庄内堆積盆地東部における伏在断層の 成長に伴う活褶曲の変形過程

小 松 原 琢*

Deformation processes of Active Folds and Growth of Concealed
Thrusts in the Eastern Shonai Basin, Northeast Japan

Taku KOMATSUBARA*

Abstract

Detailed morphotectonic and geological research shows the the Quaternary surface deformation processes associated with the thrusting in the eastern Shonai basin, northeast Japan.

The Neogene and Quaternary structure in the eastern Shonai basin is dominated by a series of major north-south trending folds and thrust belts which include the Aosawa trend, the Sakata trend, and the Oishi trend from east (mountain-side) to the west (basin central-side). The Aosawa trend, which bounded the Shonai basin and the Dewa Hills, began to move in the late Pliocene. The Sakata trend and the Oishi trend, which are located at the eastern margin of the Shonai alluvial lowland, began to move in the Early Pleistocene and the Middle Pleistocene, respectively with the frontal migration of thrusting. These structures are interpreted to be fault propagation folds on a east dipping detachment fault.

On the Aosawa trend, the late Pleistocene terraces are tilted with little faulting overlying the late Pliocene to middle Quaternary reverse faults. On the Sakata trend, the late middle Pleistocene deformation is similar to the underlying Neogene structure, which is characterized by asymmetrical folds with thrusts. On the Oishi trend, the late Quaternary terraces deformed as asymmetrical folding with a narrow flexure zone on the western (thrust tip side) limb overlying symmetrical early to middle Quaternary folds. These morphological figures show the general deformation processes of each structure in the eastern Shonai fold and thrust zone as follows.

- ・ In the early stage, the tip of the concealed thrust elongates to the surface, so the figure for surface deformation changes from symmetrical folding to asymmetrical folding with a narrow flexure zone on the thrust tip side limb.

- ・ In the middle stage, the fault tip reaches near the surface, with continuing uniform deformation composed of asymmetrical folding with surface faulting.

- ・ In the later stage, the thrusting on the fault near the surface is decreased, and gentle tilting becomes to predominate on the surface.

* 地質調査所環境地質部

* Geological Survey of Japan, Department of Environmental Geology

A simple dislocation model suggests that the elongation rate of the fault tip of the thrust underlying the Oishi trend is about 1 mm/yr in the late Pleistocene. This rate is similar to its vertical displacement rate.

Key words : fault propagation fold, active fold, concealed thrust, frontal migration of thrusting, Shonai Basin

キーワード : 押し上げ褶曲, 活褶曲, 伏在断層, 断層前面の前進, 庄内堆積盆地

I. はじめに

東北日本や北海道西部の新生代末期堆積盆地の縁辺部には、翼部に逆断層を伴う波長数百 m～数 km の活褶曲が発達する（たとえば、第四紀地殻変動研究グループ, 1968 ; 山崎ほか, 1984）。それらは堆積盆地の縁を画しているだけでなく、島弧の短縮変形に大きく寄与しており（佐藤, 1989）、広域テクトニクス上で極めて重要な地質構造である。また、これらの活褶曲は、活断層と同様に中～大規模地震の震源断層に直結する構造と考えられており（Awata and Kakimi, 1985）、その成長機構を知ることは内陸の地震危険度予測の面でも意味を持つ。

活褶曲の成長機構を論じる上で、その変形過程は重要な情報の一つである。しかし、従来の日本の活構造研究では、地下に伏在する断層を視野に含めた活褶曲全体の変形過程を対象とした研究は、余り行なわれてこなかった。

本稿では、庄内堆積盆地東部の活褶曲を対象として、構造の成長に伴う地表の変形過程を記載し、地下に伏在する構造の成長について考察する。

II. 調査の対象と方法

1) 調査対象概観

本稿では、東北日本弧の中部に位置し、翼部に断層を伴う大規模な活褶曲群が典型的に発達する、庄内堆積盆地東部の丘陵地域を調査対象とする。

庄内堆積盆地東部には、中期中新世の泥岩を挟有する火山岩主体の地層（青沢層）と、総層厚 2,000 m 以上に達する海成～潟成の泥質ないし砂質の碎屑岩を主体とする中期中新世～中期更新世前期の地層、およびそれらを不整合に覆う中期更

新世中期～完新世の段丘堆積物などが分布する（図 1 : 池辺ほか, 1979 ; 土谷ほか, 1984 ; 佐藤, 1986 a, b ; 大沢ほか, 1986 ; 土谷, 1989 など）。青沢層より上位の中期中新世～中期更新世前期の地層は、下位より中部中新統・草薙層, 上部中新統～下部鮮新統・北俣層, 下部鮮新統・楯山層, 中部鮮新統・丸山層, 上部鮮新統・観音寺層, 上部鮮新統～下部更新統・常禅寺層, および中部更新統下部・庄内層群に区分されている（図 2）。このうち、草薙層から常禅寺層に至る各層は下位層を整合に覆うが、庄内層群は、一部で下位層を不整合に覆う（鯨岡, 1953）。

庄内層群以下の各層を傾斜不整合に覆う中期更新世中期以降の地層（以下、本稿では上部第四系と総称する）は、小平層, 大蔵岩屑堆積物, および 10 段に区分される河成段丘堆積物に細分される（表 1）。このうち、中部更新統中部の小平層と大蔵岩屑堆積物は同時異相と考えられ、共に丘陵頂部に広く分布する開析された堆積面を構成する（図 3 ; 小松原, 1997）。段丘堆積物は、丘陵地域を主要構造とほぼ直交して西流する日向川, 荒瀬川, 相沢川, 最上川などの河川沿いに分布する（図 3）。これらによって構成される段丘面の中でも、とりわけ約 7～13 万年前に離水した中位 2 段丘面, 約 5～9 万年前に離水した中位 3 段丘面, および約 2 万年前に離水した低位 1 段丘面は、分布が広く、変位基準面として重要である。

庄内堆積盆地東部には、東（山地）側から青沢断層群, 酒田衝上断層群, 生石断層の、3 条の南北走向東傾斜の逆断層と、その上盤側に発達する背斜構造が並走する（図 4 : 池辺ほか, 1979 ; 土谷ほか, 1984 ; 佐藤, 1986 a, b ; 大沢ほか, 1986 ; 土谷, 1989 など）。これらの断層を伴う背斜構造

図 1 庄内堆積盆地東部地域の地質図。

池辺ほか (1979), 土谷ほか (1984), 佐藤 (1986 a, b), 大沢ほか (1986), 土谷 (1989), 中野・土谷 (1992) を集成。

