

関田山脈に分布する マスムーブメント堆積物の年代測定データ

白石 秀一*

1 はじめに

関田山脈は魚沼層群の堆積後(およそ 1.0Ma 以降)急激に上昇した山脈である。このため、激しい浸食作用を受け、種々のタイプのマスムーブメントが各所で発生している。特に、マスムーブメントの代表ともいえる地すべりは、山脈のほぼ全域で発生しているといっても過言ではない。

筆者はかつてこの地域の地すべり調査をおこなうなかで、マスムーブメントの発生年代を示す資料を収集することにつとめてきた。本報告では、その中で ^{14}C 年代測定により、発生年代の確定したマスムーブメント堆積物の年代について報告する。

2 関田山脈のマスムーブメント

関田山脈のマスムーブメントについて、全体的な総括をおこなったのは高野(1983)が最初と思われる。それによると魚沼層群堆積以後、この地域に準平原としての頸城面が形成された後、山脈の隆起と千曲川沿いの低地の沈降が進むにつれ、現在の主稜線部が東に向かって傾動的に上昇し、それにともない主山稜部で大規模な崩壊が発生した。その崩壊堆積物は土石流となって下方に堆積した。土石流堆積物の発生時期については、それを覆うローム層との関係から数回の発生期を認めている。

同様に、複数の時期にマスムーブメントが発生したことが、高野・黒木・井上(1983)、竹内・加藤(1994)、竹内・吉井・加藤(2000)などにより、報告されている。

一方、この地域は地すべりの多発地域になっており、数多くの地すべり防止区域が分布し、毎年いたるところで大小の地すべりが発生している。このため、あちこちに地すべり堆積物が分布している。

このように、関田山地には種々の時代のマスムーブメント堆積物が分布している。その種類も、いわゆる地すべり堆積物、地すべり土塊の二次活動で発生した土石流堆積物、地すべりとは直接関係のない土石流堆積物など、種々のものが認められる。本報告ではマスムーブメントの種類にこだわらず、各地に分布するマスムーブメント堆積物の放射性炭素による年代測定結果について報告する。

3 年代測定結果

年代測定は学習院大学木越研究室に依頼して行った。

3.1 大島村 大島地区

① 地形

大島村大島地区の下流 800mにあるごみ焼却場付近の保倉川左岸(図. 1)では、平成5年

*株式会社日さく

頃、山脚部で農道が新設されていた。それにともない、山脚部の切土が行われ、高さ 40m、長さ 200mの巨大な法面が出現した。この部分の背後は、緩い尾根地形となっており、上方の急な尾根とは尾根線がずれている。しかし、地すべりを示す冠頭滑落崖のような地形は観察されない。

② 堆積物の特徴

法面の最下部には基盤の須川層の砂岩泥岩互層が分布している(図. 2 M部)。泥岩層の上面は現在の保倉川河床より、約 5 m高い位置にあり、下流側にむかいわずかに傾斜している。基盤の構造は周囲の地質構造とよく一致している。基盤層の上位には厚さ 1 ~ 3 mの段丘礫層が分布している(図. 2 G部)。礫は安山岩を主体とする円礫で、中礫ないし大礫が多い。

礫層の上位には乱雑な堆積物が切土面の最上部まで分布している。堆積物は場所によりかなり岩相が異なっている。下流側では田麦川層の砂岩層に由来する径 2 m以上の巨大な砂岩岩塊を含む褐色シルト層(図. 2 B部)が分布し、上流側には泥岩を起源とすると思われる暗灰色粘土層の 10m以上のブロックが褐色シルト層と混在し(図. 2 C部)、最上流部ではほとんどが角礫化した泥岩層となっている(図. 2 A部)。

下流側の地層中には田麦川層の砂岩ブロックのほかにも安山岩の円礫が含まれることがあるが、その量は少ない。礫・岩塊には配列がまったく認められず、淘汰も悪い。また、暗灰色のシルト層がリボン状に含まれている。上流側に含まれる暗灰色粘土ブロックの中には砂岩泥岩互層の組織を残す部分がある。そのような部分では、須川層の砂岩泥岩互層が、小断層で変異しながら流動したように変形している(写真. 2)。最上流部は泥岩のようにみえる地層であるが、よくみると泥岩の角礫と粘土の集合体となっており、地すべりで激しく攪乱された泥岩の特徴を備えている(写真. 3)。

年代測定をおこなった試料は、段丘堆積物の中にあつた炭化物を使用した。



Sy1 : サンプル地点
Sy2 : 寺川ほか(1981)のサンプル地点

図. 1 大島地区 位置図
(1:25,000 地形図 : 高田東部・松代)

③ 年代測定結果

Gak-17209

8,420±150 yBP

④ 結果の解釈

本地区の地層については、きわめて乱雑な堆積物であること、水中で堆積したことを示す堆積構造がまったく認められないことなどから、ある種のマスムーブメント堆積物と推定される。堆積物の起源が周辺に分布する田麦川層・須川層に由来するものが大部分であることからみて、現在の位置かその近くで発生した崩壊性地すべりによる堆積物と考えざるを得ない。しかし、切土面の上方には明瞭な地すべり地形はない。また、対岸にもそのような地形がなく、同様な堆積物は対岸にはわずかに分布するのみである。このような点からみると、地すべりは現在の位置で発生し、滑落崖などの地すべり地形はすでに浸食されたと考えるのが妥当なようである。寺川ほか(1981)で仁上地区の年代として報告されたもの(8,130±180 yBP)は、この露頭の対岸に分布する段丘堆積物の年代で(図.1 Sy2)、段丘堆積物の上位をシルト層が覆っていたことからみて、この地すべりは保倉川の対岸まで達した可能性がある。

本試料は地すべり堆積物の下位に分布する段丘堆積物の年代を示すもので、必ずしも地すべりの発生年代を示すものとはいえない。しかし、地すべり地形がほとんど開析を受けていることからみても、その発生年代は古く、測定された年代よりも著しく若くなる可能性は小さい。

