

# 松之山五十子平地域の地形発達史と地すべり

## —地すべり発生の条件—

布 施 弘

### 1 はじめに

新潟県十日町市の五十子平(いかごたいら)地すべり地と下鰈池(しもえびいけ)地すべり地及びそれらを含む周辺地域(旧東頸城郡松之山町)の地形と地質を調査した。その結果を基に地形発達史を明らかにし、この地域の地すべりが発生する諸条件について検討する。また、地形発達史と地すべりとの関係を明らかにする。

地形の発達と地すべりとの関係を、岡林ほか(1978)は次のように指摘している。地すべりや崩壊などの土砂災害は地形形成の一過程と考えられるので、これらの現象を解明するためには、現在の地形的、地質的特徴を十分に把握し、その斜面が今日までに受けてきた変化の歴史を解明する必要がある。また、望月(1999)は、地すべりは各地の山地や丘陵の地形変化の過程で、それらが基本的にもっている性質に規制されて発生しているのであり、地域の地形がどういう方向に変化してきているかを研究する必要があると述べている。

これまでに新潟県内の3地区で、地形の発達と地すべりとの関係を検討してきた。地獄沢(十日町市)では、馬蹄形の急崖とその麓に広がっている緩斜面は、古河川による浸食と堆積によって形成された地形であった(布施、2001a)。そして、東野名地すべり地(魚沼市)や大松山周辺地域(十日町市)の地すべりは、地形の発達を歴史的条件にしていた(布施、2002b、2006)。つまり、地形は地すべりの発生とは無関係に発達しているにもかかわらず、地すべりの発生には、地形がある発達段階にまで達していることが必要であった。

現地調査は踏査だけで行った。また、出土した木片や腐植土等を試料として<sup>14</sup>C年代を測定した。年代測定は、(株)地球科学研究所に依頼した。

現地調査及びこの報文に用いた地形図は、国土地理院の2万5千分の1図幅「大割野」及び「千手」を使用した。

### 2 地形と土地利用

調査地は、旧松之山町の中心部から東に2.3kmの地点にある松之山五十子平(以下、「五十子平」という。)を中心にして、南は松之山下鰈池(以下、「下鰈池」という。)、北は松之山坪野(以下、「坪野」という。)の3地区を含む、面積およそ190haの範囲である(次頁、図一1)。周辺は関田山脈から北に連なる丘陵性の山地であり、越道川と東川とに挟まれている狭い尾根の一郭である。調査地は、尾根の東斜面、東川の左岸地域である。

下鰈池地区から五十子平地区にかけての南部地区では、尾根から比較的なだらかな傾斜地が続いている。その斜面を国道353号が、下鰈池地内の東川に向かって斜めに横切っている。国道の東側には標高351mの小規模な丘状の地形があり、その南に北西から南東

に向かう狭い地すべりの跡がある。また、五十子平集落の南にも、地すべりの跡がある。それらは、それぞれ下鰈池地すべり地(下鰈池地すべり防止区域の一部)と天明の地すべり地(五十子平地すべり防止区域の一部)である。下鰈池集落の後背地などにも小規模な地すべり地がある。

五十子平地区から坪野地区にかけての北部地区では、高館城址を頂く尾根からの斜面が急斜面となっている。その麓には広い平坦面が階段状に広がり、全体として緩斜面になっている。それらは水田として利用されている。中央部には、林地となっている小さな丘状の高まりがある。

この緩斜面の東端を、県道五十子平真田線が横断している。県道から東側の斜面には、五十子平集落と坪野集落とのほぼ中間に、北西―南東方向に伸びている小規模な尾根がある。その尾根を挟む南北の中・下部斜面は抉られたような凹地形をしている。

下部斜面は急斜面となっている。坪野集落

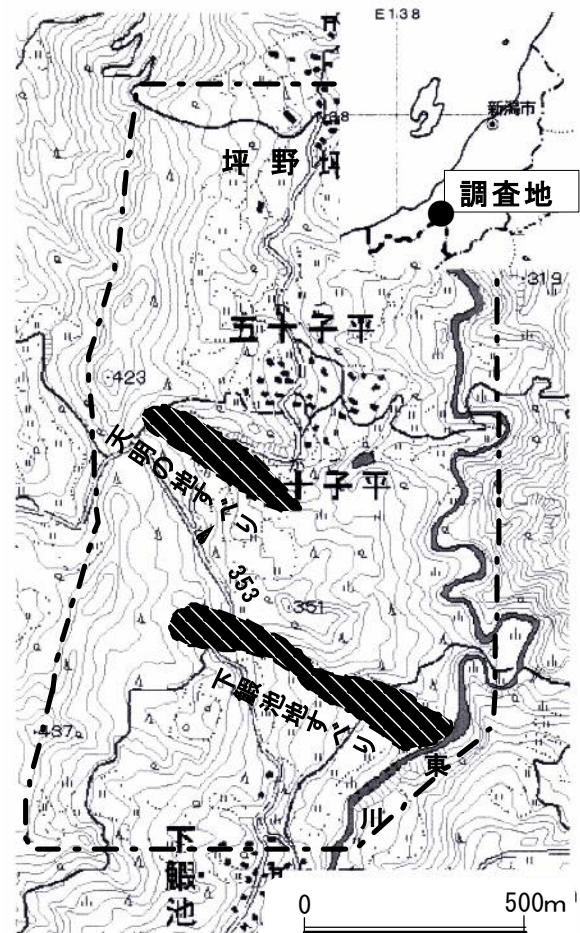
の周辺は、その地名<sup>\*1</sup>が示しているように、東西を尾根の急斜面に囲まれた盆地状の緩斜面となっている。北部地区には、顕著な地すべり地はみられない。

緩斜面や平坦面が、調査地全体に南北方向に細長く分布している。それらは標高を基準にして4段に区分できる(下表)。それぞれは、小さい段差でさらに複数の平坦面に細分されることがある。住宅地のほか水田や畑地などの耕作地あるいは杉の植林地として利用されている。

表 緩斜面・平坦面の標高と分布地区

区分	標高 (m)	主な分布地区
1	390～380	下鰈池から五十子平地区、坪野地区
2	380～310	下鰈池から坪野地区
3	300～290	五十子平地区及び坪野地区
4	270～260	五十子平地区及び坪野地区

