庄内・最上川扇状地およびその 南西部の地形と地殻運動*

市 瀬 由 自

は し が き

庄内平野は地体構造的には緑色凝灰岩地域に属して、中新世以降・洪積世を通じて激しい地殻運動を受けている。この地殻運動の影響は沖積世まで継続して、沖積平野の地下構造や地形および水準測量の改測成果に反映することが多い(市瀬 1970a, 1977)。本稿では庄内平野における最上川の扇状地(庄内・最上川扇状地)やその南西部を流れる京田川中流域の三角州平野(添津〜十文字の約 7 km にわたる地域)を対象にして、平野地形と地殻運動との関係について考察する。

1. 平野の地形

最上川扇状地の地形は、扇頂(標高約 25 m)に位置する清川付近では、40 m, 20 m の各等高線に同心円状の配列がみられなく、却って上流側に弯曲する形状を現わしている。10 m 等高線も最上川や京田川の流路に沿って北西〜南東方向に配列するとともに、余目付近では西方に突出部を形成するなど、山麓付近に展開する沖積平野の地形としては異常な形態を呈している。これらの特徴は次に述べるような原因によるものである。すなわち、(1) 最上川は上流に米沢、長井、山形、尾花沢、新庄などの断層運動に起因する盆地群があり、それらが現在に至るまで沈降運動を継続して、盆地が沈砂池の役割を果しているために、下流に対して砂礫の供給が少なくなっていること(多田文男, 1970)(大矢, 1974)。(2) 最上川が出羽丘陵を横断する地域に形成されている峡谷部(最上川峡谷)においては、谷壁斜面や河床から多量の砂礫が生産されていないと推定されること。(3) 後述するように、庄内平野が山麓線付近を境として沈降運動を継続していること。(4) 後述するように、北西〜南東方向の地質構造線に起因する地殻運動によって、最上川扇状地が変形を受けていること。および、(5) 10 m 等高線に表現される余目付近の突出部の地形は、三角州平野の形成後における北北東〜南南西方向に長軸をもっている曲隆運動の影響を受けていること(市瀬, 1970a), などを挙げることができる。

Fig. 1

上述した最上川扇状地の地形を詳細に知るために、5 万分の 1 地形図「酒田」・「鶴岡」・「清川」の各図幅¹⁾の等高線や水準点・独立標高点などに基づいて、1 m 間隔の等高線を内挿し作成したものが Fig. 1 である。本図によって最上川扇状地の地形をみると、次に挙げる特徴を指摘することができる。すなわち、(1) 最上川の形成する扇状地の広がりには北西方向に 9.5 km, 南西方向に 7 km であって、その形態は扁平であること。(2) 北西方向における扇状地の平均勾配は 1.5% であって、傾斜の緩い扇状地を形成していること。(3) 15 m, 16 m, 17 m, 18 m, 19 m の各等高線は、扇頂付近を中心にして同心円状の配列を示すことなく、何れも南北に近い方向を現わしていること。(4) 10 m, 11 m, 12 m, 13 m, 14 m の各等高線は何れも北西〜南東方向に配列していること。(5) 扇頂付近より北西方向の扇状地面の平均勾配は 1.5% であるのに、南西方向のそれは 2.1% であって、南西方向が急勾配であること、などである。

なお、(5) の特徴を地形分類図「鶴岡図幅」(5 万分の 1) にみると、最上川が扇状地を形成する地域は、扇状地(自然堤防を含む)と谷底平野(氾濫原地域の旧河道を含む)に、また、京田川流域の三角州平野よりな

る地域は、三角州と湿性地に、それぞれ分類図示されている(山形県, 1954)。そして、両地形要素の境界は巨視的には北西～南東方向に配列していて、南東部ではほぼ 15 m, 16 m 等高線付近に、また、ここより北西部では、13.9 m, 12.3 m, 11.1 m の各水準点を連ねる位置に求めることができる。地形分類図に表現された地形面の性状に着目すると、最上川扇状地の広がりには北西方向に 9.0 km, 南西方向に 5 km となり、地表面の平均勾配は北西方向では 1.6‰, 南西方向では 2‰²⁾となる。これは 10 m 等高線によって求められた扇状地の平面形よりもさらに扁平となる。その他、(6) 扇状地の北部において、10 m 等高線が最上川の流路に沿って上流に弯曲し、北西～南東方向に配列すること、などである。