地すべりの発生時には、保倉川の河床が現在よりも約5 m相対的に高い位置にあり、その沖積面上に地すべり土塊が押し出してきたのであろう。

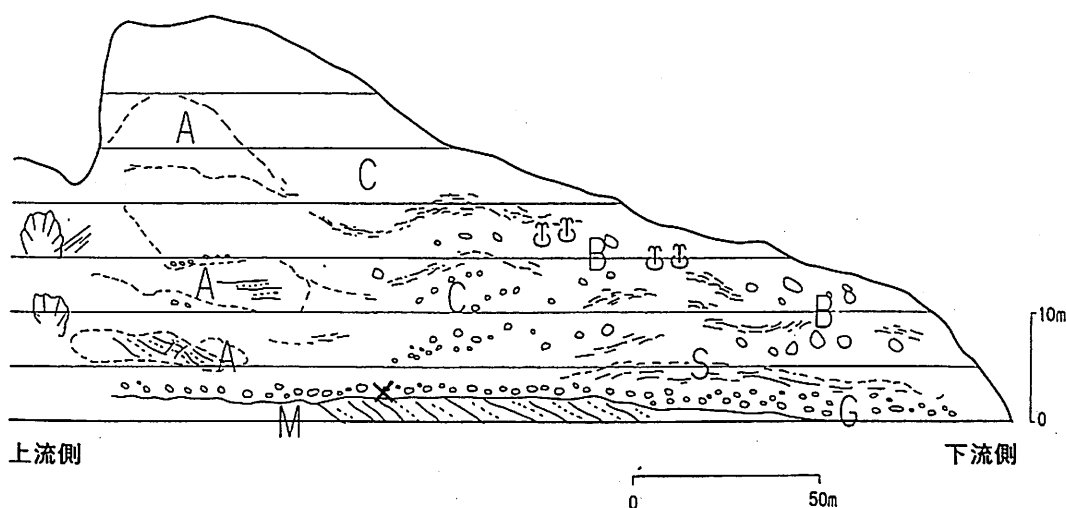


図.2 大島地区の露頭スケッチ

- A : 泥岩ブロック B : 砂岩岩塊を含む部分 C : 褐色礫混じりシルト
G : 段丘堆積物 M : 須川層砂岩泥岩互層 × : サンプルング地点
㊦ : 湧水

3.2 安塚町 須川地区

① 地形

安塚町須川地区は菱ヶ岳(標高 1129m)の山麓に位置している。菱ヶ岳の北西斜面からは須川川が流下している。山頂の北側と西側には、大規模な崩壊跡地形と推定される半円形の急崖地形(幅 600m、高さ 100m)が存在し、その下方は傾斜 15° 程度の緩斜面が約 2 km にわたり広がっている。この斜面の一部は、キューピットバレイスキー場となっているが、大部分は耕作されことなく放棄されている。斜面のあちこちには菱ヶ岳山頂部に分布する安山岩溶岩の巨大な岩塊が点在している。

この斜面の北側にあたる須川集落の北側を流れる沢の最上流部には幅 500m、長さ 600 mの地すべり地形が存在する、この地すべり地形は「須川地すべり防止区域」として指定され、一部は活発に滑動している。

これらの大規模崩壊性地すべり地形の下流に広がる平坦地に須川集落が立地している。須川集落の南東側背後には地すべりの押し出し地形を思わせる斜面が迫っている。この押し出し地形の起源となる崩壊地形については、菱ヶ岳山頂北側のそれが、位置的に対応すると考えられるが、はっきりとない。

これらの斜面から流れ出てきた小河川は須川集落の位置で合流し須川川となり、北西に流下し、信濃坂集落で小黑川に合流する。

須川川沿いには現在の河床との比高が5～30m程度の位置に、数段の平坦面が断続的に分布している。

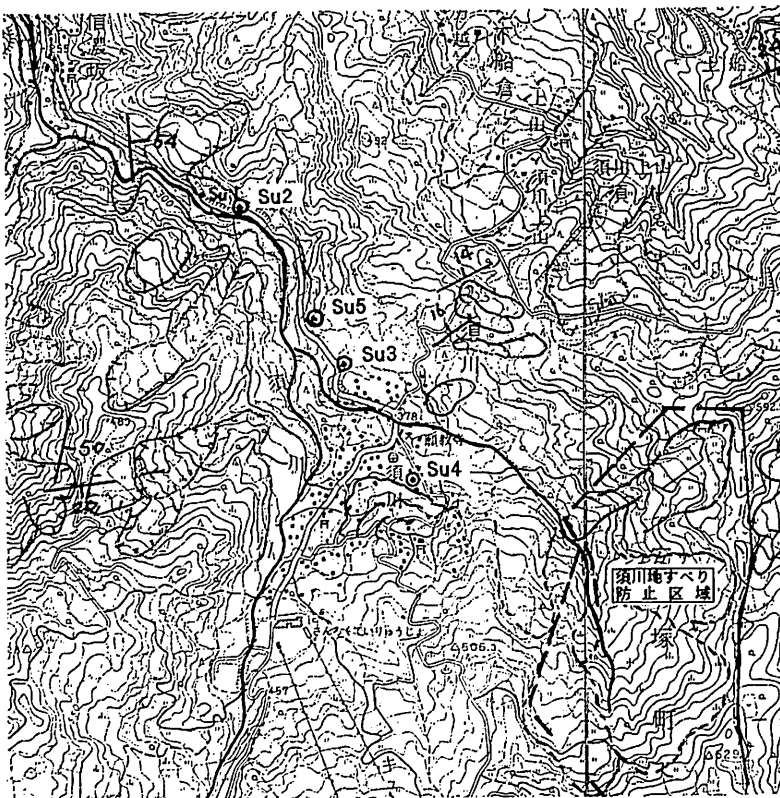


図.3 須川地区 位置図
(1:25,000 地形図 :
柳島・松之山温泉)

