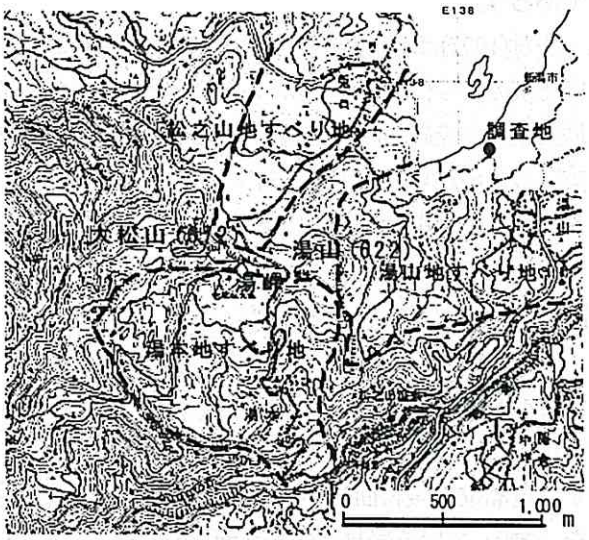
松之山町大松山周辺地すべり地の地形発達史（2）
—地形発達史と地すべり—

布　施　　弘

はじめに

先に、大松山(新潟県十日町市、旧東頸城郡松之山町、標高672m)近傍の地すべり地とその周辺地域(図—1)の地形と地質を調査し、その結果を報告した(布施、2005)。それによると、この地域には6段の緩斜面が分布しており、それらには更新世の新期河床堆積物(礫混じり粘性土)が堆積していた。また、その礫混じり粘性土層の下位やそれらの緩斜面を挟むように両側に並んでいる馬蹄形の急崖と小高い地形には、新第三紀中新世の松之山層(凝灰岩層や泥岩層)が分布していた。



図—1　調査地位置図（布施(2005)原図）

この報文では、これらの調査結果に基づいて、それぞれの緩斜面とその周辺の地形が発達してきた歴史(地形発達史)を検討する。さらに、その地形発達史に基づいて、各地区での地形のある発達段階が、その地区の地すべりが発生する歴史的条件であったことを明らかにする。また、それぞれの地すべりは、それぞれの地すべり地形を形成することで、地形が発達するひとつの契機であったことを示す。最後に、兎口地区の地すべりと杢坂の人柱伝説および今後の地すべり形態を検討する。

現地踏査およびこの報文に用いた地形図は、国土地理院の図幅「松之山温泉」(2万5千分の1)を使用した。

1　地形発達史

調査地域を含む東頸城地域あるいは松代・松之山地域の褶曲構造や地形の発達過程は、これまでの研究によると、次のとおりである。

植村(1976)は、頸城地域での褶曲の最大成長期を、鮮新世末期ないし更新世初期の頃、すなわち北信地域の褶曲期にほぼ同じと考えられると述べている。

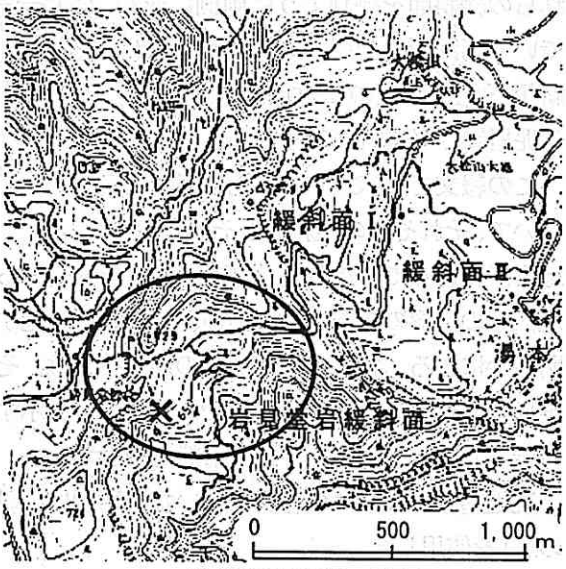
歌代ほか(1976)は、更新世の松代・松之山地域の地形の形成過程を、新潟県全体の地形発達史との関連でまとめ、次のように述べている。前期更新世には、関田山脈等の山脈や大・中の起伏山地はすでに形成されていた。しかし、松代・松之山地域はまだ水域であった。そ

して中期更新世のある時期に、徐々に隆起を始めた。やがて、後期更新世のウルム氷期の初期までに、浸食小起伏面となっていった。さらに、この浸食小起伏面は、ウルム氷期を通じて、地盤の隆起とともに、気候の寒冷化に伴う海水準の低下とあいまって、激しく浸食され、深い谷が細かく刻まれ、小起伏山地を形成した。そして、その過程で、ウルム氷期の亜間氷期での海水準の上昇に対応して、おそらく小規模ではあるが、数段の河岸段丘が形成されたであろう。

小林(1997)は、越後平野の古環境変遷史をまとめる中で、東頸城およびその周辺地域について次のように述べている。前期更新世には、北部フォッサマグナの信州地域から東頸城地域にかけて隆起的傾向が強まり、浅海化が堆積盆に広く進行した。この時期の浅海化は魚沼・東頸城地域から北部へと移るプログラディションの形で進行した。魚沼層に記録された海進ー海退サイクルは十数回に達した。また、中期更新世から後期更新世には、前期更新世から引き続いて海水準変動による海進と海退が繰り返される中、越後山地など越後平野周辺の丘陵の隆起運動が継続した。