は、いずれも背斜西翼部の断層周辺で地層が急傾斜する一方、背斜軸部から東翼にかけて比較的緩傾斜な、非対称な断面形を示す (池辺ほか, 1979; 土谷ほか, 1984; 佐藤, 1986 a, b; 大沢ほか,

1986; 土谷, 1989 など)。このような断面の形態や、断層と背斜構造が常に平行していることから、両者は密接な関係を持つ一連の構造であると考えられる。また、これらの構造による上部新生界の

図2 庄内堆積盆地東部地域の地質層序。
佐藤 (1986 a, b) より引用。

垂直変位量は、それぞれ数百 m 以上であり、3 条の構造の垂直変位量の総計は約 4,000 m に達する (栗田, 1988)。

庄内堆積盆地周辺の地質構造発達史は、佐藤 (1986 a, b) によって詳細に論じられている。佐藤 (1986 a, b) によると、庄内堆積盆地東部では、鮮新世中期以降の東西方向の圧縮力の作用下で東端の青沢断層群から活動を始め、thrust front migration に伴って酒田衝上断層群、生石断層の順で西側の構造が活動を始めた。また、この地域の上部第四系の年代と主要構造の変位速度の変遷を論じた小松原 (1997) は、庄内堆積盆地

東部の主要構造の第四紀後期における垂直変位速度は 0.5 mm/yr 以上であり、各構造が形成されはじめて以来の平均変位速度と第四紀後期の変位速度の間には顕著な違いを認めがたいことを示した。しかし、これらの研究は、主として造構応力の復元や、主要構造の活動過程を明らかにすることを目的としたものであり、変位形態の変遷に関しては十分に検討されていない。

2) 調査方法

本稿では、複数の地表に露出した変位基準面の形態を比較することにより、庄内堆積盆地東部の活褶曲の変位形態の変遷を検討する。特に第四紀

表 1 庄内堆積盆地東部の第四紀後期の地形面（小松原，1997より引用）。

時代	年代 (ka)	地形面の名称	ローム層の特徴 色相・厚さ 含有する火山ガラス	¹⁴ C 年代 (yr.B.P.)	備考
完 新 世		低位 5 段丘面			非輪廻性の侵食段丘面。
	3	低位 4 段丘面		3,200±90	相沢川・最上川流域に広がる沖積段丘面。 酒田衝上断層群によって変位する。
後 期 更 新 世		低位 3 段丘面			最終氷期末期～完新世初頭の侵食段丘面。 断片的に分布する。
	18	低位 2 段丘面		18,270±110	最上川下流の丘陵縁辺部のみに分布する狭 小な段丘面。
	20	低位 1 段丘面	10 YR 0.1-0.2 杉沢 a 火山ガラスを含む	21,260±180 31,150+560, -520	最上川流域に広く分布する堆積段丘面。 河川に向かって緩やかに傾斜する横断勾配 をもつ。
	50-90	中位 3 段丘面	7.5 YR 0.7-1.1 杉沢 a・杉沢 b 火山ガラスを含む		最終間氷期後期～最終氷期前期の堆積段丘 面。天狗森背斜や青沢断層群東部の良好な 変位基準面である。
	70-130	中位 2 段丘面	7.5 YR 1.0-1.6 同上		庄内堆積盆地東部の主要河川沿いに広く分 布する。各構造の良好な変位基準面である。
	130	中位 1 段丘面	7.5 YR 1.6-2.0 同上		日向川上流では、最終間氷期の大台野火砕 流堆積物の堆積面に移化する。
中 期 更 新 世		高位 2 段丘面			天狗森背斜周辺にのみ分布する狭小な段丘 面。
	160-240	高位 1 段丘面	5 YR 2.5-3.0		日向川北岸にのみ分布する。天狗森背斜・ 観音寺背斜により大きく変位する。
	160-400	中部更新統 中部の堆積面	5 YR 2m 以上		相沢川以北の丘陵頂部に広く分布する、小 平層と大礫岩屑堆積物によって構成される 開析の進んだ平坦面。

後期の変位基準面（地形面）の形態については、それらが最も良く発達し、主要構造と直交する断面について、主として縮尺 1/2,000～1/5,000 程度の地形図によって断面形態を求めた。一方、第四紀中期以前の変位基準面の形態については、主として既往の地質学的研究（池辺ほか，1979；土谷ほか，1984；佐藤，1986 a, b；大沢ほか，1986；土谷，1989）を基に地質構造を把握し、これを地形断面と同一の断面上で第四紀後期の変位基準面の断面形態と比較した。また、複数の第四紀後期の変位基準面の形態が比較できる断面では、それらを相互に比較した。

なお、段丘面の変位量を求めるにあたっては、検討対象とする段丘面の勾配は同地点の現河床勾

配の 10 倍以上と大きいことから、構造運動による段丘面の勾配変化に比べて離水時期の違いによる段丘面の初生的勾配の違いは非常に小さいものとみなし、単純に段丘面の勾配から現河床勾配を差し引いた値を傾動量、それに距離を乗じた値を垂直変位量としてこれらを求めた。

III. 各構造の変位形態

本稿では、良好な変位基準面が発達する断面を中心に、東側の構造から順に変位形態を記載する。

1) 青沢断層群-青沢複背斜

青沢断層群は、鳥海山から月山に至る長さ 43 km 以上の逆断層群である。この断層群は、一般

図 3 庄内堆積盆地東部地域の地形分類図。
地形面の分布は、小松原 (1997) を簡略化。地質構造は、池辺ほか (1979), 土谷ほか (1984), 佐藤 (1986 a, b), 大沢ほか (1986), 土谷 (1989), 中野・土谷 (1992) に基づいて記入。

に幅 1~1.5 km の区間を並走する数本の高角東傾斜の逆断層によって構成される (佐藤, 1986 a, b; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989 より読図)。青沢複背斜は、青沢断層群の東方 2~4 km 付近を軸

とする、東西を逆断層で挟まれた幅 10~15 km の地塁状の背斜構造である (Taguchi, 1962; 佐藤, 1986 a, b など)。

青沢断層群-青沢複背斜は鮮新世末期に活動を

図 6 最上川周辺の段丘地形と地質構造
地質構造は土谷ほか (1984), 佐藤 (1986 a, b), 大沢ほか (1986) より引用.
等高線の間隔は段丘面周辺で 10 m, 他で 50 m.