② 堆積物の特徴

須川川沿いに平坦面を構成する堆積物は須川川に沿ってのびる国道 403 号に沿って、道路改良時に各所で観察された。

その中でも最上流側にあたる、須川小学校の約 300m 下流にある露頭 (図. 3 Su3) では、安山岩の礫をふくむ青灰色の粘土層を主体としている。安山岩の礫は径 30~50cm の亜角礫を主体としているが、礫の含有率は低く、粘土の間に礫が点在しているような状況である。基質の粘土層にはラミナなどの堆積構造はまったく認められない。この地層には、材化石が多数含まれている。材化石は直径が 20~30cm、長さも 5m 以上のものが多い。材化石の配列には方向性がなく、水平から垂直に近い状態のものまである。材化石の炭化程度は低く、まさに埋木と呼べる程度のものである (写真. 4)。

この露頭より約 400m 下流の県道沿いの位置で、新潟県によりボーリング調査がおこなわれた (図. 3 Su5)。このボーリングでは地表から深度 13m まで、青灰色の粘土層が連続している。粘土層中には泥岩礫のほかに安山岩の礫を含み、炭質物や木片を含んでいる。年代測定用の試料は深度 10m にあった木片を採取した。

一方、信濃坂集落から須川にむかって約 500m さかのぼった位置の露頭 (図. 3 Su2) では、須川層の泥岩層を不整合におおう、安山岩礫をふくむ粘土層の露頭がみられた。この露頭にも材化石が含有されている。安山岩は径 10~50cm の亜円~亜角礫のものが多いが、より細粒のものも含まれている。マトリックスは上流の露頭と同じく泥岩起源の粘土層であるが、やや砂質になっている。

試料採取をおこなった地層はいずれも、土砂と樹木が一体となり流下し、堆積したものと推定される。このような地層は上流の須川集落のなかでも分布が確認された (図. 3 Su4)。

③ 年代測定結果

須川小学校下流 300m 国道法面 (Su3)

Gak-15364	3,010 ± 90 yBP
Gak-15365	3,430 ± 110 yBP
Gak-15366	3,120 ± 100 yBP

須川小学校下流 700m 砂防ダム右岸のボーリング孔 (Su5)

Gak-12503	4,960 ± 140 yBP
-----------	-----------------

信濃坂交差点より上流 500m 国道法面 (Su2)

Gak-15807	1,810 ± 70 yBP
-----------	----------------

④ 測定結果の解釈

年代測定をおこなった堆積物は、その岩相からみて、土石流堆積物と推定される。土石流の起源としては、堆積物が須川集落北側を流れる沢沿いに上流まで追跡できること、マトリックスが須川層の泥岩を起源とする物質のみから構成されることなどから、「須川地すべり防止区域」内と推定される。この地すべり地のなかで発生した地すべりが引き金となり土石流が発生し、須川川に沿って流れくだり、川沿いに堆積地形 (平坦面) を形成した。

同一露頭から採取した Gak-15364～Gak-15366 の年代は誤差範囲内で一致しており、1 回の土石流による堆積物と推定される。それに対し Gak-12503 は約 2,000 年古い年代を示し、Gak-15807 は約 1,200 年新しい年代を示している。それぞれが、異なった土石流の堆積物であろう。Gak-15364～Gak-15366 は地表面下数mの位置で試料採取をおこなったのに対し、Gak-12503 は地下 10mの位置から採取した試料であり、層位的に矛盾しない。

このように、須川地域では繰り返し大規模な土石流が発生していることが明らかになった。

3.3 牧村 宮口地すべり

① 地形

宮口地すべりは、飯田川右岸の支流沿いで発生している(図. 4)。支流は北から南にほぼ直線状に流下し、上流側では2本の支流に別れる。このうち地すべりが発生しているのは西側の支流の流域で、地すべりの規模は幅 100m、長さ 300m程度である。地すべりの東側には落差 5 mの滑落崖が雁行状に配列しているのに対し、西側では1 m以

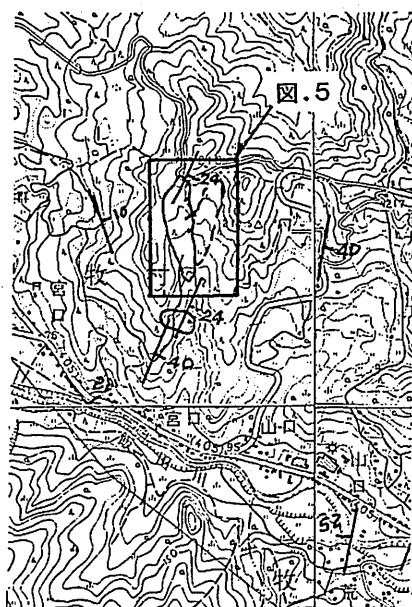


図. 4 宮口地すべり位置図

(1:25,000 地形図 :

高田東部・安塚・新井・柳島)

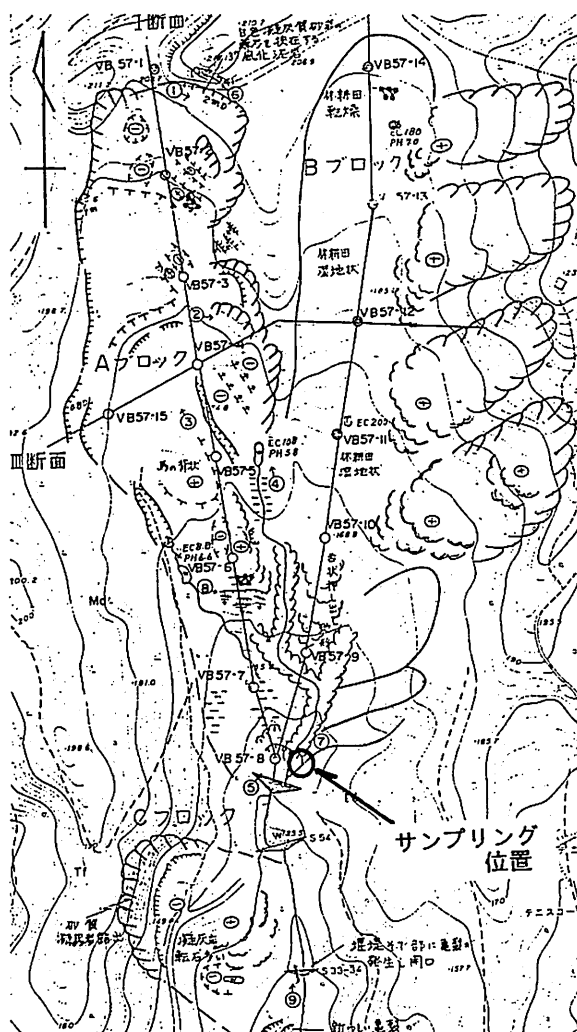


図. 5 宮口地すべり平面図

(縮尺 1:4,000)

