

地すべりブロック内におけるため池の浸透防止工による地下水流動の変化

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 独立行政法人農業工学研究所 公開日: 2024-02-28 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 奥山, 武彦, 黒田, 清一郎, 中里, 裕臣, 長束, 勇 メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24514/0002000048

地すべりブロック内におけるため池の浸透防止工による 地下水流動の変化

奥山武彦*・黒田清一郎*・中里裕臣*・長東 勇**

目 次	
I 緒言	165
II 調査地の概要	165
III 調査方法	
1 地温探査	166
2 孔内温度検層	166
3 水質分析	166
IV 調査結果	
1 地温探査	167
2 孔内温度検層	168
3 水質分析	169
V 考察	
1 浸透防止工が地下水流動に及ぼす影響	169
2 浸透流速の検討	170
VI 結言	171
参考文献	171
Summary	172

I 緒 言

地すべり斜面は周囲と比べて傾斜が緩いため、中山間地では、古くから農地として利用されてきた。北陸地方の第三紀層泥岩地帯では水田として使われているところが多い。地すべりブロック頭部には滑動によって陥没地形ができることがあり、周囲から水が集まりやすくなる。このような自然地形を利用してため池を築造し、用水の安定供給を図る例が多い。しかし、地すべりブロック頭部に貯水することは、地下浸透が生じるとブロックに水を供給したり、すべり面の間隙水圧を増大させて地すべりの危険度を増す可能性を伴う。地すべり地域の土地資源と水資源を有効に利用するとともに、地すべり災害を防止するためには、地すべりブロック内のため池を適正に維持・管理する必要がある。

そこで、本研究では、古い歴史を有し、最近、地すべり防止事業において浸透防止工を施工したため池を事例として周辺の地下水流動状況の調査を行った。本報をまとめるにあたって、北陸農政局上越農地保全事業所からは、筆者らの行った依頼研究の成果、諸資料の提供を受けた。当所地下水資源研究室からは1993～1994年に行った調査データの提供を受けた。

II 調査地の概要

本研究の事例地区とした大池は、新潟県中頸城郡板倉町に位置する農業用ため池である。一帯は東頸城丘陵と

呼ばれ、我が国有数の地すべり地帯である。近傍のアメダス筒方地点では年間降水量2,200mmのうちの950mmが12～2月に集中していることが示すように豪雪地帯である。調査地を構成する基盤は新第三紀泥岩からなり、基盤岩を覆って風化岩と崩積土が分布している。

大池はFig.1に示すように、長さ約1600m、幅400mの大規模な地すべりブロック冠頭部の標高425m付近に位置している。周囲は緩傾斜であるが、東西を標高450m内外のやせ尾根にはさまれた、すり鉢状の地形を呈している。大池は残丘状の離れ山地形を利用し、盛土で締め

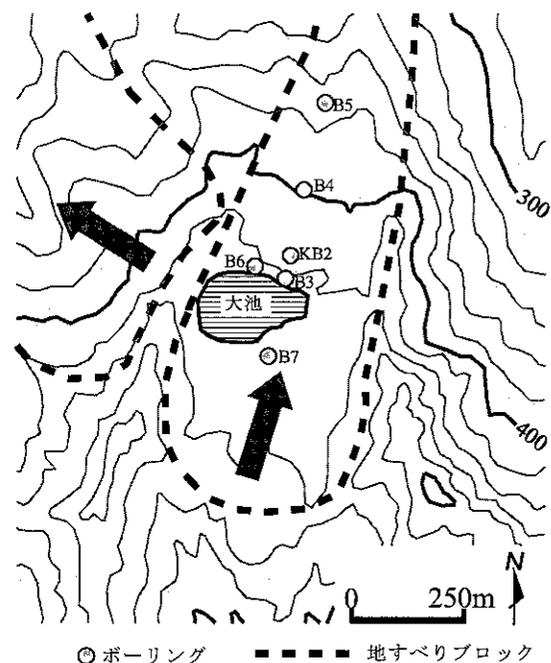


Fig.1 調査地平面図
Map of study area

*造構部土地質研究室
**造構部施設機能研究室
平成14年11月25日受理

キーワード：地すべり・ため池・地下水流動・水みち・地温

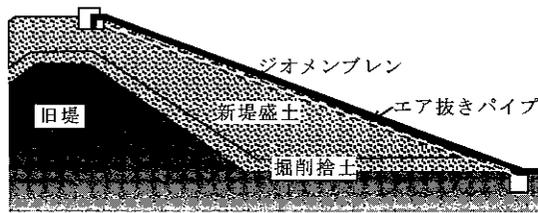


Fig.2 浸透防止工断面図
Cross section of consolidated dam

切って構築されている。大規模な地すべり活動はかなり古く、特徴的な地すべり地形は不明瞭になっている。ブロックは大池西側にも存在するが、各ブロックには崖錐堆積物中または、その基底をすべり面とする多数の小規模ブロックが存在している。