一方、最上川扇状地に接する京田川流域の地形をみると、10 m 等高線によって表現されるように、北西～南東方向に配列する凹地帯の存在を指摘することができる。この凹地帯の最も内陸部に位置する地域は、最上川の河口より 18 km の距離にあって、庄内平野において最も低平な三角州平野を形成している(山形県, 1954)。凹地帯の配列する方向は、東北日本における顕著な高度分布の不連続線である酒田・石巻線(岡山, 1974, pp. 47～49)に近接した位置にあって、方向も同線に調和的である。京田川流域における凹地帯の形成要因としては、最上川・藤島川と京田川との間における山頂高度の大小や流域面積の広狭に基づく運搬物質の多寡によって、供給量の最も少ない京田川流域に凹地帯が形成され残存するものとしても説明が可能である。

しかしながら、(1) 京田川流域における凹地帯に接する最上川扇状地の地形、(2) 後述する凹地帯の南東延長上に位置する出羽丘陵の山頂高度の不連続線の存在、さらに (3) 後述するように水準測量の改測成果に表現される凹地帯延長上の平野の地殻運動などから判断すれば、10 m 等高線に表現される凹地帯の形成は地殻運動に起因する地形であって、それによって形成された凹地帯を、京田川が南東～北西方向に流れるものとするのがより妥当である。

2. 平野の地下構造

本地域のボーリング資料は 12 本に過ぎず、深度も 40～66 m にとどまっているので、深層にわたる平野の地下構造を知ることができない。また、筆者自身がコアをみる事ができた資料は皆無であるので、今後の精度のよい資料によって補わねばならないところもある。Fig. 2 はボーリング地点の位置を示したものである。次に、これらのボーリング資料によって、最上川扇状地および京田川中流域における三角州平野の地下構造について考察する。

1) 最上川扇状地

最上川扇状地の中央部に位置する No. 54 地点(標高 10 m)の地質断面をみると、扇状地を構成する堆積層は、層相、層序および色調の差違などより、上部から下部へ上部砂層相当層、上部粘土層相当層、基盤岩層の 3 層に区分することができる (Fig. 3)。

上部砂層相当層は、玉石混り砂礫層、褐色砂礫層、褐色粘土混り砂礫層、小礫混り砂層、粗砂層、中砂層、小礫混り粗砂層など、いろいろな層相を示す堆積層に

Fig. 2

Fig. 3

より構成される。No. 54-1の玉石混り砂礫層中には礫径 100 mm の玉石が、また、褐色砂礫層中には礫径 70 mm の玉石がそれぞれ含まれている。No. 54-2では地表(標高 10 m)より+3.8 m まで玉石混り砂礫層、+3.8~+0.8 m まで砂礫混り砂層が堆積している。No. 54-3では褐色玉石混り砂礫層中に褐色粘土混り砂礫層の薄層が、また、褐色砂礫層と小礫混り砂層との間には、粘土混り砂礫層がそれぞれ挟んでいる。

No. 54-4では、玉石混り砂礫層の下に、+4.6~-0.8 m に褐色・灰褐色砂礫層と褐色小礫混り粗砂層、褐色中砂層が互層して堆積する。No. 54-5では、地表(標高 10 m)より+6.4 m までは粗砂層と玉石層が堆積しており、その下位には+1.5 m まで褐色小礫混り粗砂層が堆積している。No. 54-6(標高 12 m)では、2 m の層厚をもっている表土の下に、+5.5 m までは礫混り玉石層が、また、+3.3 m までは灰褐色小礫混り粗砂層が、それぞれ堆積している。なお、これらの地質断面図における上部砂層相当層の色調は、大部分の資料が褐色、一部が灰褐色を呈しており、その層厚は 8.5~13.8 m にとどまっている。