1－1　湯本地区の地形発達史

湯本地区には３段の緩斜面がある。高い方から緩斜面Ⅰ、ⅡそしてⅢである。まず、最高位の緩斜面Ⅰが形成された時期を、隣接している岩見堂岩緩斜面(図－２)との比較から検討する。



図―２　岩見堂岩緩斜面位置図
×：掘削調査地点(脚注参照)

岩見堂岩緩斜面は、緩斜面Ⅰの南側にあるやせ尾根の西側、岩見堂岩の東側斜面にある、北に大きく張り出して湾曲した細長い緩斜面である。この緩斜面の西側と北側は、高さ30m以上の急崖となって聳えている。緩斜面には大小の池沼[1]があり、その南東部に、緩斜面(凹地)に平行した細長い小高い地形がある。したがって、ここにも河成地形(布施、2001)の特徴が揃っていることになる。この緩斜面の標高は、緩斜面Ⅰの高標高部と同じく670mである。さらに、これらの両緩斜面間の距離はおよそ200mであり、近接している。これらのことは、これらの両緩斜面が同一の古河川によって形成されたことを示している。

この岩見堂岩緩斜面には、竹内ほか(2000)の地質図によると、新期の堆積物が松之山層を

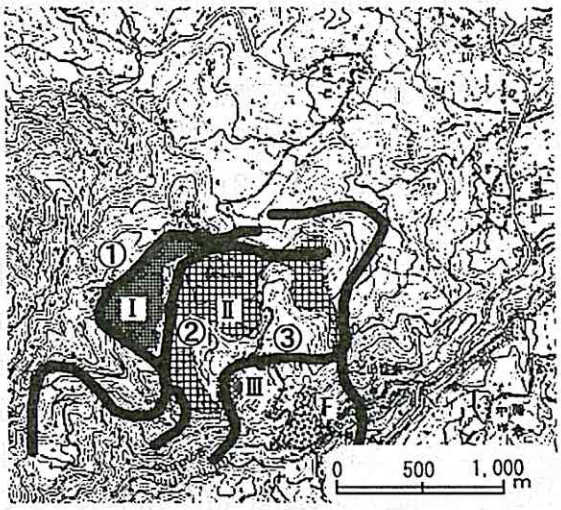
[1] 大小の池沼：岩見堂岩緩斜面の南西端にある水田も、かつては浅い池沼であった。この水田の脇で行った掘削調査の結果、地下 40 cmから 60 cmまでの間に、アシの遺骸を含む厚さ 20 cmの腐植土層が松之山層の凝灰岩を覆っていた。その腐植土の ^{14}C 年代は、480±60y. B. P. (AD1430 年頃)であった。

覆って分布している。そしてその堆積物は、大厳寺原牧場(十日町市、旧東頸城郡松之山町)の古期崩壊堆積物の一部であり、中期更新世に発生した関田山脈稜線の崩壊によって生じた土石流堆積物であると指摘されている。

また、湯山地区の緩斜面Ⅲの堆積物に含まれていた木片の^{14}C年代は、後に述べるように後期更新世(中期ウルム氷期)であった。したがって、それよりも高い標高にある緩斜面Ⅰは、それ以前に形成されていたことになる。

これらのことを総合すると、岩見堂岩緩斜面と緩斜面Ⅰとは、中期更新世の古河川(古湯本川)によって形成されたことになる。したがって、湯本地区における地形発達史は、中期更新世から始まる。

その頃の古湯本川は岩見堂岩緩斜面で大きく曲流し、さらに大松山の頂上付近の南側を南西から東に向かって、大きく弧を描いていた(図―3の①)。水衝部には浸食崖が形成された。岩見堂岩緩斜面の北側や緩斜面Ⅰの西側にある急崖である。古河川は松之山層の凝灰岩を浸食し、そこに凝灰岩礫や珪質泥岩の礫を混じる粘性土を堆積させた。



図―3　湯本地区の古河川の変遷
①～③：古湯本川、Ⅰ～Ⅲ：緩斜面、
F：扇状地

やがて古湯本川はその河床を低下させながら、その流路を東に変えていった。それとともに、緩斜面Ⅰは東に拡大した。緩斜面Ⅰには、小高い地形に挟まれた4筋の狭い流路跡(平坦面)が残されている。そして、東側の流路跡ほど標高が低くなっている。

このような河床の低下と流路の遷移は、更新世の末期まで続いた。古河川がその河床を低下させたのは、海水準の相対的な低下に対応したのであり、流路の遷移は、関田山脈から大松山にいたる尾根部での隆起がより大きかったことを示している。相対的な海水準の変化と地盤の差別的な隆起の緩急およびそれらの一時的な停滞等に応じて、古河川は、浸食期と堆積期とを繰り返しながら河床を次第に低下させ、調査地のように尾根の東側にある斜面では、西から東へその流路を移していったのである。