歴史的には、室町時代にすでに新田部落が存在していたとされ、江戸時代には大池の面積 0.6ha との記録が残っている。明治時代の用水組合の資料には面積 2.4ha の記載があり、昭和 17 年には堰堤の高上げ補修を行った記録がある。現在は、堤高 10m、貯水量 100 千 m^3 、受益面積 31.3ha、取水期間 4 月 10 日～9 月 10 日となっている。

大池は地すべりブロック冠頭部に位置し、後背地の雨水、融雪水を水源としているが、水収支解析の結果では 43 日間で 10,000 m^3 の流入量超過となり（上越土地改良建設事業所，1994），漏水による地すべりブロックへ地下水が供給されていることが懸念された。漏水防止のための工法を検討した結果、ジオメンブレンの全面敷設による浸透防止工が 1997～1999 年にかけて施工された。同工法による堤体部の断面を Fig.2 に示す。

III 調査方法

1 地温探査

調査地域の基盤である泥岩は透水性は低いものの、ボーリングコアには亀裂の存在が認められ、また、傾斜方向の断層が推定されている。表層の崖錐堆積物及び崩壊土は不均質な堆積によって粗間隙ができやすい。これらの亀裂や局所的な高透水性部には水みちが形成されやすい。水みちの位置を調べる方法として、1m 深地温探査を実施した。浸透防止工施工前の 1993 年 9 月には堤体上と直下流部では堤体と平行に設置した 3 測線で 4m 間隔の地温測定を行い、それより下流の地すべりブロックでは 12 測線で 20m 間隔の地温測定を行った（OKUYAMA and IMAIZUMI, 1997）。施工後の 2000 年 10 月の調査では、堤体下流側 6 測線で 4m 間隔の地温測定を行った。

2 孔内温度検層

1m 深地温探査の対象となる水みちの深度はおおよそ

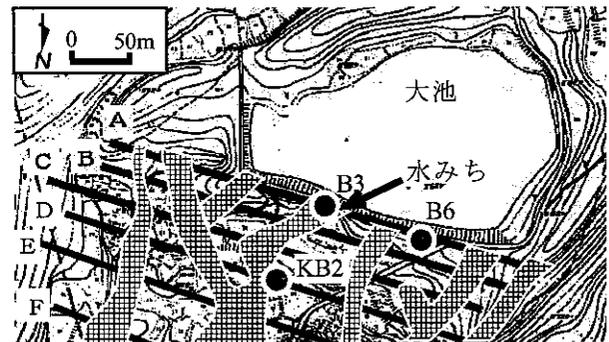


Fig.3 測線と水みち平面図 (1993年)
Location of survey lines and groundwater vein streams

10m 以浅であるので、より深い場所の地下水流動状況の調査は、ボーリングを利用した観測による必要がある。自然状態での孔内水温は、地中での流動状況や地表水などとの交流を反映して変化すると考えられるので、精度の確認を行った白金測温抵抗体センサーまたは、電導度計の温度測定モードを使用して、0.25m または 0.5m 間隔で測定を行った。測定時期は 1993 年 9 月、1994 年 8 月および 2001～2002 年である。

孔内に人為的な攪乱を発生させてその回復状況から地下水の流動状況を調べる方法としては、孔内水の電導度変化を指標とする地下水検層が広く行われているが、本調査では、孔内水を加熱して昇温させた後の温度回復を見る温度検層を行った。

孔内水の昇温による検層の方法としては、温水を注入・攪拌させ、孔内平衡水位より高い部分も満水状態にして測定範囲とするやり方がある（竹内，1996）。しかし、地下水検層でも同様であるが、均一に攪拌・昇温させることは容易でないので、本調査では孔内水位以下の水中部分に電熱線を下ろして、同一熱量で加熱させる方法を用いた。直径 0.65 mm の単線平行ビニル被覆コード 80m を孔内水深に合わせて折り曲げて電熱線とし、鉛蓄電池または定電圧電源装置から 36V の電圧を約 20 分間印加した。温度測定は小型白金測温抵抗体センサーを使用し、0.01 $^{\circ}C$ の分解能で測定した。

3 水質分析

大池周辺の地下水の水質特性は 1992 年のボーリング掘削時と 1993 年 9 月、1994 年 8 月の調査の際に調べられており、今泉(1996)によって詳しく報告されている。当時の状態と比較するために、2002 年 8、11 月に大池貯水、KB2、B6、大池直下流側に位置する湿田の湧水、B4、大池浸透防止ジオメンブレン直下の排水ドレーン管流未ならびに B7 で水質分析のための採水を行った。堤体上にあつた B3 は浸透防止工工事で撤去されたので、B3 と同一の水みちに沿う下流側に掘削されたボーリング KB2 で採水した。各ボーリングでは、採水器を用いて