<sup>\*1</sup> 地名の由来：坪野とは、屏風を立てたような山に囲まれた坪(平坦面)にある段丘地に由来する(松之山町、1991)。

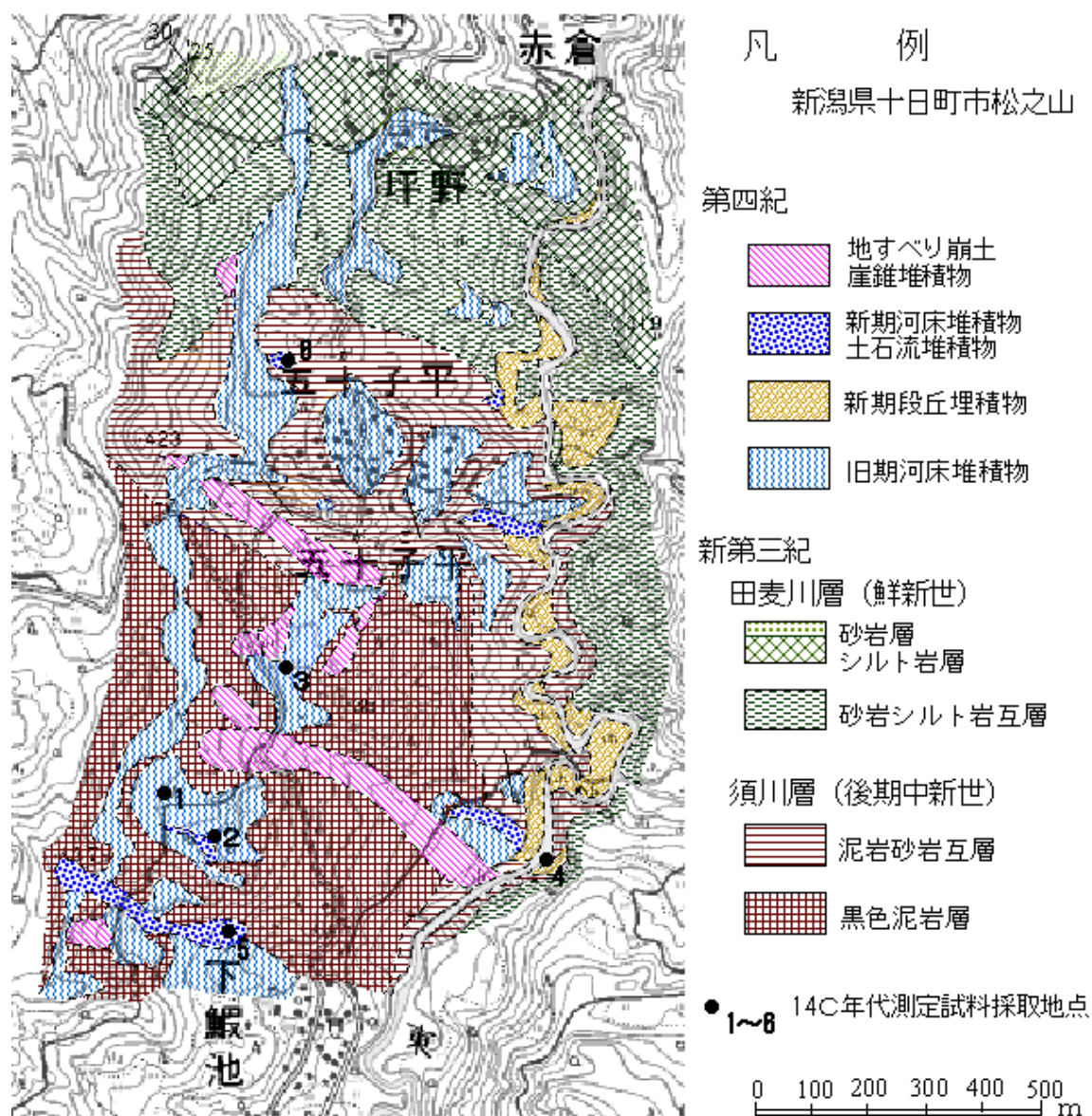


図一1 調査地の位置と地形

東川の両岸に小規模な段丘が発達している。東川からの段丘面の比高は、3 mから5 m程度である。段丘面は水田や荒蕪地となっている。

### 3 地質

調査地には、新第三紀層と第四紀層とが分布している(図一2)。新第三紀層は、後期中新世の須川層と、鮮新世の田麦川層である。それらを覆って、第四紀完新世の旧期河床堆積物と新期段丘埋積物や地すべり崩土及び土石流堆積物などが分布している。



図一2 松之山五十子平近傍地域地質図

#### 3-1 新第三系

竹内ほか(2000)は、須川層及び田麦川層をそれぞれ新潟油田標準層序の椎谷層及び西山層の下部層に対比し、それらの岩相について、次のように記載している。須川層の岩相は、塊状の黒色一暗灰色泥岩からなり、一部で泥岩砂岩互層を挟む。泥岩は層理や鱗片状葉理

をもたず、しばしば走向傾斜を判定することが困難となる。泥岩は径数センチメートルから十数センチメートルの石灰質団塊を含む。上位に田麦川層のシルト岩相が重なる地域では、上位になるにつれて色調が灰色になり粒度もやや粗粒化して田麦川層のシルト岩に漸移する。

調査地の須川層は、南部地区に分布している。岩相は塊状の黒色泥岩である。ところどころで細粒砂岩層を挟んでいる。風化した黒色泥岩は、乳白色から灰白色になっている。楕円形のたまねぎ状割れ目が見られることがある。

五十子平集落周辺の須川層は、泥岩砂岩互層である。高館山(423m)から東にのびる尾根の南側斜面は開削され、長さおよそ 100m、高さ 10m 以上にもなる法面となっていた。ここでは、黒色泥岩と細粒砂岩の互層が発達していた。泥岩層と砂岩層との層厚はそれぞれ 1 m から 20 cm 程度であった。それらの層理面の走向傾斜は N30°W、15°E であった。下部では黒色泥岩が優勢であり、上部では灰色の砂岩が優勢であった。

調査地の田麦川層は、下鰐池地区の東川の右岸から坪野地区にかけて分布している。その岩相から下部層と上部層とに分けられる。下部層は砂岩層とシルト岩層との互層であり、東川の右岸に沿った狭い帯状の範囲と五十子平から坪野にかけて分布している。一部に泥岩層を挟んでいる。上部層はシルト岩相であり、灰色のシルト岩層とそれを覆う灰色の細粒砂岩層である。細粒砂岩層は、坪野集落及びその北に分布している。

尾根部周辺の市道松口坪野線に沿う上部層のシルト岩層には、塊状の部分と成層している部分とがある。成層部の各単層の層厚は 30 cm 程度である。その走向傾斜は N45°W、30°NE である。シルト岩層の上部は細粒砂岩との互層になり、上位の細粒砂岩層に移行している。互層部でのシルト岩と砂岩のそれぞれの層厚は 2 cm 前後と 6 cm 前後である。シルト岩砂岩互層の走向傾斜は N40°W、20°NE である。細粒砂岩層は市道の峠付近に分布している。風化して黄褐色となっている。層厚は 5 m 以上である。走向傾斜は N30°W、25°E である。固結度は小さく、ハンマーで容易に掘削できた。

### 3-2 第四系

#### 完新統（旧期河床堆積物）

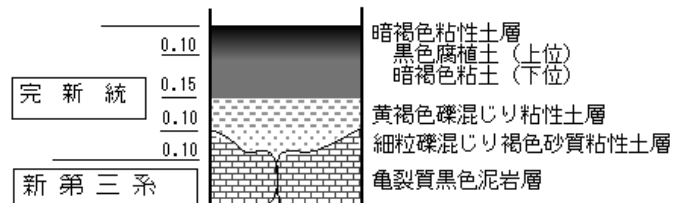
調査地に広がっている平坦面や緩斜面には、泥岩の礫を混じる粘性土あるいは粘性土を混じる礫質土が分布している。礫は泥岩の角礫であり、5 cm 前後のサイズが多い。これらの礫混じり粘性土や礫質土は固結度が弱い。礫と礫との間に細粒分がなく隙間があることがある。ところによっては、ほとんど礫を含まない粘性土層もある。いずれも新第三系を不整合で覆っている。火山灰層やローム層は分布していない。

下鰐池地区の最上位の緩斜面には、礫混じり粘性土層が分布している。この斜面を深さ 90cm まで掘削して調査した。調査地点は、幅 10m ほどに開けた谷間になっている平坦面である。その周囲は、林地や荒蕪地となっている。泥岩の角礫を多量に混じる黄褐色の粘性土層が分布している。角礫のサイズは、大きいもので 20cm 程度であり、多くは 5 cm 程度である。塊状無層理である。層厚は 90cm 以上である。



下鰐池地すべり地の南に隣接して、広い緩斜面がある。この緩斜面は、上段平坦面から下段平坦面まで3段の平坦面に細分される。一部が水田や畑地として利用されているほかは、杉の植林地となっている。この緩斜面には、3種類の完新統が分布している。上段平坦面には暗褐色粘性土層が分布し、中段及び下段平坦面には黄褐色礫混じり粘性土層が、そして緩斜面の南側を浸食している沢に沿って赤褐色の礫混じり粘性土層がそれぞれ分布している。暗褐色粘性土層と赤褐色の礫混じり粘性土層とは、いずれも軟質であり、軽いハンマーで容易に掘ることができた。中段及び下段平坦面の黄褐色礫混じり粘性土層は締まっており、軽いハンマーでの掘削は容易ではなかった。塊状無層理である。

上段平坦面横の、高さ2mほどの段差の急斜面には、暗褐色の粘土層で代表される粘性土層が分布している(図一3)。最大の層厚は45cmである。その層相から、下部層と上部層とに分けられる。下部層は、黄褐色の粘性土層であり、亀裂が発達した



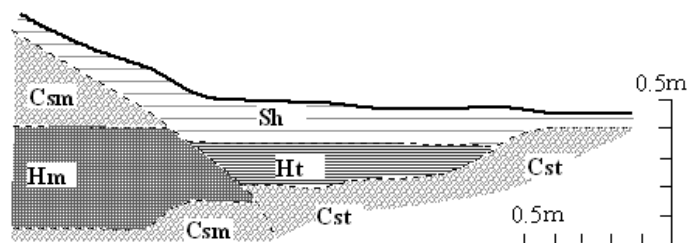
図一3 上段平坦面の暗褐色粘性土層

新第三系の黒色泥岩層を不整合で覆っている。それらの境界面には、鏡肌や擦痕はない。粘性土層の最下部は、多量の細礫を混じる褐色の砂質粘性土層であり、黒色泥岩の亀裂に入り込んでそれを埋めている。その上位10cmは少量の泥岩礫を混じる黄褐色の粘性土層である。礫の大きさは3cm程度である。礫は上部に向かうにつれて漸減している。

上部層は、多量の腐植物を含む暗褐色の粘土層である。少量の泥岩礫を含んでいる。腐植物の量は下部から上部に向かって漸増しており、最上部では黒色の腐植土層になっている。腐植土層は、厚さ10cmであり、水平に広がっている。この腐植土の $^{14}\text{C}$ 年代は $1,310 \pm 60$  y. B. P. であった(図一2の●1地点)。これを大気中の $^{14}\text{C}$ 濃度の変化を考慮した補正曲線を用いて暦年に換算すると、A. D. 690年頃(大和時代晩期=飛鳥時代)である。

