

新潟県各地に分布する斜面堆積物の¹⁴C年代

白石 秀一*

1 はじめに

筆者はかねてより、現在の斜面地形がいつどのような機構で形成されたのか？という問題に興味を持っていた。この点を解明するには、斜面を構成する物質がいつ形成されたかを明らかにする必要がある。特に、斜面が地すべり・土石流・崖錘などの堆積物におおわれている場合、その形成年代を明らかにすることにつとめてきた。

そのよう問題を解明するための一手法として、¹⁴C年代測定は比較的新しい時代に形成された堆積物の年代測定にはきわめて有効である。本報告では、新潟県下に分布する種々の斜面堆積物のなかでも、¹⁴C年代測定により形成時期を確定できた堆積物の年代について報告する。

2 試料採取位置と対象地層

(1) 佐渡郡畑野町 駒の上

畑野町駒の上地区は小佐渡山地のほぼ中央に位置し、国府川の支流小倉川の最上流部に位置している。

この地域は標高 400~500m前後の山地となっており、山地を小倉川とその支流が開析している。山地には新第三紀中新世前期のグリーンタフ層が広く分布している。この地域に分布するグリーンタフ層は、三瀬層と呼ばれる安山岩の溶岩を主体とする地層である。

小倉川の最上流に近い南向き斜面で、昭和 60 年に大規模な地すべりが発生した。この地すべりは長さ 250m、幅 120mで、冠頭部には落差 10m以上の滑落崖が形成された。滑落崖は標高 440m 付近に形成され、その主部は尾根を切断するように発生していたが、東側では北側から流れてきた沢を切断していた。沢を切断する部分の滑落崖には、安山岩の礫を含む堆積物が露出していた。堆積物は沢の勾配が緩くなる標高 440m 付近から、滑落崖に接する 420m 付近まで分布しているものと推定される。

堆積物に含まれる安山岩礫は、周囲に分布する基盤の三瀬層の安山岩を起源とし、径は 10~50cm 程度が多いが、なかには 1m を超えるものもある。ほとんどが角礫である。礫間はやや粘土質な砂により充填されていた。この地層の層厚は確認できた部分だけで 7m 以上ある。この地層の大部分は層理などの堆積構造が認められない無秩序な堆積物であるが、最上部には水流で形成されたと思われる葉理の認められるシルト層がおおっている。

この地層のうち、堆積構造の認められない部分には、炭化した木片が含まれており、それを採集して年代測定をおこなった。

木片を含んでいた地層は、崖錘堆積物または沢の流路に沿って堆積した溪床堆積物の可

*株式会社日さく

能性がある。しかし、堆積物分布地点の直上には大規模な斜面がないことからみて、溪床堆積物と考える方がよいと思われる。年代測定試料を含む地層は、流水による堆積構造や淘汰を受けていないこと、現在の沢の規模からみて通常の流水では確認された堆積物のすべてを運搬したと考えるにはその量が多く、洪水流または土石流のような堆積機構を考慮するを得ない。