緩斜面Ⅰを形成させた古湯本川は、やがて浸食期に入り、その河床を急激に低下させた。古河川は流路をさらに東に移動させ、緩斜面Ⅰから撤退した。その際に、緩斜面内に大小の池沼などの特徴的な地形を残した。河成地形である。現在も残る池沼は、それらの流路の淵あるいは三日月湖の跡などである。

そのような池沼のひとつが、緩斜面Ⅰの中央にある池である。その池には、西端にある浸食崖からの沢が流入していた。近年になって、その浸食崖に崩壊が生じた。崩壊した土砂は土

石流になってその池に流れ込み、凝灰岩の角礫を主体とする礫岩が堆積した。その後も、断続的な出水によって、粘性土を混じる礫質土が礫岩層を覆って堆積した。礫質土層は、やや不明瞭な層理を持った堆積構造を示すこととなった。埋谷地形の形成である。また、池の周辺に生えていた植生が、それらの礫質土層の間で腐植土の薄層となった。礫質土層や腐植土層が分布している標高から推定して、当時の池の水位は現在の水位よりも数メートルは高かったようである。

緩斜面Ⅰから撤退し、南東に流路を変えた古湯本川(図―3の②)は、大松山大池を含む緩斜面Ⅱを形成した。後期更新世の初め頃であろう。南から北上した古湯本川は、大松山の南麓、大松山大池の辺りでその流路の向きを大きく東に湾曲させていた。古湯本川は基盤の凝灰岩層を浸食して大松山大池や湯山の周辺に高位層を堆積させた。その頃の古湯本川の幅は、高位層の幅から推測して、２m程度であった。

古湯本川は、河床を低下させながらその流路を南東に移した。大松山大池の南側を浸食するとともに、高位層の一部を浸食した。古湯本川は、さらに凝灰岩層を溝状に10mを超す深さにまで浸食し、そこに低位層の厚い礫混じり粘性土を堆積させた。やがて、古湯本川は広い河原を蛇行しながら、層厚約３mの、凝灰岩の亜円礫や角礫を主とする礫層を堆積させた。礫層と下位の礫混じり粘性土層とは、おそらく局部的な、短時間の不整合関係となった。このようにして、大松山大池の南に広がる広い緩斜面の原形が完成した。

また、緩斜面Ⅰの浸食崖に沿って南に流下している沢があった。その沢は、緩斜面Ⅰから緩斜面Ⅱの南端部に連なっている幅広い谷地形をつくった。緩斜面Ⅱの南端部では３段の平坦面がつくられ、最低位の平坦面は湿地になった。その湿地には、現在でもミツガシワが群生している。

古湯本川は、河床を低下させながら流路を南東に変えていった。その過程で緩斜面Ⅱの一部が浸食され、大小の池沼と小高い地形が残された。やがて、古河川は緩斜面Ⅱから撤退した。その頃、古湯本川は湯山(標高622m)の南側で古越道川に合流していた。

更新世末期以降には、緩斜面Ⅱのほぼ中央部で、沢が緩斜面を浸食していた。その沢頭では、小規模な崩壊があったのであろう、池沼が形成され、アシ等の水生植物が繁茂した。やがて、その池沼が決壊し、土砂が流出した。流出した土砂はそれらの植物遺骸を含む粘土層となって堆積し、それを層厚約20cmの赤褐色の礫層が覆った。その後、それらの粘土層や礫層が浸食された。その沢は、現在、湯本集落の西に流下している深い沢となっている。

一方、緩斜面Ⅱから撤退した古湯本川は、その流路を南に変え(図―3の③)、緩斜面Ⅲを形成させた。緩斜面Ⅲは、かつては現在の湯本集落の辺りにも広がっていたであろう。しかし現在では、湯本地区の西側に小規模な平坦面を残しているに過ぎない。

やがて古湯本川はその流路をさらに南に移しながら、緩斜面Ⅲから撤退した。河床はさらに低下した。それとともに、緩斜面Ⅲが浸食された。また、湯本地区の東側斜面では浸食が始まり、現在の広い沢が形成され始めた。

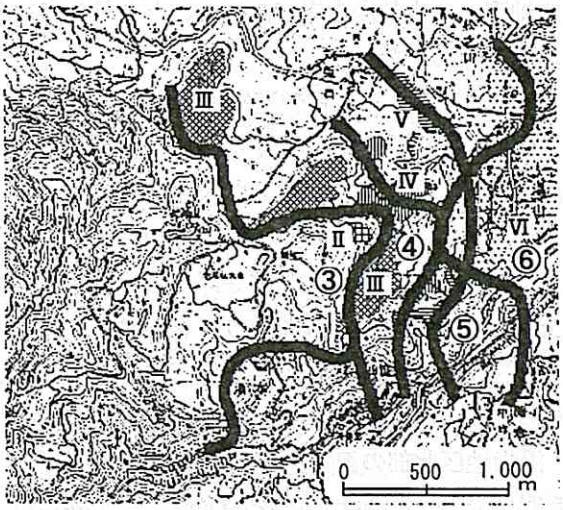
完新世になると、古湯本川は現在の湯本川となった。湯本川の下刻作用が活発になった。

