第三紀層泥岩地すべり斜面の水文地質構造と地下水流動脈の関係 — 新潟県板倉町の大池地すべりを例として —

今泉眞之*¹・奥山武彦*²・備前信之*³

The Relationship between Hydrogeologic Structure and Groundwater Vein-streams in the Tertiary Mudstone Landslide Slope, Niigata Prefecture

Masayuki IMAIZUMI*¹, Takehiko OKUYAMA*² and Nobuyuki BIZEN*³

Key words : 地下水流動脈 groundwater vein-stream, 第三紀層泥岩地すべり Tertiary mudstone landslide, 地温探査 underground temperature survey, 放射能探査 radioactivity prospecting

Abstract

The Tertiary mudstone landslide slope around Ohoike pond in Itakura Town, Niigata Prefecture is complicated geologic structure characterized by the prevalence of faults and small landslides.

The strata of slope may be divided into fresh mudstone, weakly weathered mudstone, moderately weathered mudstone, strongly weathered mudstone and colluvial deposit from color and texture of boring core and *N* values. The groundwater vein-streams run off through colluvial deposit, strongly weathered mudstone and moderately weathered mudstone.

The underground temperature survey reveals three groundwater vein-streams; the West groundwater vein-stream, the Center groundwater vein-stream and the East groundwater vein-stream. The gamma-ray spectrometry reveals the NNE direction fault system and NE direction faults system. The NNE direction fault system consist of the West fault, the Central fault and the East fault. The points of radon concentration anomalie of soil-gas coincide with back-scar, side-scar and cracks of foot part of small landslide configurations.

From the relationships of the distribution of groundwater vein-streams, fault and fissure zone of combination of the back-scar and side-scar of small landslides, it may be inferred as follows ;

- (1) The West groundwater vein-stream runs off through the passage of crack caused by the West fault.
- (2) The Center and the East groundwater vein-streams run off through the passages of fissure zones.

*¹ 国際農林水産業研究センター Japan International Research Center for Agricultural Sciences

*² 東北農業試験場 Tohoku National Agricultural Experiment Station

*³ 北陸農政局 Hokuriku Regional Agricultural Administration Office

1. はじめに

第三紀層泥岩の地すべり斜面の地下水の流動形態は複雑で、斜面土層状態に対応していくつかの層を成して存在し、地下水の賦存状態も層毎に異なることが知られている¹⁾。また、地すべり地内での透水試験やトレーサ調

査からは、地下水は透水係数 $10^{-4} \sim 10^{-6}$ cm/s の崩積土中の地下水流動脈（透水係数 $10^{-1} \sim 10^{-1}$ cm/s）中を流動していることも知られている²⁾。

竹内³⁾は地下水流脈（水みち）を次のように記述している。「地すべり地内外の地下水は層状に均一に流動しているのではなく、土塊内の一部に透水性のより高い所があり、そのような所が互いに連絡し合っ水みちを形成していると考えられる。つまり、地すべり地内外には流動地下水と滞留地下水があり、前者は水みちを流れ、後者はいわゆる地下水層を形成している。2種類の地下水は分離して存在するのではなく、滞留水（帯水層）の中に流動水が含まれている形をとっていると推定される。」「地下水流脈は地すべり地における地下水調査法の一つである地下水流検層法、温度検層法等によって周囲の地下水と区分することが可能である。また、平面的分布状況は1 m 深地温測定調査法によって知ることが可能である^{4),5)}。」これらの記述は、地下水流動脈を水理性から述べたもので、地下水流動脈の成因については触れていない。

地すべり地の地下水流動脈調査法には、上記した調査法以外に、トレーサ調査、電気探査等がある。栃木・大内⁶⁾は、放射能探査と電気探査を併用して探査を行っている。これらの調査結果に基づき地すべり防止工事が行われ、成果を上げているので、地下水流動脈の存在自体については確立されたものと考えている。

新鮮な第三紀層泥岩は塊状で土粒子間の間隙も少ないので地下水流動層とはなりえない。したがって、第三紀層泥岩地すべり斜面の地下水の流動を規制する要因は、第三紀層の堆積後の構造運動や、隆起後の斜面形成の過程（地すべり・風化）で原岩の組織、構造が変化して形成された間隙、亀裂等によっている。しかし、これまでの地下水流動脈の報告では、野外の具体的な資料に基づき地下水流動脈の成因にまで踏み込んだ議論はなされていない。

新潟県板倉町の大池周辺の大規模な地すべり地では、これまでボーリング調査、簡易揚水試験、地下水検層等の種々の調査が実施されているが、個々の調査結果を結びつけて、地すべり斜面全体の地下水流動の実体を解明することはできなかった。

著者らは、大池地すべり斜面で1 m 深地温探査、 γ 線放射能探査、土中ラドン (^{222}Rn) ガス調査を実施し、地下水流動脈の分布、断層・亀裂の分布を明らかにしたうえで、これまで実施されていた調査結果を再検討し、地下水流動脈と土層構造、土層の水理特性、地質構造との関係を検討した。その結果、調査地域の地下水流動脈

の形成機構を明らかにすることができたので報告する。

調査に当たって農業工学研究所の小前隆美博士、浜田浩正氏には御協力をいただいた。北陸農政局上越土地改良建設事業所調査課の方々には種々の便宜を図っていただいた。また、(株)三祐コンサルタンツの大林市幸氏には調査の一部を分担していただいた。これらの方々に謝意を表します。

2. 調査地域の地形・地質

調査地域は新潟県新井市の南東約5 km に位置する中頸城郡板倉町の大池周辺である（図-1）。大池周辺は、東頸城丘陵と呼ばれる標高500 m 内外の丘陵性山地である。

本地域に発達する新第三系・第四系は、中村⁷⁾によると、層厚5,000 m 以上に及び、下位より上部中新統の富倉層、鮮新統の長沢・白岩層、下部更新統の土路層・猿橋層・小濁層に区分されている（表-1）。

各果層は、大部分、泥岩・砂岩・礫岩などの堆積岩からなり、富倉層の下部・長沢層の基底部・土路層の上部層に、それぞれ安山岩溶岩・凝灰角礫岩が挟在する。また、各果層に若干の酸性凝灰岩もはさまれる⁷⁾。地すべりは、主として泥岩から成る富倉層（寺泊、椎谷層に相当する）の分布する地域に分布する。