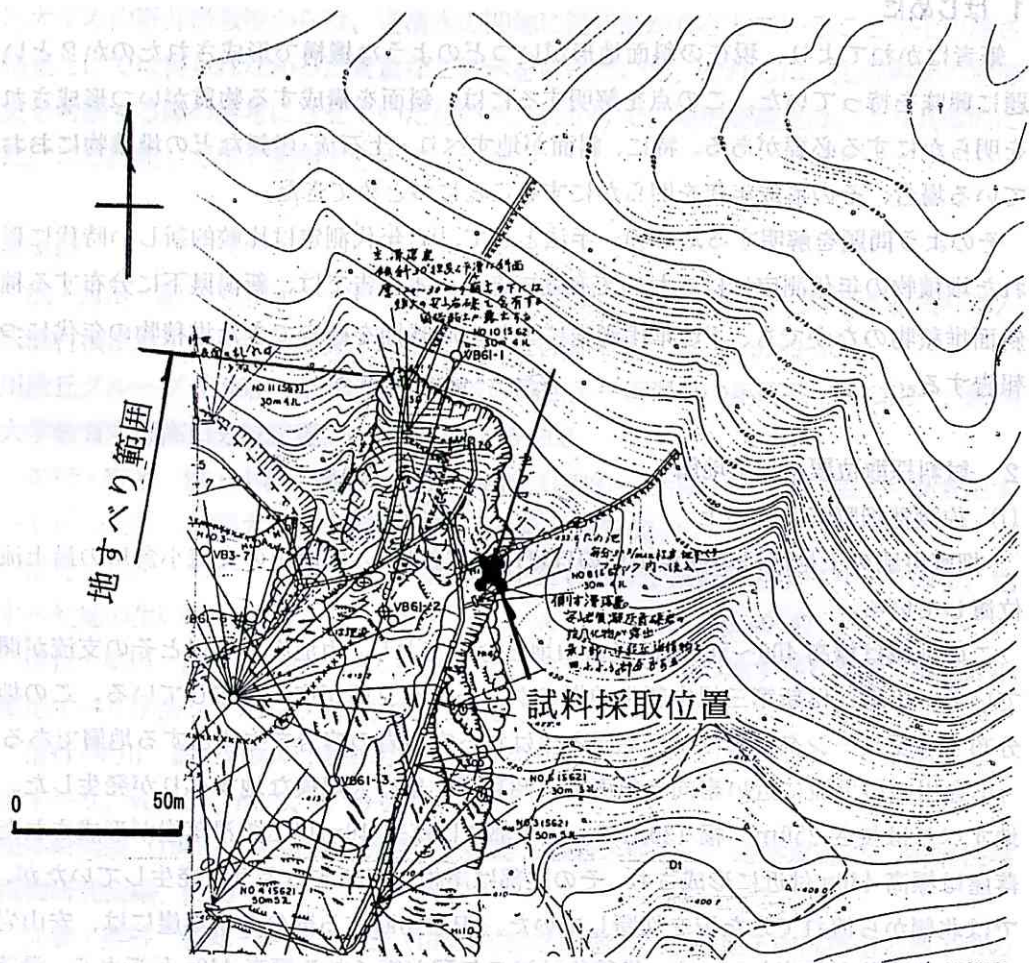


図. 1 駒の上地すべり平面図

(2) 両津市 片野尾

両津市片野尾地区は越佐海峡に面した小佐渡山地の南側にあっている。片野尾集落の北西側斜面は、林野庁指定の地すべり防止区域となっている。防止区域は部落の北側を流れる沢の流域に発達する緩斜面とほぼ一致し、沢沿いに小規模な地すべりが各所で発生している。地区内では地すべりが発生し、土砂が500m下流の越佐海峡まで流れ出し、海中に島を作ったという言い伝えが残されている。沢沿いに発生している現在の地すべりの規模は、長さ100m、幅50m程度である。そのなかで試料を採取した地すべりはA-16ブロックと名付けたブロックで、冠頭部には落差10m近い滑落崖と推定される急崖が半円形に連な

り、末端は沢に向かった押し出し地形を形成している。地すべりブロック内部は傾斜が緩いため、比較的大きな水田として利用されている。この地すべりは現在まったく活動していない。ただし、沢に面した部分は傾斜が急なため、時折亀裂や小崩壊が発生することがある。

試料は地すべり上部で掘削した調査ボーリング (BV1-2) のコアから採取した。このボーリングでは、深度 17.7m まで、礫まじり粘土を主体とする地すべり堆積物が分布している。地すべり堆積物は凝灰岩の風化により形成された粘土を主体とし、基盤の安山岩角礫を多く含んでいる。含有される礫の径は最大で 5cm 程度である。この堆積物のなかには、深度 10.5m の位置と基底部に炭質物を含んでいた。特に、基底部にはあまり炭化が進んでいない木片がふくまれていたため、それを採取し、年代測定をおこなった。

地すべり堆積物の下位には風化が進み、砕けやすい安山岩質凝灰角礫岩が分布している。この地層は三瀬層に相当する。

地すべり斜面の下部で掘削したボーリング (BV1-1) では、BV1-2 で確認されたような堆積物は 2m 程度で薄く、深度 3m 付近より風化凝灰岩に変わる。この結果、地すべり堆積物の基底はほぼ水平で、現在の河床より約 15m 高い位置にあることになる。