上部粘土層相当層は、小礫混り粗砂層、粘土質粗砂層、粘土質粗砂層と小砂礫層との互層、粘土混り砂層、粗砂層、砂礫層、小礫混り中砂層、中砂層などの各堆積層により構成される。No. 54-1では-3.7~-4.2 m までは青色粘土層、-4.2~-16.3 m までは青色小礫混り粗砂層、-16.3~-21.5 m までは青色粘土質粗砂層、-21.5~-26.4 m までは青色粘土質粗砂層と小砂礫層と

の互層がそれぞれ堆積している。No. 54-2では+0.8~-+0.1 m まで青灰色粘土層、+0.1~-13 m までは小玉石を含む砂礫混り砂層(-9 m 前後に埋木を含む)が、また、-13~-18.1 m まで灰色小砂礫混り粗砂層、-18.1~-18.5 m まで青灰色小砂礫層が、それぞれ堆積している。No. 54-3では-1.8~-2.8 m まで灰色粘土混り砂層が、-2.8~-7.3 m まで青色粘土混り砂層が、-7.3~-9.4 m まで青色粗砂層が、それぞれ堆積している。さらに-9.4~-15.2 m までは粘土混り砂礫層、青色粘土混り粗砂層、青色砂礫層などが堆積する。そして、その下位の-15.2~-15.8 m には青灰色粘土層が、また、-15.8~-16.9 m までは青色砂礫層が堆積している。

No. 54-4では-0.8~-3.4 m および-3.4~-6.7 m の深度に存在する灰青色砂礫混り砂層や青色砂礫混り中砂層の下に、-6.7~-9.8 m まで青色中砂層が、また、-9.8~-12 m まで青色砂礫層が、それぞれ堆積している。No. 54-5では+1.5~-0.5 m までは青色細砂層が、-0.5~-7 m までは青色中砂層が、-7~-12 m までは褐色細砂層が堆積している。No. 54-6では+3.3~-3.6 m までは灰色粗砂層が、-3.6~-5.1 m までは小玉石混り砂層が、さらに-5.1~-9 m までは粘土混り砂層が堆積している。No. 54における上部粘土層相当層の層厚は 10.2~22.7 m であって、右岸側から左岸側に徐々に増大しており、その上限深度は+3.3~-3.8 m にある。上部粘土層相当層の色調は、青色・青灰色が主体をなし、一部が灰色を呈していて、上部砂層相当層とは異なっている。これは堆積物が還元鉄によって coating されていることを示唆しており、水成堆積層であることを裏付けている。

なお、No. 54における上部粘土層相当層の層相をみると、砂層、小砂礫混り粗砂層、粘土質粗砂層、粘土層などの細粒堆積層により構成されている。これに対して、上部砂層相当層は玉石層、玉石混り砂礫層、砂礫混り砂層などの粗粒堆積層により構成されているので、細粒堆積層から粗粒堆積層への層相変化が認められる。上部砂層相当層は、層相、層位より現在の最上川扇状地を構成する堆積層であって、最上川河口部付近の三角州平野の最上部を構成する上部砂層(市瀬, 1970b)に対比される山麓付近の粗粒堆積層である。また、上部粘土層相当層は、層相、層位よりみて、最上川の河口部付近に発達する三角州平野の主体を構成する上部粘土層(市瀬, 1970b)に対比される堆積層である。そして、山麓付近において上部砂層相当層の一部が現在の海水準下に発達していることや、その下に上部粘土層相当層が 10.2~22.7 m の層厚をもって堆積

していること、および、最上川北岸低地や京田川流域において、低平な三角州平野が出羽丘陵に接して展開すること、などの特徴に基づけば、庄内平野が山麓線付近を境として沈降運動を継続するものと判断される。なお、No. 54 の地質断面図にみる限り、現在の最上川扇状地を構成する堆積層の厚さは 8.5~13.8 m に過ぎないこと、および、最上川河口付近の三角州堆積層の直下に存在する上部砂礫層（沖積層基底礫層）（市瀬, 1970b）に対比される砂礫層を欠いていること、などを指摘できる。

