

庄内堆積盆地東部の上部第四系とその地殻変動史

小松原 琢*

Taku KOMATSUBARA (1997) Upper Quaternary geology and structural evolution of the eastern part of the Shonai Sedimentary Basin, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 48(10), p. 537-565, 22 figs., 4 tables.

Abstract: Several highly active thrust and fold systems occur in the eastern part of the Shonai Sedimentary Basin, northeast Japan. This paper describes the geology of Upper Quaternary strata, and discusses the evolution of eastern Shonai thrust and fold zone.

The well-defined Upper Quaternary strata overlie on the thick Neogene deposits in the eastern part of the Shonai Basin. The gravel bed, which covers the summit area of hilly land, and widely distributed terraces Middle 1, Middle 2, and Lower 1 terrace are dated as ca. 160-400ka, ca. 130ka, ca. 70-130ka, and ca. 20ka, respectively. These Upper Quaternary and Plio-Pleistocene strata are good reference for crustal movement.

The eastern Shonai thrust and fold zone is composed of three major N S trending reverse faults, Aosawa faults, Sakata thrusts and Oishi fault, from the mountain side (east) to the basin side (west). Displacement rate of these three active faults is about or over 1mm/yr in the Late Quaternary. The starting ages of activity of the Aosawa faults, Sakata thrusts and Oishi fault are latest Pliocene, early Pleistocene and middle Pleistocene, respectively, so the front of this thrust and fold zone has progressively migrated basin-ward with initiation of new structures since early Pleistocene. The activity of older faults has not decreased after initiation of new fault in front of the thrust and fault zone, and parallel structures have been concurrently active in this area. So, total activity of the eastern Shonai thrust and fault zone has increased since early Pleistocene.

要 旨

東北日本の庄内堆積盆地東部には、高い活動度を有する逆断層-褶曲構造が発達する。本稿では、この地域の上部第四系の層序と年代を示し、次いで構造発達過程を論じた。

庄内堆積盆地東部の丘陵地域には、厚い上部新生界を覆って上部第四系が発達する。このうち、丘陵頂部を覆う礫層は約16-40万年、河成段丘面のうち、特に広く発達する3つの段丘面、中位1段丘面、中位2段丘面および低位1段丘面の年代は、それぞれ13万年前、約7-13万年前、約2万年前と編年された。これらは、段丘基盤をなす鮮新-更新統とともに良好な変位基準となっている。

庄内堆積盆地東部には、東(山地)側から順に、青沢断層群、酒田衝上断層群および生石断層の3つの大規模な南北走向の逆断層が並行する。これら3つの断層の第四期後期における変位速度は1 mm/yrないしそれ以上に達する。また、これらの構造の活動開始期は、青沢断層群が鮮新世末期、酒田衝上断層群が前期更新世、生石断層は中期更新世であり、前期更新世以降、逆断層-褶曲帯の前面は盆地側に向かって移動している。庄内堆積盆

*環境地質部 (Environmental Geology Department)

地東部では、構造の前面に新たな構造が形成された後にも、既存の構造の活動は減衰せず、長期間にわたり複数の並走する構造が同時重複的に活動している。このため、庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯の活動は、第四期前期以降加速してきている。

1. はじめに

庄内平野とその東方の丘陵地域は、地質学的には庄内堆積盆地と呼ばれ、上部新生界が発達する。その東部に当たる丘陵地域には、厚い鮮新統-中部更新統が分布し(池辺ほか, 1979など)、それらは2-3条の並走する大規模な逆断層-褶曲構造によって変位している(杉村ほか, 1966; 吉川ほか, 1973; 佐藤, 1986など)。これらの逆断層-褶曲構造の周辺には、河成段丘面や丘陵頂部を覆う中部更新統が分布し、良好な第四紀後期の変位基準となっている。従来、この地域の逆断層-褶曲構造の活動について、1) 鮮新世末期以降の累積変位量は約4000mに達し、東北日本で第一級の活動度を有する活構造であること(Awata and Kakimi, 1985; 粟田, 1988)、2) その活動は鮮新世末期に始まり第四紀中期以降、既存の構造の

Keywords: Upper Quaternary, Shonai Sedimentary Basin, active fold, active fault, geochronology, thrust front migration

西側で新たな構造の形成を伴いつつ第四紀後期まで継続していること(佐藤, 1986), 3) 完新世後期にも活発な断層運動が生じていること(鈴木ほか, 1989, 1994), が明らかにされている。しかし, 上部第四系の詳しい層序・構造・年代と, それに基づいた構造発達過程に関する議論はなされていない。

筆者は, 庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯を対象として, 上部第四系と地形面の記載・編年を行い, それらに基づいて, この地域の構造の活動度や構造発達過程について論述する。

2. 調査対象概観

2.1 地域地質・地形研究史

庄内堆積盆地東部の上部新生界の層序と構造に関しては, 19世紀末以来多くの研究がなされている。三土・金原(1940)は, 庄内堆積盆地北東部の詳細な地質図を作成し, 上部新生界を大きく変位させる逆断層-褶曲構造が存在することを記載した。鯨岡(1953)は, 庄内堆積盆地の標準層序を確立した。吉田ほか(1978), 吉田・植松(1978)などの表層地質図や, 田口(1970), 池辺ほか(1979), 土谷ほか(1984)などの5万分の1地質図幅の研究によって, この地域の上部新生界の全体像が明らかにされた。これらの研究によって, 庄内堆積盆地東部には, 上部新第三系や第四系を変位させる2-3条の南北性の逆断層-褶曲構造が存在することが示された。また, 佐藤(1986)の構造発達史的研究により, 出羽山地西縁の逆断層-背斜構造が約2.4Maに活動を開始したこと, および, 第四紀以降断層活動の場所在盆地側に移動した可能性が高いこと, が示された。

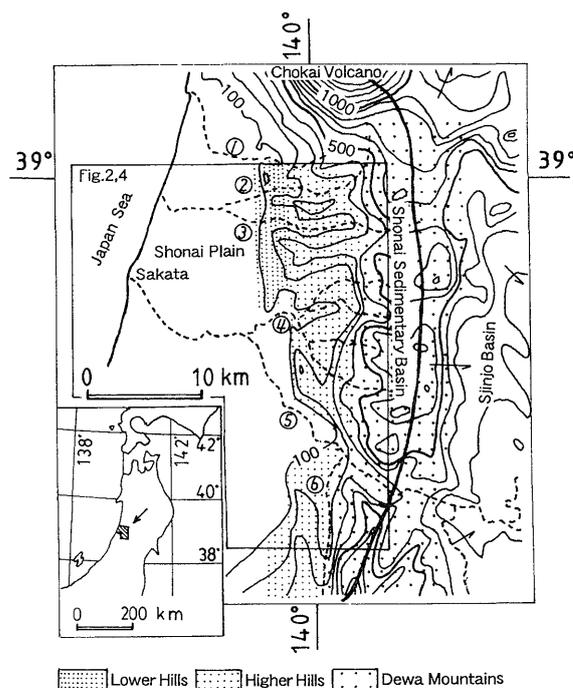
一方, 庄内堆積盆地東部の段丘地形と段丘堆積物に関しては, 1960年代後半から研究がなされている。最上川団研(1966)は最上川沿岸の段丘面を区分し, 杉村ほか(1966)は最上川の段丘面の褶曲変位について記載した。また, 米地(1972)は庄内平野東部の断層変位地形について論じた。市瀬(1970, 1977, 1979, 1980)は, 沖積層の構造と測地学的資料を基に, 庄内平野で完新世に沈降運動が生じていることを示した。さらに, 吉川ほか(1973)は丘陵西縁部で第四紀後期に活発な褶曲運動が生じていることを示した。米地(1978a, b)は, 酒田図幅地域と鶴岡図幅地域の地形分類を行い, 庄内平野周辺の段丘面の区分と対比を示した。その後, 活断層研究会(1980)は庄内堆積盆地東部に活断層が存在することを指摘し, 山崎ほか(1984)は, 庄内堆積盆地東部の大規模な地質構造が第四紀に活動していることを示した。また, 久保(1991)は庄内平野東部において完新世に褶曲運動が生じていることを示した。このように従来から庄内堆積盆地東部には幾つかの活構造が分布することが明らかにされている。

近年, Awata and Kakimi (1985) や栗田(1988)は, 庄内堆積盆地東部の断層を含む日本海沿岸の逆断層が, 鮮新世末期以降約1mm/yrないしそれ以上の平均変位速度で活動してきたことを指摘し, 佐藤(1989)はこれらの逆断層が東北日本弧の短縮変形に極めて大きな役割を果たしていることを報告した。また, 鈴木(1989)は, 丘陵西部の褶曲変位地形を詳細に記載し, 鈴木(1990, 1991)は, これらの変位地形を伏在断層の変位に伴う地表変位形態として説明した。さらに, 鈴木ほか(1989, 1994)や太田ほか(1995)は, 庄内堆積盆地周辺の活断層で断層トレンチ調査やボーリング調査を行い, これらの断層が完新世後半にも繰り返し活動していることを示した。

2.2 地形概観

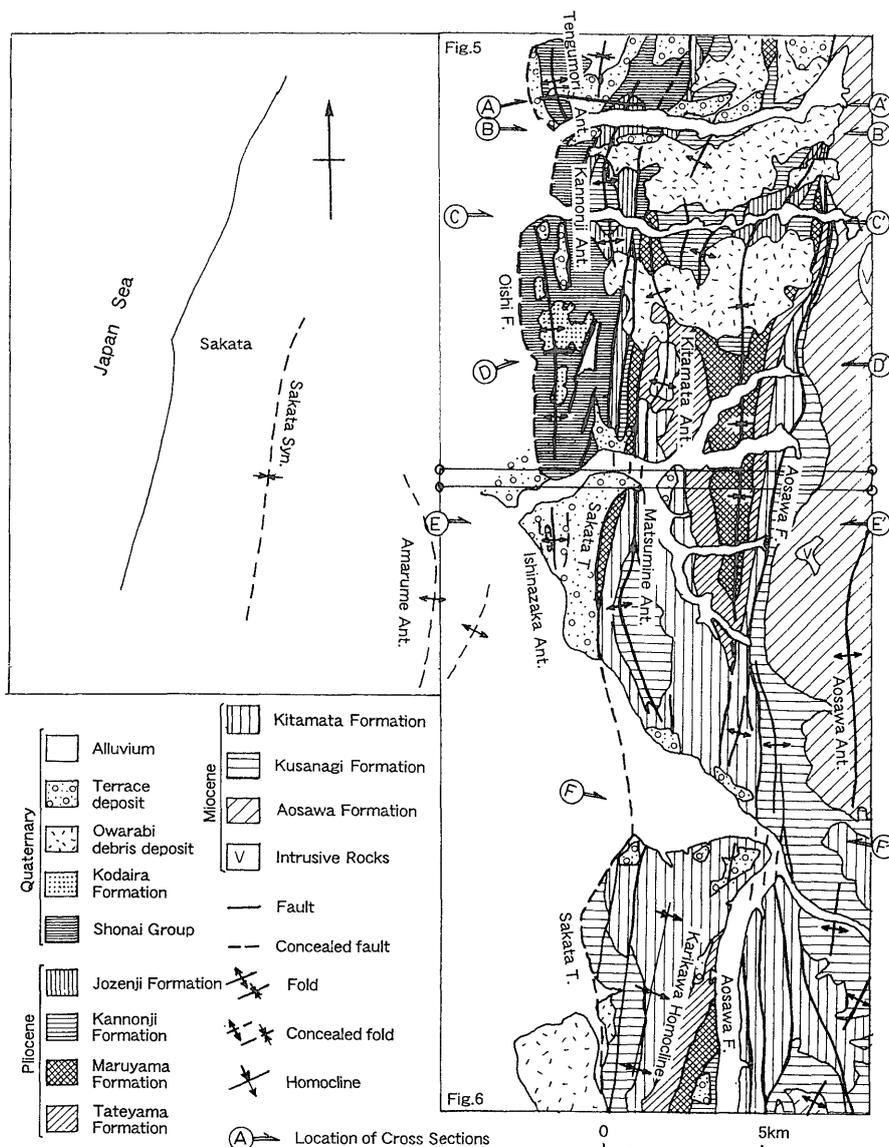
本稿で調査対象とする地域は, 庄内堆積盆地のうち, 日向川北岸から最上川南方に至る庄内平野東方の丘陵の南北約20km, 東西10-15kmの範囲である。

庄内堆積盆地の東部は, 東から接峰面高度400-800mの出羽山地, 同200-400m程度の高位丘陵, 同100-200mの低位丘陵および沖積低地(庄内平野)の地形区に区分される(第1図)。このうち高位・低位の丘陵地域には北から月光川, 日向川, 荒瀬川, 相沢川, 最上川, 立谷川の各河川が西



第1図 庄内平野周辺の地形概要。接峰面図の等高線間隔は100m。①: 月光川②: 日向川③: 荒瀬川④: 相沢川⑤: 最上川⑥: 立谷川

Fig. 1 Topography of the Shonai sedimentary basin and its environs. Contour interval of summit level is 100m. ①: Gakko River ②: Nikko River ③: Arase River ④: Aizawa River ⑤: Mogami River ⑥: Tachiyazawa River



第2図 庄内堆積盆地東部地域の地質。池辺ほか (1979), 土谷ほか (1984), 佐藤 (1986), 大沢ほか (1986), 土谷 (1989), 中野・土谷 (1992) を基に作成

Fig. 2 Geology of the eastern part of the Shonai sedimentary basin. Compiled from Ikebe *et al.* (1979), Tsuchiya *et al.* (1984), Sato (1986), Ozawa *et al.* (1986), Tsuchiya (1989), Nakano and Tsuchiya (1992).

に向かって流れる。また、調査地域南部の出羽山地と高位丘陵の境界には、最上川の支流・立谷沢川が南から北に流れる。これらの河川の周囲には、谷底低地と河成段丘面が分布する。

2.3 地質概観

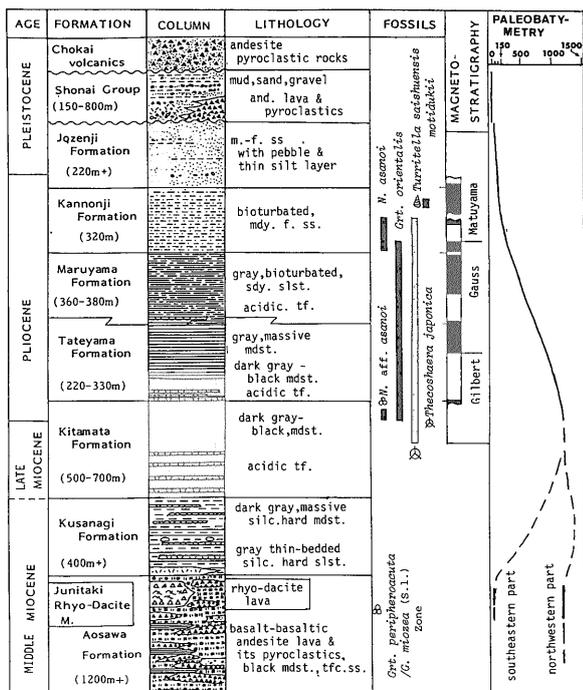
庄内堆積盆地東部には、広く上部新生界が分布する(第2図)。この上部新生界の層序は、鯨岡 (1953), 池辺ほか (1979), 土谷ほか (1984), 大沢ほか (1986), 土谷 (1989), 中野・土谷 (1992) などによって詳細に論じられている。これらに基づいて上部新生界の層序を簡単にまとめる。

庄内堆積盆地東部の上部新生界は、中期中新世の海底

火山噴出物と、中期中新世から中期更新世前期の総層厚2000m以上に達する主として海成の堆積物、およびそれらを不整合に覆う中期更新世中期以降の陸成堆積物に大別される(第3図)。

中期中新世の海底火山噴出物は、青沢層(鯨岡, 1953)と呼ばれている。青沢層は、玄武岩質火山岩を主とし、安山岩質ないし流紋岩質火山岩および泥岩を伴う地層である。

中期中新世から中期更新世前期の地層は、高位および低位丘陵地域に分布する。これらの地層の下部-中部は泥質岩からなるが、上部は鮮新世以降の相対的な海退過程を反映して砂質の堆積物を主とする。また、中部鮮新統から下部更新統にかけては、丘陵地域と庄内平野地下の



第3図 庄内堆積盆地東部の層序 (佐藤, 1986)
 Fig. 3 Stratigraphy of the eastern Shonai sedimentary basin (Sato, 1986).

