

妙高市羽山地すべり地の地形発達史と地すべり

—地すべり消滅の条件—

布施 弘

1 はじめに

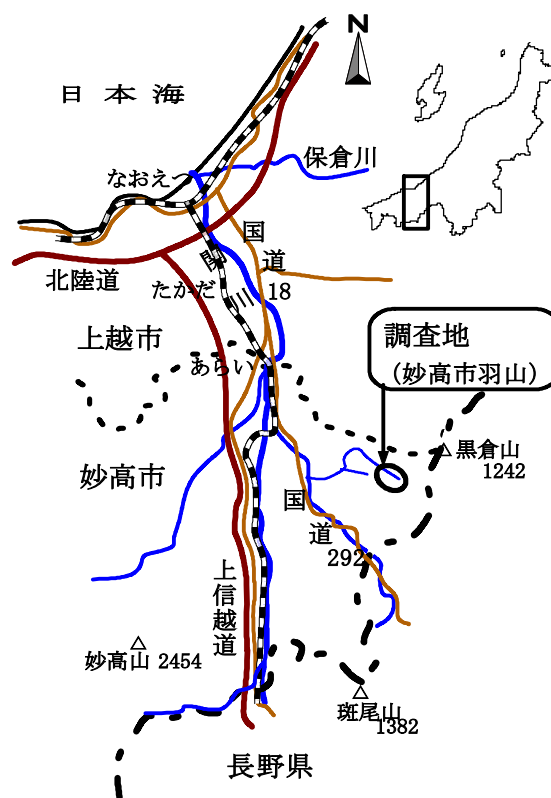
羽山(はやま)地すべり地(新潟県妙高市大字上小沢字羽山)は、新潟県の南西部にあって旧新井市の中心部から南東におよそ9 km に位置している(図—1)。国道292号から馬場川に沿って東に約8 km の道程である。馬場川は長沢川、さらに関川に合流して上越市で日本海に注いでいる。

羽山地すべり地では、多くの地すべりが発生していた。しかしその下部斜面では地すべりが発生していない。そこでは地すべりの発生が抑止されているのである。

羽山地すべり地の地形と地質を調査し、古河川の変遷を中心にした地形発達史を明らかにする。そしてそれらを基に、羽山地すべり地での地すべりが発生した条件及び抑止されている条件を検討する。後者はまた地すべりが消滅する条件でもある。

現地調査は踏査だけで行った。ボーリング調査結果や地下水位観測結果及び地すべりの

記録等は、新潟県建設技術センター(1982)を参考にした。また、出土した腐植物の¹⁴C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「猿橋」を使用した。



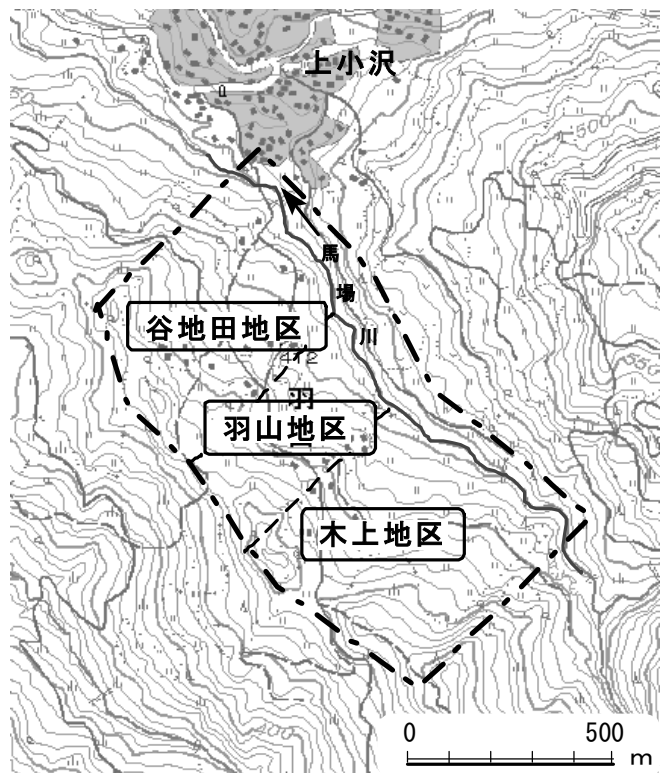
図—1 調査地位置図

2 地形と土地利用

調査地は関田山脈の西麓にある。関田山脈の急峻な山地が頸城平野の南東側を縁取っている丘陵性山地に移り変わる辺りである。調査地周辺では、関田山脈からの尾根が北西に延びている。尾根の西側斜面は極めて急峻な地形であり、東側斜面はそれとは対照的に緩い傾斜地となっている。調査地は尾根の東側斜面であり、関田山脈から北西に流れ下っている馬場川の左岸地域である。調査地内での馬場川の標高はおおむね 350m であり、調査地で最も高い尾根の標高はおよそ 530m である。調査地の面積は、およそ 70ha である。

調査地は3地区に区分されている。南から、木上、羽山そして谷地田の各地区である(図一2)。それらの各地区は、それぞれ北東方向に伸びている緩い尾根や高まりに挟まれた広い凹地になっている。羽山集落の住家は、緩い尾根とその周辺に集まっている。市道寺野・寸分道線は、木上地区の尾根部から谷地田地区の馬場川まで、調査地を斜めに縦断している。

木上地区と谷地田地区の尾根は、それぞれの南北を高まりに挟まれた平坦面となっており、鞍状の地形になっている。木上地区の平坦面には、「幻の大滝」へ行くための駐車場(「幻の大滝駐車場」)と畑地がある。駐車場の東側、急勾配の市道の脇には、大小2つの池がある。谷地田地区の平坦面は、水田として利用されている。



図一2 調査地の地形と地区区分

上部斜面は概して急斜面である。それらの急斜面は、杉やブナなどの高木の林地となっている。木上地区や羽山地区の中部斜面は緩斜面であり、水田や荒蕪地となっている。とくに木上地区の中部斜面は広い荒蕪地となっており、周辺にオオアブラススキ(*Spodiopogon sibiricus* Trin.)を交じるススキ(*Miscanthus sinensis* Andersson var. *sinensis*)やクズ(*Pueraria lobata* (Willd.) Ohwi)が茂っている。下部斜面は段丘状の平坦地である。主として水田として利用されている。木上地区の一部を除いて、馬場川の天然河岸は急斜面である。馬場川の両岸には最低位の平坦面があり、荒蕪地となっている。