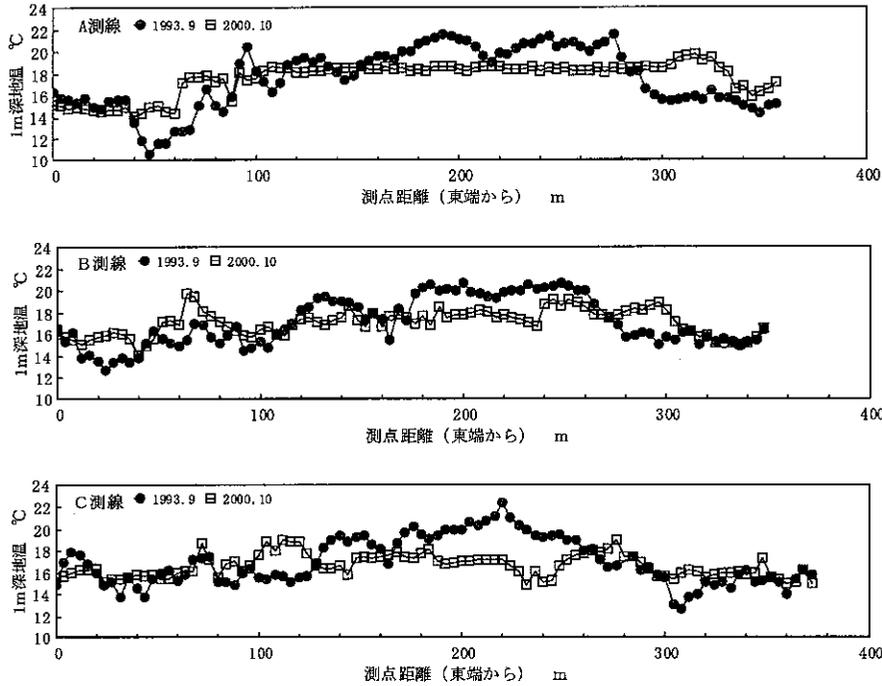


Fig.4 A,B,C 測線の 1m 深地温
Underground temperature at the depth of 1m of survey line A, B, C

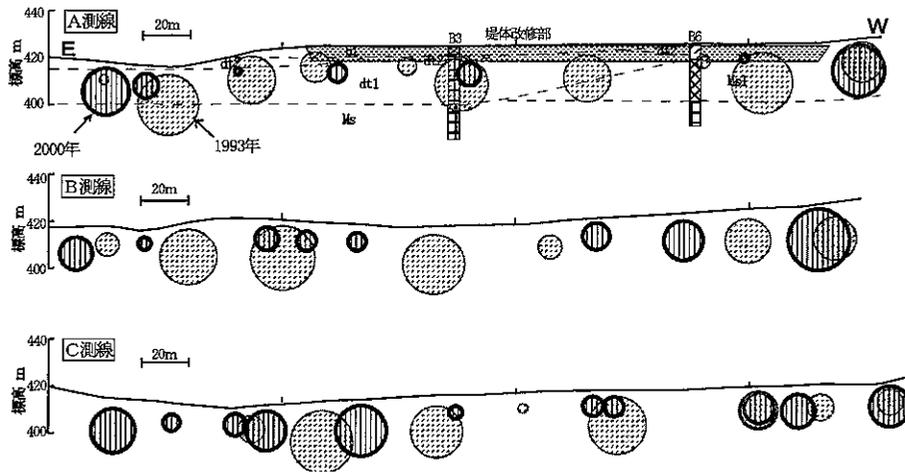


Fig.5 A,B,C 測線の推定水みち断面図
Cross section of survey line A, B, C

浅部流動層にあたる深度 6m 前後で採水し、 Cl^- , HNO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe ならびに M-アルカリ度の水質分析を行った。

IV 調査結果

1 地温探査

1993 年 9 月の 1m 深地温探査で推定された水みちの延伸方向は、ブロック全体では大池左岸から NNE 方向に伸びる断層と大池地すべり中央部を切る断層に対応している（今泉・奥山・備前, 1995）。大池直下流部に推定された水みちの平面位置を Fig.3 に示す。A, B, C 測線

について、同年と 2000 年 10 月の 1m 深地温を Fig.4 に示す。1993 年 9 月には、地山地下水 $11^\circ C <$ ため池貯水 $18^\circ C <$ 平常 1m 深地温 $21^\circ C$ の関係があったことから、相対的地温低下部に水みちの存在を推定した。地温低下量から円形断面を仮定した水みちの深度と半径を算定した結果を Fig.5 に示す。算定方法は奥山(1989)を参照されたい。