図 7 青沢断層群西端部における中位 2 段丘面の断層変位.
小松原 (1997) より引用. 等高線の間隔は段丘面周辺で 5 m, 他で 25 m.

態，すなわち鮮新世末期の構造運動開始期以来の累積変位形態と比較して，青沢断層群西端部を中心とする幅広い傾動変形が顕著な一方，青沢断層群東半部～青沢複背斜西翼の変形は減衰していること，断層変位よりも傾動変形が卓越していること，という違いが認められる。

2) 酒田衝上断層群-北俣背斜

酒田衝上断層群は，青沢断層群の西方約5～7 kmを南北に伸びる延長30 km以上の断層群である（池辺ほか，1979）。酒田衝上断層群の東（上盤）側には，一般に西翼が東翼に比べて急傾斜する非対称な背斜構造が並走する（池辺ほか，1979；土谷ほか，1984；佐藤，1986 a, b）。酒田衝上断層群はトレースが屈曲しており，断層上盤の背斜構造は場所によって形態や変位量に顕著な違いがあるため，断層や背斜構造に対して場所毎に異なった名前が与えられている（池辺ほか，1979）。本論では，酒田衝上断層群の中央付近に位置し，広く第四紀後期の変位基準が発達する，荒瀬川-相沢川間（C-C'断面）の酒田衝上断層群-北俣背斜を検討対象とする。

C-C'断面における北俣層～庄内層群（中新統～下部第四系）中の酒田衝上断層群は，酒田市大平から同鷹尾山東方に至る東西幅約1 kmの区間に並走する，3～4条の東傾斜の逆断層からなる断層帯をなしている（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b）。この断層帯では，庄内層群以下の各層が一般に70°以上西傾斜し，一部で逆転する（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b）。

北俣層～庄内層群中の北俣背斜は，酒田衝上断層群の東端から約500 m東に軸が位置する背斜構造である（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b）。酒田衝上断層群の東端から背斜軸に至る，北俣背斜の西翼では北俣層と楯山層が15～30°西傾斜する（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b）。一方，北俣背斜の東翼では，背斜軸からその東方約2.5 kmに至る区間で北俣層から観音寺層に至る上部中新統～中部鮮新統が10～30°東傾斜する（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b；土谷，1989）。酒田衝上断層群-北俣背斜西翼における下部鮮新統・楯山層基底の垂直変位量は約1,500 mであり，

北俣背斜東翼における楯山層基底の垂直変位量は300～500 mである（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b；土谷，1989より読図）。したがって，酒田衝上断層群-北俣背斜西翼と北俣背斜東翼の垂直変位量の比は3～5：1程度と見積もられる。

C-C'断面付近における中部更新統中部（大蔵岩屑堆積物）の堆積面は，鮮新統～中新統中の北俣背斜の軸より500～800 m西方の鷹尾山付近を軸として，背斜状に変形する（図8）。酒田衝上断層群～北俣背斜西翼における中部更新統中部の堆積面の垂直変位量は200～250 m程度，北俣背斜東翼の垂直変位量は約50 mである（小松原，1997）。このことから，酒田衝上断層群-北俣背斜西翼と北俣背斜東翼における中期更新世中期の堆積面の垂直変位量の比は，4～5：1と見積もられる。

以上のように，酒田衝上断層群-北俣背斜における中期更新世中期以降の変位形態は，鮮新統や上部中新統の変位形態，すなわち構造運動の開始期以来の累積変位形態と比較して，背斜軸の位置が約500～800 m西方（断層の先端側）に移動しているという違いが見られる。しかし，背斜構造の東西両翼における垂直変位量の比には，両者の間に大きな違いが認められない。

3) 生石断層とその上盤の背斜構造

1. 生石断層周辺の構造の概要

生石断層は，最上川以北の酒田衝上断層群の西方約2～3 kmに位置し，庄内平野とその東側の丘陵の境界を画する延長約22 kmの断層である。この断層は大部分で地下に伏在し，地表では背斜西翼の急傾斜（撓曲）帯として認められている。生石断層は，日向川，荒瀬川，相沢川などの河川と交差する地点で屈曲し，この区間毎に上盤の背斜構造の形態や変位量に違いがある。このため，断層の上盤に発達する背斜構造に対して，日向川以北では天狗森背斜，日向川-荒瀬川間では観音寺背斜，荒瀬川-相沢川間では平田背斜と，別々の名称が与えられている。このうち観音寺背斜は前期更新世ないし中期更新世前期ごろに，他の背斜構造は概ね中期更新世前期～中期に活動を開始したと考えられる（小松原，1997）。これらの背斜構造による庄内層群基底の垂直変位量は，観音寺

図 8 荒瀬川—相沢川間の丘陵を覆う中部中新統中部の堆積面と地質構造。
地質構造は池辺ほか (1979), 佐藤 (1986 a, b) および土谷 (1989) より引用。
等高線の間隔は堆積面周辺で 10 m, 他で 50m.

図9 日向川周辺の段丘地形と地質構造（小松原，1997を引用）。
観音寺背斜の位置は池辺ほか（1979）を引用。
等高線の間隔は段丘面周辺で10 m，他で50 m。

背斜で900 m程度，他の背斜では250～500 mである（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a，bより読む）。

生石断層上盤の背斜では，荒瀬川-相沢川間（C-C'断面），日向川南岸（B-B'断面）および日向川北岸（A-A'断面）の3つの断面で，複数の変位基準の形態を比較することができる。以下では累積変位量の大きな構造から順に記載する。

2. 生石断層-観音寺背斜

日向川南岸のB-B'断面周辺では，観音寺背斜を横断して段丘面が良好に発達する。ここでは常禅寺層と庄内層群（上部鮮新統～中部更新統下部）中の観音寺背斜の軸は，丘陵西縁から約1.4 km東に位置する（図5 B-B'，図9）。観音寺背斜の西翼では，これらの地層が20°～50°西傾斜し，東翼では背斜軸から約1 kmの区間でこれらが15°～30°東傾斜する（池辺ほか，1979）。

同じB-B'断面で，中位1段丘面は，段丘基盤

の背斜軸と一致して丘陵西縁から約1.4 km地点を軸として背斜状に変形する（図5 B-B'，図9）。また，中位2段丘面や中位3段丘面も常禅寺層などの地質構造と調和的に背斜西翼でそれぞれ4°～5°西傾斜する。