間で層相による層序区分と時間面が大きく斜交している (佐藤, 1986)。

これらの地層のうちの最下位に当たる中部中新統・草薙層 (鯨岡, 1953) は、青沢層を整合に覆い、硬軟互層状をなす暗灰色泥岩を主体とする。

上部中新統-下部鮮新統・北俣層 (鯨岡, 1953) は、草薙層と整合漸移し、主として暗灰色の泥岩からなる。

下部鮮新統・楯山層 (鯨岡, 1953) は北俣層と整合漸移する。楯山層は、灰色泥岩からなり北俣層と酷似するが、楯山層基底部に連続する酸性凝灰岩によって、両者は分けられている。

丸山層 (鯨岡, 1953) は、楯山層と整合漸移する。本層は、主として灰色シルト岩からなり、細粒砂岩を挟有する。丸山層は丘陵地域では中部-上部鮮新統、庄内平野地下では中部鮮新統-下部更新統とされる。

観音寺層 (鯨岡, 1953) は、丸山層を整合に覆う。本層は、青灰色シルトおよび極細粒砂からなる。観音寺層は丘陵地域では上部鮮新統、庄内平野地下では下部更新統ないしそれより上位の地層とされる。本稿では本層下部の年代を佐藤 (1986) に従いMatsuyama逆磁極期前期の約240万年前とする。

常禅寺層 (鯨岡, 1953) は、観音寺層を整合に覆い、一部でそれと指交する。本層は、主として灰-青灰色細粒砂からなり、粗粒砂や礫を挟有する。本層上部には、珪質岩礫が含まれる。常禅寺層は、丘陵地域では最上部鮮新統-下部更新統、庄内平野地下では更新世前期以降の地

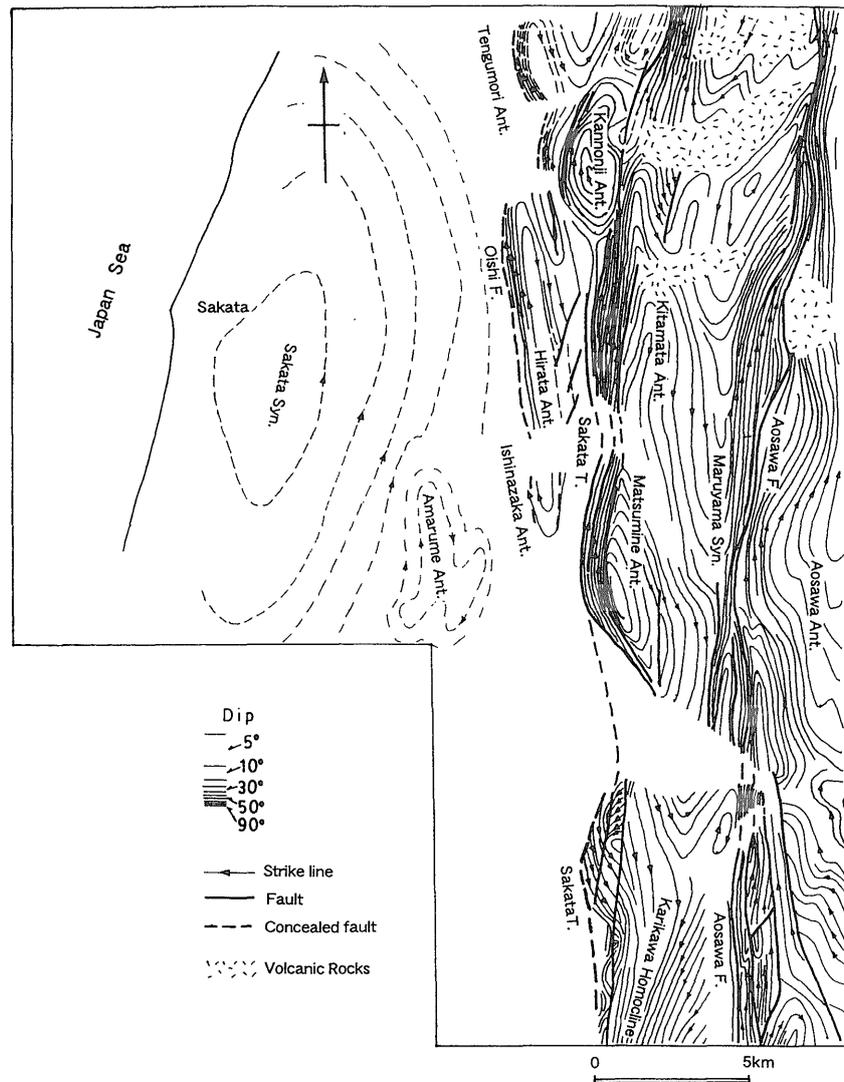
層とされている (佐藤, 1986)。本稿では、丘陵地域の観音寺層の最上部で190万年前に消滅したとされる (Tsuchi *et al.*, 1981) 浮遊性有孔虫 *Neogloboquadrina asanoi* が消滅すること (佐藤, 1986) から、丘陵地域の常禅寺層基底の年代を約190万年前とする。

庄内層群 (鯨岡, 1953) は、調査地域の北部で常禅寺層と指交するが、調査地域中部の丘陵では常禅寺層を不整合に覆う。本層群は、調査地域の北半部では、下部に厚い溶岩および火山砕屑層を有するが、調査地域南半部の本層群全体および調査地域北半部の本層群上部は、暗青灰色のシルト・砂を主体し、ところによって流紋岩の礫を含む不淘汰な礫層を挟む。相沢川北岸の丘陵頂部の本層群には径10数mの巨大なブロックを含む著しい乱堆積構造が認められる (鈴木, 1995)。

庄内層群の年代に関しては、次のような資料がある。庄内平野東北部の遊佐GS-1孔において、約120万年前とされる (Tsuchi *et al.*, 1981) 浮遊性有孔虫化石 *Globigerina pachderma* の殻の巻き方向が右巻きから左巻きへ急変する層準が、本層群基底より約1200m下位の丸山層中に位置することから、本層群はBrunhes正磁極期に当たる地層と考えられる (佐藤, 1986)。また、庄内平野地下において本層群基底より上位に5層ないし7層の連続性の良い粗粒層が分布すること (仙台通産局, 1978MS, 1981MS) は、庄内層群基底の堆積期以降現在に至るまで数回の氷河性海水準変動が生じたことを示唆する。さらに、丘陵地域の本層群は、中期更新世中期の堆積物に傾斜不整合で覆われる。以上から、庄内層群は中期更新世前半期の堆積物であり、本稿では、その基底の年代を中期更新世初頭の約50-70万年前とする。

庄内層群以下の各層を不整合に覆う陸成堆積物は、丘陵頂部に分布する小平層と大蔵岩屑堆積物、および10段に分けられる段丘面群を構成する河成段丘堆積物と沖積層からなる。これらの堆積物については、後に詳述する。

庄内堆積盆地東部の地質構造は、南北走向で東傾斜の3条の逆断層群-東から青沢断層群、酒田衝上断層群、および生石断層-と、それらの上盤 (東) 側に発達する背斜構造によって特徴づけられる (田口, 1970; 池辺ほか, 1979; 土谷ほか, 1984; 大沢ほか, 1986; 佐藤, 1986; 土谷, 1989など; 第4図)。これらの逆断層-褶曲構造は、いずれも西翼側が東翼側に比べて急傾斜する非対称な断面形を示す (佐藤, 1986など)。これら3条の逆断層-褶曲構造は、いずれも段丘堆積物を含む上部第四系を変位させる活構造である (山崎ほか, 1984)。3条の逆断層-背斜構造のうち、最も東に位置する青沢断層群とその上盤の背斜構造は、総変位量が最大約2500mに達し、3条の構造の中では最も変位量が多い。中央に位置する酒田衝上断層群とその上盤の背斜構造の総変位量は、最大で約2000mである。最も西側に位置する生石断層とその上盤の背斜構造の総変位量は、最大で900m程度であり、3



第4図 庄内堆積盆地東部地域の走向線図。池辺ほか (1979), 土谷ほか (1984), 佐藤 (1986), 大沢ほか (1986), 土谷 (1989), 中野・土谷 (1992) を基に作成

Fig. 4 Strike line map of the eastern Shonai sedimentary basin. Mapped on the basis of Ikebe *et al.* (1979), Tsuchiya *et al.* (1984), Sato (1986), Ozawa *et al.* (1986), Tsuchiya (1989), Nakano and Tsuchiya (1992).

条の構造の中で最も小さい。

3. 上部第四系の記載と編年

本稿では、丘陵を構成する庄内層群以下の諸層を不整合に覆って分布する、小平層と大蕨岩屑堆積物およびそれらの上位の地層を上部第四系として記載・編年する。

調査地域に分布する上部第四系は、丘陵頂部に広く分布し、開析された堆積面を持つ小平層と大蕨岩屑堆積物と、河川沿いに分布し、約10段の河成段丘面を構成する河成段丘堆積物、それらを覆うローム層と黒色土、および庄内平野に分布する沖積層に大別される。これらによって構成される堆積面の分布を第5図、第6図に示す。なお、大蕨岩屑堆積物と沖積層に関しては、それぞれ土

谷 (1989) および中野・土谷 (1992), 市瀬 (1980) および有賀 (1984) によって詳細に記載されているので、本稿ではその概要を述べるにとどめる。

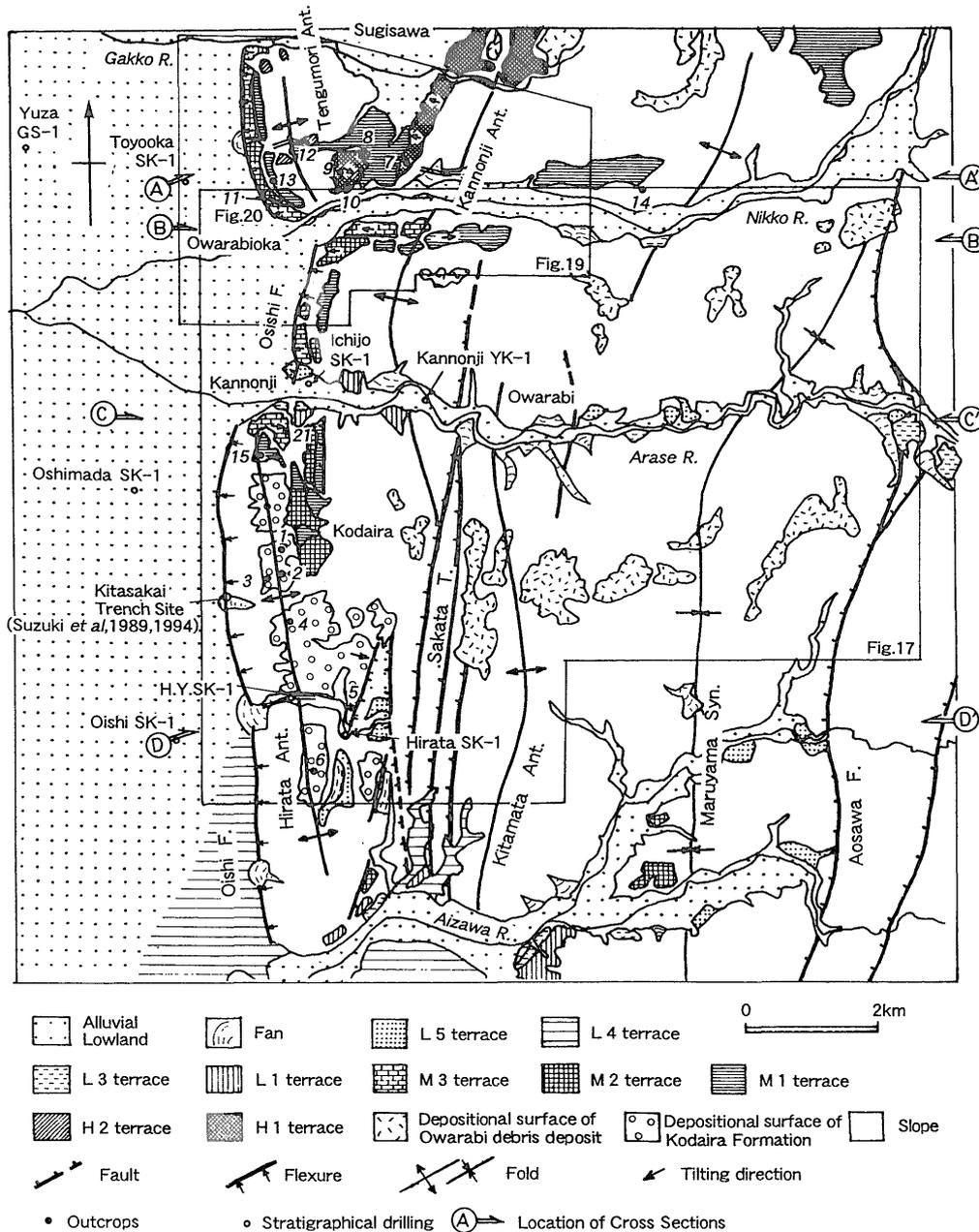
3.1 小平層と大蕨岩屑堆積物の記載

小平層と大蕨岩屑堆積物は、共に調査地域北部の丘陵頂部に分布し、高位段丘面よりも高位に開析された堆積面を有する。小平層上部には、大蕨岩屑堆積物起源と思われる安山岩礫が多く含まれることから、両層は指交関係にあると考えられる。

3.2.1 小平層 (新称)

模式地：八幡町小平西方の丘陵頂部 (第5図1-3) を模式地とする。

分布と層厚：本層は荒瀬川以南の低位丘陵の頂部およ



第5図 庄内堆積盆地北東部の地形学図。数字は第7図-第10図に示す露頭位置番号を示す。H. K. SK-1は東矢流川SK-1を示す。

Fig. 5 Geomorphological map of the northeastern part of the Shonai sedimentary basin. Numbers indicate location of outcrops as shown in the Fig. 7 to 10. H. K. SK-1: Higashi Yadaregawa SK-1.

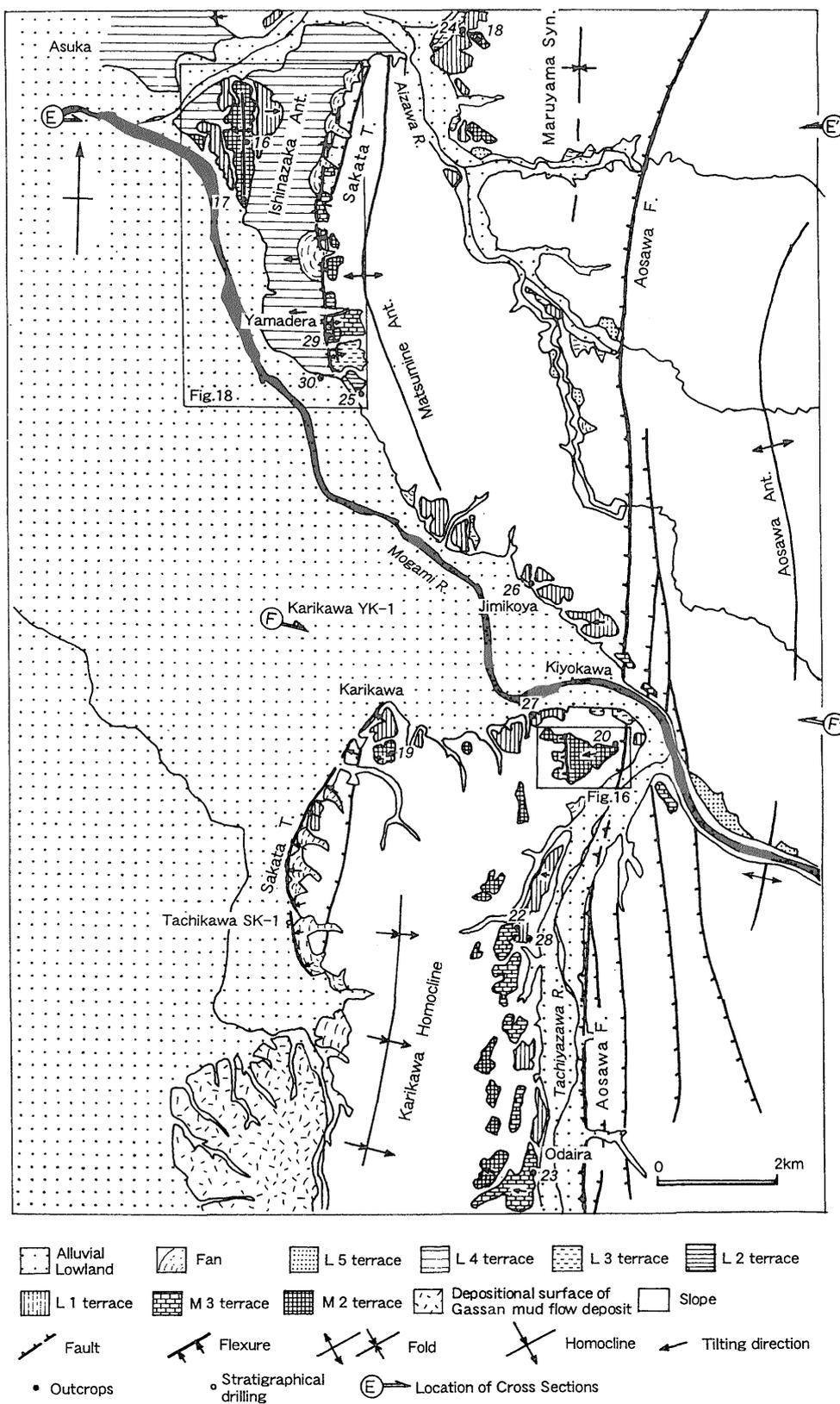
び相沢川南岸の石名坂背斜周辺に分布する。本層の層厚は模式地で約25m、一般には10-20mである。

層相：本層は主として砂・シルト互層からなり、砂礫層を挟有する(第7図)。模式地では、下位より厚さ約7mの砂・シルト層を挟む砂礫層、厚さ3m程度の砂層と、厚さ15-20mの礫層を挟む砂・シルト互層からなる(第7図Loc.1-3)。本層基底の砂礫層は、一般に草薙層起源の泥質岩および凝灰岩に由来する、径5-70mmの円ないし垂円礫と細-粗粒砂からなり、トラフ型斜交葉理が発達する(第7図Loc.2)。砂礫層中に挟まれる砂・シルト層に

は所によってコンポリュート葉理がみられる。本層の主体をなす砂・シルト互層は、一般に厚さ1-2m程度の不規則な上方細粒化するユニットからなり、各ユニットの基底にはしばしば草薙層に由来する礫が含まれる(第7図Loc.1, 2)。

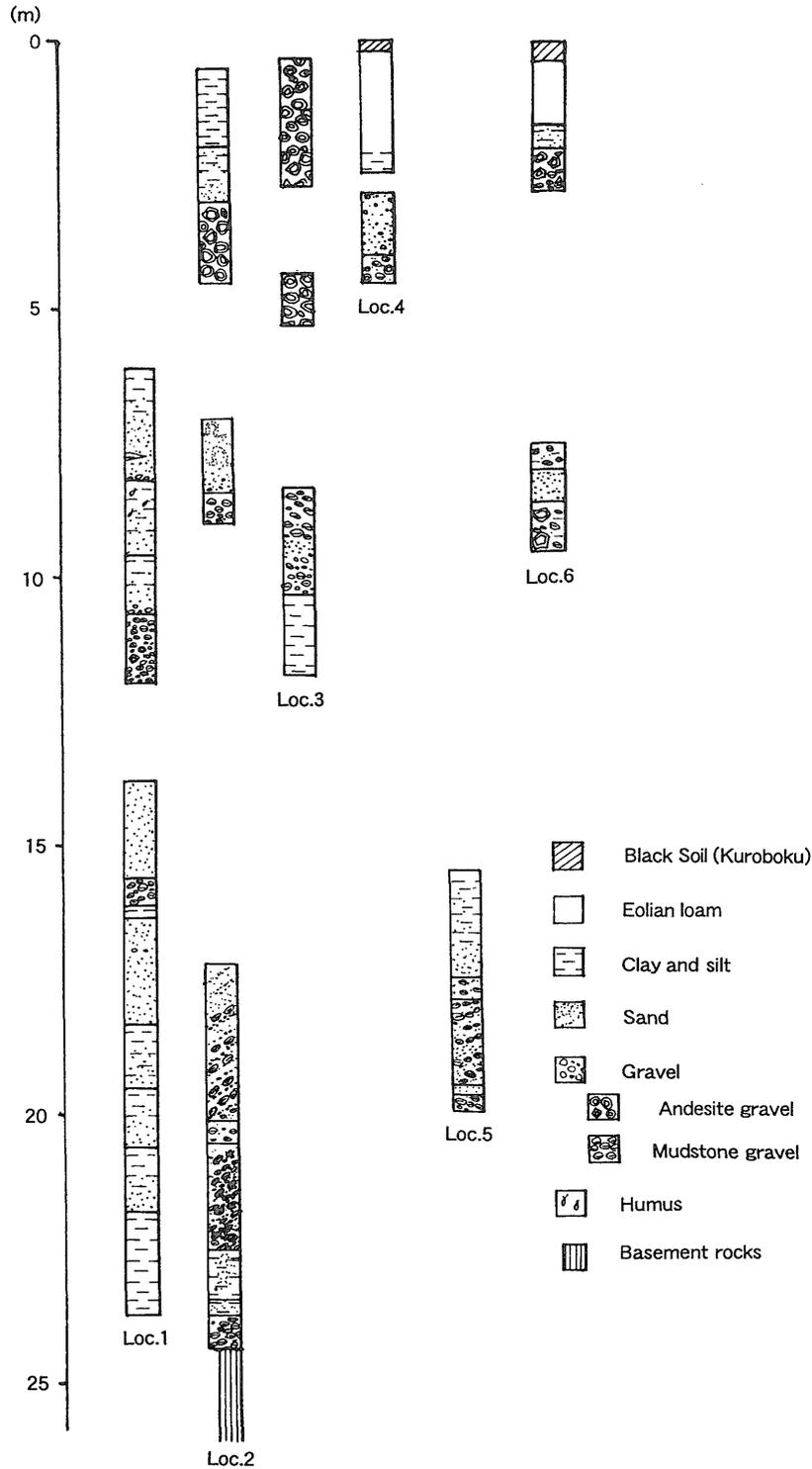
一般に、本層の下部から中部では、礫層中の礫は泥質-凝灰質の礫を主体とし安山岩礫はほとんど含まないが、上部では大蕨岩屑堆積物に由来すると考えられる粗大な安山岩礫が多く含まれる(第7図Loc.2, 3, 6)。

本層は、厚さ2m以上の赤色ないし褐色のローム層に



第6図 庄内堆積盆地南東部の地形学図。数字は第7図-第10図に示す露頭位置番号を示す。

Fig. 6 Geomorphological map of the southeastern part of the Shonai sedimentary basin. Numbers indicate location of outcrops as shown in the Figs. 7 to 10.