調査地域の西方には、NNE 方向の軸を持ち、軸面が西に倒れた褶曲構造の富倉背斜がある⁷⁾。調査地域は、富倉背斜と調和的な形態を示す複向斜構造の中にある。

表-1 地質層序

時代	新潟県 標準層序	中村(1991) 地層名・層厚	岩 相
第四紀	更新世	沖積層	泥、砂、砂礫
	更新世	段丘堆積物	泥、砂、砂礫
	新世	魚沼層 上部	小濁層 15-30m 砂岩、シルト岩、礫、安山岩、チャートの礫層
		魚沼層 下部	猿橋層 150-500m 安山岩質凝灰岩を挟有するシルト岩・砂岩
第三紀	鮮新世	土路層 220-1500m	上部 凝灰岩、シルト岩、砂岩を挟有する礫岩
			中部 砂岩、シルト岩 上部に礫岩、凝灰岩が挟有される
			下部
	新世	灰爪層	白岩層 120-380m 塊状青灰色細粒砂岩 最下部に砂岩泥岩互層
		西山層	長沢層 60-520m 青灰色塊状泥岩 一部、砂岩泥岩互層
	中新世	椎谷層	富倉層 1800+m 暗灰色～黒色の塊状泥岩からなり、泥岩優勢互層および細粒酸性凝灰岩、黒色ガラス質粗粒安山岩質凝灰岩を挟有する。

図-1 調査地域の地質図
(中村 (1982) による)

- 1: 小濁層
- 2: 猿橋層
- 3: 土路層上部
- 4: 土路層中部
- 5: 土路層下部
- 6: 長沢層
- 7: 長沢層
- 8: スランプ堆積物
- 9~12: 富沢層
- 9: 泥岩
- 10: スランプ堆積物
- 11: 凝灰岩層
- 12: 砂岩泥岩互層
- 13: 安山岩溶岩と角礫凝灰岩
- 14: 向斜・背斜軸
- 15: 断層

断層系は、大局的にはNNE方向とWNW方向の2方向の構造要素から成り、前者が支配的である⁷⁾。

調査地域は、NNE-SSW方向に長軸を持ち、NNE方向に緩やかに傾斜する比較的明瞭な地すべり地形を呈している。ここでは、この地すべり地を大池地すべりと呼ぶ。図-2には大池地すべり周辺の100m×100mメッシュの接峰面図を示した。大池地すべりの周りには、大池地すべりの西側でNW方向へ傾動している「源治ヶ窪地すべり」、大池地すべり末端西側のNE方向に延び、NE方向へ傾動する「大池周辺地すべり」が分布する⁸⁾。大池地すべりと源治ヶ窪地すべりとの境界は直線的な尾根が存在し、明瞭である。大池地すべりと大池周辺地すべりの境界は不明瞭である。

大池地すべりは、大池上流の分水嶺付近にあるENE方向に延びる尾根を地すべり頭部としている。大池は、標高425m付近に位置し、大池を中心として地すべり地形冠頭部の標高500mから、標高400m付近までは非常に緩傾斜の地形をなしている。標高400mより低標高部では、高標高部に比べれば傾斜が急となっている。地すべり頭部付近には、標高450m付近に残丘状に基盤ブロック「離れ山」地形が分布する。大池の堤体

は離れ山の1つを利用し、一部を盛土して作られている。

接峰面図では、分水嶺付近の尾根部以外に、離れ山からなるENE方向の尾根が見られ、平行する尾根に囲まれた陥没地形が見られる(図-2)。陥没地形の前後には馬蹄形状の滑落崖が発達している。この二重の滑落崖の発達には、いわゆる破碎帯地すべり地で見られる稜線に平行または若干斜交する線状凹地、小崖地形⁹⁾と類似したものと考えられる。

第三紀層地すべりは基盤岩型と浅層型とに分けられる¹⁰⁾。基盤岩型地すべりは、①地震時などにより急激に活動し、その後安定するもの、②長年月に継続的に滑動するもの、③急激に活動した後、緩慢な滑動に変わるものなどがあるが、大池地すべりは①のタイプのものである。大池地すべり地内には、空中写真地形判読による滑落崖、緩斜面、末端急傾斜地形の組み合わせと地表踏査から図-3に示す小地すべり地が分布している。

調査地を構成する基盤岩は、富倉層の泥岩からなる。調査地域の土地利用は主に水田(耕作放棄地も含まれる)で、一部に畑地、林地がある。基盤岩である泥岩は、調査地の東西に位置するやせ尾根の裾部に露出している。

図-2 接峰図

1: 地すべり地形 2: 尾根部

基盤岩を覆う未固結層は基盤の風化物と崩積土である。

3. 調査方法

3.1 土層区分と簡易揚水試験

大池地すべり内では図-4に示す位置で土層構造と水理特性を把握するためにボーリング、簡易揚水試験、地下水検層等が実施されている^{9), 11)}。ボーリングコアでの土層区分は、コアの色、硬さ、組織、含水比、割れ目の状態の総合判断によって区分されるが、判断結果がボーリングコアの記載者によって異なるため、コアの形状・色と N 値をもとに土層を再区分した。

簡易揚水試験はボーリング各孔において深度3m毎

図-3 大池地すべり内の小地すべりブロックの分布図

に次の要領で行われ⁹⁾、揚水の電気伝導度が測定されている。

①試験区間上端まで径86mmで無水掘削し、ケーシングで遮水し、試験区間は径66mmで掘削する。

②各ボーリング孔の自然水位はGL-1m以下から-5mであった。各試験区間において、水位を試験区間上端より1m高く維持するように40分間揚水し、揚水量を記録する。揚水後の回復水位は最初の2分間は、30秒間隔、10分間は1分間隔、10分以上は回復速度により適宜測定する。

③透水係数はヤコブ式により計算する。孔内に水位が存在しない場合、または揚水してから水位回復がない場合は、注水法透水試験に変更し、平均注水量より透水係数を求める。

図-4 ボーリング、測線、断面位置図

3.2 1 m 深地温探査

地下水流動脈の分布を明らかにするために、1 m 深地温探査を行った。測定原理、測定方法の詳細は参考文献^{3),12)}を参照されたい。

地温は地下水流動脈以外に、植生状況や斜面の向きなどの影響を受けているが、これらの影響は局所的な地下水流動脈の影響よりも大きな広がりを持っている。地下水流動脈の位置の概定を、地下水の流下方向と直交する等高線方向に連続する測点群について、次式で隣接2測点の平均地温に対する相対的差温（隣接測点平均差）を計算して、その異常値を抽出する方法で行った¹³⁾。

$$\Delta\theta_{ij} = \theta_{ij} - (\theta_{i,j-1} + \theta_{i,j+1}) / 2$$

θ_{ij} : 測点 i, j における 1 m 深地温

i は傾斜方向, j は等高線方向の配列を示す

測定は、直径 2 cm、深さ 1 m の孔をエンジンオーガーで穿孔し、孔底の地温を白金測温抵抗温度センサーで測定した。温度測定器の分解能は 0.01°C である。