最上川扇状地を構成する堆積層の下に存在する基盤岩層は、泥岩層や泥質砂岩層によって構成される。両層は岩質よりみて、最上川橋の南北両岸の出羽丘陵を形成する中新統の古口層（山形県商工労働部鉱業課, 1960, pp. 5~6）であると推定される。上限深度は -9~-26.4 m にあって、右岸側から左岸側に徐々に深度を増している。基盤岩層の N 値³⁾を No. 54-2 にみると、-19~-19.3 m の深度では 32, -24~-24.3 m の深度では 61, -28~-28.3 m の深度では 20, -30~-30.3 m の深度では 29 となっている。N 値は砂質泥岩層で最も高く 61 を、泥岩層で低く 20~32 を示している。

なお、最上川扇状地の堆積層や基盤岩層の性状を、地質断面図にみると、上述したような特徴をもっているが、現在の最上川の河床礫の粒径組成を、最上川橋にみると次の通りである。すなわち、256~512 mm (ϕ : -8~-9), 128~256 mm (ϕ : -7~-8), 64~128 mm (ϕ : -5~-6) などの粒径を示す砂礫により構成されていて、平均粒径は ϕ : -6.5 となっている（大矢, 1974）。最上川の形成する山麓付近の堆積地形は、地質断面図のみならず、現河床礫の粒径組成よりみても扇状地の堆積物によって構成されていることが知られるのである。

2) 京田川中流域の三角州平野

京田川中流域における三角州平野の地質断面をみると、平野を形成する堆積層は、上部粘土層と上部砂礫層により構成される（Fig. 4）。上部粘土層は粘土層を主体として間に細砂層の薄層を挟在する。No. 39 では -33 m まで粘土層が、No. 40 では -34 m まで粘土層がそれぞれ堆積するが、後者では -6~-10 m に層厚 4 m の細砂層が挟在している。No. 42 では -36 m まで、また、No. 41 では -32 m まで、それぞれ粘土層が堆積している。粘土層中には前者では -14~-16 m に、後者では -14~-17 m の深度に細砂層が存在する。また、No. 43 では層厚 37 m の粘土層が発達するが、粘土層中には -10~-11 m, -25~-27 m, -36

Fig. 4

~-39 m の深度に、それぞれ細砂層の薄層が堆積している。No. 44 では -21~-23 m および -25~-27 m の深度に、細砂層の薄層を挟在する粘土層（層厚 36 m）が堆積している。

上部砂礫層は砂礫層や中砂層より構成される。No. 43 を除く他の地質断面では、何れも砂礫層よりなるが、No. 43 では砂礫層の直上に中砂層（層厚 3 m）が堆積している。上部砂礫層の層厚は基底まで達する資料が得られないために不明であるが、No. 39 では 12 m 以上、No. 40 では 5 m 以上、No. 42 では 9 m 以上、No. 41 では 12 m 以上、No. 43 では 8 m 以上、No. 44 では 4 m 以上である。上限深度は No. 39 では -33 m, No. 40 では -34 m, No. 42 では -36 m, No. 41 では -32 m, No. 43 では -45 m, No. 44 では -41 m 以上であって、上流から下流へ緩く傾斜する。その平均勾配は 1‰ で、京田川流域における三角州平野の平均勾配（0.4‰）より急になっている。

上部粘土層は層相、層位よりみて、現在の三角州平野の堆積層であるので、京田川流域の凹地帯は、41~54 m の粘土層を主体とする細粒堆積層によって構成されていることが判る。上部砂礫層は層相、層位よりみて、最上川河口付近の三角州平野の直下に存在する上部砂礫層に対応する埋没扇状地礫層で、沖積層基底礫層に対比される（市瀬, 1970b）。なお、上部砂礫層が No. 54 において欠除している現象は、同砂礫層の堆積期における最上川が、扇頂部より南西方向に流れて京田川流域を流下していたことを示唆している。