第7図 小平層の柱状図。露頭位置は第5図に示す
 Fig. 7 Columnar sections of the Kodaira Formation. Location shown in the Fig. 5.

覆われる。ローム層の最も赤い部分は、マンセル色表示で2.5-5YRの色相を呈する。

層序関係：本層は庄内層群を傾斜不整合に覆う。丘陵地域では下位の庄内層群が20°-60°の傾斜を示すところでも、本層の傾斜は一般に10°未満である。また、本層下部には安山岩礫が少ないのに対し、本層上部では大蔵岩

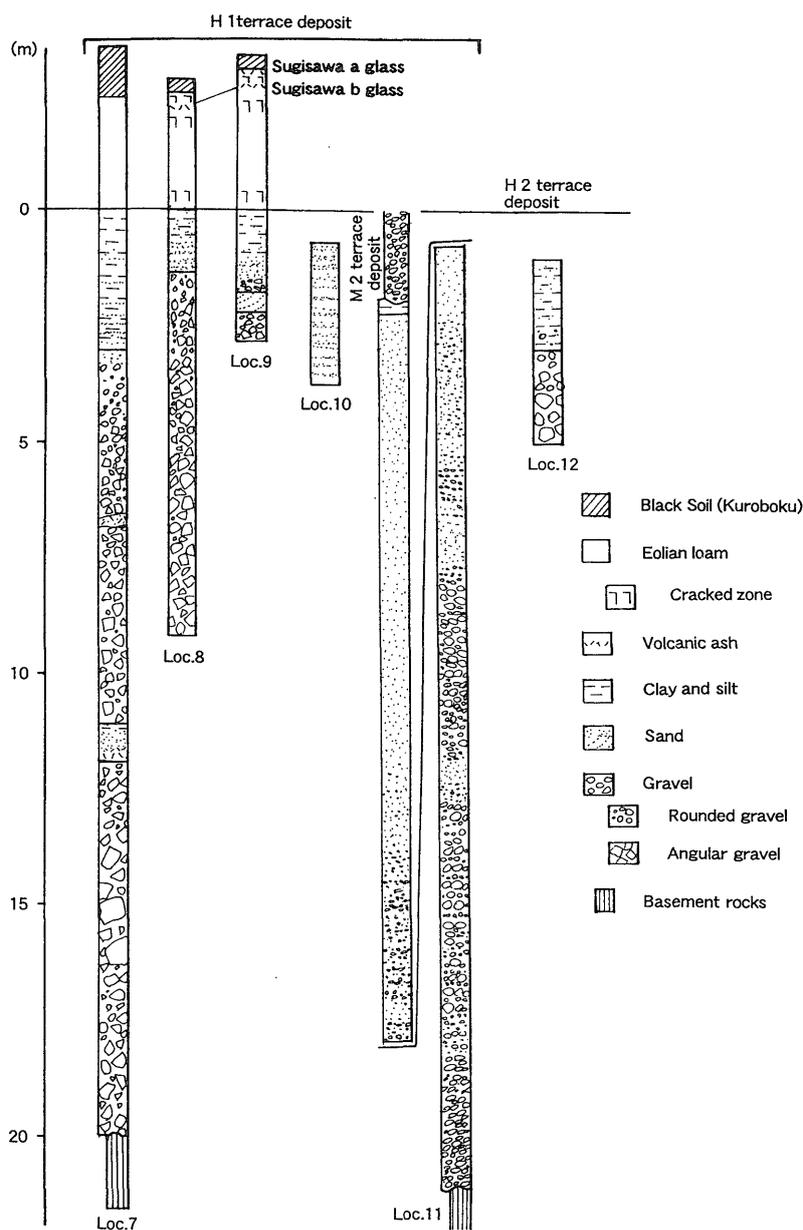
屑堆積物に由来すると考えられる安山岩礫主体の礫層がしばしば挟在することから、本層上部は大蔵岩屑堆積物と指交関係にあると考えられる。

地形との関係：本層の分布は、低位丘陵頂部の標高120-160mに発達する開析された平坦面とほぼ一致し、かつ本層は丘陵頂部の平坦面と同様に東に1-10°程度傾斜す

第1表 庄内堆積盆地東部の河成段丘面の対比

Table 1 Correlation of fluvial terraces in the eastern part of the Shonai sedimentary basin

Resercher	Yoshikawa et al. (1973)	Yonechi (1978a)	Yonechi (1978b)	Ozawa et al. (1986)	Tsuchiya (1989)	This study
Region	Plain - Hilly land border area	Northern part	Southern part	Southern part	Northern part	
	Alluvial terrace	III terrace			Lower terrace	L 5 terraces
						L 4 terrace
						L 3 terrace
		II terrace				L 2 terrace
	Lower terrace		I terrace	Middle terrace	Middle terrace	L 1 terrace
	Middle terrace	I terrace	I + terrace	High terrace		M 3 terrace
		I + terrace		Highest terrace		M 2 terrace
	Higher terrace				Higher terrace	M 1 terrace
						H 2 terrace
						H 1 terrace



第8図 高位段丘堆積物の柱状図。露頭位置は第5図に示す

Fig. 8 Columnar sections of higher terrace deposits. Location shown in the Fig. 5.

る。このことから、本層は低位丘陵背面の平坦面を構成すると考えられる。

年代：本層からは直接年代の指標となる資料は得られていない。しかし、堆積面の開析程度やローム層の色調および分布高度から、本層は高位段丘堆積物よりも古い堆積物であると考えられる。

3.1.2 大蔵岩屑堆積物(命名：土谷, 1989)

模式地：土谷(1989)では特に模式地を記載していないので、本稿では露出が良好な八幡町大蔵周辺の丘陵頂部を模式地とする。

分布と層厚：本層は、鳥海火山の南西側中腹から相沢川以北の高位丘陵頂部にかけて広く分布する(池辺ほか, 1979; 土谷, 1989, 中野・土谷, 1992)。本層の層厚は10-120mである(土谷, 1989)。

層相：模式地における本層は、最大径数10mに達する巨大な安山岩岩塊や安山岩礫からなり、その基質は同質の細片と火山灰からなる(田口, 1970, 土谷, 1989; 中野・土谷, 1992)。安山岩の岩塊は、しばしば割れ目に富んでいる。このような層相は、岩屑流ないし岩屑なだれ堆積物の特徴に良く似ている(土谷, 1989; 中野・土谷, 1992)。場所によっては、安山岩や新第三系泥質岩の円礫を含む(土谷, 1989)。本層の岩塊、礫や基質は風化が進み、赤褐色を呈する。本層はマンセル色表示で2.5-5YRの色相を呈する、赤色のローム層に覆われる(土谷, 1989)。

層序関係：青沢層から庄内層群まで各層を傾斜不整合に覆う(田口, 1970; 土谷, 1989)。

地形との関係：本層分布域の丘陵頂部には、標高約300mから380m付近に著しい定高性を有する小起伏面が発達する。この小起伏面は、分布から考えて本層の堆積面に由来する地形面と考えられる。

3.2 段丘堆積物の記載

本稿では、段丘面の分布、堆積物を覆うローム層の厚さと色調、ローム層に含まれる鉱物・火山ガラスの特性、段丘堆積物の層相や礫の風化度、¹⁴C年代を指標として段丘堆積物を区分・対比する。段丘面の研究者別対比を第1表に示す。

庄内堆積盆地東部には、10層に区分される段丘堆積物が分布する。それらは、高位段丘堆積物群、中位段丘堆積物群、低位段丘堆積物群に大別される。高位段丘堆積物群は、中期更新世後期の段丘堆積物であり、高位1段丘堆積物と高位2段丘堆積物の2層に区分される。これらは、共に厚さ2m以上の赤色のローム層に覆われ、くさり礫を含む。中位段丘堆積物群は、後期更新世前半の堆積物であり、中位1段丘堆積物-中位3段丘堆積物の3層からなる。これらは、厚さ50-150cm程度の褐色のローム層に覆われ厚さ数mmの風化皮膜を有する礫からなる。また、低位段丘堆積物群は、最終氷期後半以降に堆積し

た堆積物で、低位1段丘堆積物-低位5段丘堆積物の5層からなる。これらは、いずれも被覆するローム層の厚さが20cm未満で、未風化ないし非常に風化程度の低い礫からなる。

3.2.1 高位1段丘堆積物

模式地：月光川南岸の遊佐町杉沢南方(第5図7-9)を模式地とする。

分布と層厚：本層は杉沢周辺の丘陵に分布する。本層の層厚は15-45mである。

層相：本層は、一般にくさり礫を含む砂礫層と、それを覆う砂・シルト層によって構成される(第8図Loc.7-11)。模式地では、厚さ8-17mの不淘汰な安山岩の角礫ないし亜角礫と同質の砂からなる礫層と、それを覆う上方に細粒化する厚さ1.5-3mの砂層からなる(第8図Loc.7-9)。礫層には最大径数10cmの巨礫や最大径2m程度の岩塊が含まれる。模式地東部では、本層中部に2層のガラス質火山灰層が挟在する(第8図Loc.7)。模式地の約1km西の大蔵岡東方(第5図11)では、厚さ30m程度の、円磨された礫を主体とする成層した礫層と、それを覆う厚さ12m程度の、平行葉理の発達する砂層およびシルト層からなる(第8図Loc.11)。

本層は厚さ250-300cmの赤色-暗褐色のローム層と厚さ30-160cm程度の黒色土に覆われる。ローム層下部の最も赤い部分はマンセル色表示で5YRの色相を呈する。

層序関係：下位の庄内層群下部を不整合に覆う。

段丘面の特徴：本層が構成する高位1段丘面は、杉沢周辺の標高130-170mの丘陵頂部に分布し、樹枝状の小さな谷によって開析される。

3.2.2 高位2段丘堆積物

模式地：遊佐町大蔵岡東方(第5図12)を模式地とする。

分布と層厚：本層は、大蔵岡東方の丘陵の狭い範囲に分布する。本層の層厚は4m以上、おそらく10m程度と考えられる。

層相：模式地では、厚さ2m以上の礫層と、その上位の厚さ約2mの淘汰不良な砂・シルト層からなる(第8図Loc.12)。礫層は、ハンマーの軽打で容易に崩れるような強風化した、最大径1m以上に及ぶ粗大な安山岩の亜角礫を主体とし、シルト分を多く含む基質によって充填されている。模式地以外では本層の露頭は確認できなかった。

段丘面の特徴：本層が構成する高位2段丘面は、大蔵岡東方の標高100-140m程度の丘陵に分布する、狭小で開析の進んだ段丘面である。

3.2.3 中位1段丘堆積物

模式地：遊佐町大蔵岡東方(第5図13)を模式地とする。

分布と層厚：本層は、日向川と荒瀬川の流域に分布する。本層の層厚は、日向川と荒瀬川の下流部では5-10m程度、日向川上流部では厚さ20m程度である。

層相：本層は一般に礫層を主体とする（第9図Loc.13-15）。模式地では、本層は厚さ6m以上の成層した礫層と、それを覆う厚さ80cmの礫混じり砂層からなる（第9図Loc.13）。礫層は、最大径数10cmの亜円-亜角礫からなる。礫層中の礫は、一般に厚さ5mm程度の風化皮膜を持つが、くさり礫はほとんど認められない。日向川上流部では、本層は径数10cm以上の安山岩の巨礫からなる（第9図Loc.14）。荒瀬川流域では、上方細粒化する安山岩礫主体の礫層を主とし、最上部は砂層に漸移する（第9図Loc.15）。

本層は厚さ160-200cmの褐色-暗褐色ローム層と厚さ10-40cm程度の黒色土に覆われる。このローム層はマンセル色表示で7.5YRの色相を呈する。

段丘面の特徴：本層が構成する中位1段丘面は、日向川下流では現河床との比高70-150m、荒瀬川下流部では現河床からの比高60-100mの河成段丘面である。この段丘面は、浅い谷によって開析されているものの、原面の保存は良好で、高位段丘面群とは地形的特徴から明確に区別できる。

日向川上流部では、中位1段丘面は、鳥海火山の大台

野火碎流堆積物の堆積面に連続する。

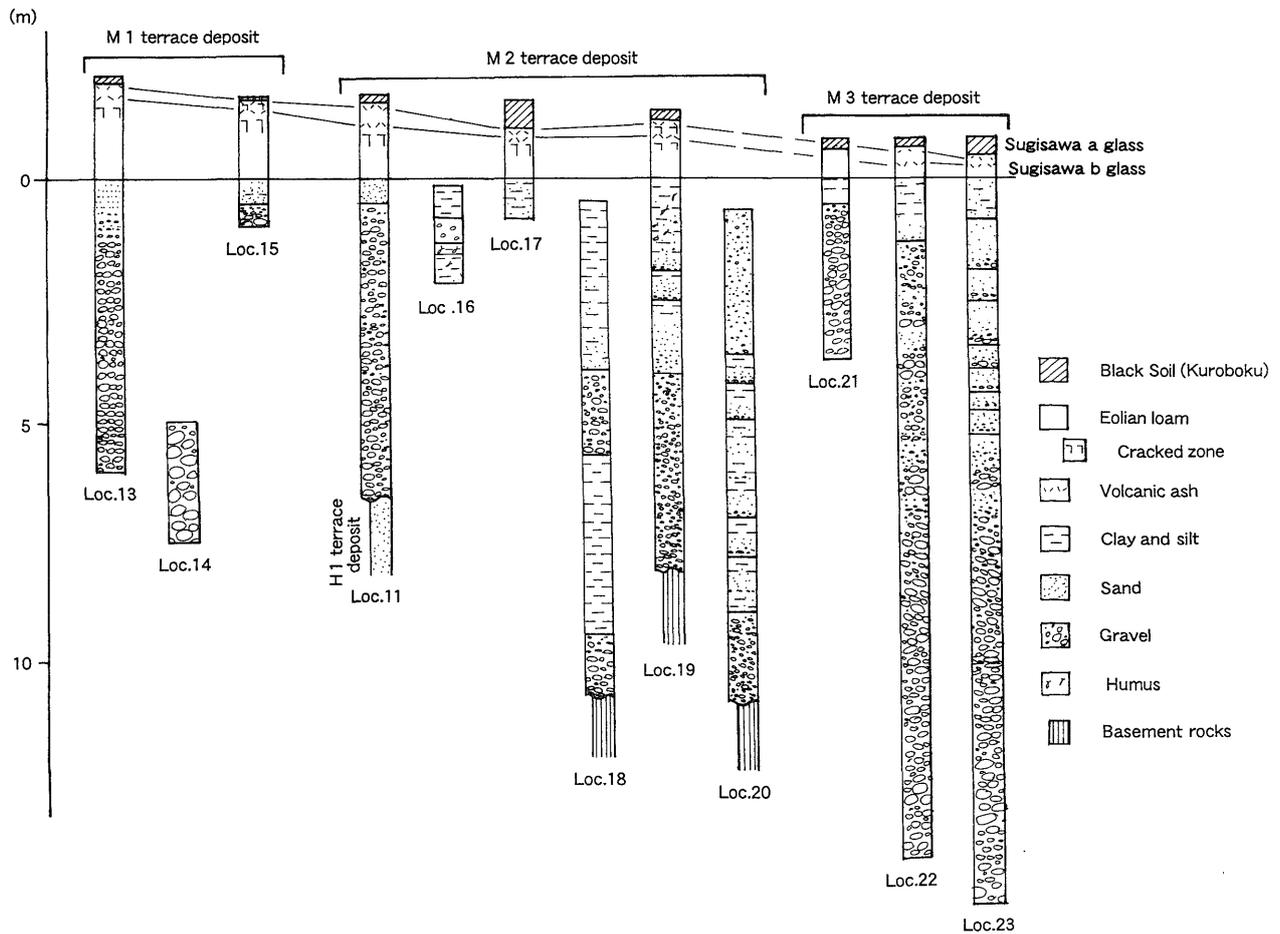
年代：中位1段丘面と連続する堆積面をもつ大台野火碎流堆積物は、約13万年前（伴ほか，1989）とされている鳥海火山のステージI末期の活動に伴う堆積物と考えられている（林，1984）。

3.2.4 中位2段丘堆積物

模式地：最上川南岸の立川町狩川南方（第6図19）を模式地とする。

分布と層厚：中位2段丘堆積物は、本地域の主要河川沿いに広く分布する。層厚は5-30m程度である。

層相：本層は、一般に上方細粒化傾向を持つ礫層と、砂・シルト層からなる（第9図Loc.16-20）。模式地では、本層は下部から厚さ4mの礫層、厚さ1.5mの上方細粒化する細粒砂-シルト層、および珪質岩礫や砂層を挟み、腐植根を含む厚さ2mのシルト層からなる（第9図Loc.19）。一般に安山岩礫の表面は風化が進み、厚さ2-5mm程度の風化皮膜が発達する。礫種や礫径は地域によって異なる。相沢川流域では、本層は厚いシルト層を挟有する（第9図Loc.18）。また、最上川と立谷沢川の合流点付近では、本層は上方細粒化する礫層と砂・シルト層の互層



第9図 中位段丘堆積物の柱状図。露頭位置は第5図，第6図に示す

Fig. 9 Columnar sections of middle terrace deposits. Location shown in the Fig. 5 and Fig. 6.