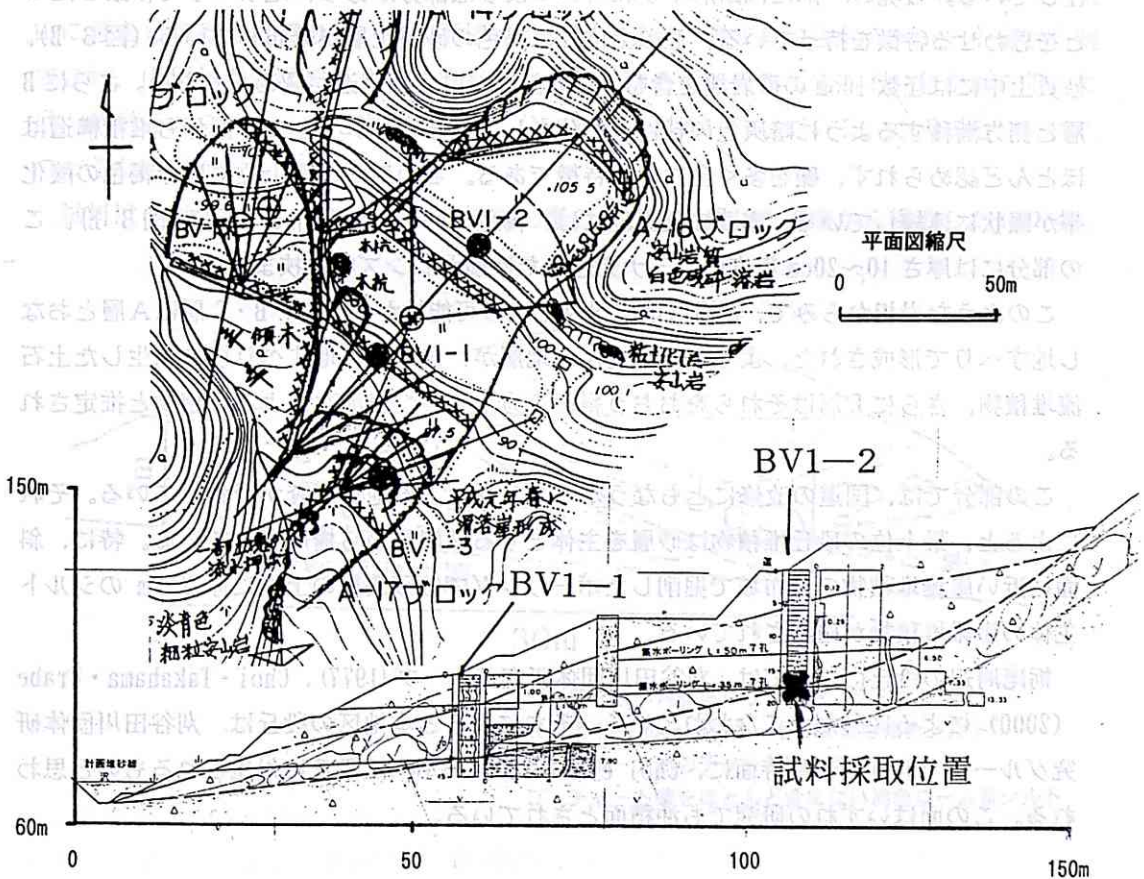


図. 2 片野尾地すべり平面図・地質断面図

(3) 栃尾市 大野

栃尾市大野地区は栃尾市街地の南側にあたっている。昭和 53 年、栃尾市街地南西側にある鶴城山の南東麓斜面で地すべりが発生し、栃尾大野地すべりとして記録されている。

試料採取地点は大野地すべりの南約 500m の位置にあたる。この地区では西谷川左岸（西岸）に比高約 5・25・35m 程度の段丘が形成されている。最上位の段丘面は、傾斜 60° 高さ 20m、幅 40m の半円形の急崖に取り囲まれている。急崖直下には山腹から供給された崖錐堆積物が分布する緩斜面が形成されている。崖錐堆積物は段丘面上にゆるい馬の背状の凸地を形成している。

平成 3 年に最上位の段丘堆積物とその上位に分布する崖錐堆積物の末端を掘削して国道 351 号のバイパス建設工事がおこなわれ、この部分の堆積物が観察できた。

工事により出現した露頭には高さ 5m の法面が 2 段あり、堆積物は厚さ 10m 以上ある。その岩相は主として砂岩の岩塊を含む砂質土から構成されているが、堆積物を細かくみると 4 種類に区分できる。もっとも下位の地層は砂岩の岩塊（径 1m 以上）を主とする地層で（図 3 A）、マトリックスはほとんどない。岩塊の径は 1m に達するものもある。砂岩は山腹に分布する牛ヶ首層のそれに対比される。なお、このような砂岩ブロックは地表にも点在している。岩塊の一部には断層でずれているような部分があり、地すべりで移動したことを思わせる特徴を持っている。その上位には褐色の砂質土層が分布している（図 3 B）。砂質土中には径数 10cm の砂岩塊を含む。この部分では堆積構造が認められない。さらに B 層と側方漸移するように暗灰色の粘性土が分布している（図 3 C）。この部分も堆積構造はほとんど認められず、礫を多く含むのが特徴である。この地層の最上位には赤褐色の酸化帯が脈状に連続している。露頭の最上位には、褐色の砂質土が分布している（図 3 E）。この部分には厚さ 10~20cm 程度のラミナ発達した砂層がレンズ状に挟まれる。

このような岩相からみて、A 層は地すべり土塊の可能性が大きく、B・C 層は A 層とおなじ地すべりで形成された、より攪乱の進んだ地層か、または、地すべり後に発生した土石流堆積物、さらに E 層はそれらをおおう斜面上方からの、表流水による堆積物と推定される。

この部分では、国道の改修にともなうボーリングによる地質調査が行われている。それによると、最上位の段丘堆積物は砂層を主体とする砂礫層から構成されている。特に、斜面に近い崖錐堆積物の分布域で掘削したボーリングでは砂礫層の上位に厚さ 4m のシルト主体の崖錐堆積物が確認されている。

栃尾周辺の段丘については、刈谷田川団体研究グループ(1977)、Choi・Takahama・Urabe(2000)による区分がおこなわれている。それによると本地区の段丘は、刈谷田川団体研究グループ(1977)の善昌寺面に、Choi et. al(2000)の To-A4 段丘に対比されるものと思われる。この面はいずれの研究でも沖積面とされている。