調査は 1993 年 9 月 20 日～30 日に行った。測定は、大池下流の斜面を横断する A～O 測線で、測線間隔は A

測線～B 測線間は 12 m, B 測線～E 測線までの測線間隔はおおよそ 25 m, F 測線～O 測線までの測線間隔はおおよそ 50 m である（図-4：測点は放射能探査の測点）。A～C 測線までは測定間隔 4 m, D～O 測線は測定間隔 20 m で行った。

3.3 放射能探査

大池地すべり地内の断層分布を調査するために、放射能探査を行った。放射能探査は、断層、亀裂を上昇する ^{222}Rn 、断層粘土に吸着した ^{238}U を検出することにより断層、亀裂位置を探索する方法で、 γ 線スペクトロメトリと土中 ^{222}Rn 濃度測定を行った。測定法の詳細は参考文献^{14),15)}を参照されたい。

γ 線スペクトロメトリに用いた装置は、クリアパルス社製携帯用波高分析器、直径と高さが約 13 cm の円筒状の NaI 結晶と光電子倍增管を一体化したシンチレーション検出器 1 セット等からなる。エネルギー分解能は 7 % 以下のものを使用した。測定核種は、 ^{40}K (1.46 MeV), ^{214}Bi (1.76 MeV), ^{208}Tl (2.62 MeV) である。1 回の測定時間は 5 分間である。測定値 (N) の誤差 ($\sqrt{N}$) は、放出エネルギーが最小の ^{214}Bi でも 6 % [$(\sqrt{N}/N) \times 100$] 以下であった。

測定を短期間で行うために 3 台の測定器を使用した（測定器名：8355 型, 1144-1 型, 1144-2 型）。8355 型と他の測定器の相関値をさまざまな地質条件で測定し、相関係数を求め、各測定器間の補正を行った。 ^{214}Bi , ^{208}Tl の測定値の高エネルギー側のコンプトン散乱線の補正は、ストリップング法により除去した。 γ 線スペクトロメトリは 1 m 深地温探査と同測線で行った。A～E 測線までは測定間隔 10 m, F～O 測線は測定間隔 20 m で行った（図-4）。調査時には水田の刈り入れ前だったので、測定点が水田の中にある場合は、適宜前後左右に測定点をずらした。そのため、測定結果で示す放射能異常点の位置は、10 m 程度の誤差を含んでいる。土中 ^{222}Rn ガス調査の測定は B 測線, G 測線, J 測線で 10 m 間隔で行った。

4. 調査結果

4.1 土層区分

一般に地すべり地内では、表層から下位へ、崩積土層、風化岩盤帯、新鮮岩盤帯（基岩）の土層の層状構造が知られている¹⁶⁾。崩積土層は、基岩礫より成る場合もあるが、基岩と全く異なる物質の場合もある。この層は、現在の風化生産物ではなく、過去に移動して形成された斜面物質で、今後地すべりによって再移動する可能性を持った土層でもある¹⁰⁾。

図-5 N値変化による土層区分

調査地域の11本のボーリングのN値の変化を調べると、大きく分けて図-5に示す2種類のタイプに区分できる。タイプ1は表層のN値10以下からN値50以上までが漸移的に変化するタイプである。タイプ2は、N値50以下からN値50以上の間にN値20程度の不連続を示すタイプである(図-5)。

タイプ1の柱状図では、N値50以上の暗灰色部を新鮮泥岩、50~30の暗灰色部を弱風化泥岩、30~10の暗灰色部を中風化泥岩、10以下の灰色~褐灰色を強風化泥岩に区分した。強風化泥岩には、表土層も含まれる。タイプ2の柱状図では、N値50以上を新鮮泥岩、N値50以下を崩積土層とした。崩積土層は上位のN値10以下の軟弱な褐灰色のシルトから成る崩積土1と、下位のN値10~30の褐灰色~暗灰色の礫混じりシルトを崩積土2とした。崩積土層2は、礫の混入の程度によりN値が10~30まで不連続に変化する。崩積土層2としたものの一部には、弱風化泥岩が含まれている可能性があるが、コアの形状・色とN値からでは区分できないので、ここではタイプ2の新鮮泥岩以外は崩積土層とした。タイプ1は不動性の地盤が原位置で風化したもの、タイプ2の崩積土層は斜面崩壊により上部から移動した崩積土が基岩上に再堆積したものと考えられる。

図-6に大池地すべりの縦断面図(地質断面Ⅰ)を示す。崩積土層は斜面に沿って分布している。新鮮岩も地形と調和的に分布している。図-7は大池地すべりの横

断面図(地質断面Ⅱ)である。ボーリングB1, B4はタイプ1のN値変化を示し、KB1はタイプ2のN値変化を示す。N値50以上の新鮮泥岩の上面深度は、KB1がB1, B4より10m程度浅くなっている。図-6の新鮮泥岩の上面形から判断して、KB1付近のみ新鮮泥岩の深度が凸状に高くなることは考えにくいので、B1とKB1の間、KB1とB4の間には断層が推定される。図-8に大池堤体部の地質断面(Ⅲ)を示す。測線170m~210m付近は大池堤体の盛土である。B3の堤体盛土の下はタイプ2, B6はタイプ1のN値変化を示す。B3の崩積土の深度15m以深では、N値が20~50まで複雑に変化し、この部分には泥岩が礫状に分布していることが推定される。崩積土の分布範囲についてはボーリング資料が2本しかないので明らかでないが、堤体盛土付近に谷状に分布しているものと考えた。この地下谷地形は断層谷であると思われる。

4.2 土層区分毎の水理特性

94点の簡易揚水試験による透水係数(表-2)と土層区分の関係を検討するために、頻度分布図を作成した(図-9)。全体の平均透水係数は、 5.55×10^{-5} cm/sである。

新鮮泥岩の平均透水係数は 2.08×10^{-5} で山型の分布を示すが、範囲は、 5.89×10^{-4} cm/s~ 1.78×10^{-7} cm/sと広い。B5の深度15m~18mの 5.89×10^{-4} cm/sは、簡易揚水試験によって得られた透水係数で2