からなる(第9図Loc.20)。

本層は厚さ100-160cmの褐色-暗褐色ローム層と厚さ20-80cm程度の黒色土に覆われる。褐色ローム層はマンセル色表示で7.5YRの色相を呈する。

段丘面の特徴:本層が構成する中位2段丘面は,最上川流域では現河床との比高50-150m,日向川流域では同10-110m,荒瀬川流域では同50-70m,石名坂背斜周辺では同10-40m,立谷沢川流域では同90-150mの高度に分布する段丘面である。本段丘面は,一般に弱く開析されているものの,平坦面は明瞭である。

3.2.5 中位3段丘堆積物

模式地:立谷沢川西岸の立川町大平周辺(第6図23)を模式地とする。

分布と層厚:本層は日向川,荒瀬川,最上川および立谷沢川沿いに断片的に分布する。本層の層厚は,模式地で約14m以上であり,他の地域では一般に数m-10m程度と推定されるが,段丘面の形態から考えて局所的に谷埋め状の厚い礫層が存在する可能性が高い。

層相:本層は,一般に礫層と,それを覆う砂・シルト層からなる(第9図Loc.21-23)。模式地では,本層は下部から厚さ9mの礫層,5mの成層砂層,0.4mの砂質シルト層からなる(第9図Loc.23)。安山岩礫の表面には,厚さ2-3mm程度の風化皮膜が見られる。他の地点におい

ても,厚さ2-3mm程度の風化皮膜を持つ礫からなる礫層を主体とする(第9図Loc.21,22)。

本層は,厚さ70-110cm程度の褐色-暗褐色ローム層と厚さ20-60cm程度の黒色土に覆われる。褐色ローム層はマンセル色表示で7.5YRの色調を呈し,その中部に後述する杉沢b火山ガラスを挟有する。

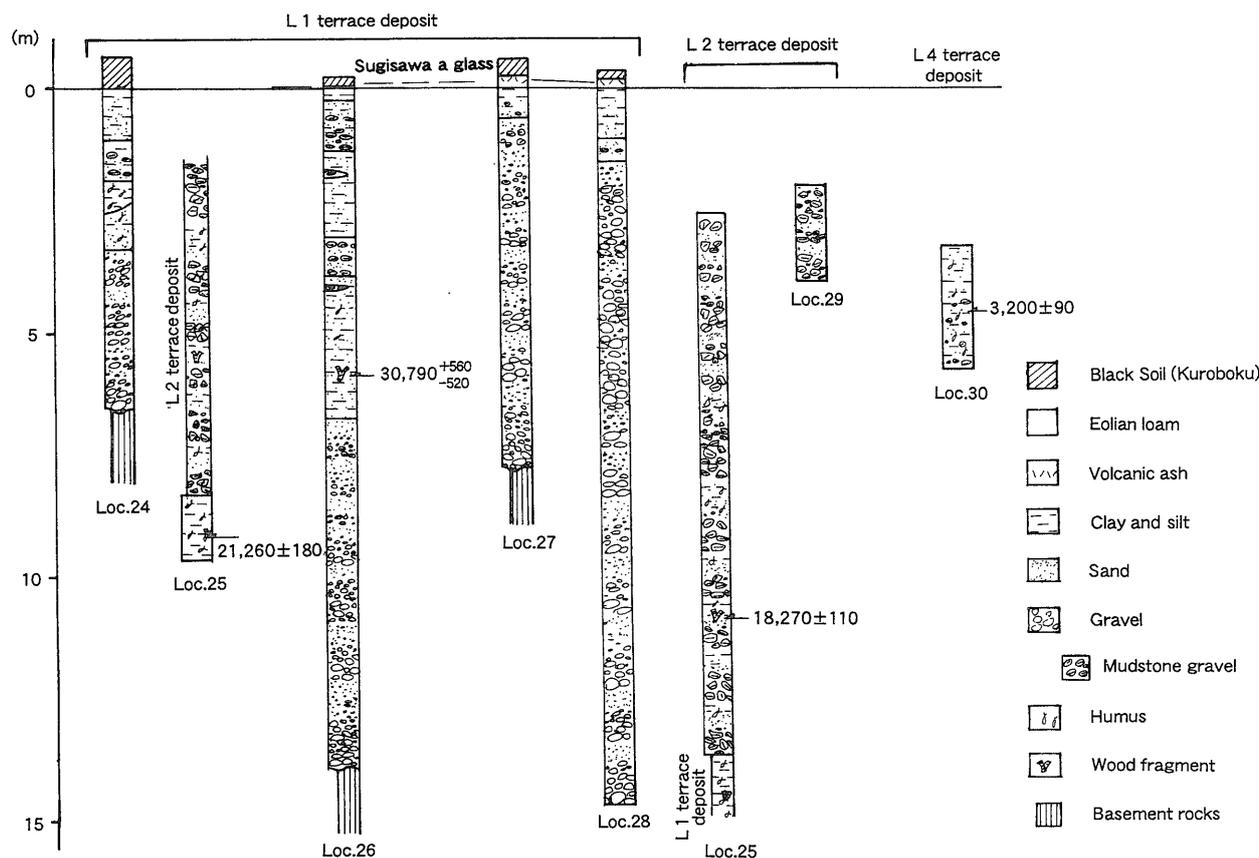
段丘面の特徴:本層が構成する中位3段丘面は,立谷沢川流域で現河床との比高50-60m,日向川流域で同0-60m,荒瀬川流域で同40-60m,最上川流域で同70-80mの段丘面である。本段丘面は,多くの地点で背後斜面の谷を埋積する緩斜面に連続する分布形態を示す。このことは,本段丘面が河谷や支谷を埋積して形成された埋積物頂面段丘であることを示唆する。

3.2.6 低位1段丘堆積物

模式地:最上川北岸の松山町地見興野周辺(第6図26)を模式地とする。

分布と層厚:本層は,調査地域南部の相沢川,最上川などに沿って比較的広く分布する。本層の層厚は通常8-10m程度であるが,ところによっては谷埋め状に厚い礫層が分布し,層厚が20m以上に達する。

層相:本層は主として礫層からなり,上部に腐植根を含む砂・シルト層を伴う(第10図Loc.24-28)。模式地の本層は,下部より厚さ7mの礫層と,厚さ6mの砂・シル



第10図 低位段丘堆積物の柱状図。露頭位置は第5図,第6図に示す

Fig. 10 Columnar sections of lower terrace deposits. Location shown in the Fig. 5 and Fig. 6.

ト層および泥質岩礫層によって構成される (第10図Loc. 26)。一般に本層の下部は、主として円磨された安山岩礫など河川の本流からもたらされた礫によって構成されるが、上部では背後斜面に由来する泥質岩の礫を多く含む (第10図Loc. 24, 26, 27)。一般に礫層中の安山岩礫は厚さ2mm以下の薄い風化皮膜を有するものが多い。本層上部には、厚さ1-2m程度の腐植質シルト層を伴うことがあり、ここから稀に木片を産する (第10図Loc. 26)。

本層は厚さ10-20cm程度の暗褐色 (マンセル色表示で10YRの色相を示す) ローム層と厚さ20-70cm程度の黒色土に覆われる。ローム層中には杉沢a火山ガラスが認められるが、杉沢b火山ガラスは認められない。

段丘面の特徴：本層が構成する低位1段丘面は、最上川流域では現河床との比高20-50m、石名坂周辺では同10-30m、相沢川流域では同20-30m、立谷沢川流域では同40-60mの段丘面である。本段丘面は、多くの地点で背後斜面の支谷を埋積する緩斜面や、崖錘性の斜面になめらかに連続する。このような段丘面の形態は、所によって本層が厚い谷埋め状の礫層を有することと共に、本段丘面が河床高度の上昇に伴って形成された埋積物頂面段丘であることを示す。

年代：模式地 (第6図Loc. 26：北緯38°48'22.9" 東経140°00'17.5") の本層上部の砂・シルト層中の木片より $30,790 \pm 560$ yr. B. P. (TH-1771)、同じく最上川北岸の山寺南方 (第6図Loc. 25：北緯38°50'06.4" 東経139°58'19.5") の本層上部の腐植質シルト中の木片から $21,260 \pm 180$ yr. B. P. (TH-1816) の¹⁴C年代が得られた。

なお、庄内平野東部の地下深度には、薄い礫層を伴う埋没段丘面が存在する (有賀, 1983MS)。この埋没段丘礫層の直上のピートから、 $19,440 \pm 680$ yr. B. P. (TH-800) の¹⁴C年代が得られている (有賀, 1983MS)。この年代値から、庄内平野東部の沖積層下の埋没段丘面を構成する砂礫層は、低位1段丘堆積物に対比できる。

3.2.7 低位2段丘堆積物

模式地：松山町山寺南東方 (第6図25) を模式地とする。

分布と層厚：本層は、山寺南東-東方の開析された地すべり地形の末端に当たる、標高40-50mの丘陵前縁部に分布する。本層の層厚は、模式地において約25mである。

層相：本層は、一般に礫層と砂層の互層からなり、礫層は淘汰の悪い径5-150mmの泥質岩の角礫からなる (第10図Loc. 25, 29)。この礫層と砂層は、共に上方細粒化し、砂層の上部にはしばしば腐植まじりシルト層が伴われる。模式地では砂層中に乱雑に堆積した木片が豊富に含まれる (第10図Loc. 25)。以上のような堆積物の分布や層相から、本層は、山寺東方の丘陵の地すべり地からごく短期間にもたらされた碎屑物が、丘陵の麓の小規模な湖沼などにせき止められて堆積した堆積物であると考えられる。

段丘面の特徴：本層が構成する低位2段丘面は、最上川の現河床との比高が30-40mの段丘面である。この段丘面は開析された地すべり地の末端不付近にのみ分布し、背後の地すべり性斜面に連続する形態を示す。

年代：模式地 (第6図25：北緯38°50'06.4" 東経139°58'19.5") の本層下部の木片より $18,270 \pm 110$ yr. B. P. (TH-1768) の¹⁴C年代が得られた。

3.2.11 低位3段丘堆積物

低位3段丘面は、低位2段丘面の形成期以降に河川中流部で形成された埋積物侵食段丘のうち、最高位の面を総称したものである。最上川流域以外では分布が断片的で、低位4段丘面および低位5段丘面との区別は難しい。

模式地：最上川南岸の立川町清川周辺を模式地とする。

分布と層厚：本層は模式地周辺で連続的に分布するが、他の流域では極めて断片的にしか分布しない。本層の層厚は模式地で約6mである。

層相：本層は、未風化な礫によって構成される礫層である。本層中の安山岩礫には、多くの場合ほとんど風化皮膜が認められない。

段丘面の特徴：本層が構成する低位3段丘面は、最上川の現河床との比高が20-40mの段丘面である。本段丘面は場所によって支谷を埋積する緩斜面に連続するような分布形態を示す。このことから、本段丘面は最上川本流から供給された礫ばかりでなく、支流からも若干の堆積物の供給を受けて形成されたと考えられる。

3.2.12 低位4段丘堆積物

模式地：松山町山寺南方 (第6図30) を模式地とする。

分布と層厚：本層は、松山町山寺から平田町飛鳥に至る最上川と相沢川の周辺に、いわゆる沖積高位段丘を形成して露出する。また、本層と同時代の堆積物は、庄内平野の地下に広く分布する (有賀, 1984)。本層の層厚は、地表で確認される限りで15mあり、地下に伏在する部分を含めると20m以上に達する。

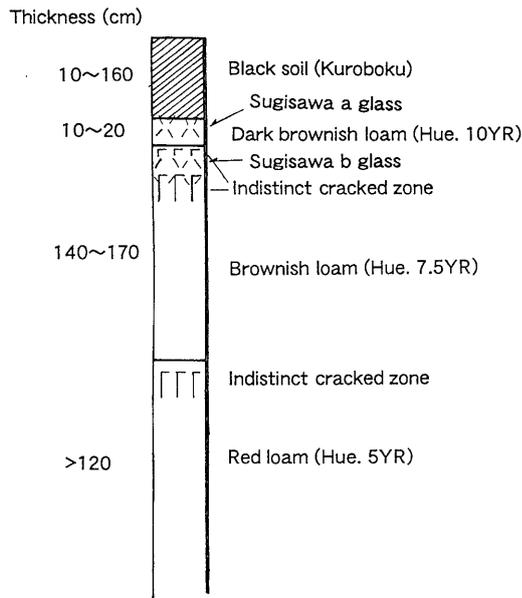
層相：模式地では、直立した植物根を含むシルト層および細粒砂層が観察される (第10図Loc. 30)。シルト層及び細粒砂層中には、新第三系の泥質岩礫が混入する。吉田ほか (1978a) によれば、山寺西北方の低位4段丘面分布地域には、厚さ20mにわたって粘性土が分布する。

段丘面の特徴：本層が構成する低位4段丘面は、最上川や相沢川の現河床より0-15mの比高をもつ段丘面である。本段丘面は未開析の広い平坦面をなす。

年代：模式地 (第6図30：北緯38°50'06.4" 東経139°58'19.5") の段丘面下約3mのシルト層中の腐植片より、 $3,200 \pm 90$ yr. B. P. の¹⁴C年代 (NU-646) が得られた。

3.2.13 低位5段丘群堆積物

低位5段丘群は、完新世の非輪廻性の段丘面群を一括したものである。本段丘群は小規模な段丘崖によってさらに何段かに分けられるが、分布が断片的で個々の段丘面を対比することは困難であるため、本稿では一括した。



第11図 ローム層と黒色土の模式柱状図
Fig. 11 Schematic stratigraphy of eolian loam and black soil.

本層は、新鮮な礫からなる薄い礫層によって構成される。

3.3 ローム層と黒色土の記載

本地域の低位1段丘面より高位の段丘面上には、既に述べたように厚さ10cm程度から最大4m程度に達する暗褐色-赤色のローム層と黒色土が分布する。

ローム層は、模式的には下位より、マンセル色表示で5YRの色相を示す厚さ約120cm以上の赤色ローム層、マンセル色表示で7.5YRを呈する厚さ約140-170cmの褐色ローム層、マンセル色表示で10YRを呈する厚さ10-20cmの暗褐色ローム層に分けられる(第11図)。このローム層には、一般に肉眼で識別可能な火山灰層は含まれない。また、褐色ローム層の上部と中部、および赤色ローム層の上部に不明瞭なクラック帯が認められるが、これらは露頭状態によって識別が困難なことがある。

ローム層を覆う黒色土は、厚さ10-160cm程度で、場所によって厚さや密度の違いが大きい。

今回の調査では、表土直下から3-5cm間隔で連続的に試料を採取し、砂粒サイズの粒子について、鉱物種の鑑定や屈折率の測定、ガラスの化学分析を行った結果、2層準で特徴的な火山ガラス(杉沢a火山ガラスおよび杉沢b火山ガラス)が得られた。しかし、既知の広域火山灰との同定はできなかった。それらの重鉱物組成とガラスの形態や屈折率を第2表に、杉沢b火山ガラスの化学組成を第3表に示す。

杉沢a火山ガラスは、黒色土基底付近からその約20cm下位に至る、暗褐色ローム層-黒色土基底にかけての層準より産出する。火山ガラスは軽石型の形態を示し、同じ

第2表 調査地域の後期更新世の火山灰の特徴

Table 2 Characteristics of the Late Pleistocene volcanic glass in the study area

Name	Shape of glass Accompanying heavy minerals	Refractive index			Remarks
		glass	opx(γ)	ho(n0)	
Sugisawa a	pm>>bw opx,ho>cpx	1.502-1.510	1.706-1.711	1.666-1.668	mixed
Sugisawa b	pm>>bw ho>>opx,cpx	1.500-1.507		1.666-1.669	reddish thick wall glass

第3表 杉沢b火山ガラスの主成分組成

Table 3 Major element composition of the Sugisawa b volcanic glass (in %)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
M.	76.60	0.28	13.35	1.72	0.67	2.00	1.43	3.93		100.00
S.D.	0.71	0.04	0.29	0.20		0.11	0.29	0.41	0.32	

層準から斜方輝石、角閃石、単斜輝石を産する。このうち、火山ガラスと斜方輝石の屈折率や形態の特徴は浅間火山起源の火山灰の特徴と似ているが、全体に混交が激しく火山ガラス・重鉱物の含有量が少ないため、特定の広域火山灰に対比することはできなかった。

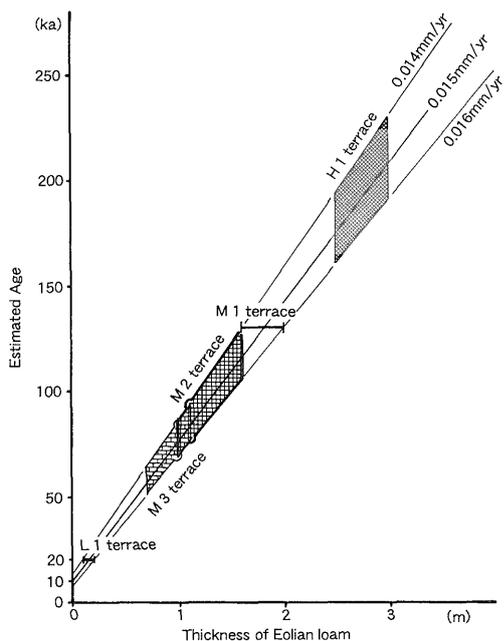
杉沢b火山ガラスは、黒色土基底より15-45cm下位に当たる、褐色ローム層上部の不明瞭なクラック帯付近から産出する。この火山ガラスは、特徴的な帯紅色で厚手のスポンジ型火山ガラスからなる。杉沢b火山ガラスと同層準からは斜方輝石、単斜輝石、角閃石を産する。この火山ガラスは中位3段丘面よりも高位の段丘面上で一般に得られる。

3.4 上部第四系の編年

本地域の上部第四系は、一部で¹⁴C年代値などが得られた以外には年代試料に乏しく、年代既知のテフラは得られなかった。しかし、段丘面を覆うローム層は高位の段丘面ほど厚く、かつ同一の段丘面上では、ローム層の厚さや色調は比較的一定している。このため、各段丘面を覆うローム層の色調や厚さと、年代値が得られている段丘面を覆うローム層の色調や厚さを比較することによって、段丘面の対比や編年が可能と思われる。一方、ローム層を覆う黒色土は、場所による厚さや密度の違いが大きく、一定の堆積速度で形成されたとは考えにくい。

このため、本稿では、黒色土の形成開始期以前におけるローム層の堆積速度は場所と時間によらず一定であり、かつ黒色土基底の年代も場所によらず同時であったと仮定して、段丘面の離水年代を概算する。

既に述べたように、中位1段丘面は日向川上流部で約13万年前に噴出・流下した可能性の高い火砕流堆積物堆積面に連続することから、これはほぼ同時代に離水したと考えられる。この段丘面を覆うローム層の層厚は平均約180cm(160-200cm)である。一方、堆積物の最上部より21,260±180yr. B. P. の¹⁴C年代値が得られている低



第12図 ローム層の厚さから推定した段丘面の年代
Fig. 12 Estimated age of terraces on the basis of the thickness of the eolian loam.