中段平坦面には、黄褐色の礫混じり粘性土層が分布している。層厚は8m以上である。

その最下部に、泥岩の角礫を含む濃紫褐色をした腐植土層がある(図一4のHm、図一2の●2地点)。腐植土層の層厚は35cmである。腐植土層と上位の礫混じり粘性土層との境界は水平であり、明確な層理面がない。つまり後者は前者に引き続いて堆積したのである。この腐植土の $^{14}\text{C}$ 年代は、 $650 \pm 70$  y. B. P. であった。暦年に換算すると、A. D. 1300年頃である。上



図一4 中段平坦面の最下部(左)と下段平坦面の上部(右)(断面図)

Sh : 腐植物混じり表土 Ht : 濃褐色腐植土(下段)  
Cst : 礫混じり粘性土(下段) Csm : 礫混じり粘性土(中段)  
Hm : 礫混じり濃紫褐色腐植土(中段)

段平坦面が形成されてからおよそ 600 年後に、中段平坦面が形成され始めていたのである。

図一 4 の濃褐色腐植土層(Ht)は、下段平坦面が河成地形(布施、2001b)であることを示している。この腐植土層は、下段平坦面を形成した古河川が、浸食崖(中段平坦面の崖)に沿って残した池沼の跡である。また、中段平坦面の堆積物と下段平坦面のそれとの境界には、鏡肌や擦痕など地すべりを推定させる痕跡がない。

この緩斜面の南側を浸食している沢の両岸には、赤褐色の礫混じり粘性土層が分布している。大きさ 2 cm 以下の角礫を多量に含む粘性土である。礫種は、黒色泥岩である。近年の堆積物である。

下鰈池地すべり地の北、標高 351m の小規模な丘状の地形の北西斜面に、幅広い緩斜面が広がっている。緩斜面の頂部や下部斜面の平坦面は畑や水田として利用され、一部は荒蕪地となっている。緩斜面に池沼が点在している。上部斜面には細粒の泥岩礫を主体とする礫質土や粗粒礫を含む軟らかい礫質土が分布し、下部斜面には泥岩の角礫を混じる脆弱な黒褐色の粘性土が分布している。黒色泥岩層(須川層)を水平に覆っている。それらの境界面には、鏡肌や擦痕など地すべりの痕跡がない。

上部斜面には、地表から 65cm の深さに、黒紫褐色の腐植土層が細粒の礫質土に挟まれて水平に分布している(図一 2 の●3 地点)。腐植土層の層厚は、およそ 30cm である。腐植土の  $^{14}\text{C}$  年代は、 $1,160 \pm 70\text{y. B. P. (A. D. 890 年頃)}$  であった。

五十子平地区では、礫混じり粘性土層や黒色泥岩の角礫が集まった礫質土層が、泥岩層(須川層)を覆っている。礫質土層は、天明の地すべり地の頭部の平坦面や地すべり地の南側にある尾根に分布している。礫は、大きさ 15cm 程度の黒色泥岩や砂岩の角礫である。層厚は 1m 程度である。礫質土層の最下部には、淡青灰色の軟らかい砂質シルト層がある。砂質シルト層の厚さは 3.5 cm である。下部の 3 cm には、少量の腐植物が含まれていた。上部の 0.5 cm は、上位の礫質土を浸透してきた地下水で汚染されて赤褐色になっている。なお、下位の黒色泥岩の表面には鏡肌や擦痕がなく、浅く緩い凹凸を 15 cm ほどの幅で繰り返す平滑な面である。古河川による浸食面であろう。

最低位の旧期河床堆積物は、五十子平地内の東川左岸で、段丘状の平坦面を形成している。平坦面は水田として利用されている。農道脇の高さ約 2 m の崖に、泥岩の角礫を混じる黄白色の軟質な粘土層が分布している。角礫の大きさは 3 cm 程度である。塊状無層理である。層厚は 1.6m である。淡黄褐色の細粒砂岩層(須川層)を水平に覆っている。境界面には、鏡肌や擦痕など地すべりの痕跡がない。

下鰈池地内の末端斜面にも、最新期の旧期河床堆積物が分布している。馬蹄形の急崖の麓に広がる緩斜面に、未固結の砂礫層を含む礫混じり粘性土層が須川層の砂岩層を不整合に覆っている。礫は、主として大きさ 1 cm 以下の泥岩の円礫である。5 cm から 7 cm 程度の大きさの礫が含まれている。また、長径が 25cm から 30cm 程度の安山岩の円礫が含まれている。ごく稀に、黒色のチャートの円礫が含まれていた。チャートの礫は、1 cm から 3 cm 程度の大きさであり、磨かれたような艶があった。下位の須川層との境界は、緩く大き

く波打っている。境界面の凹部には礫が集まっている。この緩斜面と東川との間には、さらに低位の平坦面、次に述べる新期の段丘面が広がっている。

### 完新統（新期段丘堆積物、土石流堆積物等）

東川の両岸には、小規模な河岸段丘が発達している。それらの段丘の埋積物は、黒色泥岩の角礫を混じる粘性土であり、角礫の大きさは3 cmから5 cm程度であることが多い。それらの礫混じり粘性土層は、須川層や田麦川層を不整合で覆っている。段丘面の一部を、土石流堆積物や小規模な地すべり崩土などが覆っていることがある。

それらの段丘のひとつに、五十子平地内の東川左岸に位置している段丘がある。天明の地すべり地の脇を流下してきた八百沢が東川に合流する直前の右岸に広がっている。後背地の斜面は、西に湾曲した馬蹄形の急崖となっている。段丘面の標高はおよそ235mであり、東川からの比高は4 m程度である。

この段丘の埋積物は、黒色泥岩の角礫を混じる褐色の粘性土である。黒色泥岩の礫の多くは、乳白色や青灰色に風化している。粘性土部分の固結度は、やや締まっている程度である。軽いハンマーで掘ることができた。塊状無層理である。須川層の泥岩砂岩互層を水平に覆っている。埋積物の厚さは50 cm程度である。しかし馬蹄形の急崖の麓では、急崖に沿うおよそ10mの幅を溝状に、厚さ1.5m以上の埋積物が堆積している。これは、旧東川が馬蹄形の急崖に沿って蛇行していたこと、同時に、馬蹄形の急崖が旧東川による浸食崖であったことを示している。

この段丘の北側を八百沢が浸食している。八百沢の幅は約1 mであり、深さは1.5mほどである。その左岸に、面積が20 m<sup>2</sup>程度の小規模な浅い池がある。池の標高は、右岸の段丘面よりも50 cmほど高くなっている。池の上流端は流入した土砂で埋められており、周辺の野草が侵入している。池にはトクサ(*Equisetum hyemale* L.)とオモダカ(*Sagittaria trifolia* L. var. *trifolia*)が繁茂している。トクサは池のほぼ全域に分布しており、オモダカは池の周縁部でトクサと混在している。これらは多年生水草であり、この池が安定した池であることを示している。池から下流の地形は、およそ10mの幅で広く抉られたように窪んでいる。窪地の下流端は、段丘面よりも1 m以上も低くなっている。

この池とその周辺には、泥岩の角礫を混じる濃褐色の粘性土が分布している。多くの礫の大きさは2 cmから3 cm程度である。数センチメートルの角礫や、長径が20 cm程度の硬い珪質泥岩の角礫を含んでいる。堆積物の最大の厚さは1.5m程度である。塊状無層理である。段丘の埋積物を覆っている。それらの境界は明瞭である。その境界面には、鏡肌や擦痕あるいは粘土層などが無い。また、基質の粘性土部分は、段丘の埋積物よりも軟質である。軽いハンマーで容易に掘ることができた。新期の土石流堆積物である。

これらのことは、次のことを示している。かつて、八百沢は段丘北側の厚い埋積物を浸食し、幅広い窪地を形成していた。その窪地に、天明の地すべりの崩土の一部が八百沢を土石流状になって流下し、堆積した。その頭部に池が形成された。八百沢は、段丘の埋積物と土石流堆積物との境界を浸食し、現在のような狭く深い沢になった。