図-6 地質断面Ⅰ

- 1: 強風化泥岩
- 2: 中風化泥岩
- 3: 弱風化泥岩
- 4: 新鮮泥岩
- 5: 崩積土 1
- 6: 崩積土 2

図-7 地質断面Ⅱ

- 1: 強風化泥岩
- 2: 中風化泥岩
- 3: 弱風化泥岩
- 4: 新鮮泥岩
- 5: 崩積土 1
- 6: 崩積土 2
- 7: 断層

番目に大きな値である。弱風化泥岩も新鮮泥岩と同じような分布を示すが、平均透水係数は $1.87 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ でやや大きい。中風化泥岩は図-9に示すような2つの山を持つ分布を示し、主要な山は $5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ にあり、もう一つの山は $5 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ にある。強風化泥岩は平均透水係数が最も大きく $2.77 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ であり、山型の分布を示す。新鮮泥岩から強風化泥岩へ風化とともに、平均透水係数、頻度分布の山の透水係数が増加して

いる。崩積土層の平均透水係数は $9.21 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ であるが、新鮮岩と同じように $6.14 \times 10^{-4} \text{ cm/s} \sim 3.00 \times 10^{-7} \text{ cm/s}$ の広い範囲を示し、その分布は中風化泥岩と同じように2つの山型を示す。主要な山は $5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ にあり、もう一つの山は $5 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ にある。B3の3m~6mの $6.14 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ は最も大きな透水係数で、推定した断層谷の存在を裏付ける。

タイプ1の深度方向の透水係数分布は、一般的には

図-8 地質断面Ⅲ

- 1: 強風化泥岩
- 2: 中風化泥岩
- 3: 弱風化泥岩
- 4: 新鮮泥岩
- 5: 崩積土 1
- 6: 崩積土 2
- 7: 盛土

表-2 簡易揚水試験結果

深度(m)	B 1		B 2		B 3		B 4		B 5		B 6		B 7	
	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC
3 ~ 6	3.43×10^{-5}		2.56×10^{-4}	110	6.14×10^{-4}	64.9	3.99×10^{-4}	200	1.12×10^{-4}	234	2.23×10^{-4}		3.99×10^{-4}	140
6 ~ 9	2.74×10^{-5}		3.98×10^{-5}	180	3.17×10^{-5}	111	8.77×10^{-5}	680	2.61×10^{-5}	222	7.97×10^{-5}		2.99×10^{-4}	70
9 ~ 12	3.88×10^{-5}		1.50×10^{-5}	470	2.99×10^{-5}	174.6	3.49×10^{-5}	720	1.88×10^{-5}	295	1.09×10^{-5}	325	1.50×10^{-4}	910
2 ~ 15	5.92×10^{-5}		1.32×10^{-5}	545	2.18×10^{-5}	310	3.26×10^{-5}	315	1.97×10^{-5}	201	6.89×10^{-5}	673	1.81×10^{-5}	930
5 ~ 18	6.31×10^{-5}		7.13×10^{-5}	861	8.89×10^{-5}	325	6.54×10^{-5}	213	5.89×10^{-4}	739	9.11×10^{-5}	477	2.27×10^{-5}	938
8 ~ 21	1.00×10^{-5}		3.53×10^{-5}	783	1.41×10^{-5}	239	9.38×10^{-5}	245	1.38×10^{-5}	722	1.07×10^{-5}	1396	1.17×10^{-5}	273
1 ~ 24	6.38×10^{-5}		2.87×10^{-5}	1355	6.97×10^{-5}	295	9.97×10^{-5}	253	1.59×10^{-5}	851	1.73×10^{-5}	1648		
4 ~ 27	8.16×10^{-7}		3.03×10^{-8}	924	2.04×10^{-7}	342	6.41×10^{-5}	1586	9.57×10^{-7}	783	3.81×10^{-5}	1844		
7 ~ 30	4.76×10^{-5}		3.19×10^{-8}	936	1.78×10^{-7}	322	7.21×10^{-5}	672	4.59×10^{-7}	776	2.76×10^{-5}	432		
30 ~ 33	2.48×10^{-5}				5.36×10^{-5}	370	5.09×10^{-5}	1791	1.38×10^{-5}	239	3.03×10^{-5}	532		
33 ~ 36	1.11×10^{-5}				3.67×10^{-7}	340	4.99×10^{-5}	710	1.50×10^{-5}	231	4.74×10^{-5}	1324		
36 ~ 39	6.46×10^{-5}	911			7.25×10^{-7}	294	4.09×10^{-5}	373	1.14×10^{-5}	772				
EC: 電気伝導度 ($\mu\text{S}/\text{cm}$)														
深度(m)	KB 1		JB 1		JB 2		JB 3							
	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC	透水係数 (cm/sec)	EC						
0 ~ 3	2.90×10^{-5}	119	4.30×10^{-4}	339	9.24×10^{-5}		2.00×10^{-4}	73						
3 ~ 6	5.00×10^{-5}	497	5.60×10^{-5}	404	2.70×10^{-5}		7.30×10^{-5}	351						
6 ~ 9	3.60×10^{-5}	731	2.70×10^{-5}	777	1.84×10^{-4}	91	1.40×10^{-5}	765						
9 ~ 12	3.00×10^{-7}	604	3.40×10^{-5}	1850	2.40×10^{-4}	1440	9.60×10^{-7}	645						
12 ~ 15	4.60×10^{-7}	167	1.00×10^{-5}	1114	3.60×10^{-5}	615								
15 ~ 18	2.40×10^{-7}	463												

強風化泥岩、中風化泥岩の表層部で透水係数が高く、弱風化泥岩、新鮮泥岩で低くなる。しかし、新鮮泥岩に亀裂がある場合(B5)は、亀裂部でその上下層に比較して2オーダーの違いがある。タイプ2の崩積土層中での深度方向の透水係数分布は、KB1, JB1の表層部で高く、崩積土下部で低くなるタイプと、JB2の崩積土層下部で高くなるタイプがある。JB2の高透水性部はすべり面の直下で地すべり運動により生じた亀裂による透水性地帯であると考えられる¹⁸⁾。

4.3 土層区分毎の水質の電気伝導度 (EC)

図-10には、揚水試験毎に採水した孔内水のECの頻度分布図を示した。ECの平均は595.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ で65 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ~ 1850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ の範囲を示す。崩積土層のECの