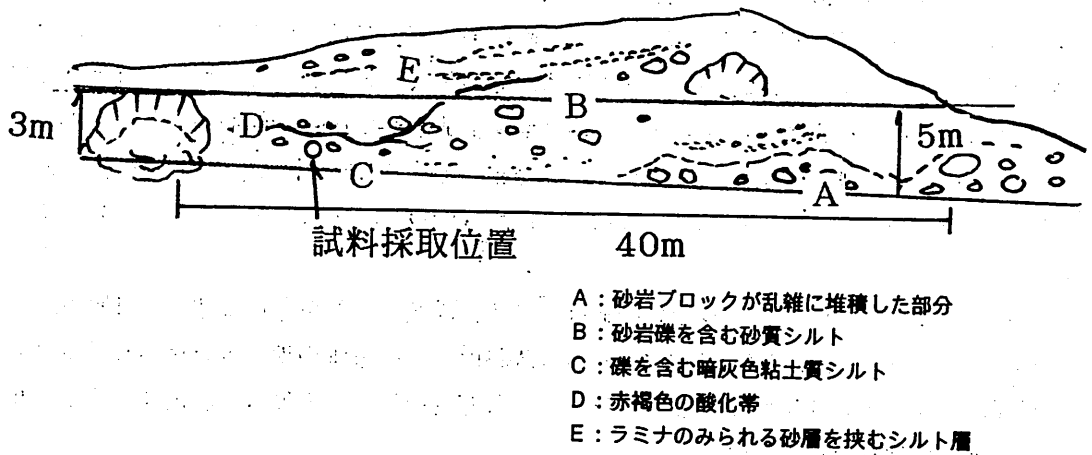


図 3 栃尾市 大野の露頭スケッチ

(4) 北魚沼郡 広神村 長松

広神村長松地区は破間川の支流小黒川の上流部に位置している。小黒川は上・下権現堂山に源を発する河川である。上・下権現堂山は上越帯に属する中生代のチャート層から構成され、山頂付近にはチャートの露出した急斜面が各所に分布している。急斜面の下方には、急斜面から供給された堆積物が厚く分布する緩斜面になっている。小黒川沿いにはこのような緩斜面が各所にみられる。

試料は小黒川沿いにのびる林道の拡幅工事のときに出現した露頭から採取した(図 4)。

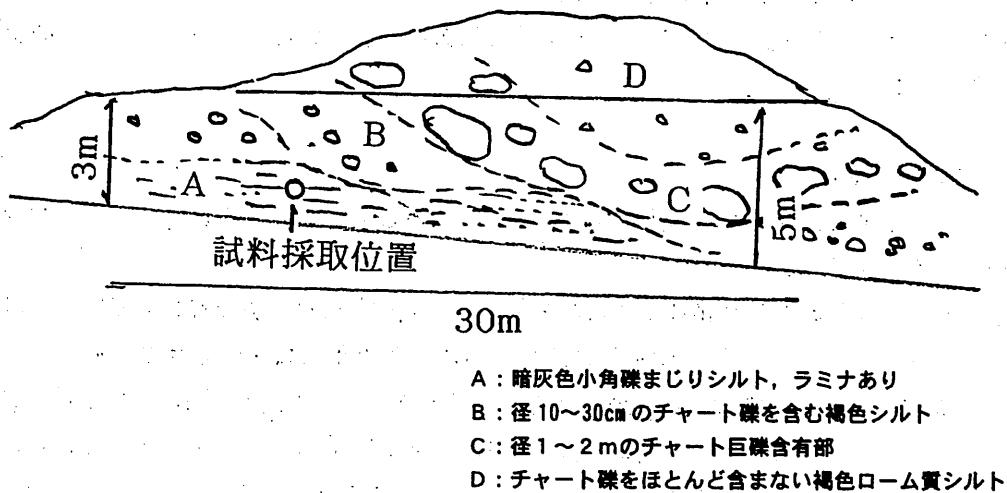


図 4 広神村 長松の試料採取露頭のスケッチ

露頭は高さ 8 m 程度であったが、最下部に流水堆積物が分布し(図 4 A)、それを削り込むように崖錐(土石流)堆積物が分布し、尾根地形を形成している。流水堆積物中には径数 cm のチャート角礫のラミナが認められる。礫の多い部分ではクラストサポートの部分もみられる。この中に木片が含まれていたため、その年代測定をおこなった。崖錐堆積物はチャート礫とそれを充填する赤褐色シルト層から構成されている。堆積物の中部には径 2m 以上のチャート巨礫が密集する部分が谷状に分布している(図 4 C)。C 層の厚さは 2m 程度である。C 層の上下にみられる B・D 層では礫の径も数 10cm 以下で小さくその量も少ない。

露頭と背後の急斜面との距離は約 50m 以上あり、露頭を含む周辺に地すべり地形が認められないことから、露頭でみられた B~D 層は急斜面からの崖錐や地すべり堆積物ではなく、急斜面部からの土石流堆積物と推定される。年代測定を行った A 層は土石流発生の前に堆積した流水堆積物と推定される。

