認められる。

千屋断層は明瞭な低断層崖として認められ、その崖線は花岡から天狗山南西縁を縁取り、金沢東根で N-S から NNW-SSE 方向に走向が急激に変わる。一方、川口断層は、七滝川付近までは追跡することができるが、これ以南では不明となる。また、ここでは、丸子川兩岸の低位面を除いては、陸羽地震時の明瞭な地表地震断層は報告されていない（地表地震断層による地変は、丸子川の南約 1 km 付近の乗上地区まで知られている）。

以上のことから、高位面形成期の後期更新世以降において、千屋丘陵では千屋断層・川口断層に伴う断層変位が丘陵中部で大きく、北部、南部ではそれぞれ小さくなることが分かった。また、千屋断層は北部と南部では、撓曲崖を形成するが、中部では、断層が地表まで出現して、明瞭な断層崖を形成するなど、変位地形の違いが認められた。しかし、程度の差はあるものの、千屋断層上盤側の地形面は、いずれも東へ傾動（逆傾斜）している。

表 1 調査地域のフィッショントラック年代.

Table 1 Fission track ages in the Study area.

Locality (see Fig. 3)	Samples	Mineral	Method	No. of crystals	Spontaneous		Induced		Dosimeter		P (χ^2) (%)	r	U-content (ppm)	Age (Ma) $\pm 1\sigma$
					ρ_s (cm^{-2})	Ns	ρ_i (cm^{-2})	Ni	ρ_d (cm^{-2})	Nd				
Loc.1	FT-01 (SY2)	Zircon	ED2	30	9.02×10^4	45	1.40×10^6	698	7.264	3487	85	0.758	180	1.6 ± 0.3
Loc.4	FT-02 (SY2)	Zircon	ED2	30	4.39×10^4	49	1.18×10^6	1318	7.231	3471	33	0.708	150	0.93 ± 0.14
Loc.4	FT-03 (SY1)	Zircon	ED2	26	1.17×10^4	57	1.10×10^6	538	7.262	3486	7	0.438	140	2.7 ± 0.4
Loc.7	FT-04 (MH)	Zircon	ED2	28	6.79×10^5	163	1.58×10^6	379	7.261	3485	95	0.891	210	10.8 ± 1.0
Loc.8	FT-05 (Mt)	Zircon	ED2	13	6.25×10^4	4	7.81×10^5	50	7.229	3470	59	0.105	100	2.0 ± 1.0

年代測定は(株)京都フィッショントラックによる。

The results of the fission track dating from the Kyoto Fission track Co., Ltd.

2) 千屋層の細分と千屋丘陵の地質断面

千屋丘陵は主として新第三系・千屋層から構成される。池田(1998)では、本地域の断層活動が千屋層の層厚変化をもたらしていることが、反射断面とその地質学的解釈から述べられており、千屋断層や川口断層の断層活動が、千屋層の層厚変化だけでなく、その堆積環境や岩相に大きく影響を与えていることは容易に予想される。そこで、千屋層を対象に詳細な地質調査とそれに基づき、千屋層に挟在する凝灰岩のFT年代測定を行った。地質調査に基づく千屋層の模式柱状図を図7Aに、FT年代測定の結果を表1に示す。千屋丘陵周辺で確認される千屋層は、下位より①凝灰岩・凝灰質シルト岩互層、②凝灰岩ならびに亜炭を含有する砂岩・泥岩～シルト岩・礫岩互層、③凝灰岩ならびに亜炭を含有する礫岩優勢シルト岩互層、④礫岩優勢シルト岩互層からなり、上位ほど礫岩の割合が増加することが明らかになった。この結果、上記の④を上部層(以下、SY3と表記)、③を中部層(以下、SY2と表記)、①および②を下部層(以下、SY1と表記)として、千屋層を3分した(図7A)。SY1に比べSY2では、礫の割合が急増することから、SY2以降に真昼山地の隆起が活発になったと推測される。また、SY3はSY2と傾斜不整合で接する。SY2の上部と下部に挟在する細粒凝灰岩のFT年代は、上部が 0.93 ± 0.14 Ma(表1のFT-02)、下部が 1.6 ± 0.3 Ma(表1のFT-01)である。またSY1中の凝灰岩のFT年代は、 2.7 ± 0.4 Ma(表1のFT-03)が得られた。

このような千屋層区分にしたがって、千屋丘陵北部と中部を横断する地質断面図を作成した(図7B)。盆地側における千屋層の下限深度は、臼田ほか(1976)のボーリング柱状図(WS-16, 42AC-12)に基づいた。千屋丘陵北部の地質断面(図7のB-1)は、小増沢(図4のLoc.2)での調査結果を2004 運上野測線に投影したものである。ここでは、清水川山の付近の丘陵の中央部をNNW-SSE方向に延びる向斜軸が通る。この丘陵を構成する弥勒層(以下、弥勒層下部層の泥岩をMm表記する)は東傾斜を示し、丘陵と盆地との境界には陸羽地震の時には明瞭な地表地震断層が現れ、松田ほか(1980)では千屋断層とされている。すなわち、小増沢では、この断層一向斜構造と千屋丘陵西縁から連続する千屋断層が接する位置にあり、千屋断層のトレースが太田断層に向かって湾曲するようにみえる(図3)。小増沢では東から西へMm, SY1, SY2の順に露出する。SY1, Mmは直立または上下が逆転するほど変形するが、SY2は上位(西方)ほど次第に傾斜が緩く(70～50度)なり、層厚を増すことからgrowth strataと見られる。以上の調査結果をまとめると、反射測線上における表層地質構造は、前述の断層一向斜構造が、growth strataの東側に位置し、その西翼が断層近傍であるために、Mm, SY1は、ほぼ直立しているものと解釈される。