湯本地区の下部斜面が湯本川によって浸食され、急斜面となった。東側斜面の沢での浸食はさらに激しくなった。沢は緩斜面Ⅲや緩斜面Ⅱを侵食し、さらには凝灰岩層を浸食した。沢には渓岸崩壊が頻発し、土石流が繰り返し発生した。土石流は湯本川に達して堆積し、湯本川を右岸に押しやるようにして扇状地が形成された。そして、湯本川の増水に伴う側方浸食や沢からの出水によって、これらの下部斜面や扇状地に地すべりが発生した。

1－2　湯山地区の地形発達史

緩斜面Ⅱが形成されていた頃に湯山の頂上付近で古湯本川を合流させていた古越道川は、河床の低下とともに古湯本川との合流点を次第に南に移動させていった。それに伴って、古越道川の左岸は緩いS字状の急崖(浸食崖)になり、急崖の下端の標高は、南に移るにしたがって次第に低くなった。やがて、古越道川は緩斜面Ⅲを形成させた。この過程で、急崖の南端では、その下端の標高(520m)が緩斜面Ⅲの標高とほぼ一致することになった。

中期ウルム氷期の亜間氷期が始まった頃(およそ５万年前)には、古越道川は、湯山の東山腹から兎口地区の上部斜面そして大松山の北麓に大きく曲流していた(図―４の③)。古越道川は、湯山地区に多量の木片を含んだ礫混じり粘性土を堆積させた。それらの木片の^{14}C年代は、4.3万年前より前と3.4万年前であった(布施、2005)。亜間氷期の末期(およそ３万年前)まで、このような堆積環境が続いていたのであろう。その間にも、古越道川は河床を低下させながら、その流路を次第に東に移動させた。緩斜面Ⅲに高位の緩斜面(高位面)と低位の緩斜面(低位面)とが形成された。



図―４　湯山・兎口地区の古河川の変遷
③～⑥：古越道川、Ⅱ～Ⅵ：緩斜面

なお、湯山地区の緩斜面Ⅲは、古越道川がこの緩斜面から撤退した後も、湿地や池沼で覆われていた。現在のように陸地化したのは近年のことであった。陸地化は、古越道川による浸食から取り残されていた凝灰岩の高まりから始まった。尾根には現在と同様に杉が生えていた。そして、陸地化した高まりにはナガバカワヤナギ[2]が進入してきた。やがて、それらの池沼や湿地などの低地に土砂が流入し、全面的な陸地化が進んだ。陸地化した平坦面に、ススキやナガバカワヤナギが定着した。

この緩斜面Ⅲには、現在でも数本のナガバカワヤナギが生えている。平坦面にあるそれらの樹幹の直径は、いずれも数センチメートルである。そして、凝灰岩の高まりにあるナガバ

2 ナガバカワヤナギ：ヤナギ科ヤナギ属の落葉小高木であり、川辺や池沼の畦に生える。地域の先駆的植生になる。

カワヤナギの樹幹の直径は10cm程度である。これらの樹齢が若いことは、この緩斜面の陸地化が近年であったという掘削調査の結果(布施、2005)と整合している。

ところで、後期更新世に緩斜面Ⅲを形成した後の古越道川は、浸食期に入った。古越道川は、緩やかに河床を低下させながら、その流路をさらに東に移動させた(図―4の④、⑤)。そして、湯山東麓の緩傾斜地と緩斜面ⅣおよびⅤが形成された。それぞれの緩斜面には、凝灰岩や泥岩の礫を混じる粘性土が堆積した。これらの緩斜面は、分布する範囲が狭く限られており、湯山集落が立地している広大な緩斜面(緩斜面Ⅵ)に移り変わるまでの過渡的な緩斜面であった。

更新世の末期になると、古越道川は、緩斜面Ⅴの一部を浸食して急峻な浸食崖をつくりながら、湯山集落から松之山地区に広がる広大な緩斜面Ⅵを形成させた(図―4の⑥)。急崖の南東端の麓にある河成地形が、そこに古河川があったこと、したがってその急崖が河成地形、つまり浸食崖であったことを示している。その浸食崖が現在の大規模な馬蹄形の急崖の原形となった。

完新世になって、古越道川は現在の越道川になり、緩斜面Ⅵを激しく浸食した。それとともに、湯山沢を初めとする多くの小川や沢が中位の各緩斜面を浸食し始めた。また、急崖や沢頭では、崩壊が生じた。

大規模な馬蹄形の急崖の南東端では、崖の上端でおよそ2,200年前に小規模な崩壊が生じていた。さらに、急崖の中央部では、大規模な地すべりが発生した。地すべりは、急崖の上部にあった緩斜面ⅣおよびⅤを侵食し、頭部滑落崖を形成した。その崩土は、湯山沢に沿って流れ下り、現在の湯山集落の位置にまで達した。このようにして、湯山地区の大規模な馬蹄形の急崖と、それに囲まれている地すべり地形が完成した。