下の段差が認められるのみである。地すべり内部でも地すべりによる変動地形が認められるのは東側のみで、滑落崖の下には、陥没帯と地塁状の地形が交互に配列している(図. 5)。地すべり斜面末端部の地表面はゆるく波うち、杉の原木が傾斜し、緩慢な移動が続いていることを示していた。

② 堆積物

地すべりの基盤は、樽田層の泥岩層とそこに挟まれる凝灰岩層である。凝灰岩層は硬質であるため、南北に伸びるこの地域の尾根地形を形成している。地すべり西側の尾根にも凝灰岩が分布し、東へ傾斜している。凝灰岩層上位に分布する泥岩層が地すべり移動層となっている。泥岩層のうち、地すべりの基盤となっている部分は、硬質で送水掘削をおこなっても棒状のコアとして採取されるのに対し、移動層となっている部分は軟質で、送水掘削が不可能であるばかりか、採取されたコアはきわめて軟質である。また、褐色に変色し源岩の組織をほとんど失ってしまった部分が 10m以上の厚さで分布していることがある。地すべりの末端部では泥岩が分解した粘土層が厚く分布している(図. 6)。この粘土層中には径数 cm 以下の泥岩角礫を多く含み、よくしまっているため、掘削面では泥岩と見まちがうような部分もある。粘土層の最下部(凝灰岩の直上)には炭質物の濃集した部分があり、そこが地すべり発生前の地表面である可能性が高い。

地すべり末端部に堰堤を施工するため、掘削をおこなったところ、この炭質物の濃集部が出現したため、それを採取し年代測定をおこなった。

③ 年代測定結果

Gak-12504 2,360±150 yBP

④ 結果の解釈

測定をおこなった炭質物の上位に分布する粘土層には、流水による堆積物であることを示す特徴がまったくない。逆に泥岩起源の物質のみから構成されることからみて、泥岩を移動層とする地すべり末端部の地層で、岩の組織がほとんど分解してしまった部分であると考えるのが妥当である。粘土層の下位にある炭質物は、地すべり発生前の表土層とも考えられる。この点からみて、測定結果はこの地すべりの発生年代を示すものと推定される。ただし、初生的な地すべりの発生年代を示すとはいえない。

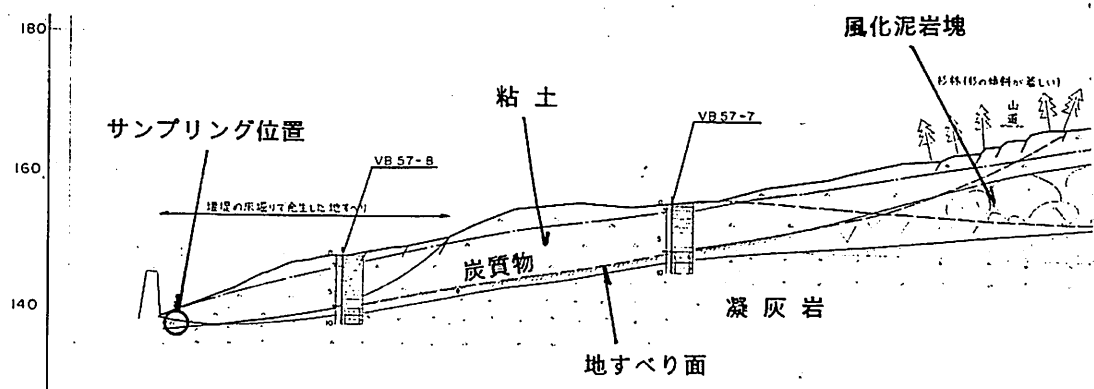


図. 6 宮口地すべり末端部の地質断面図 (縮尺 1:1,000)

3.4 清里村 青柳地区

① 地形

櫛池川の中流にあたる清里村青柳・赤池地区には、標高の 350～400m 前後の平坦地が広く発達している。平坦地は圃場整備がおこなわれ、広い水田となっている。櫛池川はこの平坦地を深く開析して流れている。平坦地の末端部は急勾配となり、梨平の上流側で急斜面を形成している。

平坦地周囲の山腹には地すべりで形成されたと推定される急崖地形がいくつか認められ、平坦面はその地形を埋積したようになっている。また、周辺の山陵部には標高 450～500m 程度の緩斜面が発達している。

② 堆積物の特徴

平坦地では平成 5 年頃、道路の改修工事が行われ、各所で平坦地を構成する堆積物を観察することができた。

平坦地の西側にあたる位置の露頭(図. 7 Ki3)では径 30～50cm の安山岩角礫や亜角礫を含む褐色粘土が 10m 以上の厚さで分布している。粘土層中には薄い砂層や泥炭層が挟まれている(写真. 5)。この露頭の深度 10m 付近の位置には炭化した木片が含まれている。この木片を採取した。

平坦地の先端に近い露頭(図. 7 Ki2)では、安山岩やチャートの礫を多く含む褐色シルト層が分布していた。シルト層のなかには基質が黒色で凝灰質となっている部分が巨大な固まりで含まれていることがある。この部分はおそらく関田山脈の分水嶺付近に分布する魚