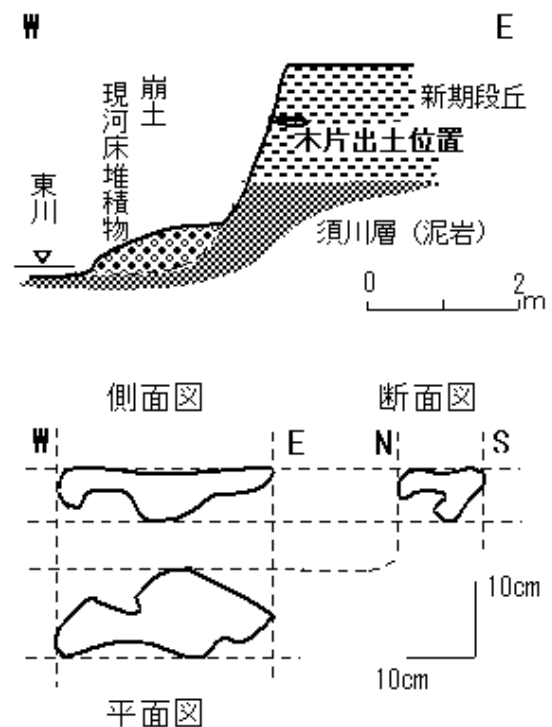
下鰐池地内の東川の右岸にも、小規模な段丘がある。この段丘は、上に述べた段丘よりもおよそ 700m 上流に位置している。段丘面の標高はおよそ 250m であり、東川からの比高は、およそ 3m である。東に湾曲した高さ 50m を超える馬蹄形の急崖の麓にあって、半円状の平坦面となっている。段丘の上流端と下流端では、それぞれ 3m 程度の幅で溝状の凹地となっている。溝状の凹地は急崖に沿って湾曲している。

この段丘の埋積物は、黒色や乳白色の泥岩の角礫を混じる、青灰色や灰褐色の粘性土である。硬い珪質泥岩の角礫を混じることがある。角礫の大きさは 3cm から 5cm 程度であることが多い。長径 20cm の角礫も含まれていた。基質の粘性土部分は締まっており、軽いハンマーでようやく掘ることができた。塊状無層理である。この礫混じり粘性土層の層厚は 1.3m から 2m 程度である。泥岩層(須川層)を水平に覆っている。泥岩との境界には、長径が 5cm から 10cm 前後の亜円礫が挟まれていることがある。基底礫岩である。礫混じり粘性土層と泥岩層との境界は明瞭である。それらの境界面には鏡肌や擦痕がない。

この段丘から木片が出土した(図—5)。木片の表面は黒くなっていた。内部は黄褐色であり、堅かった。木目(柾目)が明瞭であることから判断して、この木片は針葉樹である。おそらく杉であろう。木片の形状は長さ 28.7cm、最大幅 11.5cm、最大厚 7cm であった。木片の上面はほぼ水平で、やや丸みを帯びた平滑な面であった。下面は下流側(北側)が深く抉られており、かつ凹凸に富んでいた。その断面の形状は、「フ」の字型であった(図—5下)。埋もれていた木片の長軸方向は、東川に直交する方向であった。このような、木片の形状と埋もれていた状態さらに基底礫岩の存在は、この木片が、かつての東川(旧東川)によって埋積したことを示している。

木片の  $^{14}\text{C}$  年代は、 $80 \pm 50\text{y. B. P.}$  であった(図—2の●4地点)。これを暦年に換算する

と、次の 3 期に該当した。すなわち、A. D. 1670 年から 1770 年の間、1800 年から 1940 年の間及び 1950 年以降現在までの間である。つまり、この木片は、江戸時代中期以降に埋積したのである。ところが、先に述べたように、この段丘に対比される五十子平地内の段丘の一部を、天明の地すべりに伴う土石流状になった崩土が覆っている。したがって、この木片を含むこれらの礫混じり粘性土層は、天明の地すべり(1785 年)よりも前に、つまり、江戸時代中期(1720 年頃)にはすでに堆積を始めていたのであり、天明の地すべりが発生した江戸時代後期には、それらはすでに段丘化していたのである。



図—5 木片(杉)の出土状況と形状



なお、新潟県内での江戸時代の河岸段丘としては、高田平野の関川に沿う関川面(高田平野地盤沈下団体研究会、1973)がある。高田平野団体研究グループ(1981)は、高田城の古地図に示された旧関川の蛇行の様子と現在の関川の蛇行の跡との比較から、関川面が段丘化した時期を江戸時代であると推定している。

ところで、東川に沿うこの段丘にある溝状の窪み(凹地)には、角礫を混じる褐色の粘性土が分布している。角礫は黒色や乳白色の泥岩である。粘性土部分は柔らかい。塊状無層理である。礫混じり粘性土の底部は、東川の河床付近にまで下がっている。底部には、直径5 cmほどの泥岩礫(円礫)が集まった層厚約15 cmの礫層がある。基底礫岩である。これらのことと地形とから判断して、この溝状の窪みは、馬蹄形の急崖に沿って旧東川が蛇行していた跡である。蛇行した旧東川は段丘の埋積物を再浸食し、さらに泥岩層をも抉って、礫混じり粘性土を堆積させたのである。

この段丘面の一部を、泥岩礫を僅かに混じる濃褐色の粘性土が覆っている。この粘性土から、黒褐色になったススキ(*Miscanthus sinensis* Andersson var. *sinensis*)の塊が出土した。大きさはこぶし大であり、茎と葉が含まれていた。茎は硬くて艶があり、近年に埋まったことを示していた。小規模な地すべり性の崩土であろう。

#### **完新統(その他の土石流・扇状地堆積物、地すべり崩土等)**

完新世の堆積物としては、上に述べた段丘の埋積物やそれを覆う新期の堆積物などのほかにも、土石流堆積物や扇状地堆積物、地すべり崩土などがある。

調査地の最南端にある緩斜面の北部に、上部斜面から続く狭い凹地形がある。その末端部は緩い高まりになっている。末端部の下流側の面は、高さ1 m幅2 m程度の崖になっている。崖には、黄白色の礫混じり粘性土層が分布している。礫は2 cm程度の大きさの泥岩の角礫である。黒色泥岩の巨礫が混じっている。巨礫の大きさは、みかけの長径が145 cmであり、短径が60 cmである。巨礫の長径方向は、ほぼ水平である。基質の粘性土はやや締まっており、軽いハンマーでようやく掘削できた。層厚は85 cm以上である。巨礫を含む岩相と地形とから判断して、この堆積物は土石流堆積物である。後に図一6に示す緩斜面3の一部を覆っていることから、その発生時期は、室町時代末期より後である。

この土石流堆積物の崖で、地表から70 cmの深さに、黒色の腐植土が薄いレンズ状に挟まれていた。その最大の幅と厚さは、それぞれ6 cmと約2 cmであった。この腐植土の<sup>14</sup>C年代は8,550±100y. B. P. (B. C. 7580年頃)であった(図一2の●5地点)。この土石流は、黒色泥岩の巨礫と共に、およそ9,500年前の植物片を礫として含んでいたのである。

五十子平集落の北側にある沢の上流部には、谷を埋めた小規模な扇状地がある。浅いU字型の小規模な沢の谷頭は、上位の平坦面(緩斜面1)を浸食し、高さ約5 mの急崖となっている。急崖の麓に堆積している崩土には杉の倒木が含まれており、近年にも小規模な崖崩れが続いていることを示している。谷頭の急崖からおおよそ50 m下流で幅広い谷地形となっており、そこに小規模な扇状地が広がっている。扇状地の直下流には、小規模な池がある。扇状地からの沢水は池の脇を細い流れとなって流下し、須川層の砂岩層を深く浸食し

ながら東川に合流している。

この扇状地の末端は、ほぼ垂直な崖となっている。崖の高さは 1.6m であり、幅は 3 m ほどである。乳白色から黄白色の軟らかい粘土層が堆積している。黒色や乳白色となった泥岩の角礫が混じっている。角礫の大きさは数センチメートル以下であり、5 mm 以下の小礫が多い。塊状無層理である。粘土層全体の層厚は 2 m 程度である。

この崖の深さ 90 cm のところに、強いリグニン(lignin)臭がする黒色土壌が水平に挟まれていた(図一2の●6地点)。そのみかけの厚さと幅は、それぞれ 10 cm と 25 cm であった。この黒色土壌の  $^{14}\text{C}$  年代は  $860 \pm 50 \text{ y. B. P.}$  であり、暦年に換算すると A. D. 1190 年頃(平安時代末期)であった。この扇状地は、およそ 820 年前には形成されていたのである。その頃に、谷頭で崩壊が発生したのであろう。

下鰐池地すべりの崩土は、3 cm から 5 cm 程度の泥岩の角礫を多量に含んでいる。角礫は乳白色に風化している。そのため、湿った崩土は灰褐色をしており、乾燥した崩土は淡灰色をしている。