位1段丘面は、約2万年前に離水したと考えられる。この段丘面は、平均約15cm (10-20cm) のローム層に覆われる。両段丘面を覆うローム層の平均層厚の差約165cmを年代の差11万年で除することにより、約2万年以前におけるローム層の平均堆積速度は0.015mm/yr、その分散は約0.001mm/yrと概算できる。また、この堆積速度を2万年前以降に外挿することにより、暗褐色ローム層の上限すなわち黒色土基底の年代は約10,000±3,000年前

と求められる。この年代値は、約1万年前とされる(町田, 1987) 日本各地の黒色土の形成開始期と矛盾しない。以上より、本稿では約1万年前以降におけるロームの堆積速度を0.015±0.001mm/yrとして、各段丘面の年代を概算する(第12図)。

この方法により、約250-300cmのローム層を乗せる高位1段丘面は約16-23万年前、約100-160cmのローム層を乗せる中位2段丘面は約7-13万年前、約70-110cmのローム層を乗せる中位3段丘面は約5-9万年前に離水したと推定される(第12図)。

また、大蔵岩屑堆積物は約40万年前とされる(伴ほか1989) 鳥海火山の活動ステージI (林, 1984) の成層火山体形成以降に生じた山体崩壊に伴う堆積物と考えられている(伴ほか, 1989)。さらに、これらが高位1段丘面よりも高位に平坦面を形成していることから、大蔵岩屑堆積物の年代は約16万-40万年前のいずれかの時代と推定できる。また、小平層は前述のように、大蔵岩屑堆積物とほぼ同時代の堆積物と考えることができる。

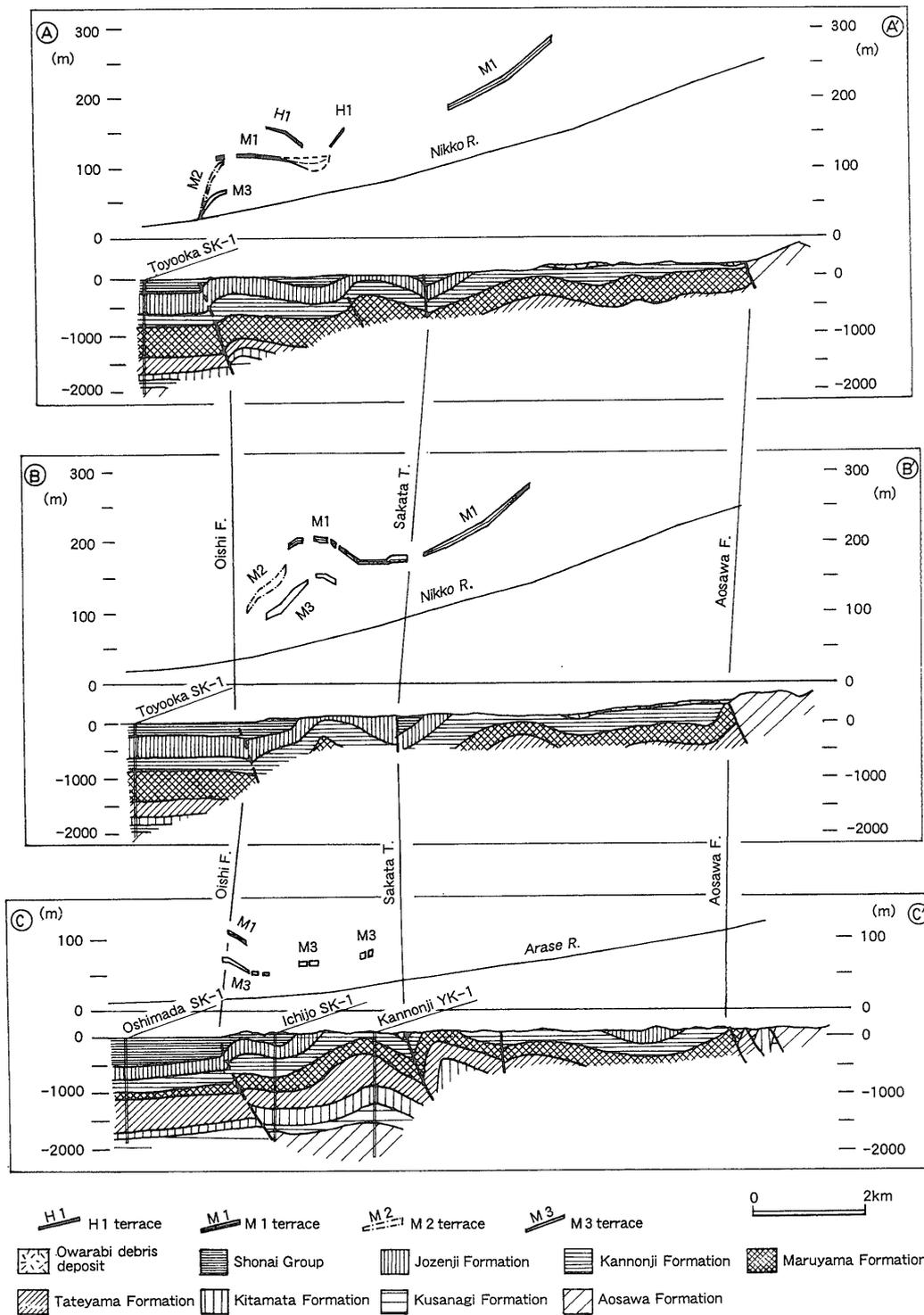
このほかに、堆積物中の¹⁴C年代値が得られている低位2段丘面と低位4段丘面については、以下のように編年する。堆積物の下部から18,270±110yr. B. P. の年代が得られている低位2段丘面については、この堆積物がごく短期間に急激に堆積したと考えられることから、上記の年代値に近い18,000年前ごろに離水したものとする。また、堆積物の上部から3,200±90yr. B. P. の¹⁴C年代値が得られている低位4段丘堆積物については、それが堆積面の年代を表すものと考えられるため、本稿では3,000年前に離水したとする。

以上の編年結果を第4表に示す。

第4表 庄内堆積盆地東部の上部第四系の特徴

Table 4 Some characteristics of the Upper Quaternary strata of the eastern part of the Shonai sedimentary basin

Time divisions	Time scale (ka)	Stratigraphic unit	Characteristic soil Max. Hue. Thickness (m)	¹⁴ C dating (yr.B.P.)	Remarks
Holocene	3	L 5 terrace deposit			non-cyclic strath terrace
		L 4 terrace deposit		3,200±90	alluvial higher terrace
		L 3 terrace deposit			strath terrace
Late Pleistocene	18	L 2 terrace deposit		18,270±110	local, debris and dammed deposit
	20	L 1 terrace deposit	10YR 0.1-0.2	21,260±180 31,150+560,-520	fill-top terrace containing humic soil
	50-90	M 3 terrace deposit	7.5YR 0.7-1.1		fill-top terrace
	70-130	M 2 terrace deposit	7.5YR 1.0-1.6		widely distributed surface
	130	M 3 terrace deposit	7.5YR 1.6-2.0		interfinger with Odaino pyroclastic flow deposit
	Middle Pleistocene		H 2 terrace deposit		
160-230		H 1 terrace deposit	5YR 2.5-3.0		decayed gravel bed
160-400		Owarabi debris deposit			with dissected depositional surface
160-400		Kodaira Formation			interfinger with Owarabi debris deposit



第13図 庄内堆積盆地北東部の地形・地質断面図

地質断面図は池辺 (1979), 佐藤 (1986), 土谷 (1988) に基づいて作成

断面位置は第2図および第5図に示す。

横/縦比は地形断面と地質断面で異なる。

地形断面ではH/V=1:12.5

地質断面ではH/V=1:1

Fig. 13 Geomorphic and Geologic cross sections of the northeastern part of the Shonai sedimentary basin.

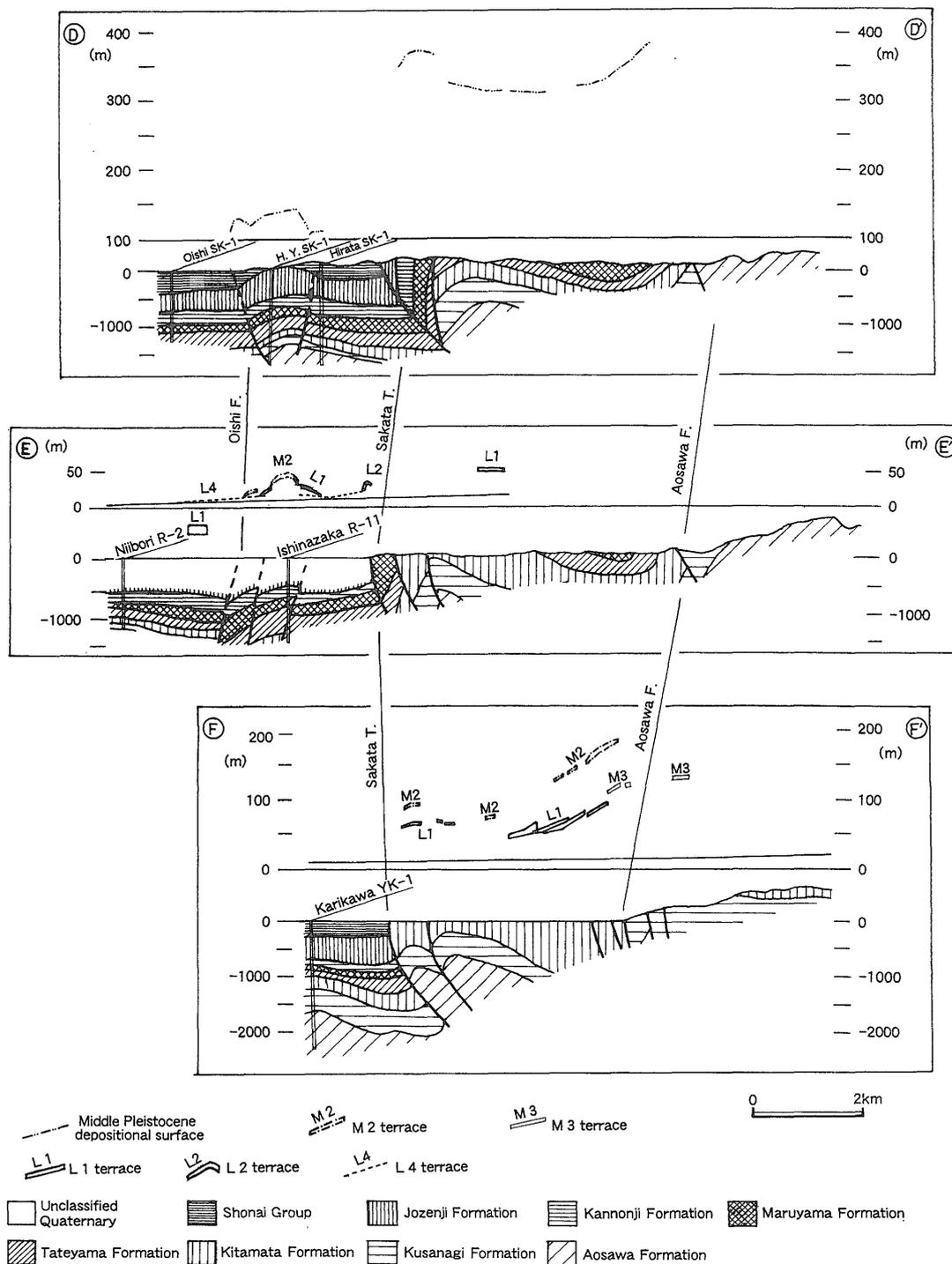
Geologic cross sections are based on Ikebe et al. (1979), Sato (1986), Tsuchiya (1988).

Location of cross sections shown in the Fig. 2 and Fig. 5.

H/V ratio is not same in the geomorphic and geologic sections.

H: V=1:12.5 in the geomorphic cross section

H: V=1:1 in the geologic cross section



第14図 庄内堆積盆地南東部の地形・地質断面図

地質断面図は佐々木 (1963), 池辺 (1979), 佐藤 (1986), 土谷 (1988), 土谷ほか (1984), 大沢ほか (1986) に基づいて作成。断面位置は第2図, 第5図および第6図に示す。

H. Y. SK-1は東矢流川SK-1を示す。地形断面では $H/V=1:12.5$ 地質断面では $H/V=1:1$

Fig. 14 Geomorphic and Geologic cross sections of the southeastern part of the Shonai sedimentary basin.

Geologic cross sections are based on Sasaki (1963), Ikebe *et al.* (1979), Sato (1986), Tsuchiya (1988), Tsuchiya *et al.* (1984), Ozawa *et al.* (1986). Location of cross sections showing in the Fig. 2, Fig. 5 and Fig. 6
H. Y. SK-1: Higashi Yadaregawa SK-1. H: V=1:12.5 in the geomorphic cross section. H: V=1:1 in the geologic cross section

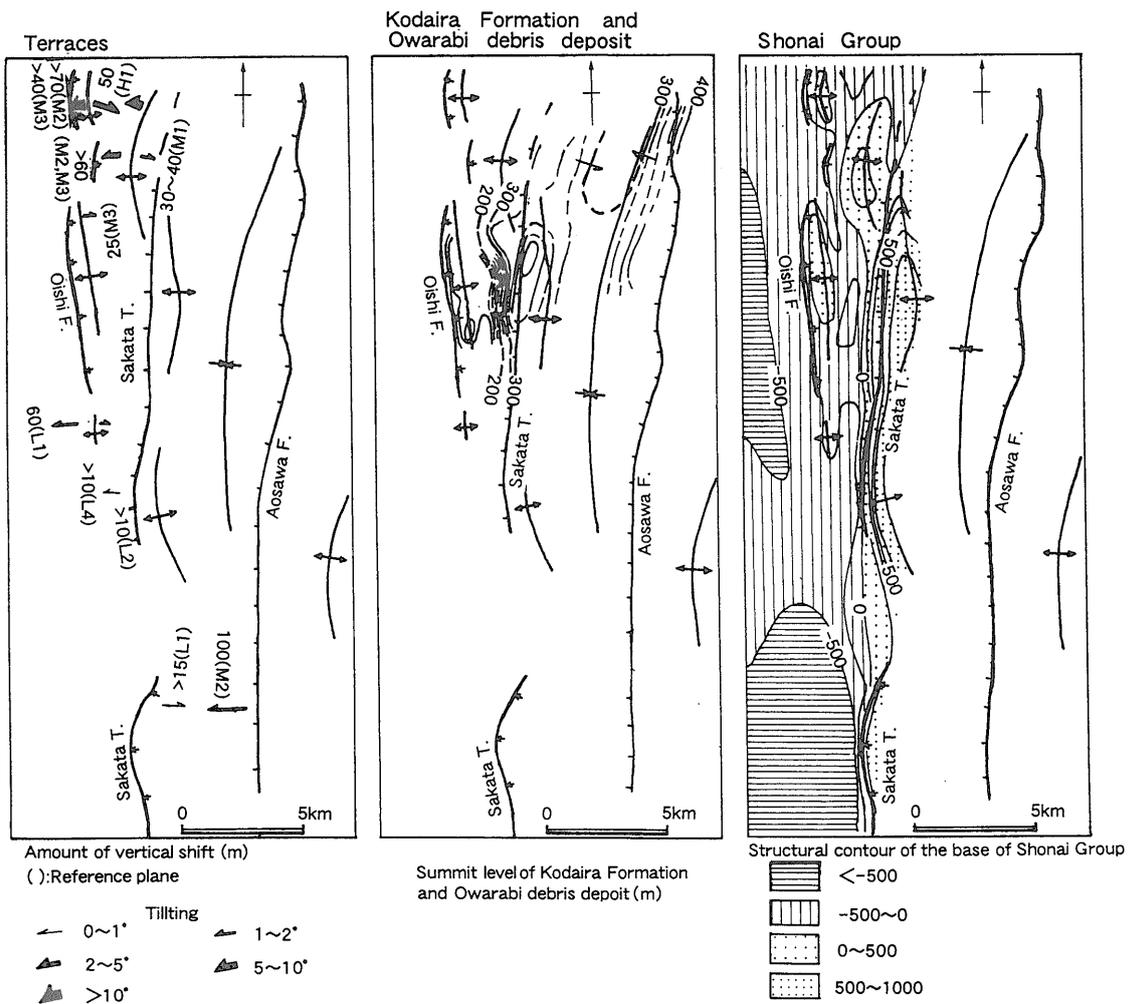
4. 地質構造の記載

庄内堆積盆地東部には、幅7-10kmの南北性の断層-褶曲帯が発達する。この中には、約2-5km間隔で平行する主要な3条の断層系-東から青沢断層群、酒田衝上断層群、生石断層-とそれに伴う褶曲構造が発達する(第4図、第13図、第14図)。これらの構造は、全て上部第四系を変形させている(第13図、第14図、第15図)。

本調査地域の主要な断層は、すべて東傾斜西落ちの逆断層で、断層上盤に近接並走する背斜構造を伴っている。これらの背斜構造は、いずれも断層側の翼部が急傾斜する非対称な断面形を呈する。このことは、断層と背斜構

造が互いに密接な関係を持っていることを示す。そこで、本稿では断層と背斜構造をまとめて記載し、変位量の記載に際しては、両者の垂直変位を合わせた変位量(垂直シフト)を、逆断層-背斜構造の垂直変位量として示す。

第四紀後期における背斜翼部の傾動量に関しては、最終間氷期前後の段丘面である中位1段丘面と中位2段丘面の離水時における河床勾配は、現河床の勾配と同じであったと仮定して、これらの段丘面の縦断勾配と現河床の勾配の差から段丘面離水後における傾動量を算定する。また傾斜が数度を越える大きな段丘面の傾動や、河床勾配が1/1000程度の最上川下流部における変形については、段丘面の傾斜をそのまま傾動量として扱う。こうして得



第15図 第四紀中期・後期の変位基準面の構造等高線と変位量分布

左図：段丘面の垂直シフトと傾動角度。中図：小平層と大蔵岩屑堆積物の堆積面の接峰面高度分布。右図：庄内層群基底の構造等高線図。庄内層群基底の高度は、佐々木(1962)、中世古・菅野(1972)、池辺ほか(1979)、土谷ほか(1984)、中野・土谷(1992)に基づく。

Fig. 15 Structural contour and the amount of displacement of the Middle to Late Quaternary reference planes.

The left figure shows the vertical shift and tilting angle of terraces. The central figure shows the summit level of the depositional surfaces of the Kodaira Formation and Owarabi debris deposit. The right figure shows the structural contour of the base of the Shonai Group. Altitude is based on Sasaki (1962), Nakaseko and Kanno (1972), Ikebe *et al.* (1979), Tsuchiya *et al.* (1984), Nakano and Tsuchiya (1992).