一方、千屋丘陵中部の地質断面は、1996年花岡測線に、一丈木溜池(図4のLoc.4)、大道川(図4のLoc.5)、仏沢(図4のLoc.6)で認められる

図 7 千屋層模式柱状図 (A) と千屋丘陵を横切る地質断面図 (B).
 FT-01, FT-02, FT-03 は FT 年代測定試料位置. 年代値は表 1 を参照. 地質断面は地質調査結果をそれぞれ反射法地震探査測線に投影して作成した.
 B-1 は 2004 年運上野測線, B-2 は 1996 年花岡測線. WS-16 ならびに 42AC-12 は金属鉱床探査ボーリング資料 (白田ほか, 1976), 地点は図 4 に示す. 図中の略号 (SY3, SY2, SY1, Mm, Mt, YZ, MH) は図 4 を参照.
 Fig. 7 Schematic column of Senya Formation (A) and geologic profile across the Senya Hills (B). FT-01, FT-02, and FT-03 are samples for FT dating (see Table 1). The 2004 Unjono seismic line and the 1996 Hanaoka seismic line are shown in B-1 and B-2 sections. Locations of boring (after Usuda *et al.*, 1976) and abbreviations (SY3, SY2, SY1, Mm, Mt, YZ and MH) are shown in Fig. 4.

地質構造を投影したものである（図7のB-2）。中部では東から西に向かって、川口断層、褶曲帯（向斜）、千屋断層が並走する。千屋丘陵西縁には、段丘堆積物の基盤をなす新第三系（千屋層・弥勒層）が露出する。弥勒層、SY1 および SY2 の下部は、千屋断層と平行して東傾斜を呈する。これに対して、SY2 の上部は、東傾斜するものの、両層は上位ほど傾斜が緩くなり、東側に層厚を増す。このことから、SY2 上部は、千屋断層の活動に伴って、背後（上盤）側翼部に形成された growth strata と推定される。しかし、この growth strata は、前述の千屋丘陵北部に形成された SY2 の growth strata とは堆積の場合および成長（地層の傾斜）の向きが異なるので、この成長に関与した断層が異なることは明らかである。また、SY3 層も SY2 層の上部と同様に東傾斜が明瞭な growth strata ではあるが、SY2 層の上部とは傾斜不整合で接する。また、大道川と一丈木溜池では、同様の構造を示すことから、千屋丘陵西端部では、図7のB-2に示されるような地質構造が少なくとも、花岡から一丈木まで連続するとみられる。

IV. 千屋丘陵における浅層反射法地震探査

活断層の地下構造を解明する目的で、反射法地震探査が1996年8月に千屋断層・花岡で初めて実施された。探査測線は千屋丘陵中部において、千屋断層と川口断層の両方を横断するように設定され、測線長は約6 km である（図8A）。Sato *et al.* (1997), 池田 (1998), 佐藤・平田 (1998) によると、陸羽地震を起こした千屋断層（図8BのFh-2）は、千屋丘陵西端から約30度東へ傾斜し、地下800 m 程度では、ほぼ水平な断層（デタッチメント）となる、flat-ramp の形状を持ち、弥勒層の泥岩層中に形成されたこと、この断層は、丘陵と真昼山地を限る川口断層（図8BのFh-3）に収斂すること、また、千屋丘陵の地下500 m 付近には、この千屋断層以前に活動し、千屋層の層厚に影響を与えた断層（図8BのFh-1）が伏在すること、千屋丘陵と真昼山地の地形境界をなす川口断層（図8BのFh-3）は、Fh-1 断層

表2 2004年運上野探査測線におけるデータ取得パラメータ。

Table 2 Data acquisition parameters for 2004 Unjono seismic line.

Length of seismic line	2.6 km
Source parameters	
Source	Minivib (IVI, T-1500)
Sweep frequency	10–100 Hz
Sweep length	20 sec
No. of sweeps	5 or 30
No. of shot points	388
Shot interval	10 m or 5 m
Receiver parameters	
Natural frequency	10 Hz
Receiver interval	10 m
No. of channels	260 ch
Recording parameters	
Instruments	JGI, GDAPS-4
Sampling rate	2 msec
Recording length	3 sec

から分岐した断層であること等が明確に示された。

筆者らは、2004年に千屋丘陵北部・運上野を横断する浅層反射法地震探査を実施した。以下には、1996年花岡測線の結果と比較・検討しながら、2004年運上野測線の探査結果から得られた地下構造について議論する。

1) 2004年運上野測線のデータ取得と処理

2004年の反射法地震探査は真昼川に沿って行った（図9A）。測線は千屋断層とその東側に発達する撓曲・断層構造を横断する（測線長約2.5 km）が、林道の状況が悪く、川口断層まで測線を展開することができなかった。探査は、東京大学地震研究所の反射法地震探査システムを活用した（佐藤, 1996）。表2にはデータ取得パラメータを示す。観測記録は全体を通して良好であった。得られた観測データは、反射法解析用ソフト Super X-C（（株）地球科学総合研究所）を用いて、一般的な共通反射点（CMP）重合法で解析し、重合後時間マイグレーション、深度変換まで行った。地質学的解釈を加えたマイグレーション後深度断面を図9Bに示す。図9Bでは標