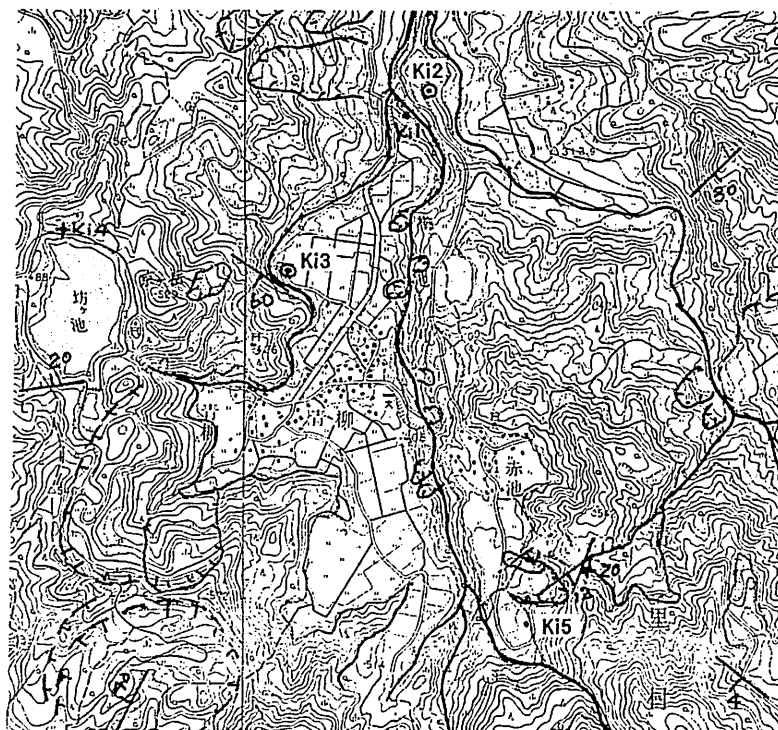


図. 7 青柳地区 位置図 (1:25,000 地形図: 新井・柳島)

沼層の凝灰角礫岩を起源とするものと推定される。この露頭にも、木片が含まれている。木片には、炭化の程度が低く比較的原木の状態をよく残しているものと、炭化が著しいものがある。両者の試料を採取し、測定をおこなった。

このような堆積物は、平坦地全域に分布している。平坦地をとりまく山地は田麦川層の砂岩・シルト岩の細互層から構成されている。平坦地周辺の地すべり地形を示す部分では、細互層が地すべりで著しく乱され、変形している露頭が観察された(図. 7 Ki5・写真. 5)。また、緩斜面を取り巻く尾根頂部に近い、標高 450~500m 程度の斜面にはローム層で覆われた、安山岩の礫を含む褐色シルト層から構成されるデブリスフロー堆積物(高野ほか：1983)が分布している。

③ 年代測定結果

青柳	Gak-16427	1,940±130 yBP
赤池	Gak-16428	2,480±90 yBP
赤池	Gak-16429	>32,250 yBP

④ 測定結果の解釈

測定された年代のうち Gak-16429 は、よく炭化した炭質物の年代である。おそらく二次堆積物と推定される。

他の 2 点の測定結果は、地層の堆積年代を示すもので、2 点の測定結果は明らかに測定誤差の範囲を超えている。ここでもくりかえし土石流が発生し、この地区の平坦面を形成したことが判明した。櫛池川の最上流部には光ヶ原の巨大地すべり地形があり、櫛池川はその末端を激しく侵食している。そこが土石流の発生源と推定される。

このような土石流は有史時代になっても発生しており、清里村村史(1983)には明治 41 年(1908 年)に櫛池川上流の深山地区で地すべりが発生し、それが原因となり土石流が発生したことが記録されている。この時の土石流では関川との合流点付近まで、かなりの土砂が堆積し、櫛池川の改修が大きな社会問題となっている。

3.5 長野県飯山市 堰口地すべり

① 地形

長野県飯山市堰口地区は標高 600~800m の丘陵地内に位置している。この地区は関川水系長沢川の最上流部にあたっている。長沢川は長野県にはいると松田川と名前を変える。この地域の山稜部には標高 850m 前後と 750m 前後に緩斜面や平坦面が発達し、標高 750m 以下の斜面は松田川に面した急斜面となっている。この急斜面では地すべりが頻発している。

堰口地すべりは松田川の最上流部に面した東向きの急斜面で発生している。最上部は標高 750m の緩斜面から活動していることもある。

② 地質

新潟・長野県境には北北東-南南西方向にのびる富倉背斜があり、本地域はその東側に

あたる。富倉集落一帯は須川累層に対比される富倉層が分布しているため、新潟県側と同様に、地すべり多発地帯になっている。富倉集落よりも東側にあたる堰口地区には長沢層が分布している。長沢層は菖蒲累層に相当する(竹内・加藤：1994)。堰口地すべりは長沢層の分布地域となっており、斜面のところどころに風化し、ぼろぼろと崩れる泥岩が露出している。

標高 850m・750mの平坦面はローム層に覆われていることが多い。早津・新井(1985)によれば、この付近のローム層には大鹿スコリアより上位のテフラが報告されている。

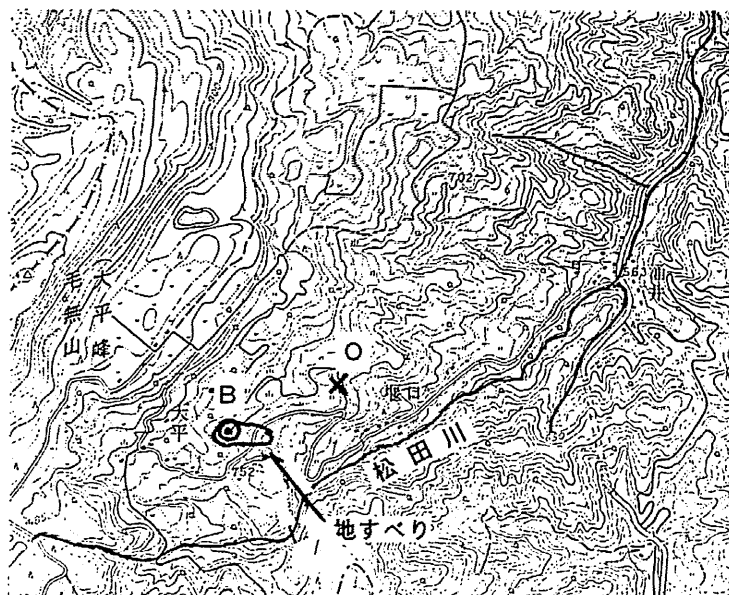
堰口地すべりのなかで、標高 750mの緩斜面を破壊するように形成された地すべりブロックのなかでボーリングをおこなったところ、深度 10m付近までは泥岩の岩塊を含む粘土層が分布し、その下位に深度 28mまで風化した泥岩が確認され、深度 28m以深になり、ようやく硬質の棒状コアとなるような泥岩が確認された。