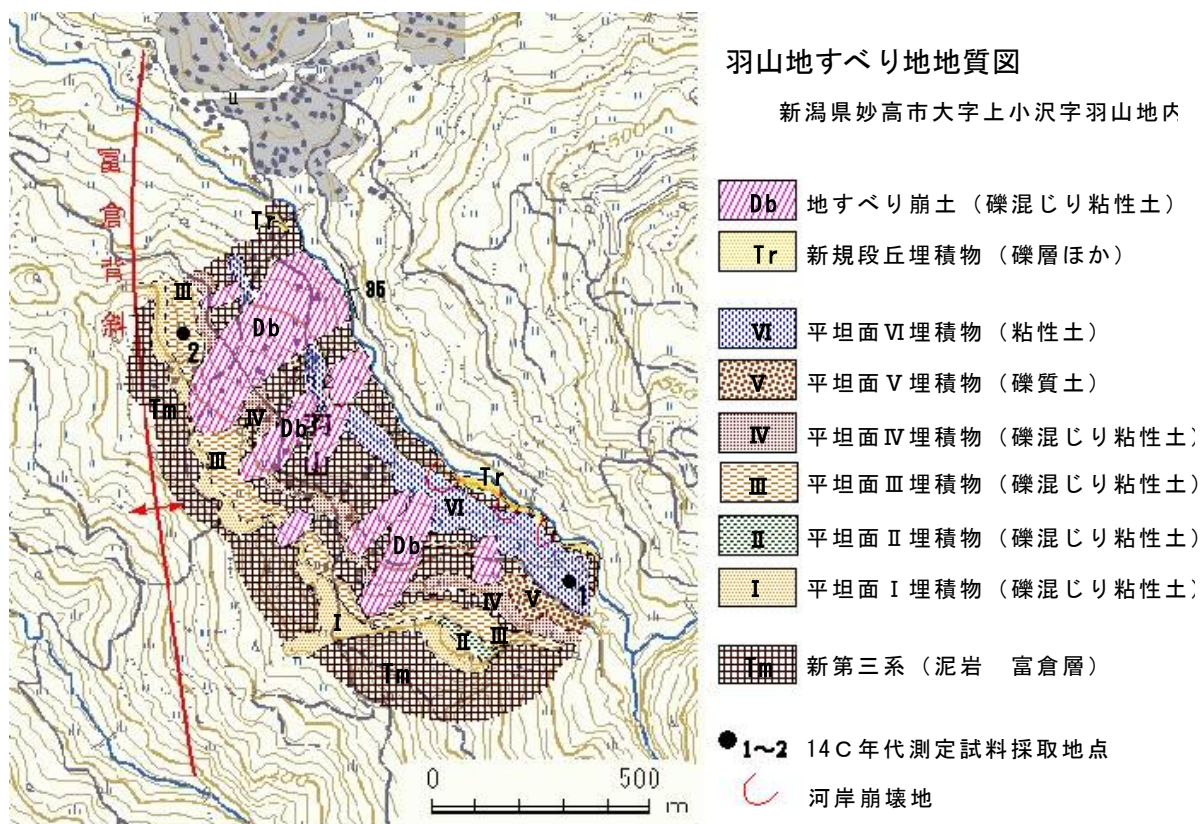
調査地内には平坦面が発達している。とくに、谷地田地区の上部斜面には、数段の細長い平坦面がそれぞれ北西―南東方向に連続している。それらの平坦面は水田のほか、池沼や湿地となっていることが多い。

調査地南端の上部斜面には大規模な馬蹄形の急崖があり、その麓から馬場川までの間に6段の平坦面が広がっている。高位の平坦面から最低位の平坦面までを、それぞれ平坦面Ⅰから平坦面Ⅵとした。それらはさらに高さ1～2 mあるいは数メートルの馬蹄形の急崖で、複数の小平坦面に分かれている。

高位の平坦面Ⅰ及びⅡは荒蕪地や湿地となっており、中位の平坦面Ⅳの山側は湿地となっている。これらの湿地にはアシ(*Phragmites communis* Trin.)が繁茂しているほか、トクサ(*Equisetum hyemale* L.)あるいはガマ(*Typha latifolia* L.)などの水生多年草が生えている。他の平坦面は、主に水田として利用されている。

3 地質

調査地には、新第三紀の黒色泥岩層が分布している。第四紀の段丘埋積物や地すべり崩土などがそれを覆っている(図一3)。調査地は、富倉背斜軸の東側に位置している。



図一3 羽山地すべり地地質図 (富倉背斜は柳沢ほか(2001)を参考にした)

3-1 新第三系

調査地に分布している新第三系は、柳沢ほか(2001)によると、富倉層と呼ばれ、上部寺泊層に対比されている。そしてその岩相を次のように記載している。本層の主部は暗灰色の軟質の塊状泥岩からなり、まれに厚さ 10cm 以下の細粒砂岩層を挟むことがある。泥岩は風化すると細かく崩れ、水を含んで粘土化して地すべりを起こしている場合が多い。

調査地の黒色泥岩(富倉層)は、馬場川河床の両岸や尾根部などに見られる。縦横に亀裂が発達している。亀裂は、かつて実施されたボーリング調査によると、上部斜面から下部斜面まで、泥岩層全体に発達している。露頭での泥岩は風化し、砕けて礫のようになっていることやたまねぎ状構造を示すことがある。多くは塊状無層理である。馬場川河床の一部に細粒砂岩層との互層を挟んでいる。互層でのそれぞれの単層の厚さは 3 cm から 8 cm であり、互層の全層厚は約 40 cm である。互層部での走向傾斜は N10°W、35°E であった。

3-2 第四系 (旧期河床堆積物)

調査地に発達している 6 段の平坦面 (Ⅰ～Ⅵ) の埋積物は、礫混じり粘性土や礫質土及び粘土である。これらは縄文時代後期から晩期の堆積物であり、旧期河床堆積物と呼ぶことにする。調査地南端の山腹斜面には、それらが模式的に発達している。

3-2-1 調査地南端の旧期河床堆積物

調査地南端の斜面に発達している平坦面ⅠからⅤまでの埋積物は、礫混じり粘性土や礫質土である。それらの礫は、先新第三系の硬質泥岩(頁岩)や砂岩の角礫や円礫そして安山岩の円礫等である。礫の大きさは5 cm 以下であることが多い。黒色泥岩(富倉層)を覆っている。いずれの埋積物も塊状無層理であり、淘汰が悪い。乱流での堆積物である。それぞれの層厚は、およそ3 m である。低位の埋積物ほど、硬質な粗粒分が多くなる。

高位の平坦面Ⅰの埋積物は、粘性土分が多い礫混じり粘性土である。礫は風化した安山岩や泥岩である。中位の平坦面Ⅲの埋積物には、黄褐色をした厚さ数センチメートルの砂質シルト層が水平に挟まれている。砂質シルト層には、腐植物が僅かに含まれていた。低位の平坦面Ⅴの埋積物には、硬質な安山岩や砂岩及び硬質泥岩などの円礫や角礫のほか、黒色のチャートの小さな円礫が含まれていることがある。また、礫岩や砂岩の巨礫が含まれている。それらは長径が1 m を超える角礫である。それらの巨礫は、いずれも縦に長い形状をしている。粘性土分を含んでいない。

調査地には火山岩が分布していない。また調査地の富倉層には、礫岩などの粗粒堆積物が含まれていない。砂岩層や礫岩層としては、馬場川の上流域に分布している一ノ瀬層がある。一ノ瀬層は、柳沢ほか(2001)によると、富倉背斜の東翼では砂岩や礫岩の粗粒堆積物が卓越して層厚も厚く、その礫岩の礫種は安山岩、流紋岩などの火山岩と砂岩、頁岩、チャートなどの先新第三系の堆積岩からなる。そして、礫岩が厚く発達する富倉背斜東翼では、安山岩礫の含有量が多く、先新第三系の堆積岩類の礫の量は少ない。