図 8 1996 年花岡測線 (千屋丘陵中央部) における反射法地震探査断面。
 (A) 花岡測線と受振点の詳細位置図。基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「真昼岳」を使用し、探査測線位置は図 4 に示す。
 (B) 重合同反射断面図とその地質学的解釈。佐藤・平田 (1998) の結果に千屋層の細分を加筆した。SY: 千屋層, MK: 弥勒層 (泥岩), MT: 弥勒層 (凝灰岩), AK: 荒川安山岩部層, MH: 真昼川層 (泥岩, 火山岩: MHb), SY1, SY2, SY3 および YZ は図 4 参照。
 Fig. 8 Seismic reflection profile across the central part of the Senya Hills (1996 Hanaoka seismic survey).
 (A) Detailed location map of Hanaoka seismic survey line and receiver points.
 (B) Migrated depth converted seismic section and geological interpretation of profile. Seismic section after Sato and Hirata (1998) and division of the Senya Formation in this study. Abbreviations are SY: Senya Formation; MK: Miroku Formation (mud); MT: Miroku Formation (tuff); AK: Arakawa andesite and MH: Mahirugawa Formation (m: mud stone, b: volcanic rocks). SY1, SY2, SY3 and YZ are shown in Fig. 4.

図 9 2004 年運上野測線（千屋丘陵北部）における反射法地震探査断面。

(A) 運上野測線と共通反射点の詳細位置図。基図は千畑町発行の管内図（1/5,000）を使用し、探査測線位置は図 4 に示す。

(B) 重合反射断面図とその地質学的解釈。地質に関する略号は図 4 を参照。

Fig. 9 Seismic reflection profile across the northern part of the Senya Hills (2004 Unjono seismic survey).

(A) Detailed location map of the 2004 Unjono seismic survey line and common mid-points.

(B) Migrated depth converted seismic section and geologic interpretation of the profile. Abbreviations are shown in Fig. 4.

高 0 m を地下深度 0 m の基準面として設定した。断面にはマイグレーションによるノイズやエッジ部分の乱れが現れているものの、深度約 1200 m

まで有意な反射面が得られた。地表の断層位置や地表地質に基づき地質学的解釈を行った。

2) 2004 年運上野測線の解析結果と地質学的解釈

2004 年の反射法地震探査の結果、横手盆地 (CMP1-180) では、表層から地下 100 m 程までは振幅が小さく明瞭な反射面に乏しいが、100-700 m にかけては、ほぼ水平な成層構造をなす反射面が数多く認められる (図 9B)。特に地下 500 m 付近では速度解析において RMS 速度 (地表と反射面までの地層の平均的な速度) の急激な増加があり、ここに整合関係にありながら音響インピーダンスの大きく異なる岩層の境界が推定される。また、700 m 以深では、反射面は振幅が大きく、断続的に波打つ特徴に変わる。地質調査やボーリングデータ (図 7) から、地下 300 m 以上を千屋層、300-500 m を弥勒層、500-700 m を吉沢川層、700 m 以深を真昼川層に対比した。

水平な反射面は CMP150-200 付近にかけて不明瞭となり、これより東側で平行褶曲が発達する。さらに、反射断面北東端では東へ傾斜する反射面群が明瞭である。主な断層は、堆積層の水平な構造と褶曲構造との境界 (図 9B の Fu-2, Fu-2'), 褶曲構造と東傾斜の構造との境界 (図 9B の Fu-1) にそれぞれ推定される。Fu-2 断層は深度 800 ~ 600 m 付近に推定されるデタッチメントから、約 50 度で立ち上がる逆断層で、地下 300 m 付近から低角化し、CMP160 の地下 340 m に伏在する。また、平行褶曲と Fu-2 断層の間には、平行褶曲東翼部と異なる傾斜の反射面群が存在することから、この境界に断層 (Fu-2') を推定した。Fu-2' 断層は Fu-2 断層から分岐した断層であり、傾斜した弥勒層 (泥岩) 内に形成された断層と推定される。この断層上盤に認められる平行褶曲は、CMP240 と CMP330 に背斜軸を持つ。これらの褶曲構造は、地下に断層面の折れ曲がりをも想定することで説明できる (図 10)。CMP240 付近を軸とする背斜両翼部には放射状に配列する断層 (図 9B の Fu-3, Fu-4 など) が認められる。これらの断層は千屋断層上盤側に発達する複数列の変動崖 (撓曲崖・高まり・逆向き断層崖など) の形成に関連している。そのうち、

Fu-4 断層の最も東よりの断層は CMP330 付近にある明瞭な逆向き断層崖に連続する。また、この断層は比較的深部 (地下約 200 m) まで追跡できることから、Fu-3 断層と共に背斜状隆起 (pop-up) を形成していると考えられる。