3. 平野の地殻運動

最上川扇状地や京田川流域における三角州平野の地形および出羽丘陵の地形との関係に基づいて、平野の地殻運動について考察する。

最上川扇状地の 10 m, 11 m, 12 m, 13 m, 14 m の各等高線が、何れも北西より南東方向に配列する現象、

扇状地面の平均勾配が北西側よりも南西側に大きくなっている現象、および北西側よりも南西側に広がり、の狭い扇状地面の形態などを、一般の扇状地の現わす形態や等高線の配列状態 (Cotton 1960, pp. 197~198) (渡辺, 1976, pp. 165~169) と比較すると、最上川扇状地は異常な形態を呈するものと認められる。この異常な形態より、最上川の形成する扇状地の南西部には変形が存在すると判断される。そして、最上川扇状地の 10 m, 11 m, 12 m, 13 m, 14 m の各等高線の配列方向と、京田川流域の 10 m 等高線に表現される凹地帯の配列方向がともに同じであることは、京田川流域における凹地帯を形成する曲降運動が、扇状地や三角州平野の形成後においても継続することを示唆している。

なお、京田川流域における 10 m 等高線によって表現される北西～南東方向の凹地帯の南東延長上にある出羽丘陵の高度分布をみると、顕著な不連続線を形成している。この不連続線を境として、南西部では黒森山、虚空蔵山、鳥形山などに代表される山地が 700~1100 m の高度に、北東部では土湯山、柴倉山、高森山などに代表される山地が 250~600 m の高度にそれぞれ発達していて、両地域の間 450~500 m の高度差が存在する。高度分布の不連続線は約 40 km にわたって表現され、南東の延長部は山形盆地の西縁付近にまで達している。この一連の不連続線は酒田・石巻線 (岡山, 1974, pp. 47~49) に近接した位置に存在していて、方向も同線に一致している。これらの地形的特徴に基づけば、高度分布の不連続線は侵食作用に起因する急崖であると考えられるよりも、断層崖または撓曲崖と考えるのがより妥当である。そして、京田川流域における凹地帯の形成は、出羽丘陵の地形に表現される酒田・石巻線の運動に伴う曲降運動を反映するものである。最上川扇状地の等高線配列・10 m 等高線に表現される京田川流域の凹地帯の存在、さらに出羽丘陵における高度分布の不連続線との関係などを併せ考えると、最上川扇状地の変形は、扇状地南西部が京田川流域における曲降運動の影響を受けて、凹地帯に向かって低下することに起因するものと判断される。

なお、京田川流域の 10 m 等高線に表現される凹地帯の北西の延長部を横切って、鼠ヶ関・吹浦間の一等水準路線が通過している (Fig. 5)。この水準路線上の B.M. No. 6543 と B.M. No. 6544 は凹地帯の延長上に位置するので、両水準点の水準測量の改測成果 (B.M. No. 6517 を不動とする) を検討すると次の通りである。すなわち、B.M. No. 6543 では 1901~1934 年において 32 mm, 1934~1956 年において 25.4 mm 沈降し

Fig. 5

ている。また、B.M. No. 6544 も 1901~1934 年では 25.6 mm, 1934~1956 年では 17.6 mm 沈降していて、両水準点は B.M. No. 6541 または B.M. No. 6545, B.M. No. 6546 に比較してそれぞれが相対的に沈降していることになる (Fig. 6・陸地測量部, 1935, 地理調査所, 1958)。新潟地震 (1964 年) 時の変動を含む 1956~1966 年 (B.M. No. 6517 を不動とする) においても、B.M. No. 6543, B.M. No. 6544 が B.M. No. 6541, B.M. No. 6542 および B.M. No. 6546 に比較して相対的に沈降している (建設省国土地理院, 1969)。この相対的沈降量は B.M. No. 6543 では 20 mm, B.M. No. 6544 では 7.7 mm となる。両水準点の 1901~1966 年における累年変動量を、B.M. No. 6541 を不動として求めると、それぞれ 67.4 mm, 40.9 mm である。水準測量の改測成果に表現されるこの相対的沈降運動は、京田川流域における凹地帯を形成する運動が、新潟地震前、地震時においても継続することを反映している。なお、この種の沈降運動 (曲降運動) に伴って、最上川扇状地南西部の、凹地帯に向かって撓曲的に低下する現象が惹き起こされているものと判断される。