これらのことから、平坦面ⅠからⅤまでの埋積物は、上に述べた富倉層や一ノ瀬層を浸食した洪水流やそれらの崩壊に起因した泥流あるいは土石流などの堆積物である。古河川には洪水や土石流などが頻発していたのである。

低位の埋積物ほど粗粒分が多いという全体的な傾向にもかかわらず、最低位の平坦面Ⅵの埋積物は、青灰色の軟らかい粘土である。軽いハンマーでも容易に掘削することができた。上部では、僅かな小礫を含み、黄褐色である。礫の大きさは2 cm 以下である。粘土層の層厚は25 m 以上である。黒色泥岩層を覆っている。

平坦面Ⅵの急崖では、さらに3 段の狭い平坦面が区別できる。その中位と低位の平坦面には、破片状の腐植物を多量に含む暗青灰色の粘土層が堆積している(図-3 の●1 地点)。腐植物を含む粘土層の層厚は3 m 以上である。僅かなりグニン臭があった。この腐植物の¹⁴C年代測定結果は、2,260±110y. B. P. であった。これを大気中の¹⁴C濃度の変動を考慮した補正曲線で暦年に換算すると、BC370 年頃(縄文時代晩期)であった。

3-2-2 各地区の旧期河床堆積物

木上地区の尾根にある「幻の大滝駐車場」の周囲や市道の脇には、大きさがおおよそ3 cm 以下の礫を含む粘性土層が分布している。主な礫は風化した安山岩の円礫である。泥岩の角礫や砂岩の円礫を含んでいる。まれに、光沢のある硬質な炭質物の円礫(礫径約2 cm)が含まれていることがある。層厚は2 m 以上である。塊状無層理である。この埋積物は、調査

地内では最高位に位置しており、上に述べた平坦面Ⅰに連続している。したがって駐車場の平坦面を含む周囲の鞍状地形は、河成地形(布施、2001)である。

谷地田地区の尾根に広がっている鞍状地形の東側斜面には、三日月型の数段の平坦面が発達している。上から3段目の平坦面に、粘性土分を混じる暗褐色の礫質土層とそれを覆う青灰色の砂質シルト層が分布している。それらの境界面は、水平である。礫質土層の礫は、泥岩の角礫である。礫の大きさは5 cm未満であることが多い。礫質土層の層厚は1 m以上である。砂質シルト層の層厚は60cmである。砂質シルト層には、腐植物が僅かに含まれていた。これらの層相から判断して、これは平坦面Ⅲの埋積物である。

調査地北端の上部斜面には、広狭あわせて8段の平坦面が発達している。平坦面の埋積物は、黄褐色の礫混じり粘性土である。礫は泥岩の角礫である。層厚は1 mから2 m程度である。塊状無層理である。亀裂が発達した黒色泥岩層を覆っている。それらの境界面は水平である。

上位から2段目及び3段目の平坦面には、それぞれ淡い黒褐色及び濃い暗青灰色の粘土層が水平に挟まれている。それらは破片状の腐植物を多量に含んでおり、かすかなリグニン臭があった。粘土層の層厚は10cmから20cm程度である。後者の ^{14}C 年代測定結果は、 $3,010 \pm 80 \text{ y. B. P.}$ であった(図-3の●2地点)。暦年に換算すると、BC1270年頃(縄文時代後期)であった。

羽山地区と谷地田地区との境界にあたる緩い尾根の中部斜面では、硬質な安山岩や砂岩の礫を主体とする黄褐色の礫質土層が黒色泥岩層を水平に覆っている。層厚はおよそ2 mである。塊状無層理である。層相から判断して、平坦面Ⅴの埋積物である。

平坦面Ⅵの埋積物(粘土層)は、木上地区の馬場川左岸に見られる河岸崩壊の跡地に見られる。そこでは、厚い粘土層の表層で浅い小規模な崩壊が発生していた。そのほか、かつてのボーリング調査によると、この粘土層は調査地の下部斜面に分布している。木上地区での分布範囲は広く、その最大層厚は、およそ20mである。羽山地区ではその分布範囲が狭くなり、層厚は15m前後と薄くなる。谷地田地区ではこの粘土層はさらに薄くなり、層厚はおよそ6 mである。その分布範囲は、さらに狭くなっている。

3-3 第四系(新期段丘埋積物)

馬場川の両岸には段丘が見られる。木上地区の左岸では4段の段丘がある。それぞれの段丘崖の高さは2 mから3 m程度である。最高位の段丘面の馬場川からの比高は、およそ10mである。ただし調査地南部では、その直下流に設置されている砂防堰堤の堆砂によって、段丘面の比高は1 m程度である。砂防堰堤の堆砂を除けば、最新期の堆積物である。これらの段丘を新期段丘と呼ぶこととする。

新期段丘の埋積物は、硬質な安山岩の礫を主体とし、泥岩や砂岩の礫を含んでいる。礫の大きさは、1 mを越える巨礫から細礫までさまざまである。淘汰が悪い。

木上地区でみられる新期段丘の埋積物は、黒色泥岩層を不整合に覆っている(次頁、図-4)。巨礫を含む黄褐色から赤褐色の礫層(Cg1)を灰褐色の細礫層(fCg)が水平に覆い、さら

に、黄褐色の細砂層を挟む粗砂層(cSs)が水平に覆っている。

調査地北端の馬場川左岸にも段丘がある。段丘面の馬場川からの比高は、およそ10mである。埋積物は長径およそ1mの巨礫を含む褐色の礫層である。層厚は約1mである。泥岩層を水平に覆っている。

馬場川に沿う段丘埋積物の下位にある泥岩層の表面に、滑らかで緩く浅い凹凸が発達していることがある。水流の浸食作用による流痕である。また、粗粒の段丘埋積物の最下部には、泥岩層を覆う厚さ約1cmの砂質シルト層が挟まれていることがある。このような堆積構造は、高橋(2003)によると、リバー・グレーディングと呼ばれており、下位のシルト層は洪水の際に最初に泥水が地表面を冠水したときに堆積した細粒物質であり、上位の粗粒物質はその後に襲った本格的な洪水によって堆積したのである。

3-4 第四系(地すべり崩土・現河床堆積物)

調査地には多くの地すべり跡が残されている。そこには、主として泥岩の角礫を含む暗褐色の粘性土が分布している。砂岩の円礫を含むことがある。地すべり崩土である。

馬場川の河床に、比高がおおよそ60cmから1m程度の小規模な段丘が連なっている。埋積物は暗褐色の粘性土を含む礫層である。礫は硬質な安山岩の巨礫を主体にし、泥岩や砂岩の礫を含んでいる。それらは淘汰が悪い。それぞれの礫は互いに膠結することなく、ばらばらである。調査地上流部では、多量の木の子や幹、直径40cm余の根株などが混じっている。中流部(羽山地区)では、冷蔵庫の一部と推定される長さ1m余の白く塗装された鉄板や工事用の青いビニールシートが、いずれも水平に挟まれていた。明らかに近年の堆積物であり、砂防堰堤による堆砂である。