Fu-1 断層は東傾斜の逆断層として CMP350 から約 35 度の傾斜で地下 400 m 付近まで追跡できる。この断層を地表へのばすと、運上野の段丘面 (中位面) の東端付近に位置するが、反射断面では前述の Fu-4 断層によって切られている。また、この断層とその上盤の向斜構造については、前述した小増沢の地質断面 (図 7 の B-1) と、この反射測線の方向は著しく斜交するので、地表付近での地層の傾斜・構造が反射断面では、必ずしもイメージされていない。しかし、この Fu-1 断層の東側に推定される向斜軸は、清水川山の向斜構造の延長部にあたることから、Fu-1 断層は清水川山西麓の千屋断層に連続すると考えられる。すなわち、小増沢北方で千屋断層 (松田ほか、1980) とされてきた断層と、運上野付近で撓曲崖を形成する千屋断層とは、同一の断層ではないと考えられる。このことから、Fu-1 断層は地形境界から推定される川口断層より西方に位置するが、千屋断層やこれから派生するような構造ではなく、川口断層の一部またはその分岐断層であると解釈し、以下の考察では、この解釈を受けて議論を進める。さらに、この Fu-1 断層の南延長は丘陵中央部に伏在する断層 (図 8 の Fh-1 断層) に連続するものと推察される。なお、Fu-1 断層上盤の東傾斜をなす反射面群は、地質調査の結果と反射面の特徴から、弥勒層および吉沢川層に相当すると解釈される。

V. 考 察

千屋丘陵における変動地形調査、表層地質調査および 2004 年運上野測線と 1996 年花岡測線における浅層反射法地震探査に基づいて、千屋丘陵の地表から地下 1 km 付近までの活構造を検討した。以下には、これらの結果に基づいて、千屋断層および川口断層の活動に伴う千屋丘陵の形成過程および千屋断層の地下構造と地表変形との関連

A. Northern part of the Senya Hills 2004 Unjono Seismic line

(1) Pre-deformation (1.8~2.3Ma)

(2) Initial thrusting (~0.6Ma)

(3) Thrust-front migration (~0.1Ma)

B. Central part of the Senya Hills 1996 Hanaoka Seismic line

(1) Pre-deformation (2.0~2.6Ma)

(2) Initial thrusting (~1.6Ma)

(3) Thrust-front migration (~0.35Ma)

図 10 反射法地震探査断面に基づくバランス断面図。

反射断面とボーリング資料、地質調査に基づいて得られた地質断面図を復元した。実線は活断層、点線は活動が停止した活断層、破線は活動前の断層を示す。地層に付けられた略号は図4を、各断層に付けられた略号は図8および図9を参照。

Fig. 10 Balanced cross-section based on borehole, seismic, and surface data.

Solid line : active fault, dotted line : inactive fault and dashed line : future fault. Abbreviations related to geology and fault on sections are shown in Fig. 4, Fig. 8, and Fig. 9, respectively.

について考察する。

1) 千屋丘陵の形成過程

地形・地質調査ならびに反射法地震探査の解析結果に基づいて、千屋丘陵の形成過程を考察する。まず、1996年花岡測線および2004年運上野測線の結果を基に、地質構造を単純化させた上で、バランス断面法により、幾何学的制約を満たす地質構造解釈および短縮量の算定をそれぞれ試みた(図10)。なお、佐藤・平田(1998)は1996年花岡測線の結果を基にバランス断面法を用いて、千屋断層の発達過程を明らかにしている。その結果、千屋丘陵中部での断層に伴う水平短縮量を3.2 km、短縮変形開始時期を2.0 ~

2.6 Maと推定している。本稿では、市販の地質断面復元用ソフト2 DMove (Midland Valley社)によって構造の復元を行った。解析にあたっては、複雑な形態を持つ断層構造に対して有用とされる「fault parallel flow」アルゴリズムを用いた。この方法では、断層面に沿う平行なすべりによって、断層上盤の地層を変形させる。断層のすべり速度(平均変位速度)は、場所によって変化することが知られており、本地域においても上下平均変位速度に違いが認められる。しかし、運上野付近では、地下に主断層が伏在することで、地表で確認される撓曲崖よりも、もっと幅の広い変形が及んでいると考えられる。また、千屋断層の断層

構造も上下に雁行することから、それぞれの断層に変位が分配されている可能性がある。すなわち、そのうちの最上部にある断層の変位が地表に撓曲崖として現れているとみられる。したがって、運上野で求められた上下平均変位速度は、一つの断層面が地表に達している丘陵中部の断層変位量よりも過小評価されていると考えられる。実際、陸羽地震時の地表地震断層の崖高は、上村（運上野の南）において花岡よりも明らかに小さな値であった（松田ほか, 1980）。したがって、ここでは断層すべり速度は、千屋丘陵中部（花岡南）で得られた値（ネットスリップレート, 1.2 ~ 1.6 mm/yr; 今泉ほか, 1997）をそのまま用いた。この「断層すべり速度一定」は、議論を簡単にするために仮定したものであり、時間的・空間的に見ても一様ではないと考えられる。しかし、千屋丘陵の構造発達史は、千屋層の年代値とその堆積状況によって導かれるので、すべり速度の値に多少の誤差を許したとしても、構造発達過程のメカニズムにおいては本質的な影響はないと判断される。また、この値と構造の復元によって得られた断層総変位量から、各断層の活動開始年代を推定した。バランス断面法によって引き戻された断層総変位量は、花岡測線において約 3.2 km、運上野測線において約 2.8 km と見積もられるので、断層活動開始時期はそれぞれ、2.0 ~ 2.6 Ma, 1.8 ~ 2.3 Ma と推定される。以下では、この結果を①初生的断層活動の開始期（すなわち、川口断層の形成）、②断層の分岐と断層先端の前進期（thrust-front migration）、③千屋丘陵の地形分化と拡大期の 3 つの時期に分けて述べる。①と②はバランス断面法を活用した千屋丘陵下の地質構造の形成過程の検討から（図 10）、③はその地質構造を土台に展開される千屋丘陵の形成過程、特に地形発達に基づいて考察する。以下に述べる①は図 10 において（1）から（2）にかけての構造発達、②は（2）から（3）にかけての構造発達を説明する。また、図 11 には、これらの活構造の変遷を模式的に示した。図 11 の①~③は、上記の①~③に対応する。