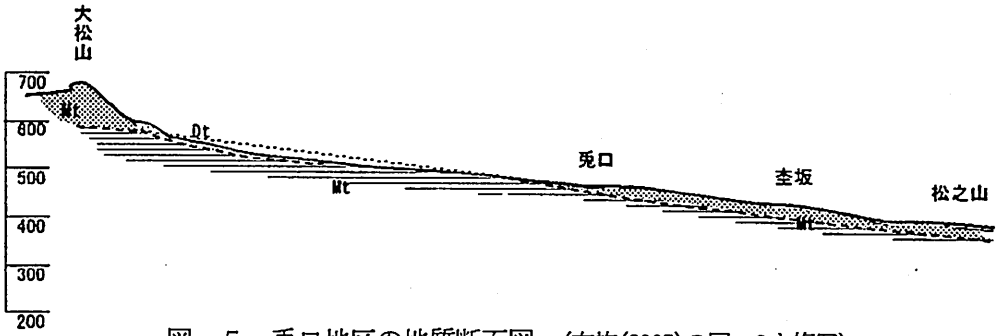
湯山地区北部の沢頭(現在のため池の上流)では、およそ100年前以降に、後期更新世の堆積物に崩壊が発生した。その崩壊した土砂が沢を堰き止め、池沼をつくった。その池沼にはアシが生え、周囲には杉が茂っていた。そして、近年になってその池沼が決壊し、土砂は土石流(泥流)となって流下した。その結果、4.3万年前より前の木片を含む崩土が、3.4万年前の堆積物を覆うことになった。また、前者の古い木片と現代のアシの根茎や杉の木片とが同じ崩土から出土することになった。

1―3　兎口地区の地形発達史

後期更新世には、古越道川は湯山の東から北に回り込み、大松山の東麓を浸食しながら大松山の北に流下していた(図―4の③)。大松山の東側斜面には急峻な浸食崖が形成された。また、湯山地区から大松山の北麓にかけて、緩斜面Ⅲが広く形成された。その後、古越道川は次第に河床を下げながら、その流路を北東に移動させた。それによって、緩斜面Ⅲはその低位面を北東に展開した。高位面には、馬蹄形の急崖(浸食崖)と狭い平坦面そして小高い地形という、典型的な河成地形が残された。

やがて、古越道川は河床を緩やかに下げながら、その流路を松之山地区に向かって東へ移動させた(図―4の④～⑥)。それとともに、兎口地区に広い緩斜面が形成された。

更新世末期から完新世にかけて、中沢川による浸食が始まった。中沢川は、大松山の麓に源を発し、現在の兎口斜面の北端を東に流下して越道川に合流している小河川である。兎口地区には、凝灰岩層と泥岩層が広く分布している(図―5)。古越道川はすでに凝灰岩層の一部を削剥し、泥岩層を露出させていた。中沢川は泥岩層を容易に浸食し、さらに緩斜面Ⅲの中央部を浸食した。その浸食によって、緩斜面Ⅲは兎口地区の南部と北部とに二分された。源流域には広い浸食面がつくられた。その後、浸食面には、幾筋もの沢や凹地が形成された。浸食面は小規模な起伏を繰り返す緩斜面になった。それらの沢や凹地のあるものは、現在の小川となった。兎口斜面の原形がつくられたのである。



図―5　兎口地区の地質断面図　(布施(2005)の図―6を複写)

Dt:崩土(崖錐堆積物と地すべり崩土)　Mt:松之山層(凝灰岩層と下位の泥岩層)

兎口集落から杢坂の周辺には、凝灰岩が分布している。それらは中沢川の浸食にも抵抗した。兎口集落の周辺は台地状の小規模な高まりとして残り、杢坂は小規模な丘陵として残った。杢坂の上流側は中沢川が残した低湿地となった。杢坂面の原形である。

中沢川による浸食は、大松山東麓の浸食崖をさらに急峻にした。急崖には崩落が頻発し、その麓には崖錐が堆積した。およそ200年前よりも前に、その急崖に崩壊型の地すべりが発生した。滑落崖からは多量の地下水が噴出したのであろう、その地すべりの崩土は崖錐の岩塊とともに土石流状になって流下した。それらの崩土は浸食面の沢や凹地を埋め、緩斜面を形成した。それでも、浸食面の一部や緩斜面Ⅲの小規模な地塊が、地すべり崩土に覆われずに残された(次頁、図―6)。地すべり崩土で覆われなかった泥岩層はその後も浸食された。その一部は、両側を地すべり崩土で挟まれた狭く細長い凹地となった。いわゆる地溝状の陥没地形(湊元ほか、1965)の原形である。

大松山の滑落崖ではその後も崩落が続き、崖錐が地すべり崩土を覆った。崖錐からは現在でも地下水が湧出している。

やがて、地すべり崩土にも浸食が始まった。地すべり崩土に小川が刻まれた。小川の河床には、凝灰岩や泥岩の小礫を混じる粘性土が堆積した。地すべり崩土の末端では、小規模な池がつくられた。その池に流れ込んだ小川は、地すべり崩土を覆って、凝灰質砂層や砂礫層、礫混じり粘性土層等を堆積させた。およそ100年前以降のことである。近年になって、その堆

積物の中央部が浸食され、小規模な河岸段丘がその姿を現した。そのほかの地すべり崩土の凹地は、池沼や湿地になった。湿地にはガマが繁茂した。また、湿地の畦畔には、ナガバカワヤナギが侵入した。現在、上部斜面にある地すべり崩土の湿地には、数本のナガバカワヤナギの若木が生えている。それらの樹幹の直径は、いずれもおよそ10cmである。それらが侵入した時期が近年であったことを示している。