られた傾動量と傾動帯の幅から垂直変位量を算定する。

以上より得られた主要構造の第四紀後期における各時間間の変位量を、庄内層群基底の変位量とともに第15図に示す。

4.1 青沢断層群-青沢複背斜

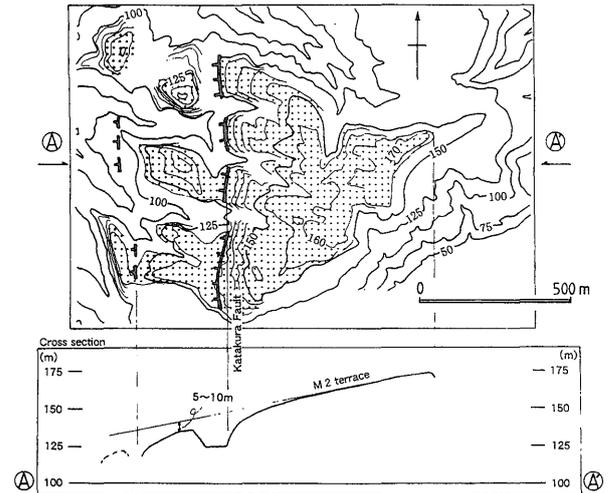
青沢断層群 (田口・阿部, 1953の青沢断層を大沢ほか, 1986が改称) は鳥海山付近から月山付近に至る, 延長43 km以上に達する南北性西落ちの逆断層群である (大沢ほか, 1986)。本断層群は, 幅約1-1.5kmの断層帯をなす1-数本の主要な断層によって構成される (大沢ほか, 1986; 土谷, 1989から読図)。青沢断層群を挟んで, 本地域北部の荒瀬川上流部と南部の立谷沢川上流部では観音寺層と青沢層が接する。また, 本地域中部の最上川付近では北俣層と草薙層が接する (田口, 1970; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989)。この断層群を構成する1本ずつの断層のスリップ量は多くの場所で数100m以下である (大沢ほか, 1986) が, 断層群の周辺には観音寺層以下の各層が 50° 以上の西傾斜を示す急傾斜帯が発達する (佐藤, 1986; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989)。地表の露頭で認められる個々の断層面の傾斜は $60\sim 90^\circ$ と高角 (大沢ほか, 1986; 土谷, 1989) で, 青沢断層群は高角東傾斜の逆断層と考えられている (佐藤, 1986; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989)。

青沢複背斜 (大沢ほか, 1986) は, 東翼を青沢断層群に, 西翼を出羽丘陵東縁部の急傾斜帯に挟まれた, 延長43km以上 (大沢ほか, 1986), 幅10-15kmの地塁状の隆起帯を形成する複背斜構造である (Taguchi, 1962; 佐藤, 1986; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989)。複背斜西翼の青沢断層群周辺では常禅寺層以下の各層が直立ないし逆転するが, 背斜軸部では草薙層と青沢層が 30° 以下の緩傾斜となり, 箱型の断面を呈する (田口, 1970; 佐藤, 1986; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989)。この複背斜構造の冠線は起伏に富む。

青沢断層群の下盤から青沢複背斜の軸部に至る幅約2 kmの区間における草薙層基底の垂直シフトは, 相沢川上流部では約2500m, 最上川付近では1500m余りである (佐藤, 1986; 大沢ほか, 1986; 土谷, 1989から読図)。

青沢断層群-青沢複背斜による段丘面の変位形態は, 段丘基盤をなす草薙層や北俣層などの構造と不調和である (第14図F-F') が, 本稿では, 段丘基盤の青沢断層群の周辺にみられる, 傾動を伴う西落ちの段丘面の変形を, 青沢断層群-青沢複背斜の第四紀後期における活動によるものとして記載する。

中新統の青沢断層群の中央部に当たる最上川-立谷沢川合流点付近から, その西方約2.2kmの松山町地見興野付近に至る区間では, 最上川の中位2段丘面が平均 2.6° ($45/1000$) 傾動し, その間の垂直シフトは約100mである。この区間のほぼ中央に当たる立川町清川南西方では,



第16図 片倉断層 (青沢断層の西端) による中位2段丘面の変形。ハッチのある部分は中位2段丘面。等高線間隔は, 中位2段丘面周辺で5m, その他は25m。

Fig. 16 Deformation of M2 terrace by the Katakura fault (western margin of the Aosawa faults). Hatched area is M2 terrace. Contour interval is 5m in and around the terrace, and 25m in the other parts.

中位2段丘面は5-10m程度西落ちに断層変位する (第16図の片倉断層)。同じ区間では, 低位1段丘面が中位2段丘面と調和的に急な傾斜を示す。一方, 段丘基盤の青沢断層群以東の青沢複背斜西翼では, 最上川の中位3段丘面に顕著な変位は認められない (第14図F-F')。中位2段丘面も中位3段丘面と同様に, 青沢断層群東部で傾動していないと考えられるので, 中位2段丘面離水以降における, 青沢断層群-青沢複背斜西翼における垂直シフトは約100mと算定される。

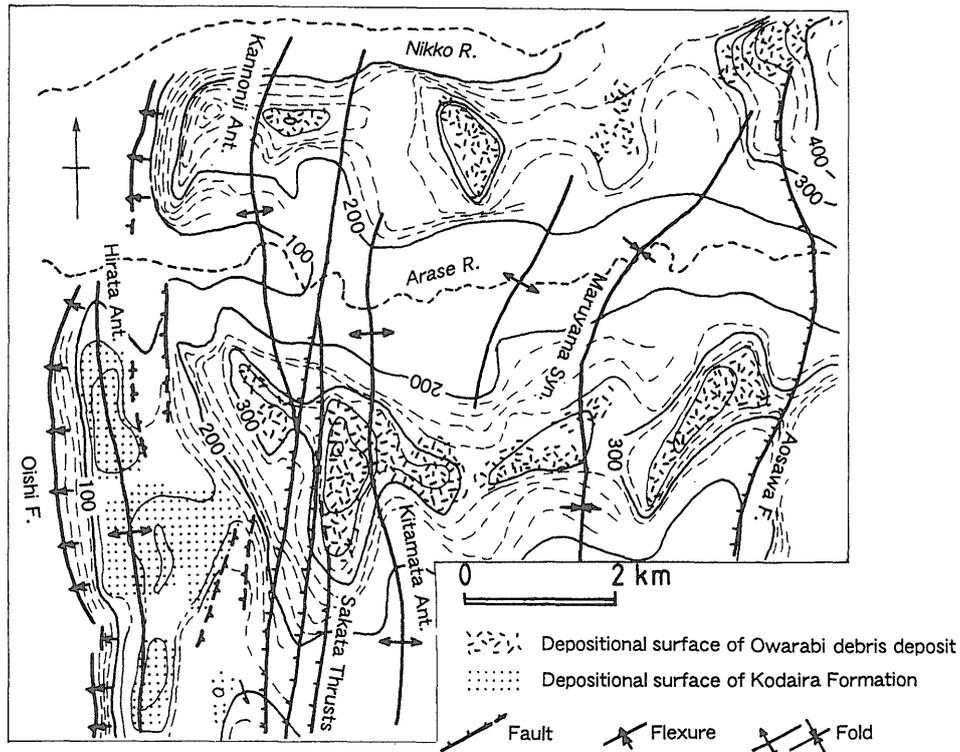
4.2 酒田衝上断層群とその上盤側の構造

酒田衝上断層群 (池辺ほか, 1979) は, 日向川付近から月山北方に至る延長30km以上の, 南北性の西落ち東傾斜の逆断層群である (池辺ほか, 1979)。この断層群は一般に東西幅約500-1000mの区間に並走する, 3-4本の主要な断層によって構成される (池辺ほか, 1979)。本断層群の上盤 (東) 側には, 西翼が急傾斜する非対称な背斜構造が並走する。本断層群上盤側の背斜構造の形態や変位量は, 相沢川以北と相沢川-最上川間, 最上川以南の3つの区間で違いがあるため, 本稿では各区間毎に分けて記載する。

4.2.1 相沢川以北 (酒田衝上断層群-北俣背斜)

長さ約10kmの当区間では, 酒田衝上断層群は, 低位丘陵と高位丘陵の境界に沿ってほぼ南北に直線状に伸びる。その東方約1-2kmには, 北俣背斜が並走する (池辺ほか, 1979)。

この区間では, 酒田衝上断層群の主要な断層の断層面は確認されていないが, 荒瀬川以南では幅約500mの区間で庄内層群以下の各層が西に 70° 以上の急傾斜を示し, 一



第17図 地質構造と小平層および大蔵岩屑堆積物の堆積面の変形。等高線は幅500mの谷を埋めた接峰面。等高線間隔は堆積面の周辺で20m, その他で100m。

Fig. 17 Geologic structures and deformation of the depositional surface of the Kodaira Formation and Owarabi debris deposit. Contour interval of summit level is 20m in and around the depositional surface, and 100m in the other parts.

部で逆転する(池辺ほか, 1979)。一方, 荒瀬川以北では, 断層近傍のごく限られた場所でのみ常禅寺層以下が 60° 以上の急傾斜を示す(池辺ほか, 1979)。酒田衝上断層群の垂直変位量は, 相沢川北岸から生石東方にかけての地域で最も大きく, これより北に向かって小さくなる(池辺ほか, 1979)。

北俣背斜は, 西翼で庄内層群以下の各層が急傾斜ないし逆転する一方, 東側では観音寺層以下の各層が $10-30^\circ$ 傾斜する非対称な背斜構造である(池辺ほか, 1979)。北俣背斜の軸は北にプランジし, 酒田衝上断層群と同様に北ほど変位量が小さくなる(池辺ほか, 1979)。

酒田衝上断層群-北俣背斜の垂直シフトは, 最も大きな相沢川北岸から生石東方では北俣層基底を変位基準として約1500mであるが, 荒瀬川以北では観音寺層基底を変位基準として数100m未満である(池辺ほか, 1979より読図)。

酒田衝上断層群と北俣背斜の周辺には, 大蔵岩屑堆積物と小平層が分布する。両層の堆積面には, 酒田衝上断層群に沿って西落ちの比高約200mの高度差がある(第17図)。大蔵岩屑堆積物と小平層の上部は同時異相であり, 両層の堆積面は一連の地形面とみなすことができることから, この高度差は両層の堆積面形成以降の酒田衝上断層群の活動によるものと考えられる。

北俣背斜の西翼では, 上部第四系基盤の背斜軸の約500m西を軸として, 大蔵岩屑堆積物の堆積面が背斜状に変形し, 北俣背斜の東翼では, 大蔵岩屑堆積物の堆積面が東に傾斜する(第14図D-D', 第17図)。

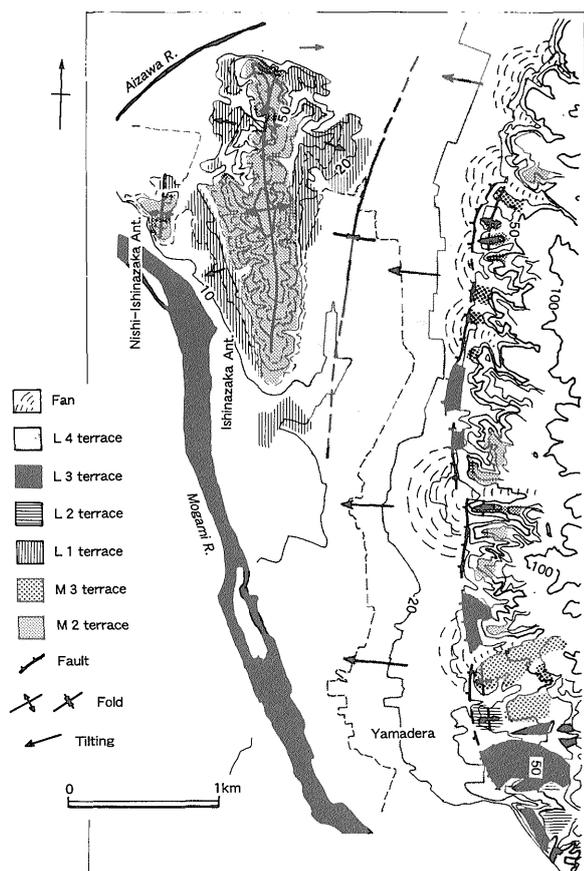
酒田衝上断層群と北俣背斜を合わせた逆断層-背斜構造による大蔵岩屑堆積物と小平層の堆積面の垂直シフトは約250mである。

4.2.2 相沢川-最上川間(酒田衝上断層群-松嶺背斜)

長さ約9kmのこの区間は, 酒田衝上断層群の中で最も変位量大きい(池辺ほか, 1979)。この区間では, 酒田衝上断層群は低位4段丘面が分布する低地と高位丘陵の境界付近を, 緩く西に凸に湾曲しつつ南北に走り, その東約1-2kmを松嶺背斜が並走する(池辺ほか, 1979)。

この区間の酒田衝上断層群では, 低地と高位丘陵の境界付近で丸山層と北俣層が逆断層を境に接する(池辺ほか, 1979)ほか, その東側数100mの区間では北俣層が西に急傾斜ないし逆転する(池辺ほか, 1979)。

松嶺背斜は, 背斜軸から酒田衝上断層群に至る西翼で丸山層以下の各層が 50° 以上西傾斜し, 東翼では北俣層以下の各層が $10-40^\circ$ 東傾斜する, 非対称な背斜構造である(佐々木, 1962)。この背斜構造は松山町山寺東方を極隆部として, 背斜軸がその南北にプランジする(池辺ほか,



第18図 酒田衝上断層群および石名坂背斜周辺の段丘面の変形。等高線間隔は10m

Fig. 18 Deformation of terraces around the Sakata thrusts and Ishinazaka anticline. Contour interval is 10m.

1979; 佐藤, 1986).

極隆部付近における酒田衝上断層群と松嶺背斜西翼を合わせた逆断層-褶曲構造による草薙層基底の垂直シフトは約2000mであり(池辺ほか, 1979より読図), 変位量はその南北に漸減する(池辺ほか, 1979; 佐藤, 1986).

酒田衝上断層群の周辺には, 中位-低位の段丘面や低位4段丘面離水後に形成された新期の扇状地が分布する(第18図). 酒田衝上断層群が想定されている低位4段丘面と丘陵の境界では, 新期扇状地より高位の地形面を変位させる低断層崖が認められる(太田ほか, 1995). この低断層崖の東(隆起)側にあたる松山町山寺東方の丘陵西縁には, 西翼の幅50-100m, 東翼の幅200m, 軸長1km程度の小規模な背斜構造がある(第17図). この背斜西翼の幅約50mの区間における低位2段丘面の傾動量は約15°で, この区間の垂直変位量は約10mである(第14図E-E'). さらに, 断層下盤側の変位量や松嶺背斜翼部における変位量を考慮すると, 酒田衝上断層群-松嶺背斜全体における低位2段丘面の垂直シフトは, これよりも大きな値となると考えられる. また, この低断層崖の下盤(西)側に当たる, 松山町山寺付近から西方に約800mの区間で

は, 低位4段丘面が平均0.7°(13/1000)西傾斜する(第14図E-E'). 同じ区間における最上川の現河床勾配は, 約1/1000であり, 低位4段丘面の傾斜は, これより一桁大きく, この傾斜の大部分は地殻変動によるものと考えられる. 低位4段丘面離水時の河床勾配が現在と同様であったと仮定すると, この間の垂直変位量は約10mと算定される.

4.2.3 最上川以南(酒田衝上断層群-狩川同斜)

長さ約10kmの本区間では, 酒田衝上断層群は高位丘陵と沖積低地の境界を画し, 断層群の上盤には東傾斜の同斜構造が発達する(土谷ほか, 1984). この区間の酒田衝上断層群を構成する断層のうち, 最も大きな変位量を有するものは, 平野の境界に位置する断層であり, この断層面上のスリップによって北俣層の基底は1000m程度垂直変位する(土谷ほか, 1984より読図). 酒田衝上断層群下盤側の断層直近に位置する立川SK-1孔では, 庄内層群基底が深度約500mに位置し, この孔の近傍で, 庄内層群と青沢層・草薙層が逆断層を境に直接接する(土谷ほか, 1984).

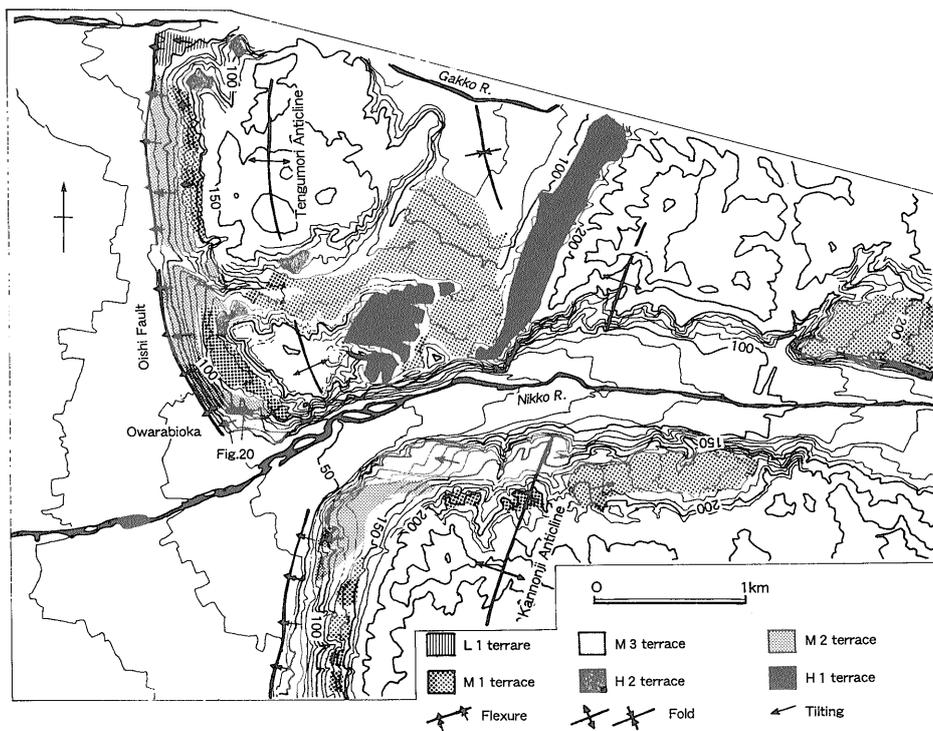
狩川同斜は, 酒田衝上断層群から立谷沢川西岸の青沢断層群に至る東西幅約4kmの区間に発達する構造である. ここでは, 北俣層から観音寺層までの各層が8-40°東傾斜する(土谷ほか, 1984). 狩川同斜は西部の酒田衝上断層群寄りでも最も急傾斜し, 東方に向かって傾斜は緩やかになる.

酒田衝上断層群-狩川同斜による草薙層基底の垂直シフトは, 1200-1500m程度である(土谷ほか, 1984より読図).

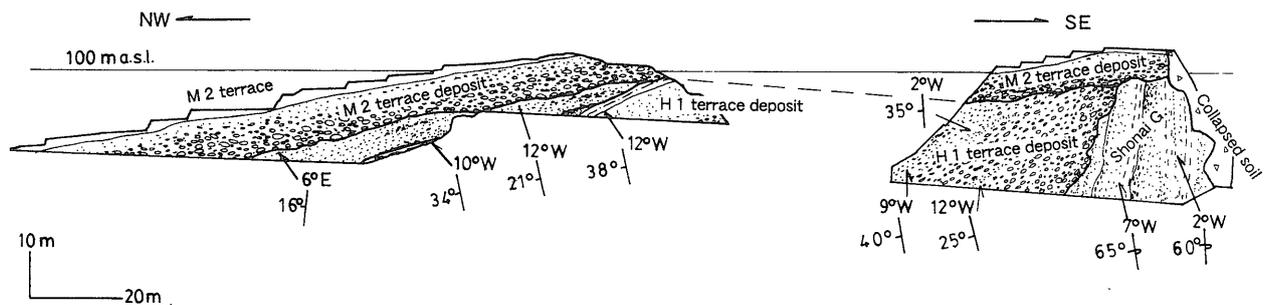
最上川の中位2段丘面と同低位1段丘面は, 狩川同斜の西端部にあたる立川町狩川付近を軸として背斜状に変形する. この背斜軸から東方に約1.3kmの区間では, 中位2段丘面と低位1段丘面は, それぞれ平均0.7°(12/1000)以上, および約0.6°(11/1000)東に逆傾斜し(第14図F-F'), この間の垂直変位量は, それぞれ約15m以上および約15mである. この区間の酒田衝上断層群周辺下盤側には, 第四紀後期の良好な変位基準面が分布しないため, 酒田衝上断層群の第四紀後期における変位量を議論することは困難である.