(5) 刈羽郡小国町 武石

小国町武石地区は八石背斜のほぼ中央部にあたっている。八石背斜を横切って国道 231 号の武石トンネルが貫通している。武石トンネルの小国側坑口は北西・南東方向に延びた尾根に沿うように貫通している(図 5)。トンネル法線は尾根主軸のやや南西側にあるため、トンネルの坑口は南西方向に向いた斜面と斜交することになる。この斜面に地すべり堆積物が分布していた。

堆積物はトンネル法線にそった斜面の下部に分布し、その厚さは最大 6 m 程度であった。堆積物は径 1cm 程度の砂岩片を多く含む灰色粘土である。堆積物の下位になるにしたがい岩片の径が大きくなり、一見すると風化砂岩のように見えるようになる。年代測定にはこの粘土中に含まれていた木片を使用した。

堆積物の分布する斜面の上方には、かつての滑落崖と思われるスプーンカット状の急斜面がみられる。

(6) 柏崎市 善根

柏崎市善根地区は前述の武石地区より南西へ約 3km 離れている。この地区は八石背斜の最南部にあたっている。

この地区には八石背斜の軸部から流れ出す南東・北西方向の水系が発達している。善根地区には久之木川という小さな河川が流れている。久之木川は中流にある不動の滝の約 500m 下流で東南東から西北西の流路を南北方向にかえる。このため、川の南側斜面は攻撃斜面となり、川の侵食により形成された半円形の急斜面が連続している。この急斜面の上流端付近で小規模な崩壊性地すべりが発生している。地すべりの規模は長さ 30m、幅 20 m で斜面の傾斜は 20° 程度である。地すべりの冠頭部には滑落崖と推定される落差 6~7m の急崖があり、末端は久之木川に押し出し地形となっているため、久之木川の流路はその

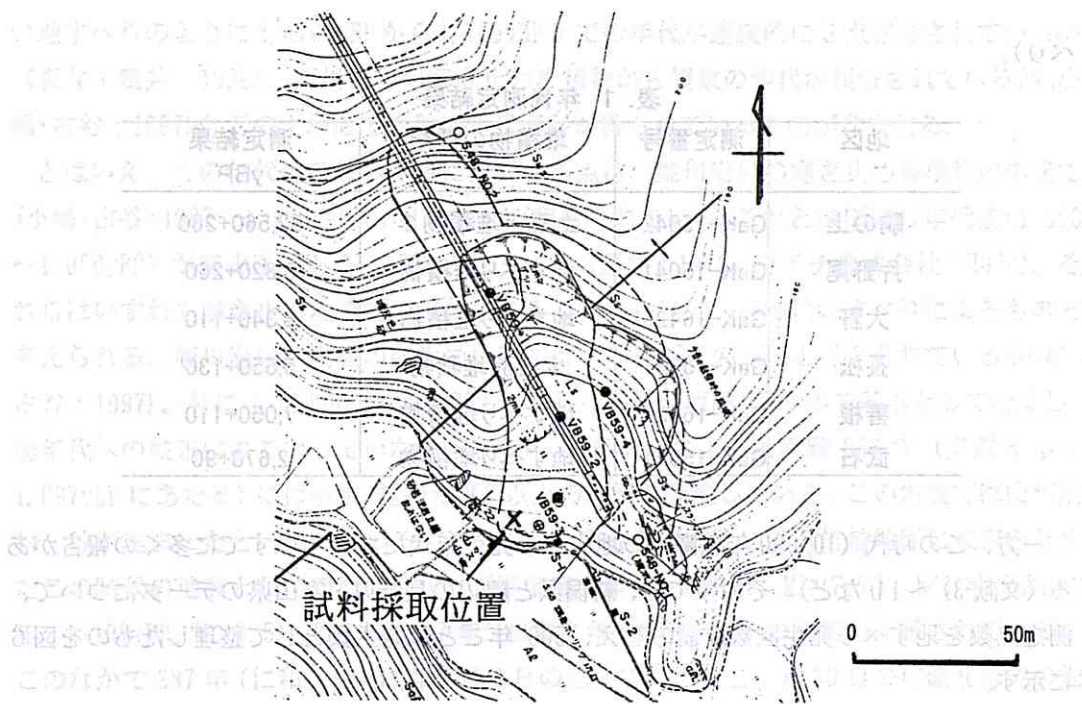


図 5 武石地区の地質断面図

部分で蛇行している。

この地すべりの末端土塊が久之木川の増水により洗掘を受け、その特徴が観察できた。末端の土塊は径 10~20cm 程度のシルト岩の角礫とその間を充填するシルトから構成されていた。土塊は全体に褐色化している。このような堆積物の特徴からみて、地すべりは崩壊に近い運動様式であった可能性がおおきい。地すべり土塊の下位には基盤である八王子累層のシルト岩が確認された。シルト岩の上面は地すべり土塊により侵食されたためか、きわめて滑らかな面になっていた。