①初生的断層活動

本地域の初生的な断層活動は、千屋丘陵中部では図 8B の Fh-1 断層、千屋丘陵北部では図 9B の Fu-1 断層によって、それぞれ開始される。これらの断層は境界断層（川口断層）として、本地域の山地と平野を隔ててきた断層である（図 11 の I と I'）。そして、断層に沿った変位量は中部で 1.2 km、北部で 2.0 km と推定される。ただし、北部の運上野測線では、反射断面において境界断層の構造を捉えていないため、花岡測線の Fh-1 断層と同様に、深部に向かって高角化する断層を Fu-1 断層の地下延長部に想定せざるを得なかった。推定した断層面の角度は、秋田県（1999）の大深度反射法地震探査の結果を踏まえ 45 度とした。また、ここでは川口断層以東の真昼山地において、真昼川層が露出することから、断層の活動開始以降、少なくとも 1 km 以上の隆起が認められる（中部では、佐藤・平田（1998）によって真昼山地の隆起量は 2.2 ~ 2.4 km と推定されている）。このことから、山地の隆起量と川口断層付近の撓曲・向斜構造が満たされるように、高角断層に沿う変位量を 1 km と仮定した。その結果この断層の活動開始時期は、中部で 2.0 ~ 2.6 Ma、北部で 1.8 ~ 2.3 Ma と算出される。この値は佐藤・平田（1998）の結果とも調和的である。また、この活動の開始によって真昼山地は隆起し、横手盆地側への岩屑供給量は増大することとなる。すなわち、SY1 に比べ礫岩が増大し、盆地側へ層厚が増す（growth strata）SY2 は、この時期の断層活動（真昼山地の隆起）を反映した地層と考えられる。

②断層先端の前進

川口断層から千屋断層（図 11 の I - I' から II）へ主たる活動が移動すること（thrust-front migration）に伴い、変動・変形域は、川口断層前面（現在の千屋丘陵）に移行する。千屋断層は階段状の断層形態（flat-ramp 構造の繰り返し）を持ち、断層上盤では、断層折れ曲がり褶曲（fault-bend fold）と呼ばれる、断層に付随する褶曲が発達する。千屋断層に沿った変位量は、北部で 0.8 km、中部で 2.0 km と見積もられること

図 11 調査地域の活構造分布とその変遷.

上図は簡略化した千屋丘陵の活構造図を示す。下図は、活構造の変遷を示す概念図。①, ②, ③の時代区分は V 章の 1) を参照。

Fig. 11 Distribution of tectonic structures and their histories in and around the Senya Hills.
Above : simplified tectonic map. Bottom : diagram ①, ②, and ③ indicating tectonic evolution.

から, thrust-front migration の開始時期は, 千屋丘陵中部で早く, 1.6 Ma 前後, 北部で 0.6 Ma 前後と推定される。この開始時期の違いは千屋丘陵内の SY2 や SY3 の構造にも表れている。thrust-front migration の開始が早い千屋丘陵中部では, 山地寄りに growth-strata を形成していた SY2 下部が千屋断層の活動に伴って, 弥勒層・SY1 とともに東傾斜に転じ, やがて, SY2 上部は千屋断層の後翼部 (back-limb) に growth-

strata として堆積する。したがって, 川口断層から千屋断層 (図 8B の Fh-2) への移動は SY2 堆積中に始まったと考えられるので, その時期は SY2 下部の FT 年代 (約 1.6 Ma, III 章) と矛盾しない。

一方, 北部では, 千屋断層上盤の地表付近において, SY2 は川口断層 (図 9B の Fu-1) に伴う growth-strata の形態を維持し, 褶曲構造の他は千屋断層の活動を支持する構造を持たない。千屋

断層の活動に伴う growth-strata は千屋断層の前翼部（盆地側）にあり、SY3 に発達している。すなわち、北部では川口断層から千屋断層への活動域の移動が SY3 堆積中にあると推定される。

③千屋丘陵の地形分化と拡大

千屋断層の活動による上盤側の隆起は、徐々に地表変形として表れた。千屋丘陵中部では千屋断層先端付近に形成される高まり（crest）が地表に出現することによって、千屋断層後翼部の地形的凹み（piggy-back basin）での堆積が促された（SY2 と SY3 間の傾斜不整合）。その時期は SY3 の直下に狹在する凝灰岩の FT 年代が 0.93 Ma であることから、約 1.0 Ma 以降と推定される。変位の累積は、千屋丘陵の傾動隆起をもたらすことから、真昼山地から流下する諸河川的作用が妨げられ（断層運動による隆起が河川の侵食作用を上回った）、河川は流路の転向を余儀なくされた。このことは、高位面以下の地形面の分布からも明らかである。つまり、高位面は善知鳥川がかつて西流し、真昼川・赤倉川と共に形成した合流扇状地と考えられる。その分布は天狗山（標高 203 m）周辺に限られ、千屋断層の上下変位速度が 0.6 mm/yr であることから、千屋丘陵中部における丘陵としての分化は、およそ 35 万年前と推定される。さらに中位面は高位面の周辺を取り囲むように分布することから、それまで西流していた善知鳥川が、断層隆起による高まりを避けるように水系を南北に二分し、北流する河川は真昼川と共に合流扇状地を、南流する河川は丘陵と山地の間を流れ、現在の金沢東根付近から南西方向に広がる扇状地を形成したと考えられる。また、低位面は中位面を囲むように分布するが、特に北部では丘陵上に広く発達することから、千屋断層（断層崖）は千屋丘陵中部から徐々に北方へと顕在化したと考えられる。