このように，生石断層-観音寺背斜では，後期更新世以降の変位形態と鮮新更新統の変位形態，すなわち構造運動開始期以来の累積変位形態との間に，顕著な違いは認めがたい。

3. 生石断層-平田背斜

生石断層-平田背斜では，酒田市生石集落付近を通るC-C'断面周辺で先上部第四系の構造が詳細に把握され，かつ中部更新統中部の堆積面が良好に発達する。

C-C'断面における庄内層群中の平田背斜の軸は，丘陵西縁から500～800 m東方に位置する（図5 C-C'，図8）。庄内層群は，平田背斜の西翼で20°～最大60°西傾斜し，庄内平野東部から平田背斜の

図 10 日向川北岸・天狗森背斜西翼の段丘縦断面形。断面位置は図 9 に示す。断面の方位は N67° E。中位 2 段丘面と沖積面が交差する地点を距離 0 km とする。

軸部に至る約 1 km の区間で約 500 m 垂直変位する（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b より読図）。一方，平田背斜東翼の約 1 km の区間では，庄内層群は 10～40° 東傾斜し，この間で 200～300 m 垂直変位する（池辺ほか，1979；佐藤，1986 a, b より読図）。したがって，庄内層群基底における平田背斜の西翼と東翼の垂直変位量の比は 2：1 程度である。この両翼の垂直変位量の比は，庄内堆積盆地東部の背斜構造の中では小さな値であり，本構造は調査地域の他の構造に比べて対称褶曲に近い背斜構造と言える。

C-C' 断面付近において，中部更新統中部（小平層）の堆積面は，庄内層群中の背斜軸の約 200～600 m 西方と約 500 m 東方に軸を持つ，複背斜状の断面形態を示す（図 8）。このうち東側の背斜構造は，庄内層群中の平田背斜と斜交する副次的な断層に伴うものと考えられる。一方，西側の背斜構造は，庄内層群中の平田背斜に平行して荒瀬川南岸から酒田市生石南方まで連続することから，第四紀後期における平田背斜の軸と考えら

れる。また，中部更新統中部の堆積面は，丘陵西縁の生石付近で 20～25° 西傾斜して沖積低地に交差・埋没することから，同層準は庄内平野東部では平野地下に伏在すると考えられる。このため，平田背斜西翼における中部更新統中部の垂直変位量は，同層の堆積面と沖積面の比高（約 120 m）より大きいと言える。一方，中部更新統中部の堆積面の背斜軸から，その東約 1 km の区間では堆積面が平均 1～6° 東傾斜し，この間で約 30 m 垂直変位する（図 5 C-C'）。したがって，中部中新統中部における平田背斜の西翼と東翼の垂直変位量の比は，4 以上：1 である。

このように，生石断層-平田背斜では中期更新世中期以降，背斜軸の位置が西方（断層の先端側）に移動するとともに，西翼が東翼に比べて急傾斜する非対称な形態へと変位形態が変化している。

4. 生石断層-天狗森背斜

生石断層-天狗森背斜の周辺には広く高位～中位の段丘面が分布し，良い変位基準となっている。ここでは，縮尺 1/2,000 の地形図を基に，日向川北岸の A-A' 断面における，中位段丘面の変位形態を記載する。

A-A' 断面では，丘陵西縁から 300～600 m 東に天狗森背斜の背斜軸が位置する。天狗森背斜の西翼では中位 2 段丘面と，中位 3 段丘面が連続的に分布し，共に丘陵西縁で沖積面下に埋没する（図 5 A-A'，図 9）。

両段丘面は共に，背斜軸近傍に比べ丘陵西縁付近でより急傾斜する，凸型の断面形を示す。また両段丘面を比較すると，中位 3 段丘面は，中位 2 段丘面に比べ丘陵西縁付近でより急激に傾斜が増大する（図 5 A-A'，図 10）。すなわち，中位 2 段丘面の傾動量は，丘陵西縁付近で約 24°，その

表 2 天狗森背斜西翼の段丘面の傾動量と傾動量変化率(曲率)。

	距離	0 km	0.1 km	0.2 km	0.3 km	0.4 km
傾動量	中位 2 段丘面	24°	14°	7°	2°	1°
	中位 3 段丘面	15°	6°	2°	0°	0°
曲率	中位 2 段丘面	10°/100 m	7°/100 m	5°/100 m	1°/100 m	
	中位 3 段丘面	9°/100 m	4°/100 m	2°/100 m	0°/100 m

図 11 日向川北岸・天狗森背斜西翼の段丘面の比高および比高分布。

段丘面の比高（上段）は、図 10 を基に作成。

段丘面の比高分布（下段）は、段丘と沖積面が交差する地点（図 10 の距離 0 km）における比高を 0、比高が最大となる地点の比高を 1 として、標準化した値を示す。

100 m 東方では約 14° 、200 m 東方では約 7° であり、丘陵西縁から東方 100 m の区間と、その東 100 m の区間における平均傾動量変化率（曲率）は、それぞれ約 $10^\circ/100\text{ m}$ および約 $7^\circ/100\text{ m}$ である（表 2）。一方、中位 3 段丘面の傾動量は、丘陵西縁で約 15° 、その 100 m 東方で約 6° 、200 m 東方で約 2° であり、丘陵西縁から東に 100 m と、その東 100 m の区間における平均傾動量変化率（曲率）は、それぞれ約 $9^\circ/100\text{ m}$ および $4^\circ/100\text{ m}$ である（表 2）。このことから、後期更新世前半の数万年間に、天狗森背斜西翼では傾動運動が丘陵西縁部に局所化するような変位形態の変化が生じたと言える。

この傾向は、中位 2 段丘面-中位 3 段丘面の比高、すなわち中位 2 段丘面離水以降-中位 3 段丘面離水以前の期間の変位形態と、中位 3 段丘面-現河床の比高（中位 3 段丘面離水以降-現在までの期間の変位形態）を比較すると、さらに明瞭に現われる（図 11）。図 11 の上段は、中位 2 段丘面-中位 3 段丘面の比高と中位 3 段丘面-現河床の比高を、下段はそれぞれの比高が最大となる地点

図 12 庄内堆積盆地東部の構造模式図。

縦横比は不定。庄内堆積盆地東部の構造は、基本的に深度 1.2 km 以深-数 km 以浅に伏在する低角衝上断層（detachment fault）と、そこから派生する生石断層・酒田衝上断層群などの逆断層（ramp）および、逆断層によって被覆層が押し上げられてできた平田背斜・北俣背斜などの褶曲構造（fault propagation fold：本稿では押し上げ褶曲と呼ぶ）の組み合わせによって説明することができる。図は、これらの関係を模式的に示したもの。