範囲は全体の範囲と同じであるが、平均値は478 $\mu\text{S}/\text{cm}$ で全体よりやや低い。崩積土層中の高EC (700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上) は地すべり面のモンソリロナイトの形成と関係した地下水水質である (今泉, 準備中)。強風化泥岩 (平均: 340 $\mu\text{S}/\text{cm}$)、中風化泥岩 (平均293 $\mu\text{S}/\text{cm}$) のECは720 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下を示す。一方、弱風化泥岩、新鮮泥岩のECは平均値はそれぞれ624 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、749 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、範囲は201 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ~ 1648 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 、167 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ~ 1844 $\mu\text{S}/\text{cm}$ の広い範囲を示している。

タイプ1のECの垂直分布は、表層部で低く、弱風化泥岩、新鮮泥岩で高くなっている。タイプ2の表層部で高透水係数を示す部分の地下水は低ECを示し、崩積土層下部で高透水係数を示す地下水は高ECである。

図-9 土層区分毎の透水係数の頻度分布図

図-10 土層区分毎の電気伝導度の頻度分布図

4.4 1 m 深地温探査による地下水流動脈分布

調査を行った9月下旬は1年のうちでも地温が高い季節に当たり、地下水温と地温との温度差は5~6℃あった。隣接測点平均差法によって、両隣測点の平均地温より0.5℃以上低温である測点を抽出することによって推定された地下水流動脈の平面分布図を図-11に示す。大きく分けて、大池左岸から流出する地下水流動脈（以下、西地下水流動脈と言う）、大池堤体中央部から流出する地下水流動脈（以下、中央地下水流動脈と言う）、大池の東側の沢沿いを流下する地下水流動脈（以下、東地下水流動脈と言う）の3本の地下水流動脈が見られる。

4.5 放射能探査による断層、亀裂の推定

(1) γ線スペクトロメトリー

コンプトン散乱線を補正した ^{214}Bi は最大値715、最小値162、平均405.8、標準偏差90.6、 ^{208}Tl は最大値986、最小値248、平均600.0、標準偏差113.4であった。

今泉他¹⁴⁾は断層の指標として $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ が有効であることを報告している。図-12にA~E測線の $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 値の変化を示す。図中の矢印は、各測線毎に $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の5回の測定値の移動平均値を求め、この平均値を分母とし、各測定値の $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ 値を分子とした増減の相対百分率で¹⁶⁾、増加百分率が5%以上の異常点である。図-13に異常点の平面分布を示す。

(2) 土中 ^{222}Rn 濃度調査

表-3にB, G, J測線の ^{222}Rn 濃度を示す。最小値は3.4 pCi/l、最大値は300.0 pCi/l、平均値は47.4 pCi/l、標準偏差46.1であった。図-14に3測線の ^{222}Rn 濃度変化を示す。図中に矢印で示した点は、測線毎の平均値に対する測定値の増加率が50%以上の異常点である。B測線では東170 m地点は507%増の異常を示す。この他B測線には東60 m付近(60~96%)、西50 m(224%)に異常点がある。G測線では東80 m(193%)、40 m(50%)、西10 m(83%)、120 m(101~193%)付近に異

図-11 1m 深地温調査による地下水脈分布図

常点がある。J 測線には中央付近 (53~190%), 西30 m (295%), 120 m (243%) に異常点がある。

5. 考察

5.1 地すべりの変形構造と放射能異常点の関係

地すべりの変形構造は、地すべりが運動することによって形成される¹⁶⁾(図-15)。地すべり土塊は地すべり面上を滑動する。1つの地すべりでは、滑動した土塊の上部は頭部で陥没し、中部はそのまま動き、下部は押し出して隆起した地形を示す。

地すべり性の亀裂には、地すべり土塊上部の滑落崖・二次滑落崖、側方の滑落崖、末端隆起部の亀裂等多くの形態があり、これらはしばしば互いに連鎖したり、漸移したりしながら、全体としては地下水流動脈網を形成していると考えられる。また、亀裂は直接地下水の水みちとしての役割のほか、地表面では地表水を地下に導き、地下水を湧出させる等の働きもある¹⁷⁾。

地すべり底部にはすべり面という独特の土層が生じ、これを境に原地盤の上を土塊が滑動する。すべり面の直

図-12 A~E 測線の $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の変化と異常点

下には破碎による亀裂が生じ、一種の透水帯が存在する¹⁸⁾。

実際の地すべり斜面では、比較的急激に移動する軟弱な表層部地すべりとこれらを含む中規模程度の地すべり、さらに基盤上面をすべり面とする大規模地すべり等のように、いくつかの規模の地すべりが重なったものになっている¹⁹⁾。さらに、地すべり斜面には断層、節理等の亀裂もあり、複雑な構造になっている。

図-13には $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点のほか ^{222}Rn 濃度の異常点分布も示されている。B 測線では両者はほぼ同じ位置にあるが、G 測線、J 測線では一致しない場合が多い。これは、 ^{222}Rn 濃度変化が土壌間隙中の ^{222}Rn 濃度を測定しているのに対し、 ^{214}Bi は主に土壌・基盤中の ^{238}U (U)含有量と関係していることにある¹⁵⁾。

海成の黒色頁岩に含まれる堆積性ウラン鉱床の研究に

図-13 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点分布図

- 1: $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点
 2: 土中 ^{222}Rn 濃度の異常点
 3: 確実度の高い断層 4: 確実度の劣る断層

よると、Uは独自の鉱物としては産せず、岩石全体にわたってほぼ一様に分散している。Uは有機物、粘土鉱物に吸着されていると考えられている²⁰⁾。調査地域の泥岩中のU含有量についての資料がないが、黑色頁岩中のウラン鉱床でのUの分布から推定して、堆積時のU含有量は均一であったものと考えられる。

火成岩ではUとトリウム(Th)の濃度には相関性があるが、堆積、風化過程では、UとThは化学的挙動が異なっている。火成岩の鉱物中では両元素ともに $4+$ の酸化状態で存在しているが、Uは地表面環境下では $5+$ 、 $6+$ の原子価状態で酸化される。 $6+$ 酸化状態は最も安定であり、可溶性のウランル(UO_2^{2+})錯イオンを生成する²¹⁾。Uは地下水中で錯イオンとして移動するか、あるいはデトリタルな沈殿物として移動する。Thは地表面環境下でも酸化されず、不溶性沈殿物と結びついて運ばれるか、あるいは粘土鉱物の表面に吸着している。