2) 断層構造と地表変形

千屋丘陵の北部（運上野周辺）は千屋丘陵の中でも低平で地形面が広く発達する（図 4、図 6）。地形面には明瞭な撓曲崖と数条の逆向き断層崖が形成され、やや膨らみのある地表形態をなす。反射法地震探査断面（図 9B）からは、その地下に

おいて、折れ曲がりを伴う逆断層（Fu-2・Fu-2'）とこれに付随する褶曲構造、地表付近の小規模な断層（Fu-3・Fu-4）などが捉えられた。

Fu-2・Fu-2' 断層のずれによって、上盤では SY2 までの地層がずれを伴い明瞭に変形（褶曲）する。SY3 は、これらの変形構造を覆うように堆積するが、SY3 もこの変形を受けている。その変形は CMP120 付近までおよぶが、この付近の地表には明瞭な低断層崖はない。しかし、この付近の扇状地は急勾配であることから、この撓曲変形の影響を受けている可能性も指摘される。なお、この扇状地を形成した真昼川は、奥羽脊梁山脈から流下しており、大量の土砂供給を伴い、河床勾配は元々急である。したがって、前述の扇状地の急勾配が断層変位によるものかを判断するのは難しい。

CMP180 付近の明瞭な撓曲崖（陸羽地震時の地変の記録はあるが、その位置を特定することは難しい）は、Fu-2・Fu-2' 断層による褶曲変形の一部を表している。この褶曲の西翼部には小さな断層（Fu-3）が認められるが、これが地表の撓曲崖にあたる。一方、東翼部の断層（Fu-4）は、千屋断層上盤側の逆向き断層崖を形成している。そのうち Fu-3 断層は、Fu-2・Fu-2' 断層から上方に雁行するように派生している。

運上野の千屋断層（Fu-2 および Fu-2'）と、花岡の千屋断層（図 8 の Fh-2）の断層面の傾斜を比較すると（運上野では断層は上下に雁行するので、地表の断層崖下の位置と地下の主要断層を結んでこれを傾斜とする）、前者では約 60 度、後者では約 30 度でとなる。このような断層面の傾斜の違いは、地表トレースの湾曲に影響すると考えられる（今泉ほか、1989a）。また、小増沢を境に断層の走向が大きく変化するが、これは走向の異なる 2 つの断層が近接することに起因する、見かけ上の屈曲とも考えられる。しかし、境界断層の地下構造に関するデータがないので本論では、これについては言及しない。

前述のように、千屋断層の主断層部は運上野では伏在断層として存在し、断層上盤側に背斜状隆起（pop-up）を伴うことが、大きな特徴である。

その分布範囲は一丈木から運上野に及ぶ。一方、丘陵中部では、背斜状の高まりは形成されず、東西約 3 km におよぶ丘陵（地形面も含めて）が、東へ板状に傾動する。このような地表の変形の違いは地下の断層形態の違いによる。すなわち、千屋断層は単純な東傾斜の断層ではなく、デタッチメントや断層面の折れ曲がりを伴うなど、地下においても複雑な断層形態を持ち、それは空間的に変化していると考えられる。

千屋丘陵北部と中部の反射断面を比較すると、デタッチメントの形成された層準は異なるが、その深さはほぼ同じか、北部でやや浅くなる程度である。中部でみられる変形は曲げよりもすべりが卓越しており、地表の断層変位が最大となることと調和している。デタッチメントは一般的には泥岩など周囲の岩相に比べ相対的に延性の高い地層に形成されやすく、中部では、デタッチメントはこの条件に合う層準（弥勒層泥岩部）に一致する。したがって、この泥岩層で選択的に形成された可能性が高く、デタッチメントの破断が南北方向に波及したと考えられる。

VI. 結 論

1996 年に千屋丘陵中部で実施された浅層反射法地震探査に加え、千屋丘陵北部・運上野において、2004 年に実施した浅層反射法地震探査および千屋丘陵とその周辺地域の表層地質・変動地形調査の結果から、千屋丘陵の地表から地下に至る活構造とその形成過程を詳細に明らかにした。結果は以下のように要約される。

- (1) 千屋丘陵は大局的には NNE ~ SSW に長軸をとる楕円状で、西に急傾斜、東に緩傾斜の非対称形をなす。このうち千屋丘陵中部では、高位・中位・低位の各地形面がいずれも東へ板状に傾動（逆傾斜）する。これに対して、北部では、断層近傍での撓曲変形と断層上盤の短波長の変形が顕著となる。また、南部では中部と同様に中位面以降の地形面に逆傾斜が認められる（図 4、図 6）。
- (2) 千屋丘陵の主体をなす千屋層は傾斜不整合や岩相の違いから、上部層（SY3）、中部層

（SY2）、下部層（SY1）に 3 分される。このうち SY1 は川口断層の活動に先立つ堆積層で、SY2 は川口断層の活動に伴ってその前縁に発達した growth strata である。SY3 は千屋断層の活動に伴って、千屋丘陵中部では主として千屋断層背後側（piggy-back basin）に堆積するが、千屋丘陵北部では断層前面（横手盆地側）に発達する growth strata である（図 7、図 8、図 9）。