の比高を 1、丘陵西縁における比高を 0 として標準化した値（ここでは比高分布と呼ぶ）を示す。図 11 下段に示されるように、丘陵西縁から約 100 m の地点における中位 3 段丘面-現河床の比高はその最大値の約 60 % 程度に達するが、同じ地点における中位 2 段丘面-中位 3 段丘面の比高はその最大値の約 50 % 程度である。また、中位 3 段丘面-現河床の比高は、丘陵西縁の東約 300 m の地点で最大となる。これは中位 3 段丘面離水以降の変位形態の背斜軸は丘陵西縁の東方約 300 m に位置することを意味する。一方、中位 2 段丘面-中位 3 段丘面の比高は、丘陵西縁の東 400~500 m で最大となる。このことは、両期間の間に背斜軸が西に 100~200 m 移動していることを示唆する。

このように、生石断層-天狗森背斜では後期更新世後期以降の数万年間で、より背斜西翼の西端部に傾動運動が局所化し、かつ背斜軸が西方に移動しつつある。

IV. 考 察

1) 庄内堆積盆地東部の構造形態

庄内堆積盆地東部の地下地質構造に関しては、深度 1,000~2,500 m 程度の試錐調査（たとえば、佐々木、1962；池辺ほか、1979）や、地震探査

図 13 庄内堆積盆地東部の3条の逆断層-褶曲構造の比較。

上段：活動開始期以来の累積変位形態と第四紀後期の変位形態の模式図。

下段：各構造の特徴と変位形態の変化傾向。

(長谷川ほか, 1989; 横倉ほか 1992, 1994; 由田ほか, 1995) などの調査結果が公表されている。それらによると、庄内平野では水平に近い構造が卓越する(佐々木, 1962; 池辺ほか, 1979) 一方、平田背斜東翼の地下浅部には地表の構造と調和的な撓曲構造が発達すること(由田ほか, 1995)、および酒田衝上断層群の東方では、同断層群の地下延長と見られる低角度で東に傾斜する明瞭な反射面が認められること(横倉ほか, 1994) が明らかにされている。

このような地下地質構造資料に加え、地表では東傾斜の逆断層とその上盤に西翼が急傾斜する非対称な背斜構造が卓越することを考え合わせると、庄内堆積盆地東部の褶曲構造は、模式的には地下に伏在する低角衝上断層(detachment fault)から立ち上がる逆断層(ramp)と、それに伴う押し上げ褶曲(fault propagation fault: Suppe and Medwedeff, 1990)の組み合わせによって説明できる(図12)。

また、生石断層や酒田衝上断層群の地下延長に当たる低角衝上断層の伏在深度については、以下のように推定できる。

生石断層と酒田衝上断層群の周辺には、それぞれ半波長2~3 km および数 km の褶曲構造が発達

する。褶曲構造に参加する地層の層厚は、褶曲の成長に伴って地層の層厚変化がない限り、幾何学的に考えて褶曲の半波長を超えることはない。したがって、これらの褶曲構造の地下に伏在する低角衝上断層の伏在深度は、それぞれ2~3 km および数 km 未満と考えられる。また、観音寺背斜の軸部で掘られた観音寺 YK-1 孔における構造調査によると、地下1.2 km 以浅の上部中新統より上位の地層は急傾斜する一方、それ以深では水平な構造が認められている(池辺ほか, 1979)。これは、地下1.2 km でボーリング孔が生石断層と交差することを示す。このことから、生石断層の東側では深度1.2 km 以深に低角衝上断層が伏在すると考えられる。以上から、生石断層東側における低角衝上断層の伏在深度は1.2 km 以深、約3 km 未満であり、酒田衝上断層群東側における伏在深度は、これよりも若干深いと推定される。

2) 褶曲構造の変形過程に関する考察

上記のように庄内堆積盆地東部の3条の翼部に断層を伴う褶曲構造は、いずれも押し上げ褶曲(fault propagation fold)とみなすことができる。またこれらは、それぞれ異なる成長段階にあるものの、同様の成長過程を辿りつつある構造であると考えられる。この2点を前提とし

図 14 庄内堆積盆地東部における逆断層-褶曲構造の発達過程。

- ①は生石断層-平田背斜の先上部第四系（庄内層群）の構造などで典型的に認められる変位形態。
 ②のような変位形態の変化は、生石断層-平田背斜や生石断層-天狗森背斜で第四紀後期に進行している。
 ③は、生石断層-観音寺背斜や酒田衝上断層群-北俣背斜の変位形態に相当する。
 ④は、青沢断層群-青沢複背斜における第四紀後期の変位形態に相当する。

て、当地域の構造の一般的な変形過程の復元を試みる。

調査した構造のうち、最も新しくかつ累積変位量が小さな構造の一つである生石断層-平田背斜は、他の構造と比較して先上部第四系の断面形は対称褶曲に近い（図 13）。しかし、生石断層-平田背斜では、第四紀後期に背斜軸の西側への移動に伴って西翼が急傾斜する非対称な褶曲構造へと断面形態が変化している。同様に生石断層-天狗森背斜でも、第四紀後期に西翼の一部に撓曲変形が局所化すると共に背斜軸が西方移動することによって、西翼が急な非対称な断面形態へと形態が変わりつつある。これらは、共に地下に伏在する生石断層の先端側に変形が局所化していることを示す。

一方、庄内堆積盆地東部で最も古くから活動し、かつ累積変位量の大きな青沢断層群-青沢複背斜では、先上部第四系は断層帯で大きく変位する非対称な背斜構造を示しているが、後期更新世には断層帯の西端部を中心とする幅広い傾動変形へと変位形態が変化している。

また、活動開始期や累積変位量の点で両者の中間に位置づけられる酒田衝上断層群-北俣背斜や観音寺背斜では、これらの構造ほど顕著な形態の変化は認められない。

以上から、庄内堆積盆地東部の押し上げ褶曲は、一般に初期段階では対称褶曲に近い断面形態を示し（図 14①）、成長に伴って次第に背斜軸の移動と断層先端側における撓曲運動の局所化に伴って非対称な形態へと変化し（図 14②～③）、かつ断層近傍で変形の多くがまかなわれるようになる