4 地形発達史

北信地域では、ウルム氷期最盛期には、大きな谷が形成された(高田平野団体研究グループ、1981)。したがって、旧石器時代から縄文時代草創期には、調査地は陸化していたであろう。そして、平坦面Ⅲが形成された時期は、縄文時代後期であり、平坦面Ⅵは縄文時代晩期に形成された。それらから推定して、古河川の浸食によって現在の地形が形成され始めた時期、つまり平坦面Ⅰが形成された時期は、縄文寒冷期が始まった頃であり、現在の地形の原型が完成したのは、弥生時代早期であった(次頁、図-5)。

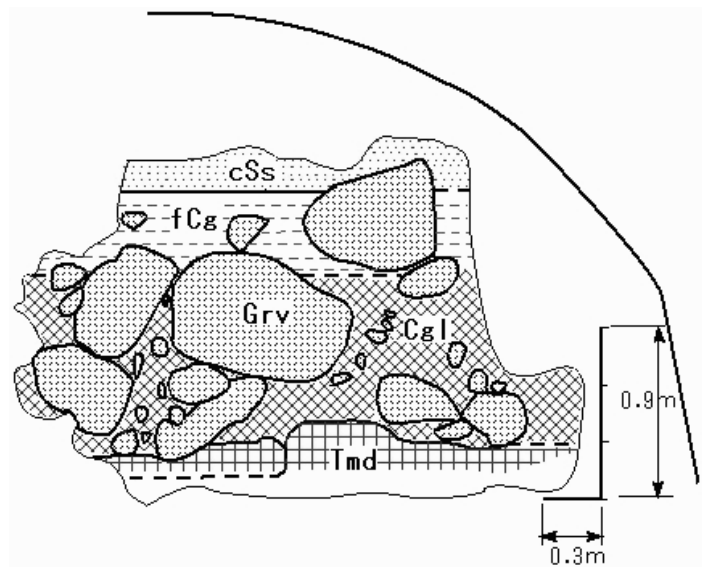


図-4 新期段丘の埋積物(スケッチ)

cSs: 細砂層を挟む粗砂層(成層)、fCg: 細礫層(成層)、Grv: 礫、Cgl: 礫層、Tmd: 黒色泥岩層

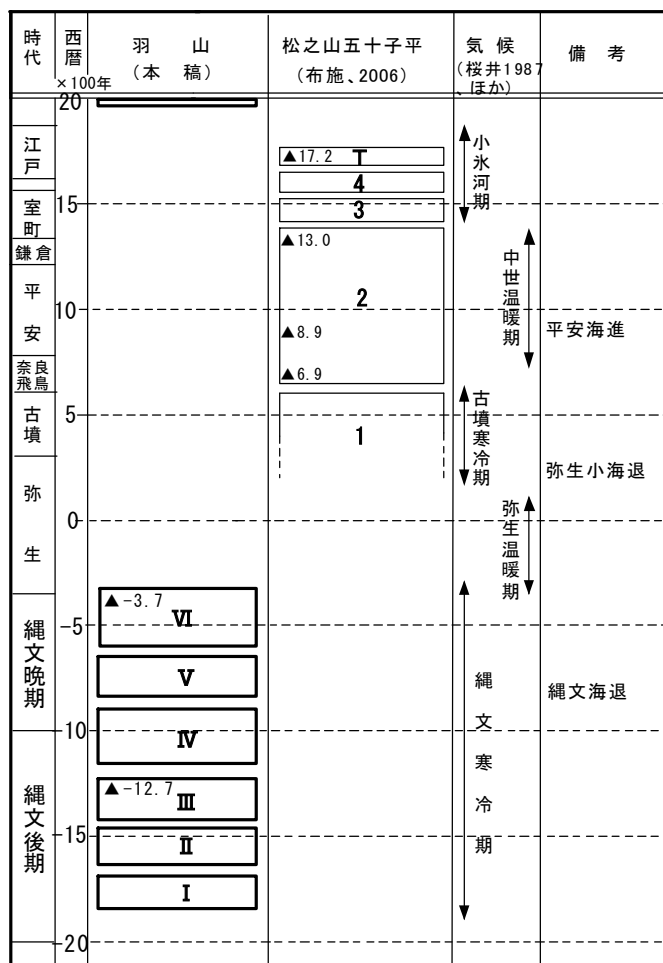
古河川(古馬場川)の変遷を次頁の図一6に示す。古馬場川①は、縄文時代後期に調査地を北流していた。その後、古馬場川は流路を東に移動させながら、その標高を下げた(②～⑥)。これらの古河川で、それぞれの平坦面(I～VI)が形成された。これらの平坦面は、古河川がその流路を東に移動させるとともに、次々に段丘化していった。その際に、より上位の段丘崖の麓つまり平坦面の山側に河道の跡が残った。それらの一部は、平坦面上に多くの池沼や湿地として残っている。これらの湿地等に繁茂しているアシやトクサあるいはガマなどの水生多年草は、これらの湿地等が長年にわたって安定していたことを示している。

これらの平坦面の埋積物は、先に述べたように、洪水流の堆積物である。それらが堆積した時期は、縄文寒冷期であった。つまり、この寒冷期には、洪水が頻発していたのである。

とくに寒冷であった縄文晩期には、平坦面Vの埋積物が示しているように、大規模な洪水あるいは土石流が発生した。そして、縄文寒冷期から弥生温暖期に向かう頃に、平坦面VIの厚い粘土層が堆積した。河岸には植物が繁茂していたのであろう、粘土層の一部には多量の腐植物が含まれている。なお、平坦面IIIと平坦面VIとの標高差及びそれらの埋積物の年代から推定される縄文寒冷期の平均下刻速度は、およそ8cm/年である。

弥生時代以降になって、新期段丘が形成された。その埋積物は、洪水流による堆積物である。洪水が頻発した時期、つまり古墳寒冷期あるいは小氷河期(江戸時代)などの寒冷期に堆積したのであろう。洪水の後には比較的穏やかな時期があり、細粒の砂礫層が堆積した。これらが段丘化した時期は明らかではない。

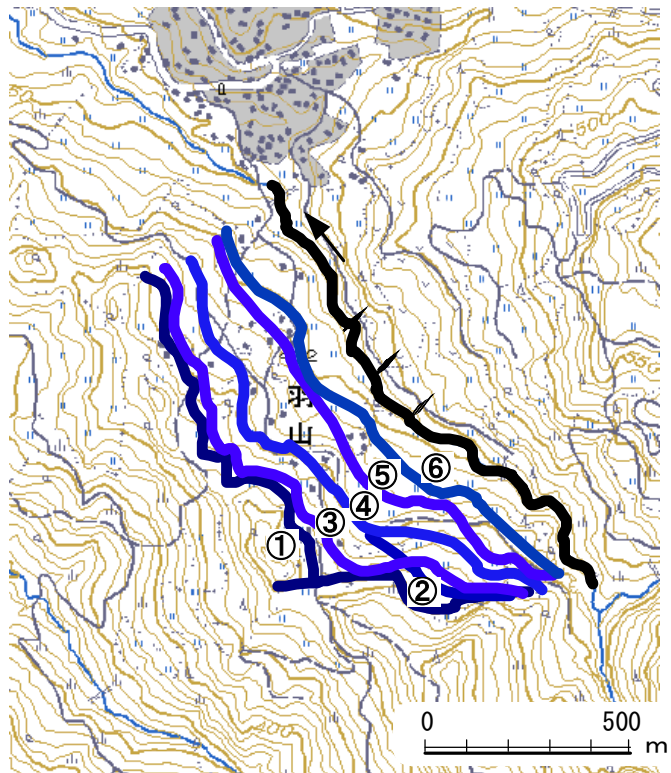
調査地内で最古の地すべりが発生した時期や発生した斜面などは、現地調査では不明であった。しかし、現在の地形の原型が完成したのは、先に示したように、弥生時代早期である。したがって、現在の地形での最古の地すべりが発生した時期は、弥生時代以降であったことになる。