年代測定試料は、地すべり土塊基底部に含まれていた炭化木片を使用した。

3 年代測定結果

年代測定は学習院大学の木越研究室に依頼しておこなった。各地区の測定結果を表. 1 に示す。

4 まとめと考察

本文では 6 点の年代測定データを報告した。そのうち、地すべりの年代を示すものが 4 点、崖錐または土石流堆積物の年代をしめすものが 2 点である。

このなかで示された地すべりの発生年代はいずれも 10,000 年以降の値を示している。前報(白石:2001)では関田山地に分布する斜面堆積物の年代についての報告をおこなった。そのなかにも同じ頃の地すべり発生年代を示すものがいくつかある(大島地区・宮口地す

べり)。

表. 1 年代測定結果

地区	測定番号	堆積物の種類	測定結果 yBP
駒の上	GaK-15042	土石流堆積物?	32,560+260
片野尾	GaK-15041	地すべり堆積物	9,820+260
大野	GaK-16425	地すべり堆積物	8,340+110
長松	GaK-15041	土石流堆積物	5,550+130
善根	GaK-16426	地すべり堆積物	7,050+110
武石	GaK-15041	地すべり堆積物	2,670+90

一方、この時代(10,000年以降)の地すべり発生年代についてはすでに多くの報告がある(文献3)~(14)など。その中でも、新潟県と周辺の長野県・富山県のデータについて、測定点数を地すべり発生回数と読み替え、500年ごとの発生数として整理したものを図6に示す。

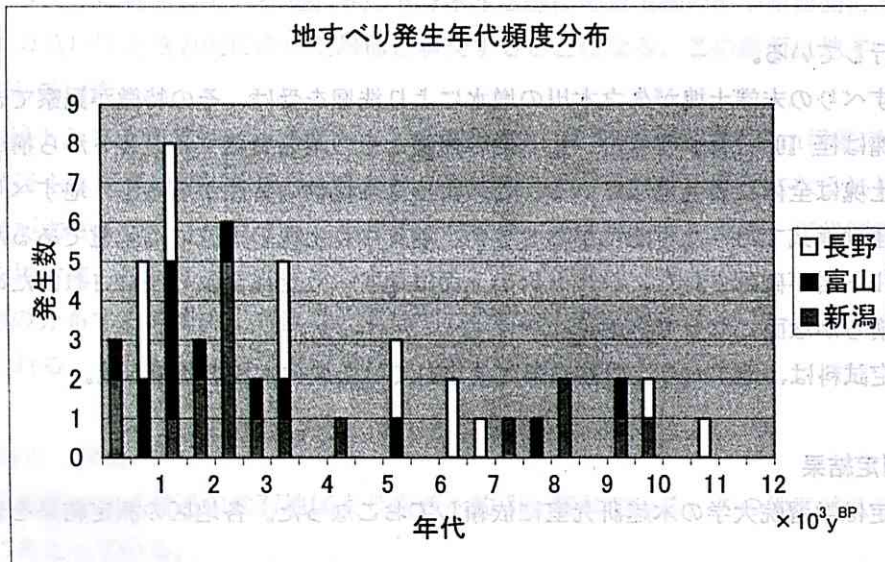


図 6 地すべり発生年代の頻度分布

文献 3) ~ 14) により作成

これをみると、3,500年以降の発生数が多く、それ以前には比較的少ないように読み取れる。しかし、この点については、古い時代の堆積物ほど侵食により残る可能性が少なくなるという点を考慮に入れる必要がある。しかし、3,500年以降の報告には、上川村大沼

の地すべりのように2,470yBPから1,769yBPまでの年代が連続的に5点報告されている例(坂井・鴨井:1998)、姫川沿いの塞き止め堆積物から複数の年代が報告されている例(小嶋・古谷:1997)などの1地区で複数の年代資料が得られているものが含まれる。

とはいえ、この年代値のなかで特に注目する点は、姫川沿いの塞き止め堆積物の年代で(小嶋・古谷:1997)、1,100~900yBPの年代が報告されている。これとほぼ同じ年代値(1,350~1,050yBP)が富山県でも多く報告されている(藤井:1976、ダイチ株式会社:2000)。それらはいずれも塞き止め堆積物の年代であることからみて、崩壊性地すべりによるものと考えられる。姫川沿いの崩壊の発生については、地震がその原因と考えられている(小嶋・古谷:1997)。特に1,100yBPは西暦850年にあたるが(西暦1950年を基準として計算し、歴年代への較正はおこなっていない)、宇佐美(1987)によると西暦863年(貞観5年:1,087yBPにあたる)には越中・越後にM7以上の地震が発生している。この地震では山が崩れ、谷が埋まったといわれている。そのほか、宇佐美(1987)には、信越地区に被害を与えたこの時代の地震として西暦769年(天平宝字6年:1,188yBP、 $M>7?$)、841年(承和8年:1,109yBP、 $M>6.5$)、863年、887年(仁和3年:1,063yBP)の地震が記載されている。このなかで887年(仁和3年)には7月6日の越後での地震と7月30日の信濃北部での地震を記載している。このうち、7月30日の信濃北部の地震については、河内(1983)が詳しく検討し、その存在に疑問を投げかけ、仁和4年である可能性を示唆している。そこでは、仁和4年には信濃國に大水の記録が「日本紀略」に残されていることから、八ヶ岳の稲子岳の大崩壊が発生し、大月川岩屑流が発生したと推定し、その引き金としての地震の可能性を指摘している(河内:1983)。このように、1,100~1,000yBPの間には多くの地震が発生しており、それにより新潟・富山・長野で多くの崩壊性地すべりが発生した可能性がある。