図 15 モデル化した断層の形態。

x_1 : 断層の走向方向の軸, x_2 : 断層の傾斜方向を水平面に投影した方向の軸（断層面の延長が地表と交わる点を 0, 逆断層の上盤側を正とする）, x_3 : 鉛直軸, $2L$: 断層の長さ, θ : 断層面の傾斜, $D \sin \theta$: 断層下端の深度, $d \sin \theta$: 断層上端の深度, U : すべり量

（図 14③）、さらに一定段階以上では逆にブロードな傾動を主とする変形に移り変わる（図 14④）、という変形過程を辿っていると考えられる。

3) 地表の変位形態からみた伏在断層の成長過程

本節では、食い違いの弾性論を基に計算される、モデル化した断層面上のすべりに伴って生じる地表変形と、実際の変位地形や地質構造とを比較して、伏在断層の形態と成長過程について考察する。

いま、弾性定数 λ と μ が等しい半無限等方弾性体中の断層面上で生じたすべりによって弾性体の

図 16 傾斜 45° の断層による地表変位のパターン．断層の下端深度は 15 km．長さは 30 km とする．他の条件が同じならば，断層上端の深度が浅いほど，地表では①断層先端部に傾動が局所化し，②背斜軸が断層先端寄りに位置する，非対称な背斜変形が生じる．

表面に生じる変位を，Mansinha and Smylie (1971) の式によって計算する．モデル化した断層の形態を図 15 に示す．なお，この解析では地殻の粘性や不均一性，および重力の影響は考慮されない．しかし，比較的短期間における，断層周辺の限られた範囲の変形を論じる場合には差し支えないものとして議論を進める．

まず，傾斜 $\theta = 45^\circ$ ，下端の深度 $D \sin \theta = 15$ km，断層長 $2L = 30$ km の断層上で，変位量 U が一様な，横ずれ成分を伴わない逆断層的なすべりが生じた場合，断層上端の深度 $d \sin \theta$ が 0 km，1 km，2 km，5 km の 4 条件において，それぞれ断層の中央で断層と直交する地表面上 ($x_1 = x_3 = 0$) に現われる垂直変位量 (Δu) と断層上のすべり量 (U) の比 ($\Delta u/U$) と，断層の延長と地表面の交点からの距離 x_1 の関係を求めた (図 16)．

図 16 に示されるように，他の条件が同じならば断層上端の深度が浅いほど逆断層上端近傍に傾動変形が局所化し，かつ軸が断層上端近くに位置する，非対称な背斜変形が生じる．

上述の変位形態の変化は，この計算で得られた断層上端深度の違いによる変形パターンの変化に対応すると考えられる．すなわち，初期段階では

図 17 伏在断層の成長に伴う地表変位形態の変化．

- ①は，生石断層-平田背斜の先上部第四系の構造などに見られる構造運動初期の段階に相当する．
- ②のような断層上端の延伸は，第四紀後期に生石断層-平田背斜や生石断層-天狗森背斜で生じていると考えられる．
- ③のような断層上部におけるすべりの減衰は，第四紀後期に青沢断層群-青沢複背斜で生じていると考えられる．

図 18 傾斜 75° の逆断層による地表変位のパターンと青沢断層群周辺の中位 2 段丘面の変位形態。断層の下端深度は 15 km、長さは 40 km とする。片倉断層の位置を $x_2=0$ 、同地点における中位 2 段丘面の標高を $\Delta u=0$ の点として表示した。片倉断層より上盤の変位形態は、断層上端が深度 1 km のときの変位パターンによって近似できる。片倉断層下盤側では、断層から離れるにしたがって両者はずれるようになる。これは酒田衝上断層群などの影響が加わるためと考えられる。

断層上端は深部に位置していた (図 17①) が、次第に地表に向かって伸び (延伸し) て (図 17②)、一定段階以降では逆に断層上部におけるすべりが停止ないし減衰する (図 17③)、という過程によって、庄内堆積盆地東部の押し上げ褶曲の変位形態の変化を説明することができる。

以下、段丘面が連続的に分布し変位形態の変化が明瞭に読みとれる、青沢断層群-青沢複背斜と生石断層-天狗森背斜について、伏在断層の成長過程を定量的に検討する。

(1) 青沢断層群-青沢複背斜

ここでは、断層の傾斜 θ が地表付近の青沢断層群の傾斜 ($70\sim 80^\circ$: 佐藤, 1986 a, b) とほぼ同じ 75° 、断層下端の深度 $D \sin \theta$ が東北日本の地震発生層基底深度と同じ 15 km、断層長 $2L$ が 40 km の、平板な断層を考える。この断層上における一様なすべりによる、断層中央で断層に直交する地表の断面の垂直変位パターンを求め、中位 2 段丘面の変位形態と比較する (図 18)。なお、図 18 の中位 2 段丘面の変位形態は、片倉断層を $x_2=\Delta u=0$ の地点と一致するものとしている。

青沢断層群周辺の中新統は断層帯近傍で大きく変位し、断層带上盤側では緩傾斜であることから、構造運動の開始期以来の累積変位形態は、断層先端が地表のごく近傍まで到達していた場合の変位パターン (例として断層上端深度が 200 m の場合の変位パターンを図 18 に示す) に似ている。一方、中位 2 段丘面は、幅 2 km 程度の傾動帯を持つことなどから、断層上端が地下約 1 km に位置する場合の変位パターンに似る (図 18)¹⁾。また、計算で得られた変位パターンにおける傾動の中心は、断層の延長と地表の交点より若干上盤側に位置し、中位 2 段丘面の傾動帯の中心は片倉断層付近、すなわち中新統中の青沢断層群の西端付近に位置する。このことから、第四紀後期における地表の傾動変形は、中新統中の青沢断層群西部の地下約 1 km 以深に伏在する断層上のすべりによるものと考えられる。片倉断層が中位 2 段丘面に小規模な断層変位を与えていることは、この考えを支持する。また、片倉断層による小規模な断層変位と傾動運動が共存することは、断層上のすべりがある深度で急激に停止するのではなく、地表に向かってすべりが漸減していることを示す。片倉断層周辺の地下 1 km 付近には、上部新生界の下部 (草薙層または青沢層) が分布する可能性が高い (大沢ほか, 1986 より推定)。このことから、第四紀後期における断層面上のすべりは、上部新生界中で減衰している可能性が高いと言える。

ところで、前期更新世における thrust front migration によって、青沢断層群の下盤 (西) 側に生じた (佐藤, 1986 b) 酒田衝上断層群は、青沢層の火山岩を変位させている (池辺ほか,