図一5 平坦面の形成期

I～VI：平坦面、▲数値： ^{14}C 年代測定値(西暦、 $\times 100$ 年)

縄文時代前期には、降雪量が多くなっていた。東日本の日本海側で降雪量が多くなったのは、気候の冷涼化・湿潤化が顕著となった約 5,000 年前である(安田、1990)。その頃は、縄文海進がピークを過ぎ、対馬暖流が日本海に本格的に流入していた(前田、1995)。そして、その結果として、雪の原料となる水分が供給された(高橋、2003)のである。また、小氷河期には多雨と豪雪が続いていたことが知られている(布施、2006)。これらのことから、古墳寒冷期でも同様に、多雨と豪雪であったであろう。つまり、これらの寒冷期には、地すべりが発生する気象条件(契機)が存在していたのである。また、後



図—6 古馬場川の変遷 (①～⑥：古馬場川)

に述べるように、地すべりの発生には泥岩層の風化が必要である。これらのことから、最初の地すべりが発生した時期は、古墳寒冷期以降であろう。

5 地すべり

調査地には多くの地すべり跡がある。羽山地すべり地周辺の馬場川左岸一帯は地すべり常習地帯である(湊元、1977)。また、馬場川沿岸には各所で崩壊型の地すべり(河岸崩壊)が発生している。それらの対策として砂防堰堤が設けられており、鉄線フトン籠やコンクリート片法枠を用いた護岸工事が施工されている。

各地区で近年に発生した地すべりについて説明し、それらが発生した条件と消滅する条件を検討する。

5-1 各地区での地すべり

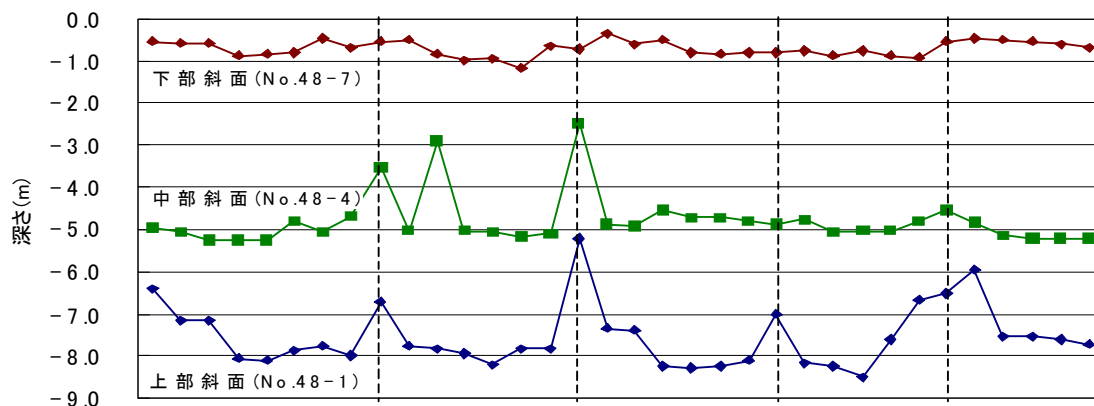
各地区には、1900 年代に地すべりが発生している。それらの地すべりは、泥岩層と旧期河床堆積物をせん断している。以下にそれぞれの地すべりについて、その概要と調査結果を述べる。とくにボーリング孔を利用した地下水位観測の結果に基づいて、厚い粘土層(平坦面VIの埋積物)が地下水位の挙動に影響を与えていることを明らかにする。

5-1-1 木上地区の地すべり

木上地区では、1973 年と翌 74 年に地すべりが発生した。地すべり頭部の滑落崖は上部斜面や中部斜面の河成地形である平坦面を削り、その崩土は、下部斜面の平坦面を覆っている。そのほかにも、近年になって崩土の末端斜面に小規模な地すべりが発生しており、

貝殻を伏せたような小規模な地すべり地形が残されていた。

ボーリング孔を利用した地下水位の観測結果(観測期間 1979 年 5 月 7 日から 12 月 26 日まで、観測回数 34 回)を図一 7 に示す。上部斜面の地下水位(No. 48-1)の変動幅は-5.2m から-8.5m であり、中部斜面のそれ(No. 48-4)は-2.5m から-5.2m であった。これらに比べて下部斜面のそれ(No. 48-7)は小さく、-0.3m から-1.2m の範囲にあった。なお、これらの観測には、小数点以下 3 位(mm 単位)まで計測されていた。



図一 7 木上地区の地下水位変化 (新潟県建設技術センター(1982)の資料から作図)

上部斜面と中部斜面の地下水位は、梅雨や台風及び秋雨などの降雨のたびに、大きく上昇している。また、降雨後は速やかに水位が低下している。このような降雨との応答から判断して、これらは降雨応答型の地下水(相楽ほか、2005)であり、雨水が浸透した地下水である。これらの斜面には平坦面が発達しており、そこには礫混じり粘性土が堆積している。礫混じり粘性土層では、石田ほか(2005)の実験が示したように、雨水が容易に浸透したであろう。そして、地下に浸透した雨水は地下水となって、泥岩層に発達している亀裂を通過して流動している。ボーリング掘削が泥岩層に達したときに、後に述べるように、地下水位が急激に低下したこと、また、地下水位の観測結果で泥岩層での地下水位の変動幅が大きく明瞭であることなどがそのことを示している。

これらの地下水位の挙動が同一の傾向であることを確認するために、帰無仮説検定^{*1}を行った。その結果、両者が互いに独立しているという帰無仮説は、5%以下の危険率で棄却された。つまり、それらの地下水位の挙動は同一の傾向をもっているのである。それらは同一の降雨の影響を受けているのである。

下部斜面の地下水位の変動は、全体としては上部斜面や中部斜面のそれらと同じ傾向にあるようにみえる。降雨の影響が認められる。ところが、それらの帰無仮説検定の結果では、帰無仮説が棄却できなかった。下部斜面の地下水位は、上部斜面等のそれらと同じ傾

^{*1} 帰無仮説検定：証明すべき仮説を否定する仮説(帰無仮説)を設け、その結果を確率で評価する推計学の方法である。ここでは、2つの地下水位の変動傾向が互いに独立している(つまり無関係である)と仮定し、両者の食い違いの程度を χ^2 (カイ自乗)分布で評価している。