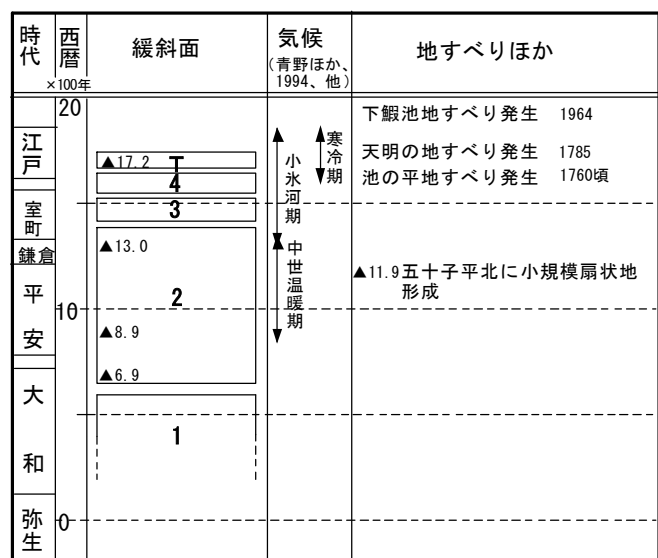
天明の地すべりの崩土は、黒色泥岩の角礫を多量に含む粘性土である。角礫の大きさは、多くは 3 cm から 5 cm 程度である。それらの礫は灰白色に風化していることが多い。崩土層全体の色は、赤褐色である。

そのほか、高館山の東側急斜面の麓や下鰐池地区に、貝殻を伏せたような緩い凸地や水田となっている緩い凹地がある。小規模な地すべり地形である。それらの崩土は、多量の泥岩礫を含む濃褐色の粘性土である。礫の大きさは、おおむね 10 cm 以下である。1 m 以上の泥岩塊を含むことがある。一部の崩土には、擦痕をもった泥岩塊が含まれていた。

#### 4 地形発達史

調査地から西に 5 km ほど離れている大松山周辺の山塊は、中期更新世の頃から陸化を始めており(布施, 2006)、完新世初期には、越道川は深い溪谷を刻み始めていた。その頃には、すでに現在とほぼ同様の地形になっていたのである。しかし、調査地では、現在とほぼ同様の地形が形成されたのは、江戸時代であった(図一6)。

調査地やその周辺の山塊が陸化した時期は明らかではない。しかし、およそ 9,500 年前の植物片が土石流の礫となって含まれていたことから、完新世初期には、すでに植生が繁茂していた



図一6 緩斜面の形成期

1～4：緩斜面（前掲の表を参照）T：新时期段丘

▲数値： $^{14}\text{C}$  年代測定値(西暦、×100 年)

ことは明らかである。したがって、完新世初期には、すでに陸化していたのである。

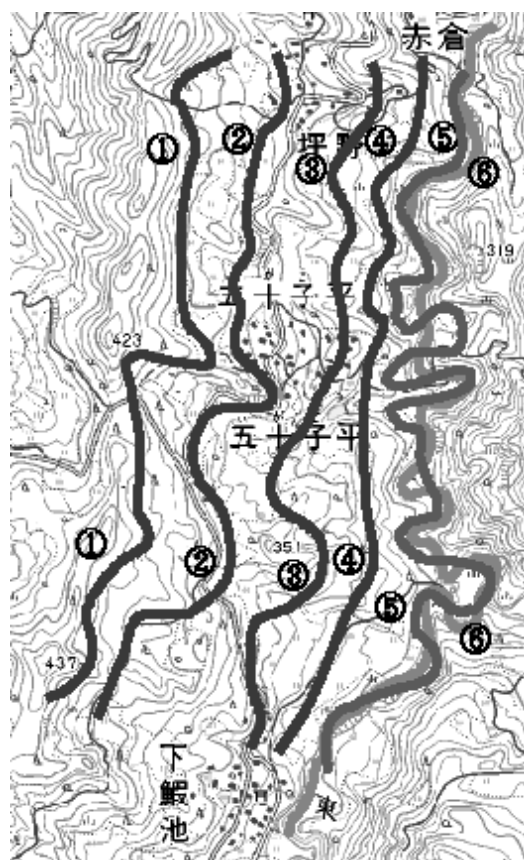
ところが、その頃の古河川の跡が残されていない。後に越道川に合流することになる古東川は、まだ発達していなかったのである。古東川が調査地の山塊を浸食し、現在の地形が形成され始めたのは、次に述べるように、おそらく 2,000 年前頃からであろう。

調査地に分布している緩斜面の形成期を図一6に示す。最低位の緩斜面4が形成された時期は、現在の河川との位置関係及び他の緩斜面や段丘での<sup>14</sup>C年代測定結果から判断して、安土桃山時代から江戸時代初期である。また、最上位の緩斜面1が形成されたのは、緩斜面2(A.D. 690年頃)の直前であり、したがって大和時代であった。

それらから判断して、調査地に残る最古の古河川跡つまり緩斜面1の年代は、およそ1,500年前であろう。その古河川(古東川)は、調査地の山塊の尾根に近い東斜面に、下鰈池から坪野に向かって北流していた(図一7の①)。古東川は、新第三系を浸食しながら礫混じり粘性土層を堆積させ、最上位の緩斜面1を形成した。

古東川は、1,300年前には、緩斜面2を流路とするようになった(図一7の②)。古東川は下鰈池地内で大きく曲流していた。そこでは、周囲に湿生植物が茂っていたのであろう、植物の破片を含む細粒の土砂が堆積していた。穏やかな流れであった。やがて古東川の流心が次第に東に移動し、曲流部は三日月湖となって残された。三日月湖には湿生植物が繁茂し、その遺骸が積み重なって腐植土層が形成された。鎌倉時代になると、古東川はその流路をさらに東に移動させ、緩斜面2の中・下段の平坦面を形成した。この間に流路の標高が低下した割合は、およそ600年間で10m程度であった。そして室町時代には、古東川はその流路をさらに緩斜面3に移動させていた(図一7の③)。

このように、古東川は、北流しながら継続的に流路を東に移動させ、その標高を下げていった。とくに室町時代以降は、流路の低下が著しくなった。江戸時代中期までのおよそ400年間で低下量は、およそ80mであった。この期間での平均下刻速度は20cm/年であり、緩斜面2から推定される平安・鎌倉期の平均下刻速度(1.7cm/年)に比較して10倍以上にも達する激しい浸食があった。これらの下刻速度の違いは、平安・鎌倉期の温暖期とそれに続く寒冷期(「小氷河期」という、地球規模での気候変動と関係があるであろう。



図一7 古河川の変遷

- ①～④：古東川      ⑤：旧東川  
⑥：現在の東川

北部地区の上部斜面では、平坦面や緩斜面がよく保存されている。上部斜面は、およそ 820 年前(平安時代末期)には現在とほぼ同じ地形になっていた。しかし、中・下部斜面では、古東川(図一 7 の③～④)の浸食が継続的に進行した。北部地区には、固結度が弱いシルト岩や細粒砂岩が分布している。このことが古東川による浸食を容易にした。それでも、シルト岩に挟まれている泥岩層が浸食に抵抗し、五十子平と坪野との中間に位置する北西－南東方向の小規模な尾根として残った。

江戸時代前期(1603～1691 年)には、古東川(図一 7 の④)に大規模な洪水が頻発した。下鰐池地内に分布している、安山岩やチャート等の円礫を含む砂礫層が、そのことを示している。この頃の洪水で、北部地区の下部斜面に大規模な河岸崩壊が生じたのであろう。下部斜面は、広い馬蹄形の急斜面となった。また五十子平集落の北側の沢で、平安時代末期に形成された小規模な扇状地の一部が削られその末端が急崖になったのも、この頃のことであろう。

江戸時代中期(1692～1779 年)の旧東川(図一 7 の⑤)は、ほぼ現在の東川と同じ位置にあった。ただし、その標高は現在の東川よりも 3 m から 5 m ほど高く、またその形状は大きく蛇行していた。蛇行による攻撃斜面には、馬蹄形の浸食崖が形成された。河床では、礫混じり粘性土が堆積を始めていた。

江戸時代後期(1780～1868 年)には、旧東川はその河床の高度をさらに下げ、現在の東川(図一 7 の⑥)となった。旧東川の蛇行跡は陸化し、小規模な河岸段丘となっていた。

南部地区では、江戸時代中期以降に岩盤での地すべりが発生した。

## 5 地すべり

### 5-1 各地の地すべり

南部地区には、天明の地すべりや下鰐池地すべり及び池の平地すべりなどが発生していた。そのほかにも、小規模な地すべりが多くみられる。しかし北部地区では、顕著な地すべりが存在していない。

#### 天明の地すべり

五十子平集落の南に、長さ 420m、幅 90m ほどの細長い緩斜面がある。緩斜面の上部斜面は周囲の三方を急崖で囲まれた凹地であり、下部斜面は僅かに膨らんだ凸地形となっている。畑地や水田などとして利用されている。天明 5 年(1785 年) 4 月 20 日(現在の暦では 5 月 28 日)に発生した地すべりの跡である。