深度 10mまでの粘土層は褐色の部分と暗灰色の部分が混在していた。暗灰色の部分では泥岩の組織が認められ、風化した泥岩と推定される部分もあった。褐色部でも泥岩以外の岩石を起源とする物質は含まれていない。粘土中には炭質物や腐植土と思われる部分があり、深度 12.6m・15.7mの炭質物(腐植土)を採取し年代測定をおこなった。

地すべり側方にある不動尾根では、基盤の泥岩層を崖錐堆積物がおおっている。崖錐堆積物は風化した泥岩や安山岩の礫を含む暗褐色粘土で、その中に炭質物の密集帯をはさんでいた。参考のためにこの炭質物も測定した。

③ 年代測定結果

ボーリングコア	12.6m	Gak-12507	18,369±470 yBP
ボーリングコア	15.7m	Gak-12508	>32,750 yBP
露頭採取試料		Gak-12509	27,490±1,100 yBP



B : ボーリング
O : 露頭

図. 8 堰口地すべり 位置図
(1:25,000 地形図：飯山)

④ 測定結果の解釈

年代測定試料を含む粘土層は、標高 750mの緩斜面を破壊するように発生した地すべりの堆積物と推定される。標高 750mの平坦面にはローム層がおり、ローム層の年代については大鹿スコリア層の上位にある古間軽石層の年代が約9万年前と考えられている。地すべりブロック内のローム層の有無については地表面が改変されているため確認できたが、ボーリングコアでは確認できなかった。これらの点を考慮すると、測定された3万年前後の年代はこの地すべりの発生年代としては妥当な値と考えられる。ボーリングコアから得られた2つの年代が、それぞれ異なった地すべり発生年代を示すものか、 $>32,750$ yBPを示す試料が、 $18,369 \pm 470$ yBPに発生した地すべりにより取り込まれた、より古い時代の炭質物かという点については、検討する試料がない。2回の地すべりの発生があり、その中間に崖錐堆積物の供給が中断し、腐植土を形成する時期があったと考えるのもおもしろいかもしれない。

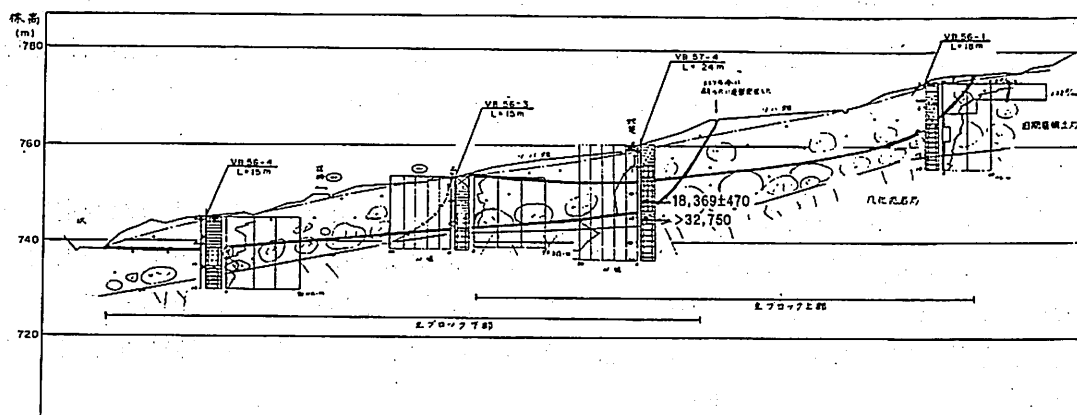


図.9 堰口地すべり断面図

4 まとめ

今回報告した年代測定結果をみると、この地域のマスムーブメント堆積物には、更新世にさかのぼるものと、完新世でも比較的新しい時代のものがあることが明らかになった。マスムーブメント堆積物の分布位置と現在の河川との関係についてみた場合、当然のことながら、完新世の堆積物は現在の河川沿いに分布し、更新世のものは河川との比高が高い位置に分布している。

複数試料の年代測定をおこなった須川・青柳地区では、くりかえし土石流が発生したことが明らかになった。土石流の場合、地震や地すべりのように周期性を議論することは無謀かもしれないが、土砂災害の免疫性を考慮すれば、それぞれの地域での土石流発生周期は、須川地区の場合約 1,000 年、青柳・赤池地区でも約 1,000 年ということになる。このような周期性が明らかになれば、今後の防災対策にかなり役にたつものと推定される。

大島地区では、年代が明らかになった堆積物の起源となる地すべり地形がすでに浸食さ

れ不明瞭になっているとすれば、地すべり地形の寿命が 8,000 年以下ということになり、浸食速度の検討ができることになる。この点については周辺の地形についてさらに詳細に検討する必要がある。

今回報告した年代は、地すべりと土石流堆積物のものである。地すべりの発生年代については、津田ほか (1970) が地すべり多発期の存在を報告して以来、多くの報告があり、地すべり多発期を構造運動 (隆起運動) と関連づける考えと (高浜・藤田: 1986 など)、気候変動に関連づける考え (寺川ほか: 1986・藤田: 1981) とに区分できる。筆者が年代試料を収集しだした理由も、この問題に対し何とかアプローチできないかという点からであったが、あいにく、地すべりに関するデータは数が少なく、この点に関する議論が十分できる状態にはなっていない。そのようななかでも、大島地区での 8,400 yBP 付近の年代測定結果としては、奈良尾地すべり (長野県)・沼の平地すべり (福島県) から報告されている (寺川ほか: 1986)。また、堰口地区での 18,000 yBP に近い年代は茶臼山地すべり (長野県) から報告されている (寺川ほか: 1986)。この点については今後、さらに多くのデータを収集していくとともに、年代測定結果が地すべり活動のなかでどのような意味を持つのか十分に吟味し、周辺の環境変化とともに検討していくことが必要となる。