向にあるとはいえなかったのである。前者の変動を詳しく検討すると、中小の降雨に対応するピークが遅れて現れていたり、不明瞭であったりした。とくに、中小の降雨に対しては、水位が必ずしも上昇しているとは限らなかったのである。

下部斜面の孔内水の水位は、低い部分は－1 m程度で、観測期間を通じてほぼ一定であった。したがって、季節変動型の地下水(相楽ほか、2005)ではない。むしろ、不明瞭であるにしても降雨の影響が認められる。これらのことから、この孔内水はボーリング孔に流入した表流水であろう。そのために、水位の上昇が降雨よりも遅れた。そして、中小の降雨では表流水等の流入量が少なく、水位に明瞭な影響を与えなかった。つまり、この地下水(孔内水)は、基本的に、ボーリング孔内に滞留している水である。

ところで、下部斜面には、軟らかく、含水比が高い粘土層が厚く発達している。層厚は約20mである。ボーリング掘削時の孔内水位の記録によると、この粘土層を掘進している間は、掘進と共に水位が低下した。粘土層内には流動している地下水が無いのである。ところが、掘削がこの粘土層の下部層に達した際には、孔内水位が上昇した。粘土層の下部層から湧水があったのである。湧水は、粘土層の下部になるほど増える傾向があった。圧密されている高含水比の粘土層から水分が絞り出されたのである。また、粘土層の下位には亀裂が発達した泥岩層があり、そこまでボーリング掘削が進むと、孔内水位が急激に低下した。その後、ボーリング掘削中に水位が回復することがなかった。

これらのことは、雨水がこの粘土層を浸透し得なかったこと、さらに、この粘土層が難透水性であることを示している。このことは、露頭やボーリング・コアで観察された岩質とも整合している。厚い粘土層が発達している下部斜面では、粘土層が難透水性であるために、その地下水位の変動傾向が泥岩層のそれとは異なる様相を示したのである。

5-1-2 羽山地区の地すべり

羽山地区では、1980年代の初め頃に大小の多くの地すべりが発生した。地元の方の話によると、その頃は3年に一度は地すべりがあり、ときには上部斜面からの地すべりが馬場川にまで達したということである。しかしボーリング調査の結果では、下部斜面にある厚い粘土層は安定していた。粘土層に設置したパイプひずみ計による観測でも、ひずみが増加する傾向を認めることができなかった。したがって、上部の地すべり崩土が下部斜面の表層を流下したか、あるいは、上部斜面の地すべりと下部斜面で馬場川に達した地すべりとは、それぞれ別の地すべりであったのであろう。

羽山地区での地下水位の観測は、上部斜面から最下部斜面まで4孔のボーリング孔で実施された。それらの観測結果(観測期間1980年5月2日から12月5日まで、観測回数31回)は、木上地区のそれと同様であった。つまり、上部斜面及び中部斜面での地下水位の変動幅は、それぞれ－3.6mから－6.9m及び－3.1mから－6.7mであり、それぞれ3m以上の範囲で大きく変化していた。そして、それらのピークは降雨に対応していた。さらに、これら両者の変動傾向は、帰無仮説検定の結果、同じ傾向をもっていることが示された。

ところが、厚い粘土層が分布している下部斜面では、木上地区の下部斜面と同様の結果

となった。つまり、下部斜面の地下水位の変動幅が小さく(−0.1mから−0.6mまで)、帰無仮説検定の結果でも、帰無仮説を棄却できなかった。ここでも、下部斜面の地下水位の変動傾向と上部斜面等のそれらとは、確率論的に互いに独立しており無関係なのである。

最下部の斜面で観測された地下水位の変動傾向は、上部斜面や中部斜面の地下水位の変動傾向と同様であった。そのことは帰無仮説検定の結果でも確認された。つまり、最下部斜面の地下水位は−2.3mから−4.1mまでの範囲にあつて、変動幅はやや小さいものの、上部斜面や中部斜面の地下水位と同様に、降雨に応じた明確なピークを示していたのである。最下部斜面には、厚い粘土層が分布していない。同じ下部斜面であっても、厚い粘土層の有無で、地下水位の挙動が異なったのである。

5-1-3 谷地田地区の地すべり

谷地田地区では1950年11月に大規模な地すべりが発生した。この地すべりで人家10戸が被災し、羽山集落が全滅したとさえ言われた。この地すべりは上部斜面に始まり、その崩土は馬場川にまで達した。地すべりが発生したときの様子を、湊元(1977)は次のように述べている。地すべりの規模は延長600m幅250mであり、最初に地表が波状にうねり、次いで亀裂、断層、地溝などの種々の構造が生じ、末端部では顕著な隆起が生じた。

5-2 地すべりの発生とその条件

調査地内で大きな地すべりが発生したのは、上に述べたように、1950年(谷地田地区)、1970年代前半(木上地区)及び1980年代初め(羽山地区)である。地すべりが発生する条件あるいは原因は、一般的には、地下水位の上昇であると言われている。そして、調査地の地下水は降雨水等が浸透したものである。しかし、これらの地すべりが発生した年やその前年には、豪雪や豪雨あるいは長雨などの記録がなかった。したがって、これらの地すべりが発生したときの地下水位が、過去よりも高かったと推定する根拠は存在しない。これらの地すべりの発生を、たんに地下水位の上昇だけで説明することはできない。

先に述べたように、調査地の泥岩層には降雨水等が容易に浸透した。泥岩は水に浸かることであるいは乾湿の繰返しで、容易に破碎し細粒化する(東ほか、1963)。そのため泥岩は、地表に露出した場合や地下水位が低下した場合などで、その後の降雨水等の浸透で含水比が高くなると体積が増加し、ときには泥岩そのものが内部から破壊されるようになる(林田・山田、1974及び林田、1977)。調査地では、降雨水や融雪水が浸透したときの急激な地下水位の上昇とその後の低下は、泥岩層の広い範囲にわたって含水比を増減させたであろう。そしてそれは、亀裂に沿った泥岩の物理的風化を促進したであろう。

また、既に指摘したように、調査地の地下水は、泥岩層の亀裂を通過して流動した。流動する地下水で可溶性イオンが溶脱されると、岩石は風化作用を受けやすくなる(林田、1977)。児玉ほか(2000)及び丸井(2001)は、泥岩と地下水との相互作用で泥岩の化学的風化が進行することを示した。したがって、流動している地下水は、丸山ほか(2004)が指摘したように、亀裂が発達した泥岩層の風化をさらに促進したであろう。

調査地の地すべりの発生は、このようにして風化が進行した泥岩層に浸透した地下水位

の上昇がきっかけとなったのであろう。つまり、泥岩層の風化が進行することで、従前と同じ程度の地下水位であっても、地すべりが発生し得るのである。したがってここでも、地下水位の上昇は、松之山五十子平地域での地すべり(布施、2006)と同様に、地すべりが発生するための契機(外的条件)であり、その素因的な条件(内的条件)は泥岩層の風化である。なお、青木・高浜(1977)は、能生谷地区(新潟県糸魚川市)や水沢新田(新潟県魚沼市)などの岩盤での崩壊型地すべりにとって、基盤の一部に存在する著しい風化が、ひとつの重要な地質学的素因と考えられると指摘している。