松之山町(1991)によると、その日、山頂の「高館城跡付近から始まった地すべりが、当時居村であった字古屋敷を直撃する。全村(20 戸)は近村の協力を得て 10 月末までに現在地に移転」した。この地すべりを「天明の地すべり」ということとする。この地すべりを記した古文書<sup>\*2</sup>によると、このとき村中に大きな音が響き渡り、人々を驚かせた。このことは、

---

<sup>\*2</sup> 古文書：五十子平の志賀邦雄家に所蔵されている古文書(松之山町(1991)による)。

この地すべりが急激に滑動した、いわゆる崩壊型の地すべりであったことを示している。なお、その古文書によると、音はその後ますます大きくなった。おそらく、その後に高館城跡直下に生じた新たな崩壊型地すべりの音であったのであろう。

この地すべり地の頭部には、幅 10m 以上の平坦面が南北に連続している。この平坦面の東端は、高さおよそ 3 m の急崖で挟られている。天明の地すべりの頭部滑落崖である。頭部滑落崖や側方滑落崖には、礫質土層や礫混じり粘性土層(完新統)の下位に、黒色泥岩層(須川層)が分布している。したがって、天明の地すべりは、泥岩層をせん断した岩盤での地すべりであった。なお、かつて実施されたボーリング調査によれば、上部斜面の泥岩層には、深度およそ 30m 以内の浅い範囲に亀裂が発達していた。側方滑落崖からその泥岩層に向かって施工された排水用の横ボーリング孔からは、夏季でも枯れない多量の地下水が迸っている。

### **下鰾池地すべり**

下鰾池地区では、1964 年 4 月 11 日に地すべりが発生した。「下鰾池地すべり」である。松之山町(1991)によると、3 月 30 日にはその兆候があったということである。筆者は、地すべりが発生する 2、3 日前に現地を調査していた。斜面は深さ 30cm 程の積雪に覆われていた。県道(現、国道 3 5 3 号)の谷側路肩付近に、長さ 1m 前後の複数の亀裂が認められた。路肩からの地すべりが懸念された。上部斜面の雪面には、長さ 10m 前後の 2、3 本の亀裂が開口していた。雪崩の発生を予想させた。

その斜面は、残雪をのせたまま急激に崩れ落ちた。崩壊型の地すべりであった。斜面の頭部では、高さ約 10m の滑落崖が形成された。地すべりの規模は、幅およそ 100m であり、頭部滑落崖から崩土の末端までの延長は、およそ 700m であった。

多量の地すべり崩土が東川を堰き止めた。折からの融雪出水と重なって、堰止湖の水位が急上昇した。13 日夜半には、東川にかかる県道橋を始めとする 3 橋が水没し、東川集落の住家 19 戸に浸水した(松之山町、1991)。東川の右岸側に仮排水路が開削され、数日後には堰止湖は消滅した。

下鰾池地すべりの頭部滑落崖には、亀裂が発達した灰白色から乳白色の泥岩(須川層)が分布している。したがって、この地すべりも岩盤での地すべりであった。岩盤での地すべりは、ここでも崩壊型の地すべりであった。

### **池の平地すべり**

調査地の南端、下鰾池集落から北西にあたる後背地の山腹斜面に、馬蹄形の急崖とその麓に広がる小規模な緩斜面がある。幅 80m 程度、長さ約 160m、面積およそ 1 ha である。杉の植林地や荒蕪地となっている。

松之山町(1991)によると、宝暦 10 年(1760 年)頃に、下鰾池地内に地すべりが生じていた。「榊原家高田藩御預り御役所への願い書」に対して宝暦 11 年に出された同役所からの裁定書には、「(宇兵衛が池の平に開削した新しい道の)近所に(従前からの)人馬通り道があったが、山崩れで人馬往来が不可能になっている。それゆえに、村中で早急に丈夫に復旧す



ること。』<sup>\*3</sup>と指示されている。その山崩れの位置(池の平)は、村山家文書の絵図(松之山町(1991)の「写真4-15論所絵図」)では、下鰯池集落から北西の山腹である。現地を確認した馬蹄形の急崖とその麓に広がる小規模な緩斜面は、この古文書に記載されている地すべりの跡地であろう。これを「池の平地すべり」と呼ぶことにする。

この地すべり地頭部の滑落崖には、亀裂が発達した暗灰色の泥岩(須川層)が分布している。したがって、この地すべりは岩盤での地すべりであった。その崩土は、濃褐色をした軟質の礫混じり粘性土である。軽いハンマーで容易に掘ることができた。礫は主に5cmから10cm程度の泥岩の角礫である。15cmから20cm程度の大きさの泥岩礫を含んでいることがある。崩土の一部に浅い貝殻状の凹地があり、以前から崩土での小規模な地すべりが発生していたことを示している。

### 北部地区の地すべり

北部地区には大規模な地すべり地形は見当たらない。尾根の麓で、小規模な地すべり崩土が上部斜面の平坦面を覆っている。その崩土は、濃暗褐色の軟質な粘性土である。泥岩の小礫が僅かに混じっている。

松之山町(1991)は、天和2年(1682年)の検地による坪野地区の村高が正保2年(1645年)の村高(30石)の半分にまで減じたことを指摘し、その間に地すべりが発生して耕地が減少したと推定している。坪野地区の上部斜面には、尾根からの急斜面の麓に小高い地形があり、それらに挟まれて平坦面が広がっている。いわゆる地すべり地形に似ている。しかし地形発達史は、それらの斜面が大和時代から室町時代の古東川で形成された河成地形であることを明らかにした。そこでは、耕地を半減させるほどの大規模な地すべりは発生していなかった。一方、中・下部斜面は、室町時代から江戸時代にかけて形成された斜面であった。そして古東川には、江戸時代前期に洪水が頻発していた。地形発達史は、それらの洪水で坪野地区の下部斜面に大規模な河岸崩壊が生じたであろうことを指摘した。

天和の検地では、各地の村高が減少した。その頃は、小氷河期の中でもとくに寒冷な時期(狭義の「小氷河期」)であり、長雨と大雪<sup>\*4</sup>が続いていた。洪水が頻発していたであろう。新潟県上越市板倉区における天和の検地での村高の減少について、板倉町(2003)は次のように指摘している。「おそらく寛文・延宝期(1661～1680年)の天候不順による洪水で『川欠(かわかけ)』となり、多量の除地記載になったということである。」古東川の洪水も、この時期に発生したのであろう。そして、洪水による河岸崩壊で下部斜面の耕地が失われ、天和の検地で、村高の大幅な減少となったのであろう。

### 5-2 地すべり発生の条件

地すべりが発生する要因としては、西田・岩松(1975)や西田・山口(1975)は地質構造が

---

<sup>\*3</sup> 古文書：村山家所蔵の古文書を松之山町が現代文に訳したものから抜粋した。( )内は筆者が加筆した。同村の百姓である宇兵衛は、かつてに新道を開削していたということである。

<sup>\*4</sup> 大雪：佐藤(2001)によると、天和元年(1681年)に、上越市高田地区の街並みが大雪に埋もれ、「この下に高田あり」の高札が建てられた。このときの積雪量は5丈(約15m)余に達したという。

主因になる場合と岩質が主因になる場合とがあると述べている。岩永(2000)は、東頸城地方に分布している地すべりの素因として、椎谷・寺泊層(新第三系)の泥質岩の分布と褶曲構造を指摘し、背斜軸付近で地すべりが多発する傾向があると述べている。山野井ほか(1974)は、新潟県の地すべり防止区域の地質は、そのおよそ 40%が新第三紀の黒色泥岩層であると指摘している。また福本(2004)は、新潟県治山課が所管している地すべり防止区域の 81%が黒色泥岩の優勢な椎谷・寺泊層に分布していることを指摘している。

調査地は松之山背斜の東側縁辺部に位置しており、南部地区と北部地区とで地質構造上の位置に大きな違いはない。また、最近の 2,000 年間でのそれらの地形発達史も同じである。地すべり等が発生する以前は、それぞれの斜面の地形形状にも大きな差異はなかったであろう。しかし、両地区では新第三紀の地質(岩質)が異なっており、斜面災害の規模や形態に差異があった。黒色泥岩層や泥岩が優勢な泥岩砂岩互層(須川層)が分布している南部地区には、規模の大きい複数の地すべりが発生していた。シルト岩や細粒砂岩を主体とする田麦川層や砂岩が優勢な泥岩砂岩互層(須川層)が分布している北部地区には、小規模な地すべりが稀に発生していただけである。したがって、両地区での地すべりの発生頻度や規模の違いは、それらの地質(岩質)に規制されているのである。