5 おわりに

本測定は業務の傍ら資料を採取し、測定をおこなったものである。このような測定に理解を示し、作業を続けることができたのは、寺川俊浩博士はじめ株式会社日さくの上司、渡辺英樹・佐藤壽則さんはじめ同僚また後輩たちの理解と応援が大きな力となっていることを、原稿の作成にあたっては、高木加代子さんの協力があつたことを報告しておく。これらのかたがたに感謝いたします。

文 献

- 藤田至則 1981 豪雪地帯の地すべり 蟻塔 27 6 23-26
- 早津賢二・新井房夫 1985 妙高火山群テフラ地域のテフラ層 妙高火山群 第一法規
- 清里村役場 1983 清里村史 上巻
- 高浜信行・藤田至則 1986 マスムーブメントの発生と島弧変動 地質学論集 28 55-66
- 高野正樹・黒木三郎・井上巖 1983 地すべりの発生と発展—新潟県釜塚・段子差地すべりの例— マスムーブメントに関する諸問題 地学団体研究会第 37 回総会シンポジウム資料 1-6
- 高野武男 1983 関田山脈中・北部の崩壊地形と土石流堆積物 地学団体研究会第 37 回総会シンポジウム資料 31-36
- 竹内圭史・加藤禎一 1994 高田東部地域の地質 5 万分の 1 地質図幅 地質調査所
- 竹内圭史・吉川敏之・釜井俊孝 2000 松之山温泉地域の地質 5 万分の 1 地質図幅 地質調査所
- 寺川俊浩・白石秀一・西田彰一 1981 地すべり発生期の一考察 —特に C¹⁴ による解析—

1981 第20回地すべり学会研究発表講演集 74-75

寺川俊浩・和久紀生・大西吉一・中島彰夫 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 527-554