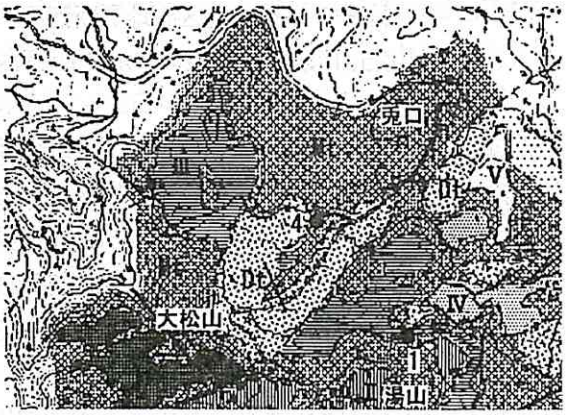
2　地すべり

これまでに明らかにしてきた地形発達史に基づいて、兎口地区の地すべりと杢坂の人柱伝説が伝えている地すべりについて考察する。また、将来再発するであろう地すべりの形態について検討する。

2－1　兎口地区の地すべりと人柱伝説

兎口地区の杢坂にある人柱伝説は、およそ500年前に発生した地すべりの様子を伝えている。兎口地区の玄関先である杢坂に建立されている「杢兵衛人柱之碑[3]」によると、この地すべりは大松山から始まって中沢川にまでその土砂を押し出し、地鳴りが幾日も続いていた。そして村人は、毎日、対策についての話し合いを続けていた。このことは、村人が離散しなかったことを示している。つまり、兎口集落は被災していなかったのである。

ところで、大松山の麓から兎口斜面の中部にかけての広い範囲に、地すべり崩土が分布している(図－6)。その崩土は厚い安定した泥岩層(松之山層)を覆っており、かつての地すべりが表層の浅い地すべりであったことを示している。その地すべりの崩土は大松山の急崖に生じた崩壊型地すべりの岩塊が崖錐の岩塊を巻き込んだものであり、凝灰岩や安山岩の角礫を中心とする砂礫系列の崩土(布施、1974)であった。ここでも、砂礫系列の崩土は土石流状になって流下した。そしてその土石流状になった地すべりの崩土は、現在の兎口温泉や集落までは到達していなかった。しかし、地すべり崩土の下流端からは、多量の泥水がさらに下流まで押し寄せたことであろう。兎口温泉の付近にまで大きな転石が散在している。



図―6　兎口斜面の崩土(布施(2005)の図―5の部分を複写)　Dt:崩土、Mt:松之山層

滑落崖では、地すべり崩土を覆う崖錐が形成されている。かつてそこでは新たな崩落が次々に生じていたのである。それらの崩落の度に、大きな地鳴りがしたことであろう。

このように、兎口斜面の上部から中部にかけて分布している崩土が示している地すべりの

---

[3] 杢兵衛人柱之碑：碑文を文末の参考資料に採録した。なお、鈴木(1985)は別の伝説を紹介している。それによると、人柱を建てたのは巫女の託宣によるのであり、その人選はくじ引きであった。

様子は、人柱伝説が伝えている地すべりのそれに一致している。また、上部斜面や地すべり崩土の末端にある小規模な河岸段丘は、それらが形成された後には大規模な地すべりが発生していなかったことを示している。そして、この地すべり崩土を不整合に覆う後者の段丘に含まれていた杉小枝の^{14}C年代はおよそ200年前あるいは300年前であり、この地すべり崩土が形成されたのはそれ以前のことであった(布施、2005)。これらのことから、この地すべり崩土は、人柱伝説が伝える地すべりの跡である可能性がきわめて大きいことになる。

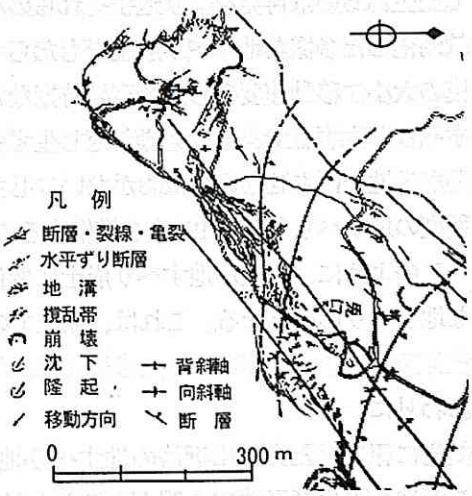
伝説によると、人柱は杢坂に建てられた。その碑文では、杢坂に地すべりが生じていたかのように読むことができる。新潟県土木部砂防課(1965)は、杢坂の下部で実施したボーリング調査の結果から、安定しているように見える杢坂の地盤は根無しであり、明らかに移動地塊であると指摘している。しかし同時に、地中ひずみ計ならびに移動計の観測結果から考察して、兎口の変動は杢坂の手前で終息していると述べ、杢坂の地塊は亜不動地であると指摘している。それらの観測では、杢坂の丘陵は移動していなかったのである。