池の平地すべりや天明の地すべりが発生した宝暦や天明の頃(1700 年代後半)には、不作や飢饉が相次いでいた。当時の天候が不順<sup>\*5</sup>であったことを示している。その頃は、気候学でいう小氷河期<sup>\*6</sup>であった。青野ほか(1994)は、その中でもとくに寒気が強かった 1600 年から 1850 年の間では、わが国でも大雪と冷夏(長雨)<sup>\*7</sup>が相次いでいたことを指摘している。また、下鰐池地すべりは、いわゆる 38 豪雪に続く 2 年連続の記録的な大雪の融雪時に発生した。新潟県内の地すべり災害は、3 月末での積雪量が 1.5m を超える年には多発する傾向がある(山野井ほか、1974)。つまり、大雪後の融雪水が、この地域の岩盤での地すべりを発生させた可能性が大きいのである。それらの融雪水は、地下水を涵養したのである。

地下水は、その流動特性等から 2 種類以上の地下水に区分されることがある。吉田ほか(1987)は、松之山越地すべり地(十日町市)で、浅い不圧地下水とは異なる一つの連続した流動系をなすとみられる地下水の存在を指摘している。稲葉ほか(2004)は、東野名地すべり地(魚沼市)での地下水の分布と流動特性を調査し、地下深部に由来する水と表層部に由

---

<sup>\*5</sup> 不作と天候不順：松之山町(1991)には、天明 3 年(1783 年)の天候不順による不作で、川浦代官所に窮状を訴えた古文書(邨山正堅家所蔵)が紹介されている。

<sup>\*6</sup> 小氷河期：14 世紀から 19 世紀半ばまで、地球全体が寒冷化した。とくに寒冷であった 17・8 世紀(狭義の「小氷河期」)のヨーロッパでは農業が衰退し、飢饉に見舞われた。小氷河期の原因は、桜井(1987)によると、太陽活動が異常に衰退したことである。

<sup>\*7</sup> 冷夏：天保 4 年(1833 年)の天候は「…五月中より雨天続きにて、六月土用中冷しく、七、八月中不時の大風雨にて…九月下旬より雪降り積り…」(小野塚熊男家文書(松之山町、1991)から抜粋)、冷夏であり降雪が早かった。なお、「九月下旬」は、現在の暦では 11 月上旬である。

来する水とが分布していることを明らかにした。布施(2002a)は、五十子平地すべり地を含む新潟県内の4箇所の地すべり地で、降雨に応じて水位が上昇する浅い地下水とは別に、降雨に対する反応が鈍い深い地下水が存在することを報告した。それによると、深い地下水の水位は、春から秋に向かって緩やかに低下し、翌春の融雪期には回復した。

相楽ほか(2005)は滝坂地すべり地(福島県)で総合的な地下水調査を行い、このような水位変動をする地下水を季節変動型と呼んだ。そして、水質分析の結果から、融雪期での地下水位の上昇には深層地下水が関与している可能性が高いと指摘している。しかし、五十子平地すべり地の深い地下水は、水位のこのような挙動と上部斜面の旧期河床堆積物の分布に沿って帯状に存在していることなど、融雪水が浸透し貯留された地下水であることを示している。

融雪水等が岩盤に浸透するには、古河川の跡である旧期河床堆積物が大きな役割を果たしたであろう。それらが分布している地形は緩斜面や平坦面であり、両側を新第三系で挟まれた谷地形になっている所もある。また、それらの層相は固結の程度が緩い礫質土あるいは礫混じり粘性土である。これらのことは、融雪水等が旧期河床堆積物に容易に浸透し得ることを示唆している。そして石田ほか(2005)の実験は、段丘堆積物など透水性の良い砂礫層では、地表水がマクロポアを流下して地下水位の上昇に容易に寄与し得ることを示した。実際に、五十子平地すべり地の上部斜面では、旧期河床堆積物の礫質土層を浸透した地下水が、その下位にある砂質シルト層を赤褐色に汚染していた。したがって、融雪水等の地表水は、旧期河床堆積物に浸透しあるいはそこに一時的に貯留したのである。そしてその地下水は、下位の泥岩層に浸透したであろう。

佐藤ほか(2004)が指摘しているように、新潟県の新第三紀層地すべり地のような粘性土や泥岩主体の難透水性の地質が分布する地域では、融雪水が地下へ短時間で浸透するとは考えにくいであろう。しかし、下鰐池地すべり地や池の平地すべり地の頭部滑落崖やその周辺に分布している泥岩層には、亀裂が発達している。五十子平地すべり地の上部斜面にも、亀裂が発達した泥岩層が分布していた。これらの泥岩層に地下水が貯留されていることは、あり得るであろう。三面川右岸の頭部緩斜面(新潟県岩船郡朝日村)では、亀裂が発達した岩盤に多量の融雪水が貯留されていた(布施、2002a)。そして、五十子平地すべり地で観測された深い地下水の水位は、岩盤である泥岩層にあった(布施、2002a)。さらに、この泥岩層に穿たれた横ボーリング孔からは、夏季でも多量の地下水が排水されている。したがって、この地域の地下水は、亀裂が発達した泥岩層に貯留されているのである。

このようにして、大雪や長雨であった宝暦や天明の頃そして1964年には、多量の融雪水や降雨水が旧期河床堆積物に浸透し、さらに、亀裂が発達した泥岩層に浸透・貯留した。それが直接のきっかけとなって、岩盤での地すべりが発生したのであろう。調査地で発生したそれぞれの地すべりの頭部は、いずれも旧期河床堆積物が分布している緩斜面や平坦面に近接している。このことは、これらの地すべりの発生と旧期河床堆積物の分布及びそれに沿う泥岩層で発達している亀裂とが密接な関係にあったことを示している。

ところで、上に述べた地形発達史によれば、調査地の地形は、江戸時代前期には現在の地形とほぼ同じになっていた。その頃には、泥岩層での亀裂群はすでに発達していたであろう。またその頃は、小氷河期の中でもとくに寒冷な時期に入っていた。したがって、江戸時代前期には、上に述べた諸条件が揃っていたことになる。それにもかかわらず、地すべりが発生したのは、江戸時代中期以降であった。池の平地すべりや天明の地すべりが発生するには、それらの条件が揃ってから 100 年以上の歳月が必要であったのである。下鰐池地すべりはさらに遅れて発生している。その上、それらの地すべりが発生した際にも、隣接する斜面では地すべりが発生していなかった。

これらのことは、この地域の岩盤での地すべりが、上に述べた諸条件だけで発生したのではないことを示している。それらの条件が南部地区のどの斜面にも存在していたにもかかわらず、地すべりは少数の斜面で別々の時期に発生していたのである。したがって、地すべりの発生には、それぞれの斜面の諸条件に応じて、それらの条件に規制されながら継続的に変化し続ける他の条件が必要だったのである。

丸山ほか(2004)は、中栗地すべり地(新潟県妙高市)での新第三紀層の泥岩では、地下水の流動でスメクタイト化が促進されると指摘している。調査地の上部斜面に分布している泥岩層には、豊富な地下水が浸透し貯留している。それらは亀裂を通して流動している。したがって、ここでもスメクタイト化(風化)の条件が存在していることになる。さらに、発達した亀裂は泥岩に含まれている粘土鉱物の活性化(仲野、1964)を促し、泥岩の風化を促進したであろう。亀裂が存在している風化泥岩ほど、スレーキングに対する耐久力を失い崩壊しやすい(林ほか、2005)。そして、調査地の主な地すべりは、亀裂が発達し風化した黒色泥岩層で発生していた。つまり、地質(岩質)が地すべりの発生時期や頻度を規制していたのは、亀裂の発達を主な契機とする、その風化を媒介にしていたのである。

このようにして、それぞれの岩盤での地すべりは、基本的な諸条件に規制された風化作用を条件として発生していたのであった。そしてその条件が調った時期は、江戸時代中期以降であったことになる。それらの具体的な時期は、それぞれの斜面の地形や地質、泥岩層での亀裂の発達程度したがって地下水が浸透・貯留される程度、そしてそれらの条件に規制された風化作用の内容とその進展の遅速によって、それぞれの斜面ごとに異なったのである。同時に、風化作用がまだ十分には進展していないという理由で、現在でも地すべりが発生していない斜面が並存しているのである。したがって、調査地で岩盤での地すべりが発生する時期は、岩盤である黒色泥岩の風化とそれを規制している具体的な諸条件、つまりその斜面の地形発達史に規制されているのである。

ところで、斜面の発達地すべりの規模を規制するひとつの要因である。調査地では、下部斜面が形成されたのは、江戸時代以降であった。いいかえれば、下部斜面にまで達する地すべりが発生し得たのは、江戸時代以降のことであった。したがって、先に、地質(岩質)は地すべりの発生頻度や規模を規制する条件であったと指摘したのは、今では精確ではない。地形は、発生した地すべりの規模(長さ)を現実的に規制し得たのである。それでも、

その斜面に分布していた泥岩が、その斜面の地形発達史に規制された風化作用を媒介にすることで、岩盤での地すべりの発生とその規模(幅と深さ)とを基本的に規定していたのであった。この点で、先の指摘は妥当であろう。