- (3) 1996 年花岡測線（佐藤・平田，1998）で明らかとなった丘陵中部の千屋断層の構造は flat-ramp を伴って地表に達するものである。一方、2004 年運上野測線の結果とその地質学的解釈に基づく、丘陵北部における千屋断層の主断層部は、地表下 300 m 付近に伏在しており、これから派生した断層が上方（地表）に向かって雁行している。断層上盤では各地層が著しい褶曲変形を受け、断層先端に形成された背斜状隆起部には小規模な断層が推定される。それらは地表の撓曲崖や断層上盤の波状変形（高まり）、逆向き断層崖などの断層変位地形と調和的である（図 8、図 9）。
- (4) 千屋丘陵において、反射断面および地質断面から、川口断層（境界断層）、川口断層西方の褶曲帯および丘陵前縁部の千屋断層（前縁断層）の形態が明らかとなった。これらの地質構造に基づいてバランス断面法を適用し、算出される総変位量は、千屋丘陵北部で約 2.8 km、中部で 3.2 km であった。また、ネットスリッププレートをこの値に外挿して得られる活動開始時期は、北部で 1.8 ~ 2.3 Ma、中部で 2.0 ~ 2.6 Ma となった。thrust-front migration の時期は千屋丘陵中部で 1.6 Ma、北部で 0.6 Ma と場所によって異なる（図 10、図 11）。
- (5) 千屋丘陵西麓の断層崖は丘陵中部において 0.35 Ma 以降に活発に形成されたと推定される。断層崖の成長に伴って、丘陵西部の隆起がはじまり、やがて千屋丘陵の東への傾動（逆傾斜）が顕著になった。真昼山地側から西流する河川は、この隆起部を避けるように北と南に水系を分け、中位面形以降の地形面は、これらの

水系に沿って発達した。

- (6) 反射断面の解析結果をもとに、千屋断層の傾斜を北部と中部で比較すると、北部運上野では(断層は上下に雁行するので、断層崖下の地表と地下の主要断層を結ぶと)約 60 度、中部花岡では約 30 度であり、明らかに異なる。千屋丘陵北部で千屋断層の傾斜が急になることから、運上野での断層線は、花岡に比べると東寄りに位置することになり、断層の傾斜が変化する北部と中部の境界付近で、断層の地表トレースが曲がり始めると考えられる。さらに、千屋丘陵の北端で断層の走向が大きく湾曲するが、これは走向が異なる 2 つの断層(すなわち、千屋断層 Fu-2 らと川口断層から派生した断層 Fu-1) が合わさるために生じたものと考えられる。

VII. おわりに

本論では、千屋丘陵の活構造について千屋断層と川口断層の発達過程を軸に議論してきた。構造発達史の解析では、外挿するスリップレートを一一定と仮定し、時期や場所毎のレートの分配(変化)は考慮しなかった。しかし、千屋丘陵だけに注目してみても、その北部と中部の断層構造の形成過程に違いがあることがわかり、それを反映して、地形面の発達や断層変位地形も多様であることがわかった。

千屋断層(長さ約 12 km)などの前縁断層は、境界断層である川口断層(長さ約 25 km)から thrust-front migration によって派生したものであるが、その派生区間の規模や派生の開始時期は一樣ではない。また前進の規模は、場所によっても派生区間の大きさによっても異なることが予想される。

さらに、境界断層自身の活動性も場所によって異なり、この違いが前進現象の引き金になる可能性もある。今後、研究対象を横手盆地東縁断層帯・太田断層・白岩断層へとすすめていくことで、横手盆地東縁断層帯の活構造の全容が把握され、陸羽地震の発生メカニズム解明に資する情報を与えるものと考えられる。

地表地震断層は、震源断層が地表に現れたものであるから、断層帯の中でも地表に影響を及ぼす可能性が最も高い断層である。地震の確かな証拠である地表地震断層(活断層)と発生源を結びつける過程には、浅層部の構造をいかに精度良く把握できるかが鍵であると考えられる。

謝 辞

反射法地震探査の実施から解析まで一貫して(株)ジオシスのご指導をいただきました。観測には宇野知樹氏・森泉俊行氏(当時、千葉大学大学院自然科学研究科・院生)、小田 晋氏(当時、東京大学理学系研究科・院生)、神田聡史氏(当時、岩手大学工学部・学生)、水本匡起氏、森下信人氏、小林 勉氏、永高草多氏、高橋就一氏(当時、東北大学大学院理学研究科・院生)にご協力を賜りました。また、美郷町(旧千畑町)教育委員会のみなさま(特に煙山光成氏)には多くの便宜を図っていただきました。大槻憲四郎教授(東北大学大学院理学研究科)には、地質構造に関してご教示を頂きました。FT 年代測定と火山灰の分析は(株)京都フィッシュントラックにお願いしました。また、本稿は 2 名の匿名査読者による、親切丁寧なご指導により、大幅に改善されました。以上の方々には、心よりお礼申し上げます。

なお、研究を進めるにあたっては平成 17 年～19 年度文部科学省科学研究費補助金(特別研究員奨励費: 椿原京子, 課題番号 17・06455)の一部、平成 15 年～17 年度文部科学省科学研究費補助金(基盤研究(B), 代表者: 今泉俊文, 課題番号 15300301)の一部を使用した。

本稿は 2005 年地球惑星科学関連学会合同大会、2005 年 AGU Fall Meeting、平成 18 年日本地理学会春季学術大会で発表した内容を、加筆・修正したものである。