図-14 土中 ^{222}Rn 濃度の変化表-3 土中 ^{222}Rn 濃度の測定結果

距離(m)	B測線		G測線		J測線	
	(pCi/l)	誤差%	(pCi/l)	誤差%	(pCi/l)	誤差%
東 180	47.0	8.1				
170	300.0	9.8				
160	29.0	9.9	31.0	9.9	51.0	9.9
150	23.0	10.0	29.0	10.0	22.0	9.9
140	19.0	10.0	21.0	10.0	42.0	10.0
130			56.0	10.0	34.0	10.0
120	36.0	9.9			17.0	8.4
110	19.0	10.0			32.0	6.2
100	30.0	8.8	48.0	10.0	23.0	9.9
90	39.0	10.0	49.0	8.9	11.0	10.0
80	31.0	9.8	160.0	9.8	17.0	9.9
70	80.0	9.9	18.0	9.2	9.0	9.9
60	97.0	9.8	31.0	7.1		
50	43.0	9.9	25.0	7.0		
40	79.0	9.3	8.5	10.0	26.0	9.9
30	9.4	10.0	82.0	9.7	5.9	10.0
20	19.0	10.0	27.0	10.0	47.0	9.1
10	10.0	10.0	74.0	10.0	58.0	9.9
0	33.0	10.0	62.0	9.9	110.0	9.9
10	3.4	11.7	100.0	9.9	72.0	9.8
20	33.0	7.0	62.0	9.9	7.9	10.0
30	58.0	9.9	55.0	8.4	150.0	9.8
40	62.0	10.0	20.0	8.8	40.0	9.9
50	160.0	10.0	51.0	9.9	12.0	10.0
60	19.0	10.0	25.0	9.9		
70	19.0	10.0			30.0	8.8
80	29.0	10.0	18.0	10.0	7.3	10.0
90	41.0	9.8	18.0	9.2	3.7	11.3
100			120.0	10.0	9.5	10.0
110	29.0	10.0	110.0	10.0	19.0	10.0
120	37.0	9.2	160.0	10.0	130.0	9.6
130			61.0	9.9		
140			45.0	9.9		
150			30.0	10.0		
西 160			42.0	10.0

図-15 地すべり地の変形構造 (大八木規夫 (1982) による)

堆積岩中のウラン鉱床には、地下水型と呼ばれる陸成の砂岩、礫岩に伴われるウラン鉱床がある²⁰⁾。このウラン鉱床は砂岩、礫岩の堆積後に、地下水の流れの停滞する還元的环境下で地下水中からUが沈殿することにより形成したものと考えられている²⁰⁾。地下水型ウラン鉱床の特徴は、Thをほとんど伴わないことである。同じように風化帯を浸透した地下水に溶解したUが、還元環境に移動すれば、Uのみが沈殿・濃集することが推定される。この場合、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常が生じるであろう。今泉他¹⁶⁾は還元環境の場として断層粘土により地下水が堰止められ、停滞している環境を考えた。今回の調査の $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常も断層粘土による地下水の停滞場で生じているものと考えられる。この考えが正しいなら、 $^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常点の連続性から図-13に示す断層が推定できる。

実線で示した断層は、大池左岸付近からNNE方向に延びる断層(西断層と言う)と大池地すべり中央部を切る断層(中央断層と言う)で、異常点が7点~10点連続しており確実度の高い断層である。西断層と中央断層は、図-7で推定した2断層に対応するものと考えられる。図-8の断層谷は中央断層によって形成されたものであろう。大池地すべりの東側にNNE方向の断層と西断層、中央断層の間にNE方向の断層も推定される。これらの断層は異常点が5点連続するものであるが、放射能探査以外の情報がないので確実度の劣るものとして示した。推定されたNNE方向の断層系は、調査地域周辺の褶曲構造、断層系と調和的であり⁷⁾、これまで報告されていない大規模な断層であると考えられる。

土中 ^{222}Rn ガスは土壌中のラジウム(^{226}Ra)が α 崩

壊し、反跳*により粒子から間隙に放出されたものである。土中 ^{222}Rn ガスの濃度異常は、土壌粒子中のU(^{226}Ra)の濃度、分布に依存する。また、 ^{222}Rn の反跳範囲は、 $0.05\text{ }\mu\text{m}$ 以下であるので²²⁾、同じUの濃度、分布であっても、土壌粒子の表面積の大きい方が ^{222}Rn 濃度は高くなることが期待される²³⁾。ひとたび、 ^{222}Rn が土壌粒子から間隙に放出されると、 ^{222}Rn の移動、濃縮は、地層の透水性、割れ目の性格、風化の違い、含水比に影響される²³⁾。

^{222}Rn ガスは、ウラン系列核種での唯一の気体であるので、地すべり運動により泥岩中に地下から地表まで連続する亀裂が生じた部分は、 ^{222}Rn ガスの通風管としての役割を果たし、地上付近で濃度異常を形成する。

亀裂での ^{222}Rn の移動メカニズムには拡散によるものと、非拡散の移流により間隙の流体(地下水、二酸化炭素などの気体等)が移動するのに伴い一緒に運ばれるものがある。開口性の亀裂を上昇する ^{222}Rn の主要移動メカニズムは移流である²⁴⁾。

今回測定された ^{222}Rn 濃度の変動には、土壌・基盤中に含まれるUの崩壊核種として拡散により地表に運ばれた ^{222}Rn と、亀裂を上昇してきた非拡散の ^{222}Rn の情

* 反跳: 弾丸を発射した砲は、運動量保存の法則によって、跳ね返される。同じように α 粒子を放射した娘核種なども、跳ね返される。この現象を反跳と言う。土粒子表面の $^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn}$ の崩壊では、 α 粒子が放出され、放出したエネルギーに応じて ^{222}Rn に運動エネルギーが与えられ、粒子外に飛び出る。粒子内部の ^{222}Rn は与えられる運動エネルギーが粒子外に出るためのエネルギーより小さいために、粒子内部に封じ込められる。

図-16 土層区分毎の電気伝導度と透水係数の関係
1: 強風化泥岩の範囲 2: 中風化泥岩の範囲
3: 弱風化泥岩の範囲 4: 崩積土の範囲

報が含まれている。B, G, J 測線の ^{222}Rn 濃度変化から、土壌・基盤の ^{222}Rn 濃度成分（これをバックグラウンドと呼ぶ）を除去できれば、開口亀裂を上昇してきた ^{222}Rn 量を推定できる。ここでは、 ^{214}Bi の測定値を土壌・基盤の ^{238}U 量とし、この変化パターンは土壌と基盤からの ^{222}Rn 濃度変化パターンと相似であると仮定して、 ^{214}Bi の変化を ^{222}Rn 濃度のバックグラウンドに変換した¹⁵⁾。