上部斜面だけではなく、中部斜面や下部斜面の泥岩層にも亀裂が発達していた。したがって、同じ事情で、中部斜面にも地すべりが発生した。しかし、下部斜面では、次に述べるように、泥岩層を覆う厚い粘土層によって地すべりが抑止されていた。

5-3 地すべりの消滅とその条件

調査地での地すべり崩土は礫混じり粘性土である。木上地区での地すべり崩土は下部斜面の一部を覆っている。その下部斜面には、平坦面VIの埋積物である粘土層が、およそ 20 mの厚さで泥岩層を覆っている。粘土層は含水比が高く軟弱である。また、下部斜面は緩傾斜地であるとはいえ、馬場川に面している末端斜面は高さ 10mを越す急斜面である。それにもかかわらず、この粘土層をせん断した地すべりは発生していない。粘土層が堆積して以来 2,300 年以上にわたって、安定しているのである。この粘土層には、次に述べるように、地すべりが発生するための条件が欠けているのである。

第一に、この厚い粘土層は、物理的にも化学的にも風化に対して安定している。この厚い粘土層は均一な厚い堆積物でありかつ難透水性であることから、地下水がその内部に浸透することも流動することも難しく、粘土層内部の物理的・化学的風化が進みにくい。さらに、その構成成分が微粒の粘土であり、最終的な風化産物と同等である。したがって、風化はこれ以上に進行し得ない。むしろ逆に、厚く堆積した結果として、ボーリング孔内への水のしみだしにみられたように、さらにボーリング柱状図の記載によると下部の粘土層ほど締まっていることにみられるように、自らの重さで圧密が進行し、密度が増す傾向にあるのである。この粘土層には、地すべりが発生するための内的条件である風化の進行が欠けているのである。

第二に、この厚い粘土層は、地すべりが発生するための直接の契機に対しても安定している。上部斜面や中部斜面で地すべりが発生した直接の契機は、雨水や融雪水が泥岩層に浸透したことであった。しかし、下部斜面に厚く堆積している粘土層は難透水性であり、先に述べたように、雨水や融雪水等が浸透するのを妨げている。厚い粘土層が堆積している下部斜面では、その難透水性のために、地すべりが発生する直接の契機(外的条件)が欠けているのである。

このように、厚い粘土層には地すべりが発生するための内的及び外的条件が欠けているのであり、その結果として地すべりの発生が抑止されているのである。それらの条件の欠如は、この厚い粘土層が現在の状態と傾向を維持している限り継続する。そして、この粘

土層は風化に対して安定しており、今後とも永続的にそれらを維持し続けるであろう。したがって、ここでは地すべりの発生が永続的に抑止されているのである。ただし、風化に対して安定しているこの粘土層も、自重による圧密が継続しているのであり、その結果として粘土層は硬化する。いずれ、現在の状態を維持することが困難になるであろう。

羽山地区や谷地田地区にも、下部斜面に粘土層が存在している。羽山地区では、その厚さは15m程度である。ボーリング調査やひずみ計観測の結果によると、この粘土層は安定しており、地すべりが発生していなかった。ところが、谷地田地区で1950年に発生した地すべりは、粘土層をせん断している。この粘土層の厚さは薄く、6m程度であった。また、その分布範囲(幅)も、木上地区や羽山地区と比べて、狭くなっている。

これらのことから、調査地では、およそ15m以上の厚い粘土層が存在することで、地すべりが抑止されているのである。同時に、その厚さが6m程度では、地すべりの抑止には不十分なのである。

馬場川左岸の天然河岸となっている斜面では、厚い粘土層に河岸崩壊型の表層の地すべりが発生している。崩壊型の地すべりは最初の地すべり形態^{*2}であり、岩盤での地すべりの形態である(布施、1979、2006)。そして岩盤の特徴は、連続体としての側面が優勢であり、支配的であることであった(布施、1979)。厚い粘土層は、その点で岩盤と共通している。また、先に述べたように、この厚い粘土層は自重によって圧密されている。それによって自身の密度が大きくなり力学的強度が高まる。粘土層は、時間の経過と共にますます一体のものとして固まるであろう。厚い粘土層は、岩盤としての特徴をますます明らかにしているのである。

このように、この厚い粘土層には岩盤と共通している側面がある。その結果、末端斜面では、馬場川による浸食という新たな条件を得て、厚い粘土層の表層に小規模な崩壊型の地すべりが発生したのである。いいかえれば、そこでは地すべりの新たな発展過程が始まっているのである。ただし、それらの崩壊型地すべりの崩土は、そのほとんどが馬場川に流出しており、それらの斜面に残留することは少ない。したがって、そこでは崩壊型地すべりに続く次の形態である崩土での地すべりが発生することはない。

ところで、一般に地すべりが繰り返し発生している斜面では、軟らかい緻密な粘土を主要な成分とする粘土層が厚く発達している。いわゆる地すべり粘土層である。地すべり粘土層は、ほぼ完全に飽和した透水係数の非常に小さい層(中村・白石、1973)である。なおここでは、地すべり粘土には、すべり面粘土(高野、1969)と地すべりの繰り返しで機械的に破碎された地すべり崩土とを含めている。そのように破碎された地すべり崩土は、すべ

^{*2} 最初の地すべり形態：柿(1940)は、地すべりは地崩れ(現在の「崩壊」や「崩壊型地すべり」)の余韻とみなすことができると述べ、小出(1955)は、地すべり性の崩壊が地すべりの最も初期の段階として現れると指摘している。また、三浦ほか(1964)は、巢原(福井県)の現在の地すべりは地すべり性崩壊の後発的現象であると指摘している。さらに、永田・神田(1976)は、調査井での観察結果から、地すべりの初期発生が岩盤崩壊から始まったということも考えられると述べている。

り面粘土と同様に膨潤性の混合層鉱物を主体にした粘土となっているのであろう、軟らかく緻密な粘土である。

地すべり粘土層の実例を、鶴川右岸(新潟県柏崎市)の小規模な地すべり地に掘削した調査用の横坑で観察した(布施、1979)。それは安山岩の小礫を僅かに含む淡青灰色の粘土層であり、その基質は、グリスのような感触のなめらかさをもった粘土(高野、1969)であった。基盤の安山岩層(安山岩質凝灰岩)との境界には、薄く鱗片状に剥がれる擦過面をもつ数層の薄層があった。それらは赤褐色になっており、すでに硬化していた。古いすべり面である。地すべり粘土層の層厚は約5mであった。

布施(1979)は、地すべり粘土層と地すべりとの関係を次のように指摘した。地すべり粘土は地すべり崩土の最終形態であり、したがってそこに生じている地すべりの形態(地すべり粘土での地すべり)は、地すべりの最終形態である。そして、厚い地すべり粘土層の形成は、地すべりのひとつの発展過程を終わらせる。つまり、地すべりは、その発展によって自らの消滅の条件を準備しているのである。先に述べた鶴川右岸の地すべり地では、厚さ約5mの地すべり粘土層で地すべりが消滅していたのであった。また、そのようにして消滅した地すべりは、新たな条件を得たとき、新たな発展過程に移行するのである。