京田川流域における曲降運動の庄内平野の地形への表現は、10 m 等高線の形状や水準点の変動様式に着目すると、幅は 2~4 km, 曲降軸の延長は約 9.8 km に達している。庄内平野の南東部を北方または北北東の方向に流れる京田川が、添津の西方において急に北西方向に流路を転ずる現象は、京田川中流域の流路が、上

Fig. 6

述した曲隆運動の影響を受けていることを示唆するものである。

なお、最上川扇状地の南西部が、京田川流域における曲隆運動を受けて撓曲的に低下する現象の他に、同扇状地が異常な形態を示す現象として、最上川に沿う10 m 等高線の配列によって表現される地形がある。これは最上川が扇状地から自然堤防地帯に移行する地域において、北北東～南南西方向に長軸をもっている、波状の曲隆運動の影響を受けて、平野面に侵食の復活が存在することを示唆する地形である(市瀬, 1970a)。No. 54 より約6 km 下流に位置する庄内橋まで砂礫(平均粒径 ϕ : -6.2) が流送されている現象(大矢, 1974)は、最上川の流路に沿う10 m 等高線の表現する地形が、京田川流域におけるような三角州平野よりなる凹地帯の存在を示唆する地形ではなく、扇状地が侵食の復活を受けていることを物語っているのである。

結 語

最上川扇状地の広がりには北西方向に9.5 km, 南西方向に7 km であって、その形態は扁平である。扇状地上の10 m, 11 m, 12 m, 13 m, 14 m の各等高線は、何れも北西～南東方向に配列しており、扇状地面の平均勾配も北西方向よりも南西方向に急勾配である。これらの特徴より最上川の扇状地は変形を受けていると判断される。一方、最上川扇状地に接する京田川流域の10 m 等高線は、北西～南東方向に配列する凹地帯の存在を指示している。凹地帯の南東延長上の羽羽丘陵には、

顕著な高度分布の不連続線が存在していて、南西部が北東部より450～500 m 高くなっている。この高度分布の不連続線の形成は、断層または撓曲などの地殻運動に起因すると考えるのが妥当である。京田川流域における凹地帯の形成は、かかる運動に伴う曲隆運動を反映しているのである。上述した諸特徴を併せ考えると、最上川扇状地の南西部が、京田川流域の凹地帯における曲隆運動の影響を受けて、凹地帯に向かって撓曲的に低下するものと判断される。

なお、京田川流域における10 m 等高線に表現される凹地帯の北西延長上に位置する水準点の変動様式をみると、B.M. No. 6543, B.M. No. 6544 が1901～1966年間に、それぞれ67.4 mm, 40.9 mm の相対的沈降を行なっている(B.M. No. 6541 を不動とする)。この現象より、凹地帯を形成する運動やそれに伴う最上川扇状地南西部の、凹地帯に向かって撓曲的に低下する運動などが、新潟地震前や地震時においても継続することが知られる。京田川流域における曲隆運動の平野の地形への表現は、幅2～4 km, 曲隆軸の延長は約9.8 km に達している。京田川の中流域における流路は、曲隆運動によって形成される凹地帯と、南東～北西方向に流れているのである。