1947年に撮影された空中写真(米軍撮影)や松之山地すべりが発生した後に撮影された空中写真(1965年、国土地理院撮影)でも、杢坂の丘陵が地すべりで移動した形跡や痕跡が見出されない。また、地形発達史では、杢坂の丘陵は古越道川や中沢川の浸食に抵抗した地塊であり、地すべりの亀裂跡とも見える杢坂面は中沢川の流路跡に残された低湿地であった。さらに、先に述べたように、過去の地すべりは泥岩層を薄く覆って流下した土石流状の地すべりであり、その崩土は杢坂の上流に位置する兎口集落にさえも到達していなかった。

これらのことから、人柱伝説の杢坂は地すべりで移動していたのではなく、むしろ、その鎮めとしての位置であったのであろう。碑文にあるような地すべりが杢坂にあったとすれば、そこに人柱を建てることはおろか、近づくことさえもできなかったであろう。

2－2　兎口地区地すべりの発展

湊元ほか(1965)によると、1962年には松之山地すべりの兆候が兎口斜面に生じていた。そして、松之山地すべり地全体の亀裂を詳細に測量図化した結果から、兎口地区では、大松山の東斜面に円形崖(いわゆる馬蹄形の急崖)が形成されたほか、地溝(陥没地形)や多くの亀裂が生じていたことを指摘している(図―7)。兎口集落の南側では、葛畑川に沿う水田が次々に被災する小規模な地すべりが発生していた。しかしそれにもかかわらず、兎口斜面では全体的な地すべりにはならなかった。それらの亀裂の多くは、地すべり崩土や崖錐が分布している範囲とその周縁部に集中していた。それらは浅い亀裂であり、深い部分にまでは達していなかったのであろう。玉田ほか(2004)



図―7　兎口地区の亀裂
(湊元ほか(1965)の図の部分を複写・改編)

は、地すべりには至らないそのような亀裂を疑似地すべりと呼び、地すべりの兆候とは区別している。

大松山の東斜面にある馬蹄形の急崖の原形は、地形発達史で明らかにしたように、後期更新世の古越道川による浸食崖であった。その浸食崖はその後の中沢川による浸食でさらに急峻になり、そこに大規模な崩壊型の地すべりが発生したのであった。その地すべり崩土は中沢川による浸食面を土石流状に流下して覆った。そして、1962年の地すべりの跡といわれているいわゆる地溝状の陥没地形の原形は、土石流状に流下した崩土とそれに覆われずに残された浸食面とでつくられた細長い凹地形であった。したがって、現在も残されている過去の地すべりの痕跡は、大松山の滑落崖と土石流状に流下した古い地すべり崩土だけである。

したがって、兎口地区で将来発生する可能性のある地すべりは、滑落崖での新たな崩壊型地すべりとこの崩土での地すべりである。現在のところ、この崩土には地すべりが発生する兆候はない。しかし、滑落崖の脚部に堆積している崖錐からの地下水の浸透が、新たな地すべりのきっかけになり得るであろう。

地すべりの移動形態は、地すべりの担い手である岩盤や崩土の物性に規制されている。兎口地区の岩盤では崩壊型の地すべりが発生し、その地すべりによって形成された砂礫系列の崩土では土石流状の地すべりが生じた。そして、後者の地すべりを契機にして、砂礫系列の崩土は現在の角礫混じり粘性土の崩土になった。角礫混じり粘性土の崩土では、地表水や地下水の浸透などによる風化・軟弱化作用で、これからも粘性土分の割合が増加するであろう。そのような崩土に発生する地すべりは、粘性土分のために、より緩慢な移動となるであろう。

崩土での地すべりは、小川の周辺や沢頭あるいは畦畔など、雨水や地下水等によって局所的に風化・軟弱化した崩土で発生するであろう。それは、局所的な小規模な地すべりとなって現れ、それと同時に、崩土の粘性土化・軟弱化を局所的にさらに促進させる。崩土の各所で発生あるいは再発を繰り返すそれらの小規模な地すべりは、いろいろの程度で粘性土化し軟弱化した多様な地すべり崩土をもたらす。そしてその多様さに応じて、移動する場所や規模の大小、移動速度そして再発の時期などがそれぞれに異なる、多様な移動形態の多数の地すべりが生ずるであろう。繰り返し生ずるそれらの地すべりは、いずれ崩土全体を一様に軟弱な粘性土にさせないではおかない。したがってそれらは、やがて来る全体的な大規模な粘稠型の地すべり(高野、1962)を準備するのである。

このように、岩盤が地すべり崩土に変化したことで、そこに生ずる地すべりは質的に新たな地すべり形態となる。これは、崩土での地すべりへの発展(布施、1979)である。

おわりに

先に報告した大松山近傍の地すべり地とその周辺地域での地形・地質の調査結果を基に、この地域の地形発達史を明らかにし、地すべりについて検討した。

調査地域には、南から湯本、湯山そして松之山(兎口)の各地すべり地がある。それらの上部斜面には馬蹄形の急崖がある。また、それらの急崖の麓には、緩斜面が発達している。