4.3 生石断層とその上盤側の背斜構造

生石断層(佐藤, 1986)は, 月光川北方から最上川北岸にかけての庄内平野と低位丘陵を画する, 総延長約22kmの南北走向の西落ちの逆断層群を総称したものである. この断層は, 大部分の区間で地下に伏在しており, 地表では褶曲構造が卓越する. この断層のトレースは日向川や荒瀬川と交差する地点で屈曲し, また各区間毎に背斜構造の規模や形態が異なる. そのため, 本稿では日向川, 荒瀬川, 相沢川の各河川を境として4区間に分けて記載する.



第19図 生石断層北部周辺の段丘面の変形。等高線間隔は10m 観音寺背斜の位置は池辺ほか(1979)による
 Fig. 19 Deformation of terraces around the northern part of the Oishi Fault. Contour interval is 10m. Location of the Kannonji anticline is based on Ikebe *et al.* (1979).



第20図 天狗森背斜西翼で傾動する高位1段丘, 中位2段丘堆積物, および逆転する庄内層群
 Fig. 20 Tilted M2 and H1 terrace deposits and overturned Shonai Group on the western limb of the Tengumori anticline.

4.3.1 日向川以北(生石断層-天狗森背斜)

日向川以北の生石断層は、約6.5kmの延長を有する。この区間では、断層は直接確認されていないが、後述する天狗森背斜の形態から地下に東傾斜の逆断層が伏在すると推定されている(鈴木, 1990)。

天狗森背斜(新称)は、月光川北方から日向川に至る庄内平野の北東縁に位置する長さ約6.5kmの背斜構造である。天狗森背斜の中軸部では庄内層群下部が露出するが、翼部には広く段丘堆積物が分布する(第19図)。

天狗森背斜西翼の遊佐町大蔵岡東方では、逆転した庄内層群下部の火山灰質砂層と安山岩礫を主体とする礫層を、25-40°西傾斜する高位1段丘堆積物が不整合に覆い、さらにそれを約10-25°西傾斜する中位2段丘堆積物が不

整合に覆う(第20図)。また、中位2段丘面は、天狗森背斜西翼の200-250mの区間で一般に約15-25°西傾斜し、この間の垂直変位量は約70mである(第13図A-A')。同様に日向川北岸の中位3段丘面は、天狗森背斜西翼の幅約250mの区間で平均9°西傾斜し、この間に約40m垂直変位する(第13図A-A')。天狗森背斜東翼では、遊佐町杉沢周辺の約600mの区間で高位1段丘面が約5°南東に逆傾斜し、この間の垂直変位量は約50mである(第13図A-A')。平野地下における変位を考慮すると、生石断層-天狗森背斜全体における両段丘面の垂直シフトは、上記の値よりも更に大きくなる。

4.3.2 日向川-荒瀬川間(生石断層-観音寺背斜)

日向川-荒瀬川間の生石断層は、約2.5kmの長さを持

つ。この区間では、生石断層は直接露頭で確認されていないが、観音寺背斜の形態と坑井で観察される地下地質構造から、地下に東傾斜の逆断層が伏在すると考えられている (鈴木, 1991)。

観音寺背斜 (三土・金原, 1940) は、荒瀬川北岸に極隆部を持つ軸長約 6 km の背斜構造である (三土・金原, 1940; 池辺ほか, 1979) が、背斜構造の中央・極隆部に当たる日向川-荒瀬川間でのみ、背斜軸が生石断層に平行する。観音寺背斜は、観音寺層から庄内層群までの各層が、西翼で 20-60°, 東翼では 10-30° 傾斜する、西翼が急な非対称な断面形を呈する (池辺ほか, 1979)。

観音寺背斜の極隆部にあたる荒瀬川付近では、生石断層と観音寺背斜を合わせた逆断層-褶曲構造全体による観音寺層基底の垂直シフトは約 900m に達する (池辺ほか, 1979より読図)。

日向川南岸では中位 2 段丘面と中位 3 段丘面が、観音寺背斜の西翼で変形する (第 19 図)。すなわち、中位 2 段丘面は、背斜西翼の約 700m の区間で平均約 5° (85/1000) 西傾斜し、この間で約 60m 垂直変位する。中位 3 段丘面は背斜軸から西に約 800m の区間で平均 4.2° (75/1000) 西傾斜し、この間の垂直変位量は約 60m である (第 13 図 B-B')。これらの値は、平野地下や両段丘面が分布しない区間における変形を考慮していないので、生石断層-観音寺背斜全体における両段丘面の垂直シフトは、これらの値よりも大きい。また、日向川南岸では中位 1 段丘面が、背斜軸の東側の約 500m の区間で平均 3.4° (60/1000) 東に逆傾斜し、この区間で 30-40m 垂直変位する (第 13 図 B-B')。

4.3.3 荒瀬川-相沢川間 (生石断層-平田背斜)

荒瀬川-相沢川間の約 8.5km の区間では、酒田市北境におけるトレンチ調査によって東傾斜の低角逆断層が認められている (鈴木ほか, 1989) ほか、反射法地震探査によって地下浅所まで撓曲変位が達していることが認められている (長谷川ほか, 1989)。

平田背斜は、生石断層の上盤 (東) 側約 500m-1km を並走する背斜構造である (三土, 金原, 1940; 池辺ほか, 1979)。庄内層群は、この背斜の西翼で 20-60°, 東翼で 10-40° 傾斜する (池辺ほか, 1979)。背斜南部の東翼には杉状に雁行する副次的な逆断層群が認められる (第 5 図)。この断層群の上盤 (西) 側近傍では庄内層群が逆転する。

荒瀬川南岸の C-C' 断面では、生石断層下盤側に当たる庄内平野東部の大島田 SK-1 孔では、庄内層群基底は標高 -560m 付近に位置する (中瀬古・菅野, 1972) 一方、同層準は平田背斜軸部で -100~30m 付近に伏在すると考えられる (池辺ほか, 1979 に示される市条 SK-1 孔の資料や地質構造を基に推定)。また D-D' 断面では、平田背斜の背斜軸近傍では、丘陵を開析する谷の谷底の標高 50-100m 付近に庄内層群基底が見出される一方、庄内平野東部の生石 SK-1 孔では同層準は標高 -400m 付近 (池辺ほか,

1979) に認められている。したがって、平田背斜と庄内平野東部の間における庄内層群基底の垂直変位量は、約 500m と算定される。

酒田市北境におけるボーリング調査によれば、生石断層を挟む約 30m の区間で、約 7,000 年前の地層が 5.4m 垂直変位する (鈴木ほか, 1994)。しかし、この値には、平田背斜翼部における変位量が含まれていないため、生石断層-平田背斜全体における同時間面の垂直シフトは、更に大きな値になると考えられる。

また、平田背斜の軸部以東には、小平層の堆積面と荒瀬川の河成段丘面が分布する (第 5 図, 第 17 図)。小平層の堆積面は、平田背斜東翼の約 300m の区間で平均約 6° (105/1000) 東傾斜し、約 30m 垂直変位する (第 14 図 D-D')。また、本区間の北端に当たる荒瀬川南岸では、背斜東翼の約 800m の区間で中位 3 段丘面が平均 1.8° (30/1000) 東に逆傾斜し、この間に 25m 垂直変位する (第 13 図 C-C')。

4.3.4 相沢川-最上川間 (石名坂背斜)

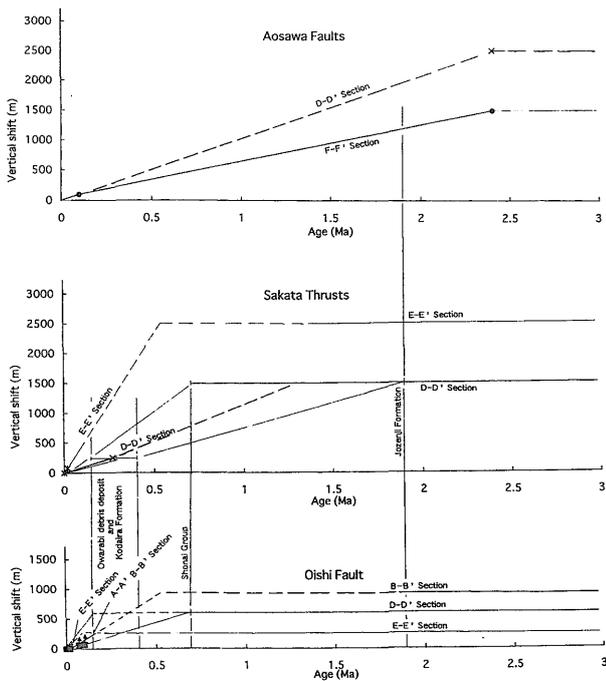
相沢川以南では、軸長 2 km 余りの小規模な南北性の背斜構造が平田背斜の南方延長に分布する (佐々木, 1962; 池辺ほか, 1979)。これを石名坂背斜 (佐々木, 1962 の石名坂集油構造を改称) と呼ぶ。佐々木 (1962) によれば、石名坂背斜と庄内平野東部の砂越油田における常禅寺層基底の比高は約 240m である。

石名坂背斜の周辺には、最上川および相沢川の中位 2 段丘面と低位 1 段丘面が広く分布し、良好な変位基準となっている (第 18 図)。中位 2 段丘面は、冠線が南にランジし東翼が西翼に比べて急な非対称背斜状に変形する (第 14 図 E-E', 第 18 図)。石名坂背斜の西翼では、小平層が 10-12° 傾斜するほか、中位 2 段丘面が背斜軸から西に約 300m の区間で平均 4.8° (83/1000) 西傾斜し、この間で約 25m 垂直変位する (第 14 図 E-E')。また、背斜西翼の約 200m の区間で低位 1 段丘面は平均 2.9° (50/1000) 西傾斜し、この間に約 10m 垂直変位する (第 14 図 E-E')。

石名坂背斜東翼では、中位 2 段丘面が背斜軸から東に約 150m の区間で平均 7.6° (130/1000) 東傾斜し、この間に約 20m 垂直変位する (第 14 図 E-E'; 第 18 図)。また、低位 1 段丘面は背斜構造の東翼の約 400m の区間で 2.1° (38/1000) 東傾斜し、この間に約 15m 垂直変位する (第 14 図 E-E'; 第 18 図)。

石名坂背斜の約 1.5km 東に位置する平田町飛鳥周辺では、低位 1 段丘面に対比される沖積層下の埋没段丘面が標高 -25~-40m に分布する (仙台通産局, 1978MS; 有賀, 1984 より読図)。一方、石名坂背斜の背斜軸西側近傍では、低位 1 段丘面は標高 30m 付近に位置する。両地点間における最上川の河床高度の比高を差し引いて考えると、この間の垂直変位量は 60m 程度であると言える。

なお、本背斜の西に小規模な背斜構造 (西石名坂集油構造: 佐々木, 1962) があり (第 18 図)、中位 2 段丘面を



第21図 主要構造の発達過程。断面の位置は第5図および第6図に示す。
Fig. 21 Tectonic evolution of major structures. Location of cross sections shown in the Fig. 5 and 6.

10m以上垂直変位させている。

4.4 酒田向斜

酒田向斜(池辺ほか, 1979)は, 酒田市街地付近を沈降の中心とする盆状の向斜構造である(第2, 4図)。庄内平野地下では, 鮮新統の楯山層以上の各層は, 大局的に見て盆状構造の中心に向かって厚くなり(池辺ほか, 1979; 土谷ほか, 1984など), 酒田市街地付近では庄内層群基底の深度は約1000mに達する(池辺ほか, 1979)。沖積層基底の深度も庄内層群基底と同様に, 酒田市街地付近で最も深い盆状の深度分布を示し, ここでは沖積層の厚さは100m以上に達する(仙台通産局, 1978MS; 市瀬, 1980)。

酒田向斜東翼に当たる庄内平野東部の地下には, 余目背斜(鬼塚, 1962)などの背斜構造の存在が知られている(第2, 4図)。しかし, 余目背斜などによる庄内層群基底の変位量は数100m未満で(鶴飼, 1973; 池辺ほか, 1979), 生石断層や酒田衝上断層群など平野と丘陵の境界部の構造に比べて小さい。

5. 各構造の変位速度とその発達過程

ここでは, 前述した構造の発達過程と第四紀後期における変位速度を検討する。本稿では, 各構造の活動開始年代や庄内層群以下の各層の変位量に関する既往研究(池辺ほか, 1979; 土谷ほか, 1984; 大沢ほか, 1986;

佐藤, 1986; 土谷, 1989など)を基に活動開始期以来の平均変位速度を求めるとともに, 今回得られた資料から求められる第四紀後期の変位速度を比較して, 各構造の変位の累積過程を論じる(第21図)。

5.1 青沢断層群-青沢複背斜

佐藤(1986)によると, 出羽山地が隆起を始めたのは鮮新世末期の約240万年前であり, これは青沢断層群-青沢複背斜が活動を始めたことによる。相沢川上流部における, 本構造による草薙層基底の垂直シフトは2500m程度であり(大沢ほか, 1986), 活動開始期以降の平均変位速度は約1.0mm/yrに達する。また, 最上川周辺では草薙層基底の垂直シフトは1500m余りであり, 平均垂直変位速度は約0.6mm/yrとなる。

一方, 7-13万年前に離水したと考えられる最上川の中位2段丘面の青沢断層群-青沢複背斜による垂直シフトは約100mであり, 中位2段丘面離水以降の平均変位速度は, 0.8-1.4mm/yrである。この値は同じ断面における本構造の活動開始期以降の変位速度と同じオーダーであり, 本構造の変位速度は, 活動開始期以降ほぼ一定であると言える(第21図上段)。

5.2 酒田衝上断層群とその上盤側の構造

酒田衝上断層群とその上盤側の背斜構造は, 場所によって第四紀後期における活動度に違いがある。このため, 本論では各区間毎に酒田衝上断層群の第四紀後期における活動過程を検討した(第21図中段)。

5.2.1 荒瀬川-相沢川間(第14図D-D'断面)

下部更新統の常禅寺層は, 酒田衝上断層群-北俣背斜の東西両側で下位層を整合に覆って分布する。これに比べ, 中部更新統・庄内層群の分布と下位層との関係は, 酒田衝上断層群の変位量の大小に従って地域的な違いがある。すなわち, 酒田衝上断層群の変位量が大きな, 荒瀬川以南の丘陵地域では下位層を不整合に覆い, かつ酒田衝上断層群の上盤側には庄内層群は分布しない(池辺ほか, 1979)。一方, 酒田衝上断層群の変位量が小さな荒瀬川以北では常禅寺層から庄内層群が一連整合に堆積し, かつ酒田衝上断層群の東西両側に庄内層群が分布する(中野・土谷, 1992)。このことは, 少なくとも荒瀬川以南の酒田衝上断層群の活動は, 常禅寺層堆積開始期(約190万年前)期以降, 庄内層群堆積開始期(50-70万年前)以前に始まったことを示す。また, 酒田衝上断層群下盤側にあたる相沢川北岸の丘陵で庄内層群中に大規模な崩落性の堆積物や著しい乱堆積構造が発達することは, 当時酒田衝上断層群周辺で活発な地殻変動が生じていたことを示唆する(鈴木, 1995)。本構造による北俣層基底の垂直シフトは相沢川北岸から生石東方で約1500mであり, 活動開始期以降の平均変位速度は0.8-3.0mm/yr程度と考えられる。

一方、生石東方における大蔵岩屑堆積物と小平層の堆積面は酒田衝上断層群-北俣背斜によって約200-250m垂直変位する。両層の年代は、約16-40万年前であることから、これらの堆積面形成期以降における本構造の平均変位速度は、0.4-1.6mm/yrである。この値は、本構造の活動開始期以来の平均変位速度と、誤差の範囲内で一致している。

5.2.2 相沢川-最上川間（第14図E-E'断面）

酒田衝上断層群-松嶺背斜の東方の向斜部には、厚さ約300mの下部鮮新統・楯山層が分布する（土谷，1989）。一方、庄内平野東部では同層の層厚は200m程度であり（池辺ほか，1979）、酒田衝上断層群-松嶺背斜の東西で大きな層厚の違いは認められない。このことから、本構造の活動開始期は少なくとも中期鮮新世以降であると言える。

第四紀後期には、酒田衝上断層群近傍で、約1万8000年前に堆積した低位2段丘面が丘陵地域で約10m以上垂直変位していることから、丘陵地域における酒田衝上断層群-松嶺背斜の平均変位速度は約0.6mm/yr以上と算定される。また、その西方の低地では約3000年前に離水した低位4段丘面が約10m垂直変位することから、低地における酒田衝上断層群の変位速度は、約3.3mm/yrとなる。本構造全体の垂直変位速度は両者の和約3.9mm/yr以上という大きな値を示す。本構造による草薙層基底の総垂直シフトは約2000mであるので、この変位速度を外挿すると、本構造は数十万年間で形成されたことになる。

5.2.3 最上川以南（第14図F-F'断面）

最上川南方の狩川同斜東部には、厚さ250-400mに及ぶ鮮新統の観音寺層が分布する（大沢ほか，1986）。一方、酒田衝上断層群-狩川同斜の西（下盤）側にあたる庄内平野東部では、丘陵地域の観音寺層と同時異相の関係にある楯山層の層厚は50-500mであり（土谷ほか，1984）、本構造を挟んで東西で顕著な層厚の違いは認めがたい。このことから、本構造の形成は少なくとも丘陵部の観音寺層下部堆積期（約240万年前）以降に始まったと考えられる。

本構造による北俣層基底の垂直シフトは約1200-1500mであり、活動開始期以降の平均変位速度は、0.5mm/yr以上である。

一方、酒田衝上断層群直近の下盤側では、庄内層群基底が-500m前後に位置することから、中期更新世初頭の約50-70万年前と考えられる同層群基底堆積期以降の平均変位速度は0.7mm/yr以上である。

この区間では、酒田衝上断層群の西方に良好な第四紀後期の変位基準面は確認されていないため、第四紀後期における変位速度の議論は困難である。

5.3 生石断層とその上盤側の背斜構造

生石断層は、前述のように断層を横断する各河川によって区切られる区間毎に構造形態が変わり、発達過程が

異なっている可能性が大きい。ここでは、各区間毎に発達過程と変位速度に関して考察する（第21図下段）。

5.3.1 日向川以北（第13図A-A'断面）

日向川以北では、生石断層-天狗森背斜の東（上盤）側で庄内層群と常禅寺層が整合関係で累重し、かつ構造の東西両側ともに庄内層群の厚さは300-400mであり、層厚が大きく異なること（中野・土谷，1992）から、生石断層は約50-70万年前の庄内層群堆積開始期以降に活動を開始したと考えられる。しかし、生石断層の総変位量に関する資料は乏しく、活動開始期以降の平均変位速度に関する議論はできない。