なお、最上川に沿う10 m 等高線の現わす形状は、余目付近の曲隆運動の影響を受けて、扇状地面に侵食の復活が行なわれていることを示す地形である。

最上川扇状地は、平野の地形に表現される波状の曲隆運動や曲隆運動によって、変形を受けているのである。

本稿をまとめるに当り、研究の機会を与えられた科学技術庁資源調査会およびボーリング資料を提供された昭和さく泉株式会社に対して謝意を表する次第である。

小論を故多田文男先生の霊に捧げ、冥福を祈ります。
(1979. 4. 21 受理)

注

- * 日本地理学会 1978 年秋季学術大会(新潟)にて発表したものの一部に加筆。
- 1) 大正 2 年測量・昭和 39 年改測による。
- 2) 最上川扇状地の扇頂(標高約 25 m)より、標高 16.7 m の水準点に近接する 15 m 等高線に至るまでの距離と標高差より求めた。
- 3) 基盤岩層以外の堆積層の N 値に関する資料は得られない。

文 献

地理調査所 (1958)：一等水準点検測成果集録，4，4
Cotton C.A.(1960)： *Geomorphology* Whitcombe and Tombs LTD 505 ps.

市瀬由自 (1970a)：庄内平野の活褶曲，東北地理，22，218
—— (1970b)：庄内平野の地形と洪水，科学技術庁資源調査会編：最上川の治山治水に関する調査報告，科学技術庁資源調査会報告，55，61～68
—— (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
建設省国土地理院 (1969)：一等水準点検測成果集録 (昭和 41 年度観測) 11，41-10
大矢雅彦 (1974)：最上川における砂レキ流動に対して盆地・峡谷のもつ意義，東北地理，26，123～129
岡山俊雄 (1974)：日本の山地地形，古今書院，246 頁
陸地測量部 (1935)：昭和 9 年度一等水準点検測成果集録，付図，10，11
多田文男 (1970)：水準測量改測によって知られた山地の隆起と盆地の沈降，科学技術庁資源調査会編：最上川の治山治水に関する調査報告，科学技術庁資源調査会報告，55，35～36
渡辺 光 (1976)：新版地形学，古今書院，318 頁
山形県 (1954)：地形分類図・鶴岡 (5 万分の 1)
山形県商工労働部鉱業課 (1960)：20 万分の 1 山形県地質図および同説明書，42 頁

The Relationship between Landform and Crustal Movement on the Mogamigawa Fan in Shonai and its Southwestern Side.

Yoshimi ICHINOSE

The author's observation on landform and crustal movements of Shonai- Mogamigawa Fan and its southwest side may be summarized as follows;

Mogamigawa Fan extends 9.5 km northwestward and 7 km southwestward. All the contour lines of 10 m, 11 m, 12 m, 13 m and 14 m shows the elongation northwest and southeast. The average gradient of the fan surface is steeper southwestward than northeastward. These features tell us that the Mogamigawa Fan has undergone deformation.

On the other hand, the 10 m contour line in Kyoden Gawa district, to the southwest of Mogamigawa Fan suggests the existence of trough in direction of northwest to southeast. In the Dewa Hill- Land, where this trough extend, there exists clear discontinuity of altitude, i. e. the south- west is 450- 500 m higher than the north- east. It is safe to assume that the formation of the altitudinal discontinuity due to crustal movements such as faulting and flexure and the formation of trough along Kyoden Gawa reflects the down- warping ac-

companied by the crustal movement. Further, the southwest part of Mogamigawa Fan, influenced by the down- warping of Kyoden Gawa's trough, sank flexure toward the trough.

Precise levelling records of benchmarks located on the north- west of the trough, indicate subsidence of 67.4 mm for B.M. No. 6543 and 40.9 mm for B.M. No. 6544 during the period 1901 to 1966. The crustal movement which resulted in the trough and the flexure has continued up to now.

The resultant features of down- warping around Kyoden Gawa show a trough with the extension of 9.8 km x 2- 4 km, and the Kyoden Gawa flows northwestward in the trough. Further, the landform apparent with the 10 m contour line along the Mogamigawa suggests a revival of erosion influenced by the up- warping around Amarume.

The Mogamigawa Fan has been modified by the wave- shaped down- warping shown as the trough and the up- warping.