文 献

- 秋田県(1999): 横手盆地東縁断層帯に関する調査成果報告書。
藤原健蔵(1954): 横手盆地東縁北半部の地形—断層崖下にみられる運動—。東北地理, 7, 63-69。
Ikeda, Y. (1983): Thrust-front Migration and Its Mechanism -Evolution of Intraplate Thrust Fault Systems-. Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo, 15, 125-159。
池田安隆(1998): 日本列島における完新世活断層の活動度評価に関する研究。平成 7～9 年度科学研究費

- 補助金(基盤研究A)研究成果報告書, 244p.
- 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, 260p.
- 今泉俊文(1999): 活断層の分布からみた東北地方の地形起伏-いくつかの疑問. 月刊地球号外, **27**, 113-117.
- 今泉俊文・平野信一・松田時彦(1989a): 千屋断層のボーリング調査—断層線の湾曲を説明する断層面の形態—. 活断層研究, **7**, 32-42.
- 今泉俊文・宮内崇裕・吉岡敏和・鈴木毅彦・松田時彦・鈴木康弘・早川唯弘・桜井一賀・柏木修一・東郷正美・山口伸弥・深沢 浩・大杉芳明・熊沢秀晃(1989b): 1985 年千屋断層(花岡地区)トレンチ調査. 活断層研究, **6**, 81-86.
- 今泉俊文・宮内崇裕・鈴木毅彦・平野信一・松田時彦(1989c): 1988 年千屋断層(一丈木南地区)トレンチ調査. 活断層研究, **6**, 87-92.
- 今泉俊文・佐藤比呂志・池田安隆・石丸恒存・酒井隆太郎・米田茂夫・久保田裕史(1997): 千屋断層・花岡でのボーリング調査—断層形態とスリッププレート—. 日本第四紀学会予稿集, **27**, 84-85.
- 今泉俊文・楳原京子・大槻憲四郎・三輪敦志・小坂英輝・野原 壯(2006): 秋田県・千屋断層の陸羽地震断層露頭. 活断層研究, **26**, 71-77.
- 今村明恒(1913): 明治二十九年ノ陸羽地震. 震災予防調査会報告, **77**, 78-87.
- 活断層研究会(1991): 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 440p.
- 町田 洋・新井房夫編(2003): 新編火山灰アトラス. 東京大学出版会, 360p.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文(1980): 1986 年陸羽地震の地震断層. 地震研究所彙報, **55**, 795-855.
- Nakata, T (1976): Quaternary tectonic movements in central Tohoku district, northeast Japan. *Sci. Rep., Tohoku Univ., 7th Ser. (Geography)*, **26**, 213-239.
- 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, 68p.
- 大沢 穠・須田芳朗(1980): 20 万分の 1 地質図「秋田及び男鹿」. 地質調査所.
- 大沢 穠・広島俊男・駒沢正夫・須田芳朗(1988): 20 万分の 1 地質図「新庄及び酒田」. 地質調査所.
- 大塚弥之助(1938) 明治 29 年陸羽地震川舟断層の現況とその他. 地震, **10**, 469-476.
- 佐藤比呂志(1996): 東京大学地震研究所に導入された反射法地震探索システム. 活断層研究, **15**, 100-105.
- 佐藤比呂志・平田 直(1998): 活断層の深部構造と日本列島の成立. 科学, **68**, 63-71.
- Sato, H., Imaizumi, T., Ikeda, Y., Mikada, H., Orgren, C., Toda, S., Tsutsumi, H., Koshiya, S., Noda, K., Togo, M., Itoh, T., Miyauchi, T., Kawamura, T., Suzuki, H., Ishimaru, K., Sakai, R., Sugiyama, N. and Ikawa, T. (1997): Evolution of the active Senya thrust fault, northern Honshu, Japan. 日本地震学会講演予稿集, **2**, 117.
- 千屋断層研究グループ(1986): 千屋断層(秋田県)の完新世の活動と断層先端部の形態—千畑町小森での発掘調査. 地震研究所彙報, **61**, 339-402.
- 豊島正幸(1994): 地形分析による扇状地堆積層の透水性予測法. 地理学評論, **67**, 126-136.
- 内田拓馬・宮内崇裕・今泉俊文・越後智雄・松多信尚・石山達也・佐藤比呂志・加藤直子・木村治夫・荻野スミ子・越谷 信・野田 賢・池田安隆・岡田真介・加藤 一・野原 壯・水本匡起・楳原京子(2005): 変動地形・反射法地震探索からみた横手盆地東縁断層帯の前進過程と第四紀後期の活動性. 2005 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, J027-P004.
- 白田雅郎・白石建雄・岩山勝男・秋元義人・井上 武・乗富一雄(1976): 秋田県総合地質図幅「六郷」および説明書. 秋田県.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・伊里道彦・井上 武・乗富一雄(1977): 秋田県総合地質図幅「横手」および説明書. 秋田県.
- 白田雅郎・村山 進・白石建雄・高安泰助・乗富一雄(1980): 秋田県総合地質図幅「角館」および説明書. 秋田県.
- 宇津徳治(1979): 1885 年～1925 年の日本の地震活動—M6 以上の地震および被害地震の再調査—. 地震研究所彙報, **54**, 253-308.
- 山崎直方(1896): 陸羽地震調査概報告. 震災予防調査会報告, **11**, 50-74.
- (2006 年 9 月 1 日受付, 2007 年 2 月 19 日受理)