津田禾粒・岩永伸・永田聡 1970 「地すべり多発時代」の提言 第9回地すべり学会研
究発表講演集 2

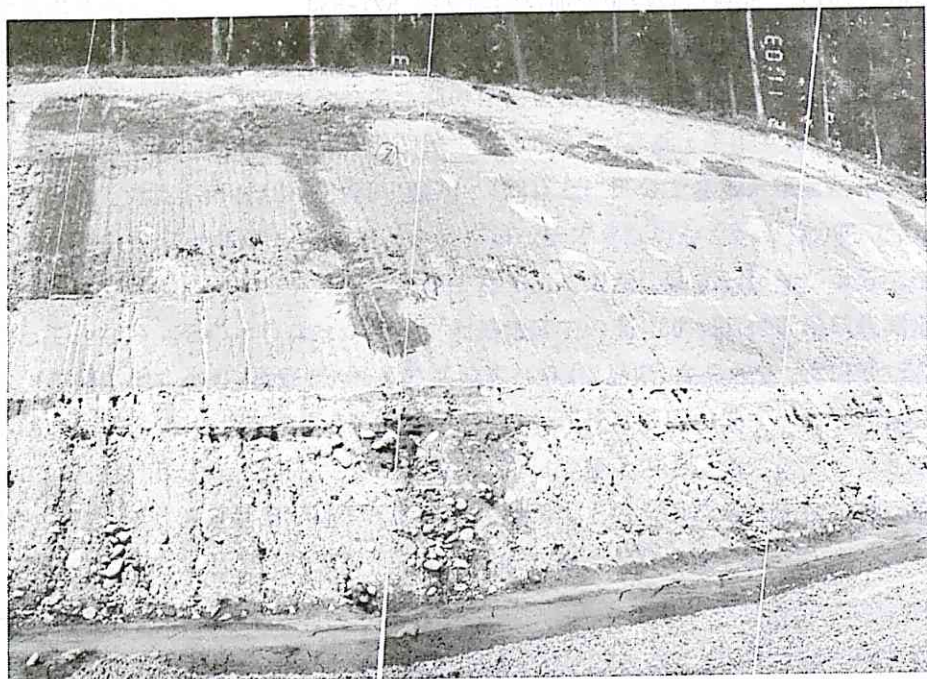


写真. 1 大島地区の法面 下流側

最下段法面に段丘礫層があり、その下位に泥岩層がみえる

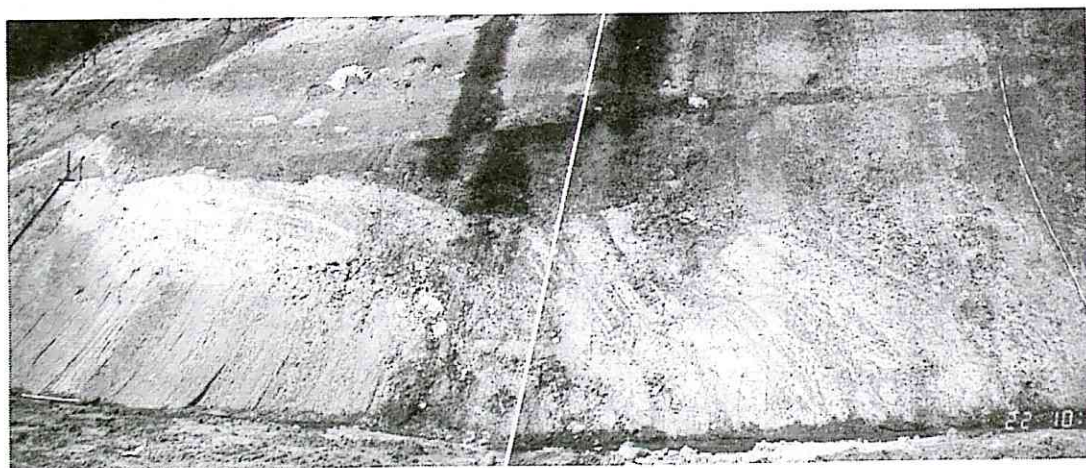


写真. 2 大島地区の法面 中流側

変形の著しい泥岩のブロック



写真. 3 大島地区の法面 上流側

著しく乱れた風化泥岩

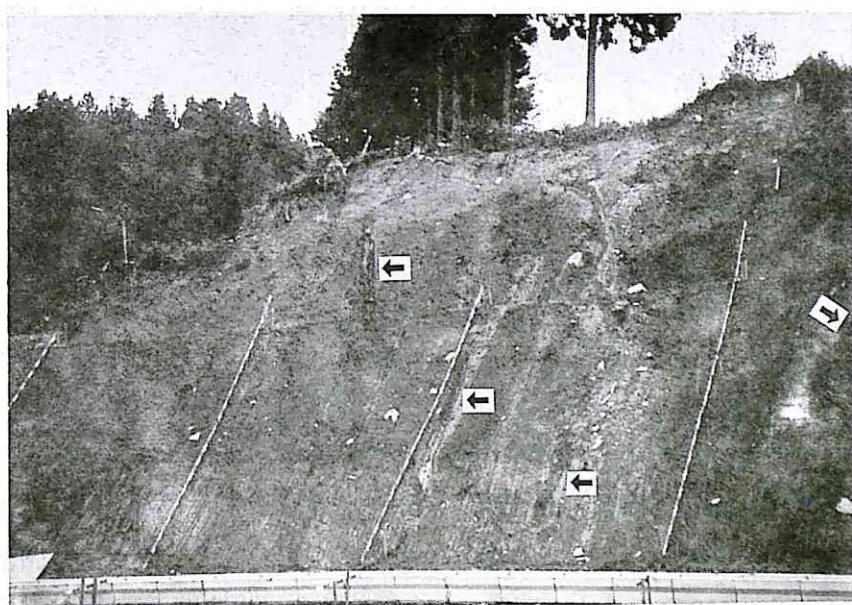


写真. 4 須川地区 Su3 の全景

矢印が材化石

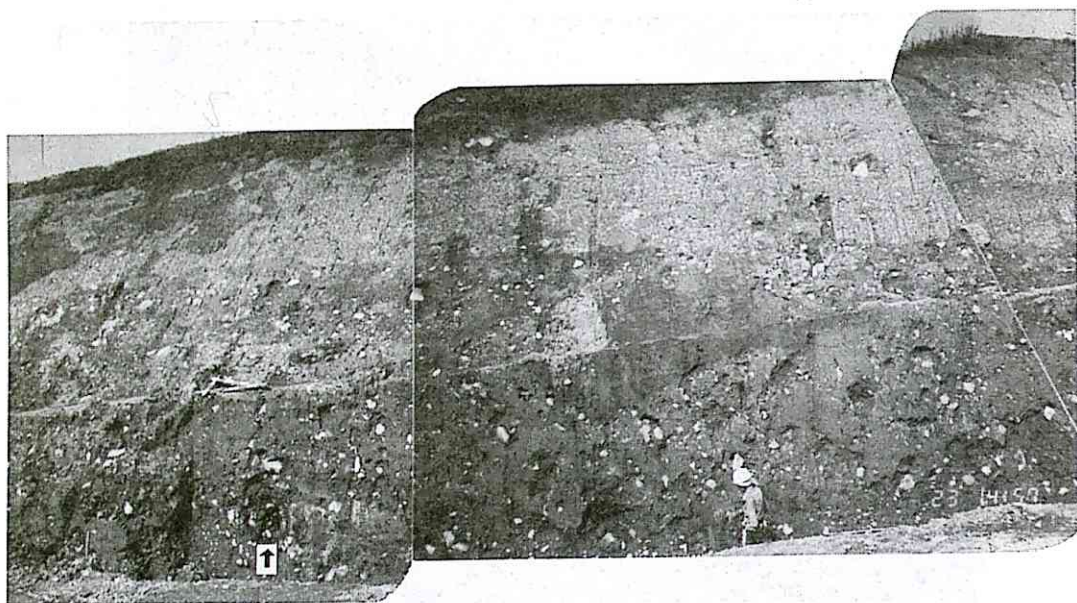


写真. 5 青柳地区の試料採取地点の露頭 (Ki3)
矢印がサンプリングした木片

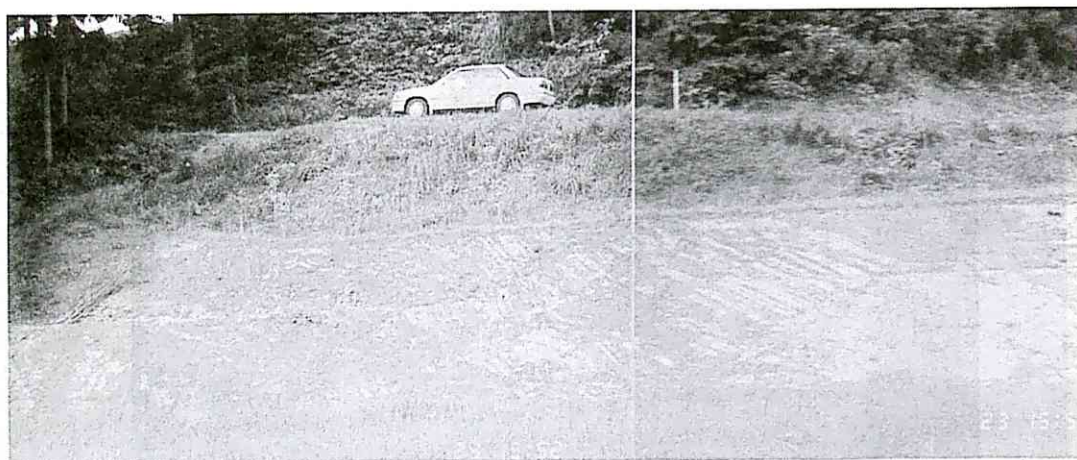


写真. 6 青柳地区の平坦地周辺でみられる地すべり堆積物 (Ki5)