調査地での厚い粘土層の粘土は地すべり崩土ではない。しかしこの粘土層は、軟らかい緻密な粘土でありかつ難透水性であることで、地すべり崩土の最終形態である地すべり粘土層と同等である。この限りで、この粘土層と地すべり粘土層とは等置される。つまり、ここでは厚い粘土層で地すべりの発生が永続的に抑止されているのであり、潜在的な地すべりが消滅しているのである。そしてまた、厚い粘土層では、河川の浸食という新たな条件を得て、地すべりの新たな発展過程が始まっているのである。

6 おわりに

新潟県妙高市大字上小沢地内の羽山地すべり地で地形と地質を調査した。その結果から地形発達史を検討した。そして、それらに基づいて、調査地の地すべりが発生した条件と消滅する条件を明らかにした。

調査地には新第三系の黒色泥岩層(富倉層)が発達している。それを覆って、縄文時代後期から晩期の旧期河床堆積物及び弥生時代以降の新期河岸段丘埋積物や地すべり崩土が分布している。地形発達史によると、調査地で現在の地形の原型が完成したのは弥生時代早期であり、最古の地すべりが発生した時期は古墳寒冷期以降であった。

調査地には6段の平坦面が発達している。それらの平坦面の埋積物は礫混じり粘性土や礫質土(平坦面Ⅰ～Ⅴ)であり、含水比が高く軟らかい粘土(平坦面Ⅵ)である。この粘土層は調査地の下部斜面に分布している。その層厚は、南部では25m以上であり、北部では6m程度である。この粘土層の有無及びその厚さは、地下水位の変動傾向を、したがって地下水のあり方を規制している。

ボーリング孔を利用した地下水位の観測結果によると、上部斜面や中部斜面での地下水

は、雨水が浸透した地下水であった。雨水の浸透には、平坦面とその埋積物である礫混じり粘性土や礫質土が、それを容易にした。一方、厚い粘土層が分布している下部斜面で観測されたボーリング孔内の水は、雨水等の表流水がボーリング孔に直接流入して溜まった水であった。それは厚い粘土層が難透水性であったためであった。

上部斜面や中部斜面で地すべりが発生していた。調査地には亀裂が発達した泥岩が分布しており、そこに浸透した地下水が泥岩の風化を促進した。そのようにして、地すべりの素因としての条件が準備された。そして雨水の浸透が直接の契機となって、地すべりが発生した。ところが、厚い粘土層が分布している下部斜面では、粘土層が風化に対して安定しているために地すべりの素因としての条件が欠けており、その難透水性のために地すべりが発生する直接の契機が存在しなかった。その粘土層の厚さは15m以上であった。つまり、調査地では、およそ15m以上の厚さの粘土層が地すべりの発生を抑止していたのである。また、馬場川に面した急斜面では、この厚い粘土層の表層部に小規模な崩壊型の地すべり(河岸崩壊)が生じていた。

調査地の下部斜面に堆積しているこの厚い粘土層は、軟らかい緻密な粘土であることで地すべり粘土層と共通している。その限りでこの粘土層は、地すべり粘土層と同様に、地すべり崩土の最後の形態としての側面と岩盤としての側面という2つの側面を併せ持っているのである。そして、終局的な地すべり崩土つまり地すべり粘土という側面では、風化に対する安定性と難透水性のために、地すべりの発生を永続的に抑止しているのであり、したがって地すべりを消滅させる条件になっているのである。また、岩盤としての側面では、新たな発展過程としての崩壊型の地すべりが発生する条件となっているのである。したがって調査地では、旧期河床堆積物である粘土層が地すべり粘土層の代わりとなっているのである。

参考文献

- 青木 滋・高浜信行(1977)；新潟県における初生斜面崩壊の発生原因に関する一考察―地すべり地の履歴に関する研究(その2)―、新潟大地盤災害研年報、no. 3、p. 19-29
- 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効果速度、応用地質、vol. 46、no. 4、p. 207-219
- 柿 徳市(1940)：新潟県下の地辻砂防に就て、水利と土木、vol. 13、no. 2、p. 27-41
- 小出 博(1955)：日本の地辻―その予知と対策―、東洋経済新報社、p. 86
- 児玉貴幸・渡部直喜・丸井英明(2000)：新潟県東頸城地域の新第三紀層地すべり泥岩の化学的風化作用とせん断強度特性、新潟大災害研年報、no. 22、p. 17-30
- 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

- 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、新潟大学教育学部高田分校紀要、no. 25、p. 209-281
- 高野秀夫(1969):地すべりのすべり面について、地すべり、vol. 6、no. 1、p. 19-21
- 高橋 学(2003):平野の環境考古学、(株)古今書院、p. 63、103
- 湊元光春(1977):羽山地すべり、新潟県大百科事典<下>、(株)新潟日報事業社、p. 427
- 永田 聡・神田 章(1976):新潟県下の地すべり地における調査井の観測結果について、
新潟大地鉱研究報告、no. 4(西田彰一教授退官記念論文集)、p. 311-318
- 中村浩之・白石吉信(1973):雪の地すべりに与える影響について、地すべり、vol. 10、no. 1、
p. 6-16
- 新潟県建設技術センター(1982):昭和56年度羽山地すべり調査総括業務報告書(資料編)、
ライト工業(株)新潟支店
- 林田精郎・山田 健(1974):神戸層群(中新統)の鉱物組成と物理的性質について、応用地
質、vol. 15、no. 3、p. 1-6
- 林田精郎(1977):和泉層群(白亜紀)の硅化していない泥岩の風化についての二、三の研究、
応用地質、vol. 18、no. 3、p. 125-130
- 東 三郎・藤原滉一郎・村井延雄(1963):夏期における頁岩の機械的風化、新砂防、vol. 16、
no. 1、p. 8-13
- 布施 弘(1979):地すべり論、自費印刷
- 布施 弘(2001):松代町東部地域の河成地形—渋海川・越道川筋にみる河成地形と地すべ
り地形—、新潟応用地質研究会誌、no. 57、p. 25-31
- 布施 弘(2006):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—、
新潟応用地質研究会誌、no. 67、p. 17-36
- 前田保夫(1995):最終氷期以降の海洋環境の変遷、古代の環境と考古学(日下雅義編)、(株)
古今書院、p. 109-128
- 丸井英明(2001):岩盤・土砂の風化による力学的性質変化の解明と斜面の危険度評価への
応用、平成11-12年度文部省科学研究費補助金研究成果報告書、研究代表者丸井英明、
新潟大積雪地域災害研究センター、p. 9
- 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
- 三浦 静・塚野善蔵・安川克己・笹島貞雄(1964):北陸地方の地辻りの1つの型式(福井県
巢原地辻りについて)(演旨)、地質雑、vol. 70、no. 826、p. 379
- 安田喜憲(1990):人類破滅の選択—環境考古学が明かす古代文明の盛衰—、(株)学習研究
社、p. 228-234
- 柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信行(2001):飯山地域の地質、
地域地質研究報告(5万分の1図幅)、地質調査所、p. 18、26、29