地形発達史は、それらの馬蹄形の急崖や緩斜面が、更新世の古湯本川と古越道川による河成地形であることを明らかにした。つまり、馬蹄形の急崖はそれらの古河川による浸食崖であり、緩斜面は堆積面や浸食面であった。そして、それらの緩斜面の原形が形成されたのは、中期更新世から更新世の末期までの間であった。最高位の緩斜面は中期更新世に、低位のそれは更新世の末期に、それらの中間にある緩斜面はそれらの中間の時期に、それぞれの原形がつくられていたのである。また、兎口地区に広がっている緩斜面(兎口斜面)の原形は、更新世の末期以降に形成された中沢川の浸食面であった。

それらの緩斜面では、それぞれの原形がつくられた直後から、沢や小川がそれらを浸食し、あるいは土石流が谷を埋め、低湿地や池沼に土砂が堆積し陸地化するなど、地形を改変する活発な活動があった。それぞれの緩斜面は、現在にまでいたる、それぞれの発達史を持っているのである。

また、一部の浸食崖や緩斜面には、地すべりが生じていた。湯山地区や兎口地区では後期更新世の浸食崖に、湯本地区では湯本川による浸食崖やそれを覆っている扇状地に、地すべりが発生していた。それぞれの地すべりは、浸食崖や扇状地の形成をそれぞれの歴史的条件としていたのである。同時に、それらの地すべりは、それぞれの地すべり地形を形成することで、地形が発達する契機のひとつとなっていたのである。

大松山の東側斜面(兎口地区)につくられた馬蹄形の急峻な浸食崖には、崩壊型の地すべりが生じていた。その崩土は、崖錐堆積物を巻き込みながら、土石流状になって兎口斜面の広い範囲を覆った。埋もれ木の^{14}C年代測定結果によると、その地すべりが生じたのは、およそ200年前あるいは300年前よりも前のことであった。その地すべりの状況は、およそ500年前に生じたという杢坂の人柱伝説が伝えている地すべりの状況と一致している。したがって、それらの地すべりは、おそらく同一の地すべりであろう。

兎口地区の岩盤での崩壊型地すべりは、岩盤を礫混じり粘性土の地すべり崩土に変えた。いずれ、この地すべり崩土にも地すべりが発生するであろう。それは、崩土の局所的な粘性土化の程度に応じて多様な、より緩慢な移動をする小規模な地すべりとなるであろう。地すべり崩土の各所で繰り返すそれらの地すべりは、いずれ崩土全体にわたる粘稠型地すべりの発生を準備する。岩盤が地すべり崩土になることで、地すべりは新たな地すべり形態(崩土での地すべり)に発展するのである。

参考文献

植村　武(1976)；越後第三系の褶曲区区分、新大地鉱研究報告、no.4(西田彰一教授退官記念論文集)、p.151－157

歌代　勤・高野　武男・長谷川　正・小林　忠夫・外山　正樹・西川　誠・藤田　剛・里方正俊(1976)；松代・松之山の地形と地質、新潟県教育委員会、新潟県文化財調査年報、no.14、p.2－53

小林　巌雄(1997)；越後平野における第四系の地質学的特性に関する研究、平成７年度～平成

８年度科学研究費補助金(基礎研究(C)(2))研究成果報告書、p.4,33－35
鈴木　栄太郎(1985)；松之山の大地滑り、図解にいがた歴史散歩―東頸城・中頸城２―、新潟日報事業社、p.79－80
高野　秀夫(1962)；地すべりの機構と防止対策、全国地すべり対策協議会、地すべり研究、第６集、p.22－32
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.14,47－48
玉田　文吾・福田　順二・山本　哲朗(2004)；斜面のレオロジー挙動と疑似地すべり、日本地すべり学会誌、vol.41、no.2、p.12－22
湊元　光春・奥村　義郎・伊藤　有三(1965)；松之山地すべりについて、新潟応用地質研究誌、no.11、p.23－29
新潟県土木部砂防課(1965)；地すべり記録集―松之山地すべり―、全国地すべり対策協議会、no.1、p.4,10,28－29
布施　弘(1974)；新潟県の黒色泥岩地域にみられる地すべりの発生と発展について、新潟応用地質研究会誌、no.21･22、p.42－49
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(2005)；松之山町大松山周辺地滑り地の地形発達史(１)―地形と地質―、新潟応用地質研究会誌、no.63、p.19－38

参考資料

杢坂に建てられている「杢兵衛人柱之碑」の碑文(全文)は、次のとおりである。ただし、原文は縦書きである。また、原文の２行分を１行で記す。

杢兵衛人柱之碑

今からおよそ五百年前、この地を中心に大きな地辷りが起き、大松山から上・下川手に及ぶ広大な大地を押し流し、地鳴りは止むことがなかった。

村人は毎日不安と恐怖の中で、なすすべもなく話し合いを重ねていた。

古老から、地辷りを治めるには人柱の生き杭を立ててはどうかと意見が出されたが、恐ろしさに応ずる者はなかった。

古老は、褌につぎはぎをした者が、人杭になることを提案し、自らつぎはぎの褌をして人柱となり村を救ったと伝えられている。

その人こそ杢兵衛であった。

村では杢兵衛を偲んでこの地を杢坂と呼び、杢蓮（こぶし）の木を植えて、その遺徳を後世に伝えている。

平成九年十月　建立