今後、これらの地震による崩壊堆積物が新潟・富山・長野の各地から報告されてくれば、当時の地震被害の状況が判明し、今後の被害予測に役立てることができると思っている。

一方、3,500yBPから6,000yBPの間には測定値の報告のない時期がおおい。ところが6,000yBPより古くなると、比較的測定値の報告が多くなっていく。特に8,500yBPまでの間には500年間に1ないし2点の測定値がある。8,500yBPより古くなると再び測定値が得られていない期間が増えていく。このような違いは、単に測定数が少ないという問題だけなのか、それとも従来いわれているような地すべり多発期(寺川ほか:1986)が存在するのかという点については、現時点では十分に議論ができない。

最近、長野県の飯山盆地周辺山地内の湿地堆積物についての年代測定と花粉分析結果から、環境条件を検討した報告されている(関口:2001)。それによれば、標高1,000m以下の北ドブ湿原や茶屋池湿原(いずれも関田山地)では、7,000yBP付近を境とし、それまで粘土層の堆積が続いていたのが、泥炭層の堆積に変化している。それとほぼ同時に、*Betula*主体の植生から*Fagus*主体の植生に変化したことが報告されている。この報告の中では、

花粉分析結果に注目し *Fagus* の卓越から多雪時代の到来について言及しているが、土砂生産についての検討がおこなわれていない。筆者は、7,000yBP 付近の粘土から泥炭への環境変化が、土砂生産量を検討するうえで何らかの意味を持つのではないかと考えている。またそれと、多雪気候への変化がどのような関係にあるのか、あるいは、今回報告したような地すべり発生との関係については、残念ながら明確な回答を得ていない。今後、各地の気候変動を示すデータ、地すべり発生年代の測定データが報告され、それについての検討ができるようになることを期待したい。

5 謝辞

本研究を進めるにあたっては、試料の採取や分析について株式会社日さくの上司・同僚から多大なご理解とご協力をいただいた。それらの方々に感謝いたします。

文献

- 1) 刈谷田川団体研究グループ(1977) 栃尾市周辺の河岸段丘 新潟の自然 No. 3 P11-16
- 2) Tad James Choi, Nobuyuki Takahama, Atsusi Urabe (2000) Tephrochronology of Late Quaternary Strath Terraces and their Implications to Neotectonic Movements in the Shitada and Tochio Regions of the Niigata Basin, Central Japan. The Quaternary Research, Vol. 36, No6, P521-533.
- 3) ダイイチ株式会社(2000) 大地をさぐる—富山と飛騨山地—
- 4) 藤井昭二(1976) 富山県東部における地すべりの周期性を暗示する地すべり発生年代地すべり Vol. 13 No. 3 P14-15
- 5) 斉藤豊(1982) 長野県姥捨土石流堆積物の成因とその堆積期 地すべり Vol. 19 No. 2 P1-5
- 6) 古谷尊彦・伊藤佳彦・味沢成吉(1994) 犀川丘陵塩本地すべり地で採取された炭質物の¹⁴C年代測定値について 第33回地すべり学会研究発表講演集 P101-102
- 7) 釜井俊孝(1989) 長野市西部山地におけるマスムーブメントの発生年代 第28回地すべり学会研究発表講演集 P36-37
- 8) 富沢恒雄(1987) 長野市地附山地すべり地におけるマスムーブメントの発達過程 地質学雑誌 Vol. 93 No. 7 P459-467
- 9) 小嶋まどか・古谷尊彦(1997) 姫川中流域の大規模崩壊堆積物の¹⁴C年代 第36回地すべり学会研究発表講演集 P315-318
- 10) 林徳煌・山口真一(1971) 地すべり地中の埋木の年代測定と地すべりの周期性について 地すべり Vol. 7 No. 3 P1-6
- 11) 牧野道幸(1968) 地すべり地層の堆積様式(I) 第7回地すべり学会研究発表講演集 P16