図 19 最上川周辺の断面における青沢断層群と酒田衝上断層群の活動様式に関する模式図。
 青沢層上面の形態は、大沢ほか (1986)、佐藤 (1986 a, b) および土谷ほか (1984) を
 基に推定。
 青沢断層群では、酒田衝上断層群に向けて低角衝上断層 (detachment fault) が枝分か
 れる層準 (青沢層火山岩類ないし先新第三系) よりも上位の後期新生代の堆積層まで、
 第四紀後期にすべりが及んでいると考えられる。

1979; 土谷ほか, 1984)。このことは、酒田衝上断層群の延長に当たる低角衝上断層が、青沢層ないしそれ以下の層準を経て酒田衝上断層群に達していることを示す。以上から、第四紀後期における青沢断層群におけるすべりは、酒田衝上断層群に連続する低角衝上断層が青沢断層群から分岐する層準よりも上位まで達していること、言い換えれば、上部新生界下部が分布する地下約 1 km の層準付近では青沢断層群と酒田衝上断層群の 2 条の断層上ですべりが生じていること (図 19)、が示唆される。

(2) 生石断層-天狗森背斜

天狗森背斜の周辺では断層本体は未だ確認されていないが、先に考察したように、地下 1.2 km 以深 3 km 以浅に低角衝上断層から高角の逆断層が立ち上がっている可能性が高い。ここでは地下 2 km 以深で 10° 、2 km 以浅で 75° の傾斜を持つ、折れ曲がった断層 (図 20) を仮定して議論を進める。計算では、断層長 $2L$ は 6 km、深部断層の下端深度 $D \sin \theta$ は 10 km として、青沢断層群と同様に、一様なすべりに対する断層中央で断層と直交する地表の断面における垂直変位パターンを検討する。

この断層上のすべりに伴う変形パターンの計算結果を、中位 2 段丘面-中位 3 段丘面間および中

位 3 段丘面-現河床間の比高分布とともに図 20 に示す。この図に示されるように、中位 2 段丘面-中位 3 段丘面間および中位 3 段丘面-現河床間の比高分布は、断層上端の深度をそれぞれ 250 m および 200 m としたときの計算結果と良く似ている²⁾。天狗森背斜西方の庄内平野東部に位置する豊岡 SK-1 孔では、常禅寺層 (庄内平野地下では 1.2 Ma より新期の堆積物と考えられる: 佐藤, 1986 a, b) 基底深度が数百 m であること (池辺ほか, 1979) から、上記の断層上端深度は中部~上部第四系の分布域に相当すると考えられる。以上から、生石断層の上端は両期間の間に、中部~上部第四系中を上下方向で約 50 m 延伸したと考えられる。

中位 2 段丘面と中位 3 段丘面の離水年代は、被覆するローム層の厚さなどからそれぞれ 7~13 万年前、および 5~9 万年前と推定されている (小松原, 1997)。このため、中位 2 段丘面離水以降-中位 3 段丘面離水以前と、中位 3 段丘面離水以降の各期間の中央年代は、それぞれ約 8.5 万年前および 3.5 万年前であり、両期間の間には概ね 5 万程度程度の時間差があると考えられる。したがって、この間に断層上端は上下方向で平均 1 mm/yr 程度の速度で延伸してきたと考えられる。この断層上端の延伸速度は、生石断層周辺の背斜構造の垂

図 20 地下 2 km で折れ曲がる逆断層に伴う地表変位のパターンと天狗森背斜西翼の中位 2 段丘面-中位 3 段丘面間、および中位 3 段丘面-現河床間の比高分布。断層の傾斜は、地下 2 km 以浅が 75°、2 km 以深が 10°、断層下端の深度は 10 km とする。断層の長さは 6 km とする。段丘面の比高分布は、図 11 に示す値を用いた。計算結果と比較するため、比高分布が 0 および 1 となる点の垂直変位量 ($\Delta u/U$) をそれぞれ 0.299 および 0.766 とした。中位 2 段丘面離水以降-中位 3 段丘面離水以前と、中位 3 段丘面離水以降-現在までの期間の間 (5 万年程度の時間差があると考えられる) で、断層上端深度は約 50 m 浅くなったと考えられる。

直変位速度 (生石断層-天狗森背斜では 0.5 mm/yr 以上、生石断層-平田背斜で 0.7~3.1 mm/yr: 小松原, 1997) に匹敵する。このことは、生石断層-天狗森背斜のような新しい構造では、断層運動の度に、断層上のすべり量に匹敵する長さ分だけ堆積層を割りながら断層面が地表に向かって広がっていることを強く示唆する (図 21)。以上の検討結果は、生石断層が中期更新世前期~中期に発生し、その下端は地下 1.2 km 以深の低角衝上断層

に連続し、かつ上端が地下 200 m 付近に到達していると考えられること、すなわち最近の数十万年間に深度方向で約 1 km 以上の広がりを持つ断層に成長していることから支持される。

V. まとめと今後の課題

庄内堆積盆地東部の活褶曲を対象として、新第三系~中・下部第四系の構造と第四紀後期の地形面の形態、および第四紀後期の複数の地形面の形

図 21 生石断層-天狗森背斜における断層運動に伴う断層の延伸と地表変位形態の変化。
生石断層-天狗森背斜では、断層上端の延伸速度が構造の垂直変位速度に匹敵する。これは、断層運動毎に、すべり量に匹敵する長さの断層面が、被覆層を割りながら伸びてきていることを意味する。

態を相互に比較することによって、以下のような変形過程を見出し、その機構について考察した。

1. 庄内堆積盆地東部には、成長段階を異にする押し上げ褶曲 (fault propagation fold) 群が発達する。その中でも最も累積変位量大きな青沢断層群-青沢複背斜では、青沢断層群における断層変位を主体とする変形から、同断層群の西端部を中心とする、小規模な断層変位を伴う幅広い傾動運動へと変位形態が変化している。

2. 一方、累積変位量の小さな、成長初期の段階に当たる生石断層-天狗森背斜や生石断層-平田背斜では、第四紀後期に対称褶曲的な変形から、逆断層の先端側で傾動変形が局所化する非対称的な褶曲変形へと変位形態が変化してきている。