図-14に示す各測線の ^{222}Rn 濃度変化と ^{214}Bi 計数変化のうち、四角で囲んだ部分の ^{222}Rn ガス濃度変化をすべて土壌中の ^{238}U (^{214}Bi) に由来するものとする。そこで、四角で囲んだ測定点の ^{214}Bi の変化と ^{222}Rn 濃度変化が一致するように ^{214}Bi 変化曲線を拡大縮小し、この変形した ^{214}Bi 変化パターンを ^{222}Rn 濃度のバックグラウンド変化とした。開口性の亀裂を通して地表まで上昇してきた ^{222}Rn 量は、この拡大された ^{214}Bi の変化パターンを超える ^{222}Rn 量と推定される（図-14）。各測線の ^{222}Rn 濃度変化曲線のうちハッチで示した部分は、開口性の亀裂を通じて地上に到達した ^{222}Rn 量を示しており、異常点はこの ^{222}Rn 量により形成されている。 ^{222}Rn の異常点分布は、小地すべり地形の上部の滑落崖、側方の滑落崖、末端隆起部の亀裂（図-15）付近に分布しており（図-13）、開口性の亀裂は地すべり運動によるものと考えられる。

5.2 浅層地下水流動脈

(1) 浅層地下水流動脈の形成場

図-16には土層区分毎の EC と透水係数の関係を示し

図-17 浅層地下水流動脈と断層、小地すべり地形との関係

- 1: 1 m 深地温探査の地下水流動脈
- 2: 小地すべり地形から推定した亀裂帯
- 3: 確実度の高い断層 4: 確実度の劣る断層

た。タイプ1の土層区分では、強風化泥岩、中風化泥岩、弱風化泥岩と風化の程度が弱くなるに従い、透水係数が $10^{-3} \text{ cm/s} \sim 10^{-5} \text{ cm/s}$ まで低下し、ECが大きくなっている。透水係数が 10^{-5} cm/s 以下では、ECは $800 \mu\text{S/cm}$ 以下で増加しなくなる。一方、新鮮泥岩（弱風化泥岩の一部）は透水係数とECの間に明瞭な関係はない。これは、新鮮泥岩中の地下水の水質が可溶性塩類の溶解のほか、モンモリロナイトの形成、方解石の沈澱、 $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^{+}$ イオン交換等の水質形成因子が加わるためである（今泉、準備中）。崩積土層では、強風化泥岩、中風化泥岩、弱風化泥岩と新鮮岩の一部の分布域を包含する範囲に分布するものと地すべり面と関係した地下水とがある。

地すべり地の地下水追跡調査結果を総合すると、透水係数の大きいものが $10^{-2} \sim 10^0 \text{ cm/s}$ であり、一般的に

は 10^{-3} cm/sである。前者の透水係数の数値は、均一土層の透水の流速としては過大であり、亀裂を流動する地下水流動脈の流速と考えざるをえない^{3),17)}。 10^{-3} cm/sが地下水追跡調査での地下水流動脈の透水係数を示しているものと考えられる。簡易揚水試験による透水係数は3 m区間の平均値であるので、地下水追跡調査の透水係数より低めの透水係数を示すことが推定される。したがって、図-16の 10^{-4} ~ 10^{-3} cm/s（崩積土の頻度分布のうち高透水性の山の範囲）は地下水流動脈の透水係数を示していると考えられる。崩積土からすべり面と関係した高ECの地下水を除外すると、崩積土にある地下水流動脈の地下水のECは $400 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下を示す。透水係数 10^{-4} ~ 10^{-3} cm/s, EC $400 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下には強風化泥岩、中風化泥岩中の一部もプロットされる。これらの土層中にも地下水流動脈は形成されているものと考えられる。

(2) 浅層地下水流動脈の成因

第三紀層地すべり斜面の地下水流動を規制する地質構造には、地すべり運動によるものと、そうでないものがある。ここでは後者を、地質構造規制と呼び、前者を地すべり運動規制と呼ぶ。

地質構造規制は、断層、褶曲等の地質構造や、岩、土自身の物理性・力学性・風化特性等に基づくと思われる亀裂や土中の空隙である。地すべり活動規制は地すべりの運動により作られた亀裂網である。

ここでは、1 m 深地温探査の地下水流動脈と γ 線スペクトロメトリーから推定された断層系、小地すべり地形の滑落崖、側方崖の連続から推定した亀裂帯との関係を考察する。

① 地質構造規制

図-17に1 m 深地温探査の浅層地下水流動脈と断層の関係を示した。西地下水流動脈は西断層と調和的に分布している。中央地下水流動脈は斜面下部では中央断層と一致している。東地下水流動脈と断層の関係はない。

$^{214}\text{Bi}/^{208}\text{Tl}$ の異常が断層粘土による地下水の停滞場を示しているとする、断層線自体は地下水流動脈にはなりえず、むしろ地下水のバリアとしての役割を果たしているものと考えられる。本地域の小断層群は、断層面の性質・切断関係から、大きく新旧2系統が識別されており⁷⁾、新期小断層系はNNE方向に発達し、開離(open)接触(touched)型を示す。主断層の付近には断層運動により形成された小断層が発達しているものと考えられる。花崗岩地域の放射能探査では、断層粘土の外側に開口亀裂部があることが示されている¹⁵⁾。断層谷中のB3の崩積土層中では最も大きな透水係数が得ら

れており、地下水は主断層からややずれて、これと平行するように発達した小断層系を流動しているものと考えられる。西地下水流動脈の全体、中央地下水流動脈の斜面下部は、断層亀裂の連続性により形成されたものと考えられる。

② 地すべり運動規制

地すべり土層の透水性は一般に低い、表層部地すべり土層、基盤上部の風化帯あるいは上記の各層準の地すべり土層群の境界部ではやや高い値を示すので¹⁹⁾、小地すべりの境界が地下水流動脈を形成している可能性がある。

図-17には、地下水流動脈分布、小地すべり地形の滑落崖の連続性から推定した亀裂帯の関係も示されている。西地下水流動脈は小地すべり地形から推定した亀裂帯とは一致せず、亀裂帯の東側を平行している。中央、東地下水流動脈は亀裂帯とはほぼ一致している。中央地下水流動脈は斜面下部では断層とも関係しているが、主要な成因は小地すべり地形の亀裂帯を流動しているものと考えられる。東地下水流動脈も亀裂帯を流動し、斜面上部では渓流水の伏流したものから形成されている。