また、天狗森背斜西翼では約7-13万年前とされる中位2段丘面が70m以上、約5-9万年前とされる中位3段丘面は40m以上、垂直変位することから、天狗森背斜西翼の平均変位速度は約7-13万年前以降で0.5-1mm以上、5-9万年前以降で0.4-0.8mm/yr以上である。

5.3.2 日向川-荒瀬川間（第13図B-B'断面）

この区間では、生石断層-観音寺背斜の東西両側に、共に厚さ200-300mの常禅寺層が分布することから、本構造は少なくとも同層堆積開始期（約190万年前）以降に活動を開始したと考えられる。庄内平野東部から本構造の背斜軸部にかけての観音寺層基底の総変位量は、約900mに達することから、本構造の活動開始期以降における平均変位速度は0.5mm/yr以上である。

また、観音寺背斜西翼では、約7-13万年前の中位2段丘面と約5-9万年前の中位3段丘面が、共に約60m以上変位することから、7-13万年前以降の平均変位速度は0.5-0.9mm/yr以上、5-9万年前以降の平均変位速度は0.7-1.2mm/yr以上と求められる。

5.3.3 荒瀬川-相沢川間（第14図D-D'断面）

楯山層から常禅寺層に至る中新統-下部更新統の各層の層厚は、生石断層の東（下盤）側に位置する生石SK-1孔に比べて、平田背斜の軸部に位置する西矢流沢SK-1孔の方が薄い（中世古・菅野，1972；池辺，1979）。これは、生石断層-平田背斜の活動が少なくとも常禅寺層堆積期以降に始まったことを示している。また、平田背斜西翼では、庄内層群上部の砂・シルト層中に、酒田衝上断層群東方の丘陵地域からもたらされたと考えられる流紋岩礫を含む土石流性の礫層が挟在する。このことから、生石断層-平田背斜は中期更新世前期の庄内層群上部の土石流堆積物の堆積時には活動が始まっていなかったと推定される。一方、平田背斜周辺では、中部更新統中部の小平層が庄内層群下部の火山岩類を傾斜不整合に覆う。以上から、生石断層-平田背斜の活動は、庄内層群堆積（約50-70万年前）以降、小平層堆積（約16-40万年前）以前に始まったと考えられる。平田背斜軸部と庄内平野東部の間における庄内層群基底の総変位量は、500m程度であるので、本構造の活動開始期以降の平均変位速度は0.7-3.1mm/yrである。

また、完新世中期の約7000年前以降における生石断層の平均垂直変位速度は約0.8mm/yr程度であり、生石断層-平田背斜全体の平均変位速度は、それを上回ると考えられる。

5.3.4 相沢川-最上川間(第14図E-E'断面)

石名坂背斜の翼部では、中位2段丘堆積物が小平層を傾斜不整合に覆うことから、本構造の活動開始期は中位2段丘堆積物の堆積期以前に遡る。

石名坂背斜の西翼では、確認された範囲だけで約7-13万年前の中位2段丘面が約25m、約2万年前の低位1段丘面が約10m垂直変位する。このことから、本構造は確認されるだけでも中位2段丘面離水以降約0.2-0.4mm/yr、低位1段丘面離水以降約0.5mm/yrの垂直変位速度を有する。また、石名坂背斜軸部と庄内平野東部の間では、低位1段丘面とそれに対比される埋没段丘面の比高は約60mに達し、この間の垂直変位速度は約3mm/yrと推定される。この変位の大部分は、生石断層周辺における撓曲変形によるものと考えられる。

5.4 酒田向斜中心部の沈降過程

酒田向斜を中心とする庄内平野における堆積速度の変遷は、佐藤(1986)や鈴木(1989)によってまとめられ

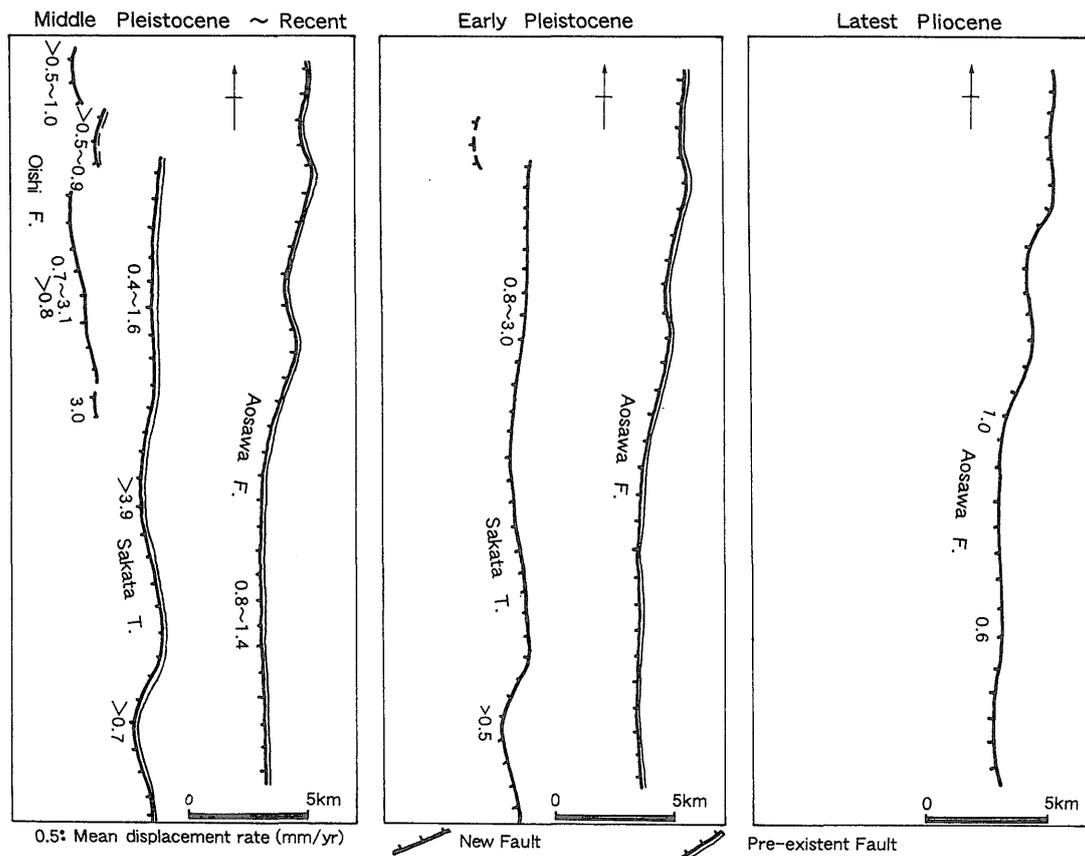
ている。佐藤(1986)によると、庄内平野における堆積速度は、約4Ma以前には0.1mm/yrのオーダーであったものの、それ以降増加し始め、庄内層群の堆積期にあたる中期更新世にはさらに大きくなり1-2mm/yrに達している。

6. 庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯の発達過程と変位速度

前節では、個々の構造の発達過程を論じたが、ここでは庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯全体の発達過程や変位速度について論じる。

6.1 各構造の活動開始時期の比較と逆断層-褶曲構造帯の形成過程

青沢断層群-青沢複背斜は鮮新世末期の約2.4Ma(観音寺層堆積期)に、酒田衝上断層群とその上盤側の背斜構造は概ね前期更新世から中期更新世初頭の約1.9Maから約0.5-0.7Ma(観音寺層堆積期以降-庄内層群堆積期以前)に、生石断層とその上盤側の背斜は、日向川-荒瀬川間で少なくとも前期更新世の約1.9Ma(常禅寺層堆積期)以降、他の区間では中期更新世の0.5-0.7Ma(庄



第22図 庄内堆積盆地東部における断層前縁の前進と断層の平均変位速度の変遷。数字は平均変位速度を示す。
 Fig. 22 History of thrust front migration in the eastern Shonai sedimentary basin and mean displacement rate of faults. Numbers indicate mean displacement rate.

内層群堆積期)以降に活動を始めた(第22図)。このように、庄内堆積盆地東部では、出羽山地側(東側)に位置する構造から活動を始め、次いで新たな構造が既存の構造の盆地側(前面)で活動を開始している。このように thrust front migrationが繰り返し生じることによって、庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯が形成された。

6.2 thrust front migrationに伴う各構造の活動度の推移と構造帯の活動度の変遷

青沢断層群-青沢複背斜の平均変位速度は、活動開始期以降第四紀後期まで平均1 mm/yr前後で一定している。この間、第四紀前期ないし中期のthrust front migrationにより、その前面で酒田衝上断層群などの新たな構造が、青沢断層群の活動度に匹敵する活発な活動を始めたが、それに伴って青沢断層群の活動度は低下していない。

また、酒田衝上断層群-北俣背斜および酒田衝上断層群-松嶺背斜の第四紀後期における変位速度は、それぞれ0.4-1.6mm/yrおよび3.9mm/yr以上という大きな値を示しているが、それらの前面では、生石断層-平田背斜や生石断層-石名坂背斜が第四紀後期に0.8-3mm/yr程度という大きな平均変位速度で活動している。このことから、酒田衝上断層群の変位速度が生石断層の活動開始後に大幅に低下したとは考えにくい。

以上から、庄内堆積盆地東部では、thrust front migrationに伴って前面に新たな構造が形成された後も既存の構造の活動が減衰せず、複数の並走する構造が長期間にわたって同時重複的に活動していると言うことができる。このことは、庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯は、第四紀前期以降新たな構造を形成しつつ、全体として変位速度が増加してきていることを意味する。また、この変位速度の増加と共に庄内平野中心部の酒田向斜における沈降運動が加速している。その傾向は、特に中期更新世以降著しい。

6.3 庄内堆積盆地東部の構造帯全体の变位速度

第四紀後期における庄内堆積盆地東部の逆断層-褶曲構造帯全体の変位速度は、以下の通りである。

荒瀬川-相沢川間の断面(断面C-C'およびD-D')では、酒田衝上断層群と生石断層の第四紀後期の垂直変位速度は、それぞれ0.4-1.6mm/yrおよび0.7-3.1mmであり、青沢断層群を除く2つの構造の垂直変位速度の合計で1.1-4.7mm/yrに達する。また、青沢断層群がこの断面よりも総変位量の小さな最上川周辺で第四紀後期に0.8-1.4 mm/yrの垂直変位速度で活動していることを考慮すると、この断面における垂直変位速度の合計は、約2 mm/yr以上に達する可能性が高い。

また、最上川付近の断面(断面E-E'およびF-F')では、青沢断層群と酒田衝上断層群がそれぞれ0.8-1.4mm/yr、約3.9mm/yr以上の垂直変位速度を持ち、合計で4.7-5.3

mm/yr以上という大きな垂直変位速度を示す。

これらの値には、向斜部の変位速度が重複して合算されていることや、伏在する断層の傾斜や形態によっては、地表の垂直変位速度と断層面上の実変位速度の関係は単純ではないこと、という問題が含まれる。しかし、いま単純に上記の垂直変位速度の合計を他地域の構造帯と比較するならば、この値は新潟平野周辺と並んで日本列島の逆断層帯中で最大級であると言える。

謝辞 本研究に当たり、東北大学理学部地理学教室の田村俊和教授、松本秀明助教授、大月義徳博士、同地質学教室の大槻憲四郎教授を始めとする諸先生、院生および学生の皆様には、多くの御教示を頂いた。地質調査所環境地質部の水野清秀主任研究員には火山灰屈折率の測定などで、大変お世話になった。東北大学理学部地球物質科学科の藤巻宏和教授と同教室の杉原孝充修士には、火山ガラスの化学分析に際して大変お世話になった。また、群馬大学の新井房夫名誉教授には、一部の火山灰資料を鑑定いただいた。酒田市の昭さく地質株式会社の佐藤均氏には、庄内平野の地下地質に関して御教示頂いた。鶴岡高専の澤祥先生と専修大学文学部の太田陽子教授には、現地にて討論いただいた。遊佐町の本間直哉氏には現地宿泊面で大変お世話になった。本稿の執筆に当たっては、地質調査所環境地質部の粟田泰夫主任研究官、石井武政水文地質課長に校閲を頂き、有益な指摘を頂いた。また、東北大学理学部地理学教室には、未公表文献の引用の許可を頂いた。作図にあたっては、小松原珠美氏の協力を頂いた。

以上の方々を始めとする多くの方々のご助力のおかげで、本研究を行うことができた。厚くお礼申し上げます。

本研究には、平成7年度文部省科学研究費補助金特別研究員奨励費(課題番号07013、代表者:小松原琢)を使用した。

文 献

- 有賀友子(1983MS) 庄内平野の地形発達。東北大学理学部地理学教室修士論文, 133p.
- 有賀友子(1984) 庄内平野の地形発達-更新世末期以降の礫分布範囲の変化-。東北地理, **36**, 13-24.
- 粟田泰夫(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.
- 伴 雅雄・林信太郎・高岡宣夫(1989) 東北日本島

- 海火山噴出物のK-Ar年代(演旨), 火山第2集, **34**, 332.
- 長谷川昭・堀内茂木・堀修一郎・稲盛隆穂・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. 1989年地震学会(秋季大会)予稿集, 207.
- 林信太郎(1984) 鳥海火山の地質. 岩鉱, **79**, 249-265.
- 市瀬由自(1970) 庄内平野の活褶曲(演旨). 東北地理, **22**, 218.
- 市瀬由自(1977) 庄内平野南西部における地形と地殻運動. 東北地理, **29**, 73-82.
- 市瀬由自(1979) 庄内・最上扇状地における地形と地殻運動. 東北地理, **31**, 95-101.
- 市瀬由自(1980) 最上川河口付近の沖積平野の地形と地殻変動. 法政大学文学部紀要, **27**, 17-48.
- 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の地質図幅), 地質調査所, 42p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 東京, 363p.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 久保純子(1991) 庄内平野の地形分類図にあらわれた活褶曲. 東北地理, **43**, 188-194.
- 鯨岡 明(1953) 最近の探鉱成果IV. A. 2 山形地区. 石技誌, **18**, 157-163.
- 町田 洋(1987) 第四紀における土壌の形成年代と環境. 土壌学と考古学, 博友社, 東京, 214p.
- 三土知房・金原均二(1940) 山形県飽海油田(大日本帝国油田第38区)地形及地質図及び同説明書, 地質調査所.
- 最上川団体研究グループ(1966) 最上川流域・庄内海岸地域の第四紀. 地団研専報, **15**, 85-97.
- 中野 俊・土谷信之(1992) 海山及び吹浦地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1の地質図幅), 地質調査所, 138p.
- 中世古幸次郎・菅野耕三(1972) 浦日本油田地域における放散虫層序(油田坑井への適用を中心として). 石技誌, **37**, 375-384.
- 鬼塚 貞(1964) 庄内地域石油・ガス田と鉱床生成の時期. 石技誌, **29**, 48-56.
- 太田陽子・澤 祥・渡辺満久・鈴木康弘・吾妻 崇・田力正好・松尾信尚・広内大助・尾高潤一郎・愛宕誠治・川瀬久美子(1995) 庄内平野東縁, 松山断層(新称)のトレンチ調査に基づく古地震の復元一予報一. 1995年地球惑星科学関連学会予稿集, 39.
- 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の地質図幅), 地質調査所, 61p.
- 佐々木悟(1962) 庄内盆地の地質と炭化水素鉱床. 石技誌, **27**, 293-308.
- 佐藤比呂志(1986) 東北日本中部地域(酒田-古川間)の新生代地質構造発達史. 東北大学地質古生物学教室邦文報告, **88**, 1-45. および**89**, 1-32.
- 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. 地質論, **32**, 257-268.
- 仙台通商産業局(1978MS) 酒田市周辺地域地下水利用適正化調査報告書.
- 仙台通商産業局(1981MS) 鶴岡市周辺地域地下水利用適正化調査報告書.
- 杉村 新・鎮西清高・小塚 陽(1966) 最上川下流部の段丘面の変形(先行性の証)(演旨). 第四紀研究, **5**, 75.
- 鈴木雅宏(1995) 庄内層群について. 山形応用地質, **15**, 45-48.
- 鈴木宇耕(1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質. 地質論, **32**, 143-183.
- 鈴木康弘(1988) 新庄盆地・山形盆地の活構造と盆地発達過程. 地理評, **61**, 332-349.
- 鈴木康弘(1989) 庄内平野東縁における活構造の特徴. 地理予, **36**, 212-213.
- 鈴木康弘(1990) 庄内平野東縁における精密図化による長波長変形の抽出. 活断層研究, **8**, 317-334.
- 鈴木康弘(1991) 活断層の破壊伝播におよぼす表層地質の効果一庄内平野北部の事例一. 1991年地震学会秋季大会予稿集, 257.
- 鈴木康弘・池田安隆・渡辺満久・須貝俊彦・米倉伸之(1989) 庄内平野東縁における完新世の断層活動と1894年(明治27年)庄内地震一観音寺断層のトレンチ調査による検討一. 地震第2輯, **42**, 151-159.
- 鈴木康弘・池田安隆・渡辺満久・松尾 稔(1994) 庄内平野東縁における完新世の断層活動と地震周期. 地震第2輯, **47**, 253-262.
- 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 the petroleum source rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3*, **7**, 293-324.
- 田口一雄(1970) 5万分の1地質図「大沢」および

- 同説明書。山形県, 24p.
- 田口一雄・阿部正宏 (1953) 鳥海山東麓の石油地質と構造。岩鉱, **37**, 130-140.
- Tsuchi, R. and IGCP-114 national working group of Japan (1981) Bio-and chrono-stratigraphic correlation of Neogene sequences in the Japanese islands. In Tsuchi, R. (ed.), *Neogene of Japan-Its biostratigraphy and chronology*, 91-104.
- 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 の地質図幅), 地質調査所, 85p.
- 土谷信之・大沢 穠・池辺 穰 (1984) 鶴岡地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 の地質図幅), 地質調査所, 77p.
- 鶴飼光男 (1973) 余目油田・東余目ガス田・砂越・新堀油田。石油技術協会編 “日本の石油鉱業と技術” 石油技術協会, 東京, 32-34.
- 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。
- 米地文夫 (1972) 鳥海山の地形。山形県総合学術調査会編 “鳥海山・飛鳥” 山形, 263-272.
- 米地文夫 (1978a) 土地分類基本調査 5 万分の 1 地形分類図及び同説明書「酒田」, 山形県, 21-32.
- 米地文夫 (1978b) 土地分類基本調査 5 万分の 1 地形分類図及び同説明書「鶴岡」, 山形県, 21-31.
- 吉田三郎・植松芳平 (1978) 土地分類基本調査 5 万分の 1 表層地質図及び同説明書「鶴岡」, 山形県, 33-42.
- 吉田三郎・鈴木生男・富沢 尹 (1978) 土地分類基本調査 5 万分の 1 表層地質図及び同説明書「酒田」, 山形県, 33-43.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・坂口 豊 (1973) 新編日本地形論。東京大学出版会, 東京, 415p.

(受付: 1996年7月2日; 受理: 1997年10月20日)