- 12) 高浜信行・中里裕臣・加藤正明・渡辺文雄(1994) 松之山地すべり壱坂地区の約 6-7 千年前の地すべり活動記録 地球科学 Vol. 48 No. 3 P 259-262
- 13) 鴨井幸彦・坂井俊介・渡部秀生・石崎則昭・伊藤一位・高野秀夫(1989) 新潟県常浪川ダム(計画)の湛水域地すべりーとくにその発生時期と湛水による影響について 第 28 回地すべり学会研究発表講演集 P 12-15
- 14) 白石秀一(2001) 関田山脈に分布するマスマーブメント堆積物の年代測定データ 新潟応用地質研究会誌 No. 56 P 33-48
- 15) 寺川俊浩・和久紀生・大西吉一・中嶋彰夫(1986) グリーンタフ地域における Mass Movement の多発期について 北村信教授記念地質学論文集 P 527-544
- 16) 宇佐美龍夫(1987) 新編 日本被害地震総覧 東京大学出版会
- 17) 河内晋平(1983) 八ヶ岳大月川岩屑流 地質学雑誌 Vol. 89 No. 3 P 173-182
- 18) 関口千穂(2001) 飯山盆地周辺山地における最終氷期以降の植生変遷 第四紀研究 Vol. 40 No. 1 P 1-17

<関田山地の年代測定結果 補追>

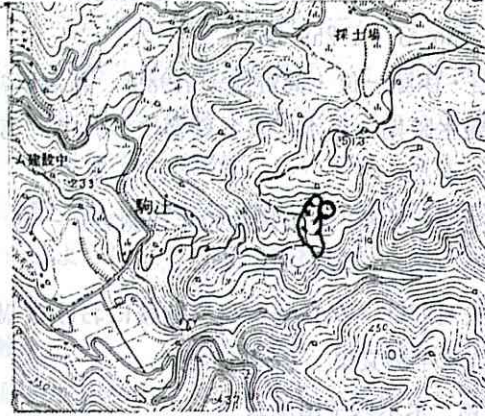
前報で報告した堰口地すべり地の年代測定結果に新たな値が加わったので、ここで報告しておく。

測定した試料は、前報のボーリング地点とおなじ斜面内ではあるが、より標高の低い位置にある地すべりブロックで掘削したボーリングコアより採取した。両者の標高差は 40m、距離としては 150m 離れている。ボーリングコアは深度 5.6m までが茶褐色の粘土、その下位に暗灰色の安山岩礫を混入する粘土が深度 14.5m まで分布し、その下位は泥岩層となっている。年代測定は深度 5.6m の粘土層基底部に含まれていた炭化木片で行った。

測定結果 GaK-19201 9,570±120 yBP

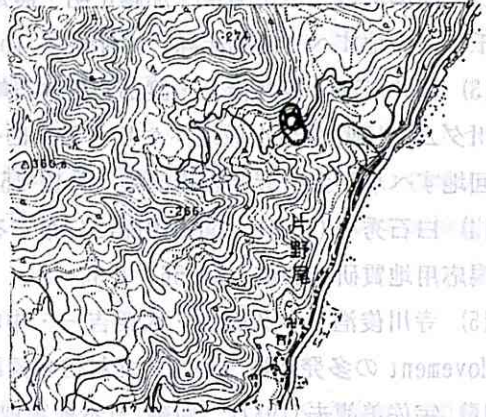
この値は前報の値よりかなり新しい。今回の地すべりは前報の地すべりよりも下方にあることからみて、前報告でふれた地すべりの下方斜面において再び発生した地すべりの年代を示すものと推定される。この点からみると、この地域では 18,000 年頃に斜面上部で地すべりが発生し、その後、9,000 年頃にその下方斜面で地すべりが発生したことになる。

駒の上



1/25000 畑野

片野尾



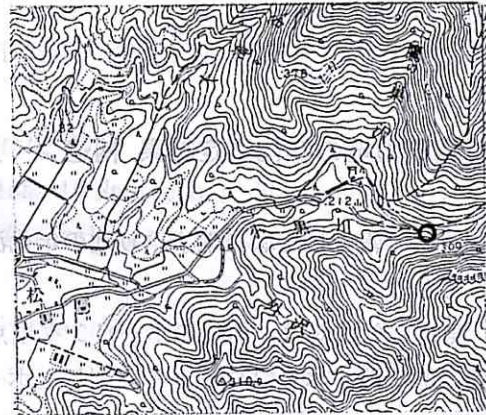
1/25000 水津

大野



1/25000 栃尾

長松



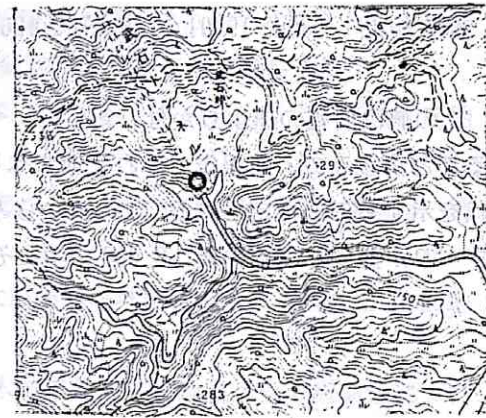
1/25000 須原

善根



1/25000 法坂

武石



1/25000 法坂

図 7 試料採取位地図