## 6 おわりに

五十子平地区とその近傍地域で地形と地質を調査し、地形発達史を検討してきた。調査地では4段の狭い緩斜面や平坦面が南北方向に発達し、東川に沿って新期の段丘が点在していた。調査地には新第三紀の須川層(黒色泥岩層及び泥岩砂岩互層)と田麦川層(砂岩シルト岩互層)とが分布しており、緩斜面に分布している旧期河床堆積物(礫混じり粘性土層)や段丘堆積物、崖錐、地すべり崩土などの完新統がそれを覆っていた。地形発達史は、古河川(古東川)が大和時代から江戸時代にかけて北流していたこと、そして、室町時代の頃から始まった小氷河期には、急速な下刻作用があったことを明らかにした。

調査地に分布している緩斜面や平坦面は、古東川の跡であった。古東川は、江戸時代まで継続的に流路の高度を下げ、その流路を次第に東に移していった。江戸時代中期には、旧東川は現在の斜面の末端を蛇行し、礫混じり粘性土を堆積させていた。そして江戸時代後期には、その堆積物は段丘化していた。その頃、池の平地すべりや天明の地すべりが発生した。また、近年になってから下鰕池地すべりが発生した。それらは崩壊型の地すべりであり、岩盤をせん断した岩盤での地すべりであった。

地形発達史が同じであっても、地質(岩質)によって地すべりの発生頻度や規模に違いがあった。主な地すべりは、須川層が分布している南部地区で発生していた。田麦川層が分布している北部地区では、小規模な地すべりが稀に発生していただけであった。したがって、調査地では、地すべりの発生頻度や規模は、地質に規制されていたのである。

それらの地すべりが発生したのは、小氷河期の中でも気候がとくに寒冷な時期であり、長雨や大雪が続いていた頃であった。融雪水などの豊富な地表水は旧期河床堆積物に浸透し、亀裂が発達した泥岩層に供給され貯留されていた。その豊富な地下水が直接の契機となって地すべりが発生したにしても、それ以前の長い期間にわたる地下水の浸透が泥岩の風化を促進し、地すべりを準備したのである。つまり、調査地の地すべりは、泥岩の風化を媒介にして発生していたのである。そして、風化作用の進展の程度は、それぞれの斜面の地形発達史に規制された条件によって異なっている。このため、地すべりが発生した斜面と発生していない斜面とが並存することになった。

最後に、これまでの検討を通して、地形の発達と岩盤での地すべりとの関係が明らかになった。第一に、地すべりは、地形の発達を歴史的条件にして発生する。それは、それぞれの斜面での地すべりが、それぞれの地形発達史に規制された条件に従って発生するということである。逆に、そのような条件を媒介にすることで、地形発達史は地すべりの必然的な前史になるのである。

第二に、ある斜面に地すべりが発生していても、つまり地域の地形がそれに十分な発達



段階に達していても、隣接している斜面では地すべりが発生していなかった。したがって地すべりの発生は、この限りでは、地形の発達にとっては偶然であり、それらは互いに独立した無関係な現象である。それにもかかわらず、地すべりが発生してしまえば、地すべり地形はその斜面の地形発達史の一部である。これは必然である。地形の発達は、地すべり地形をその発達史の一部に含むことで、地すべりをそのひとつの契機にしているのである。逆に、地すべりは、地形発達史に含まれることで地形が発達する方向を規定しているのであり、したがって地形発達史を規制しているのである。

地形の発達と地すべりとの、偶然であるとともに必然であるというこの関係を具体的に実現しているのは、地すべり地形である。地すべり地形が形成されて始めて、この関係が現実のものになるのである。地すべりは、その際に岩盤がとり得る運動形態のひとつである。

そして第三に、地形発達史が地すべりの必然的な前史であるのは、このように短期間だけを取り出してみれば偶然的であるという動揺を含んでいるのである。長い期間をとってみればどの斜面でも、遅かれ早かれ必然的に、地形発達史を前史にしてそれに規制された条件で、そしてその条件の通りに、地すべりが発生するのである。

## 参考文献

- 青野靖之・小元敬夫(1994)：サクラの開花史料による11世紀以降の京都の気温の推定、農業気象、no.49、p.263-272
- 石田 聡・森 一司・上原健雄・今泉眞之(2005)：地下水人工かん養施設における段丘砂礫層のマクロポアを流れる卓越流の降下速度、応用地質、vol.46、no.4、p.207- 219
- 板倉町(2003)：板倉町史—自然・通史編—、p.671
- 稲葉一成・吉田英二・早川嘉一(2004)：東野名地すべり地の地下水特性—孔内水位観測と水質調査の結果から—、地すべり学会誌、vol.41、no.4、p.63-66
- 岩永 伸(2000)：東頸城山地付近の地すべりの特徴—地すべり多発地帯の地質と土質—、地すべり、vol.37、no.1、p.44-50
- 岡林直英・栃木省二・鈴木堯士・中村三郎・井上公夫(1978)：高知県中央部の地形、地質条件と土砂災害との関係、地すべり、vol.15、no.2、p.3-10
- 相楽 渉・丸井英明・岩松弘行(2005)：大規模地すべり地の地下水流動特性に関する考察—東北地方の第三紀層地すべりを例として—、地すべり学会誌、vol.42、no.1、p.51-62
- 桜井邦朋(1987)：太陽黒点が語る文明史—「小氷河期」と近代の成立—、中公新書、(株)中央公論社
- 佐藤国雄(2001)：雪国大全、(株)恒文社、p. 54
- 佐藤壽則・白石秀一・伊藤俊方(2004)：積雪期における新潟県内の第三紀層地すべりの運動特性、地すべり学会誌、vol.41、no.1、p.37-42
- 高田平野地盤沈下団体研究会(1973)：高田平野の浅層地下水—新潟県の第四系・その XVII

- 一、新潟大学教育学部高田分校研究紀要、no.18、p.209-243
- 高田平野団体研究グループ(1981)：高田平野の第四系と形成史—新潟県の第四系・その  
XXIV一、新潟大教育学部高田分校研究紀要、no.25、p.209-281
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝(2000)：松之山温泉地域の地質、地域地質研究報告(5 万分  
の1 地質図幅)、地質調査所、p.13, 17-20
- 仲野良紀(1964)：由比地すべり母岩(泥岩)の軟弱化と物性の変化について(その1)、土と基  
礎、vol.21、no.11、p.27-33
- 西田彰一・岩松 暉(1975)：地すべり現象と岩質・構造との関係—信越地方を中心として  
一、第三紀層の地すべりの発生と予測の研究、自然災害特別研究、研究成果 no.A-50-6、  
p.12-28
- 西田彰一・山口真一(1975)：新第三紀層地すべりの発生と予測の研究、新潟大地盤災害研  
年報、no.1、p.1-17
- 林 謙二・山 真典・米田哲朗(2005)：幌内層泥岩の風化変質と劣化、応用地質、vol.46、  
no.4、p.198-206
- 福本安正(2004)：新潟県の地すべり移動斜面の運動実態と移動防止、地すべり学会誌、  
vol.41、no.1、p.65-69
- 布施 弘(2001a)：地獄沢斜面の地形発達史、新潟応用地質研究会誌、no.56、p.23-32
- 布施 弘(2001b)：松代町東部地域の河成地形—渋海川・越道川にみる河成地形と地すべり地  
形一、新潟応用地質研究会誌、no.57、p.19-30
- 布施 弘(2002a)：地下水位変動からみた地下水賦存状態の調査—クラスター分析による地下  
水の区分一、新潟応用地質研究会誌、no.58、p.25-31
- 布施 弘(2002b)：東野名地すべり地上部斜面の地形発達史—いわゆる亀裂地形の形成史—、  
新潟応用地質研究会誌、no.59、p.21-42
- 布施 弘(2006)：松之山町大松山周辺地すべり地の地形発達史(2)—地形発達史と地すべ  
り一、新潟応用地質研究会誌、no.65、p.31-42
- 松之山町(1991)：松之山町史、p. 404-405, 496, 502, 768, 777, 1118-1120
- 丸山清輝・武士俊也(2004)：中栗地すべりにおける鮮新世泥岩の化学的風化、地すべり学  
会誌、vol.41、no.4、p.53-62
- 望月巧一(1999)：今後の地すべり研究に望む、地すべり、vol.36、no.3、p.35
- 山野井徹・石黒重実・布施 弘・神田 章(1974)：新潟県の地すべりとその環境、地すべ  
り、vol.11、no.2、p.3-14
- 吉田昭治・佐藤 修・中野俊郎・長崎 明・稲葉一成・中沢武司(1987)：自動観測システ  
ムによる地すべり地の地下水観測と地下水挙動の特性について—松之山越地すべり地  
を例として—、新潟大災害研年報、no.9、p.99-114