6. ま と め

浅層地下水流動脈は、周辺より透水性の大きい部分がある範囲に連続性を有して広がっている部分である³⁾。浅層地下水流動脈の地下水には、降雨を供給源とするものと、深層地下水を供給源とするものがある。降雨を供給源とするものは、大規模地すべり内の局所的な変動に大きく関与する。深層地下水を供給源とするものは、わずかな水位変動でも深層地下水に影響を及ぼし、大規模な地すべり活動を誘発する可能性がある⁴⁾、地すべり対策工の検討では、地下水流動脈の分布・成因を調査することは重要である。

新潟県板倉町の大池周辺の大規模な大池地すべり地では、1 m 深地温探査実施したところ、大池左岸から流出する西地下水流動脈、大池堤体中央部から流出する中央地下水流動脈、大池の東側の沢沿いを流下する東地下水流動脈が存在することが明らかになった。

内藤他⁴⁾、内藤・田中⁵⁾は六甲山系の地すべり地の地下水が、浅層地下水、浅層地下水流動脈地下水、中間地下水、深層地下水の4つに区分されることを示し、地下水流動脈は崩積土層中に形成されることを報告している。今回の調査結果では、崩積土層中以外に、強風化泥岩、中風化泥岩にも地下水流動脈が形成されていることが明らかになった。

1 m 深地温探査の地下水流動脈と γ 線スペクトロメト

リーから推定され断層系，小地すべり地形の滑落崖，側方崖の連続から推定した亀裂帯との関係を検討した結果，次のことが明らかになった。西地下水流動脈は断層亀裂の連続性により形成されており，中央地下水流動脈は斜面下部では断層とも関係しているが，主要な成因は小地すべり地形の亀裂帯を流動しているものと考えられる。東地下水流動脈も亀裂帯を流動し，斜面上部では渓流水の伏流したものから形成されている。

地下水流動脈の調査方法としては，1 m 深地温探査と地すべり地形調査によりその分布を概定する事は可能である。しかし，地下水流動脈の成因，特に断層・亀裂と地下水流動脈の関係を明確にするためには放射能探査を併用する必要がある。集水井や水抜きボーリング等の地下水低下対策工の適切な配置計画には，地下水流動脈の総合的な資料が不可欠である。

参 考 文 献

- 1) 稲葉一成・吉田昭治・佐藤修・中野俊郎 (1991): 孔内水位の連続観測と水質調査を併用した地すべり斜面の地下水解析—東虫亀地区を例として—，地すべり，Vol. 28, No. 3, pp. 17-24.
- 2) 竹内篤雄 (1972): 地すべり地における地下水調査法について—新しい地下水調査法の必要性和その試み—，地すべり，Vol. 8, No. 3, pp. 3-12.
- 3) 竹内篤雄 (1983): 地すべり地温測定による地下水調査法，吉井書店，196p.
- 4) 内藤光雄・竹内篤雄・田中茂 (1983): 六甲山系地すべり地における層別地下水の挙動について，日本地下水学会誌，Vol. 25, No. 1, pp. 1-16.
- 5) 内藤光雄・田中茂 (1984): 神戸層群に属する一地すべり地における層別地下水の分類方法ならびにその挙動について，日本地下水学会，Vol. 26, No. 4, pp. 167-183.
- 6) 栃木省二・大内章義 (1986): 自然放射能探査と電気探査，地すべり，Vol. 23, No. 2, pp. 34-38.
- 7) 中村和善 (1982): 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—その1 堆積盆の変遷と基盤の運動像—，地質学雑誌，Vol. 88, No. 3, pp. 155-175.
- 8) 北陸農政局 (1993): 平成4年度北陸農政局板倉農地保全事業大池周辺水理地質調査業務報告書，北陸農政局.
- 9) 古谷尊彦 (1980): 地すべりと地形，地すべり・崩壊・土石流—予測と対策，鹿島出版，pp. 192-230.
- 10) 青木滋・中村三郎 (1983): 土砂災害の予知と対策—3. 地すべり—，土と基礎，Vol. 31, No. 4, pp. 71-78.
- 11) 北陸農政局 (1994): 平成5年度北陸農政局板倉農地保全事業大池周辺水理地質調査業務 (その2) 報告書，北陸農政局.
- 12) 奥山武彦 (1989): 浅部地温測地による地下水流動脈調査，農土誌，Vol. 57, No. 4, pp. 11-16.
- 13) 奥山武彦・今泉眞之 (1994): 疎な測点配置の地温探査によって地下水流動脈の位置を推定する方法，農土論集，No. 173, pp. 49-57.
- 14) 今泉眞之・小前隆美・浜田浩正 (1992): γ 線スペクトロメトリーによる断層調査—長野県山口村の阿寺断層を例として—，応用地質，Vol. 33, No. 2, pp. 31-43.
- 15) 今泉眞之・竹内隆雄 (1993): 長野県山口村の阿寺断層の土壌ガス中のラドン濃度と γ 線スペクトロメトリーの違いについて，応用地質，Vol. 34, No. 1, pp. 1-13.
- 16) 大八木規夫 (1982): 地すべりの構造，アーバンクボタ，No. 20, pp. 42-46.
- 17) 岸本良次郎 (1972): 地すべり地の地下の水の動態 (I)，日本地下水学会誌，Vol. 14, No. 1, pp. 1-8.
- 18) 玉田文吾 (1985): 地すべり面の種類と力学的性質との関係，地すべり，Vol. 22, No. 2, pp. 14-21.
- 19) 新藤静夫・田中芳則 (1982): 地すべり土層の水文地質学的検討と融雪水の動態 (I)，地すべり，Vol. 18, No. 3, pp. 54-62.
- 20) 片山信夫 (1961): 堆積岩中のウラン鉱床の成因，ウラン・その資源と鉱物，朝倉書店，pp. 161-171.
- 21) 橋本哲夫 (1994): 自然界での放射壊変系列の非平行生成の原因について，RADIOISOTOPES, No. 43, pp. 212-223.
- 22) Krishnaswami, S. and Seidemann D. E. (1988): Comparative study of ^{222}Rn , ^{40}Ar , ^{39}Ar and ^{37}Ar leakage from rocks and minerals: Implications for the rock of nanosecond in gas transport through natural silicates, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 52, pp. 655-658.
- 23) Ball T. K., Cameron D. G., Colman T. B. and Roberts P. D. (1991): Behaviour of radon in the geological environment: a review, *Quarterly Journal of Engineering Geology*, vol. 24, pp. 169-182.
- 24) TANNER, A. B. (1980): Radon migration in the ground: A supplementary review, *Natural Radiation Environment III, Symposium Proceedings, US DOE, NTIS Report CONF-780422*, Vol. 1, pp. 5-56.

(1995年5月1日受付，1995年7月26日受理)