3. 成長段階や累積変位量の点で、両者の中間に位置づけられる酒田衝上断層群-北俣背斜や生石断層-観音寺背斜では、両者に比べて顕著な変位形態の変化は生じていない。

4. これらの変位形態の変化は、褶曲翼部の断層が構造成長の初期段階では地表に向かって延伸し、一定段階以降では逆に地下浅部における断層面上のすべりが減衰するというモデルで説明することができる。

5. 青沢断層群では、第四紀後期には断層群西

部の伏在断層上ですべりが生じている。このすべりは、上部新生界の下部に相当する地下約 1 km 以浅で減衰ないし停止している可能性が高い。

6. 天狗森背斜の地下に伏在する生石断層の上端は、後期更新世以降に上下方向に約 1 mm/yr の速度で中部～上部第四系の中を地表に向かって延伸してきている可能性が高い。この延伸速度は、同構造の垂直変位速度に匹敵する。

また、今後の課題としては、①庄内堆積盆地東部の地下地質構造を解明し、構造形態について再検討すること、②他の地域の大規模な活褶曲について、同様の変形過程や、断層の延伸速度が認められるか否かを検討すること、などが挙げられる。

謝 辞

本稿をまとめるにあたって、田村俊和教授・大槻憲四郎教授・平野信一助教授・大月義徳助手および北村 繁修士・木村和雄修士をはじめとする東北大学理学部地圏環境科学教室の方々、および松本秀明助教授をはじめとする同教養部地理学研究室の方々には、大変有意義な御議論を頂いた。匿名査読者の方からは、非常に有益な指摘を頂いた。昭さく地質株式会社の佐藤 均氏には、庄内平野地下の地質について御教示いただいた。遊佐町の本間直哉氏には、現地調査時に大変お世話になった。山

形県遊佐町、八幡町、酒田市、平田町、松山町および立川町の各市町からは、大縮尺地形図を提供していただいた。以上の方々に厚く謝意を表します。

本稿は、筆者が東北大学理学部地理学教室に提出した学位論文を手直したものである。本研究にあたって、平成7年度文部省科学研究費特別研究員奨励費（課題番号07013、代表者：小松原 琢）を使用した。

注

- 1) 片倉断層より下盤側では、計算結果と実際の変位形態に間に大きなずれがある（図18）。このずれは、酒田衝上断層群とそれに連続する低角衝上断層の動きに伴う変形が影響しているものと解釈できる。
- 2) 断層の折れ曲がり点の深度を深くするほど、断層上端を浅くした場合の計算結果と実際の地表変位形態とが適合するようになる。しかし、断層下端深度が変わっても、断層先端付近における変形パターンは、それほど大きく変化しない。たとえば、地下10 kmに達する傾斜75°の平板な断層について計算しても、中位2段丘面-中位3段丘面の比高分布と、中位3段丘面-現河床の比高分布の違いは、本稿のモデル計算とはほぼ同様に断層上端が数十 m 延伸したことによって説明できる。

文 献

- 栗田泰夫 (1988) : 東北日本弧中部内帯の短縮変形と太平洋プレートの運動。月刊地球, 10, 586-591.
- Awata, Y. and Kakimi, T. (1985) : Quaternary tectonics and damaging earthquakes in north-east Honshu, Japan. *Earthq. Predict. Res.*, 3, 231-251.
- 第四紀地殻変動研究グループ (1968) : 第四紀地殻変動図。第四紀研究, 7, 182-187.
- 長谷川 昭・堀内茂木・堀 修一郎・稲森隆穂・仁田交市・佐藤俊也・橋本恵一・長谷川武司・大桑英治・佐藤孝雄 (1989) : 1894年庄内地震震源域における反射法探査実験。日本地震学会講演予稿集, 1989, No. 1, 207.
- 池辺 穰・大沢 穰・井上寛生 (1979) : 酒田地域の地質。地域地質研究報告 5 万分の1 地質図幅。地質調査所, 42 p.
- 小松原 琢 (1997) : 庄内堆積盆地東部の第四系とその地殻変動史。地質調査所月報, 48, 537-565.
- 鯨岡 明 (1953) : 最近の探鉱成果 IV. A. 2. 山形地区。石油技術協会誌, 18, 157-163.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971) : The displacement field of inclining faults. *Bull. Soc. Amer.*, 61, 1433-1440.
- 中野 俊・土谷信之 (1992) : 鳥海山及び吹浦地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅)。地質調査所, 138 p.
- 大沢 穰・片平忠実・土谷信之 (1986) : 清川地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅)。地質調査所, 61 p.
- 佐々木 悟 (1962) : 庄内盆地の地質と炭化水素鉱床。石油技術協会誌, 27, 293-308.
- 佐藤比呂志 (1986 a) : 東北地方中部地域 (酒田-古川間) の新生代地質構造発達史 (第 I 部)。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 88, 1-32.
- 佐藤比呂志 (1986 b) : 東北地方中部地域 (酒田-古川間) の新生代地質構造発達史 (第 II 部)。東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, 89, 1-45.
- 佐藤比呂志 (1989) : 東北本州弧における後期新生界の変形度について。地質学論集, 32, 257-268.
- Suppe, J. and Medwedeff, D.A. (1990) : Geometry and Kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83, 409-454.
- Taguchi, K. (1962) : Basin architecture and its relation to the petroleum source rocks development in the region bordering Akita and Yamagata Prefectures and adjoining areas, with the special reference to the depositional environment of petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. (Ser. 3)*, 7, 293-324.
- 土谷信之・大沢 穰・池辺 穰 (1984) : 鶴岡地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅)。地質調査所, 77 p.
- 土谷信之 (1989) : 大沢地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の1 図幅)。地質調査所, 85 p.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・下川浩一・衣笠善博 (1984) : 50 万分の1 活構造図 6「秋田」。地質調査所。
- 由田恵美・長谷見晶子・佐藤文晴・堀修一郎・河野俊夫・長谷川 昭・稲森隆穂・山中宏明 (1995) : 庄内平野東縁における浅層反射法による調査。地球惑星科学関連学会 1995 年合同大会予稿集, 635.
- 横倉隆伸・宮崎光旗・加野直己・山口和雄 (1992) : 反射法深部地殻探査 東北地方 (I) 酒田東方における実験結果。日本地震学会講演予稿集, 1992, No. 2, 17.
- 横倉隆伸・宮崎光旗・加野直己・山口和雄 (1994) : 反射法深部地殻探査 東北地方 (II) 酒田衝上断層群周辺における探査結果。地球惑星科学関連学会 1994 年合同大会予稿集, 228.

(1997年9月12日受付, 1998年2月16日受理)