堤体上の A 測線では水みちは主に古期崖錐堆積物層 (dt1) およびその上位の崖錐堆積物層 (dt2) 中に位置し、水みちの上端は堤体の盛土層にかかっている。ボーリング掘削時に行われた、3m 区間毎のペーラーを用いた簡易揚水試験によると、dt1, dt2 層は $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ cm/s}$

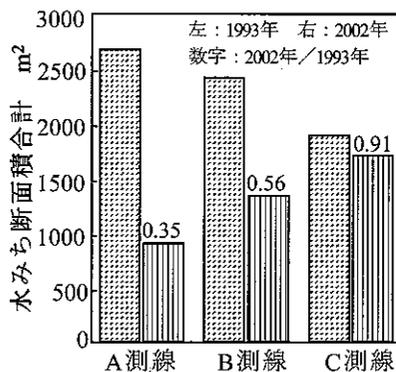


Fig. 6 水みち断面積の変化

Total area of cross section of groundwater vein streams

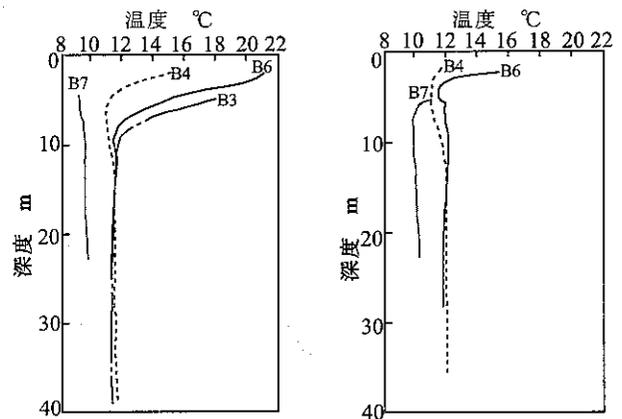
オーダーの透水係数を持ち、基盤より大きいことが確認されている。亀裂の連続部など、3m 区間の中でも局所的にはより大きな透水性を有していることは十分に考えられる。浸透防止工施工前後の水みちを比較してみると、堤体の東西両端の地山部分では水みちの位置や規模にあまり差がないが、堤体部分では浸透防止工施工後には水みちが消滅したり、規模が著しく小さくなっている。堤体から50m下流にあるC測線では2時期の差が小さく、地温の平均値も低いことから、水みちは地山内地下水の流動が主になっていると考えられる。

各測線の水みちの断面積を集計してみると、Fig. 6に示すようにため池に近いほど施工前の水みち総断面積が大きい、施工後には小さくなっている。A測線全体では施工前後の面積比は0.35であるが、堤体の施工区間のみに限ると0.11になっている。すなわち、堤体直下の盛土層やその下の崖錐堆積物層の中に形成していた水みちが、浸透防止工によって漏水の供給を断たれたために地温異常を起こすほどの流動がなくなったことを示している。

2 孔内温度検層

a 孔内自然温度分布の経年変化

1993年9月と2002年7～8月の孔内水面以下の垂直温度分布をFig. 7に示す。大池の上流側約80mに位置するB7は両時期ともに全深度にわたって約10℃であり、0.2℃/10mの増温率を示している。一方で1993年のB3, B4, B6は水面から深度7～10mにかけては温度が高く、地表水由来の温度が高い水の影響を受けていることを示している。この傾向は堤体上のB3, B6で著しい。大池の下流約230mに位置するB4は12m以深では0.07℃/10mの増温率で漸増しているが、B3, B6は-0.1～-0.2℃/10mの増温率で漸減して深度30mで最低温度になり、それ以深では0.08℃/10mの漸増に転じている。これらの恒温層下での増温率の値は一般的な地中増温率(新潟平野で2.7～3.5℃/100m(地下水ハンドブック、



(a) 1993年9月

(b) 2002年7/8月

Fig. 7 孔内自然水温
Groundwater temperature

1979))よりも小さく、深度30m付近で孔内に流入した地下水によって温度分布が攪乱されていることが考えられる。2002年にはB4, B6の温度の急変範囲は深度5mまで浅くなり、それ以深では1993年と同傾向であることから、浅部での地表水の流入が減少したことを示している。

これらのことから、大池近傍の地下水流動について、以下のように整理することができる。大池上流側では山体に胚胎される低温の地下水が流下している。大池の堤体および直下流では、堤体天端から10m以深の崩積土層の中の地下水は施工前には温度が高い貯水が混合することによって温度が高くなっていたが、浸透防止工によって貯水の混合がなくなった。深度30mにかけて破碎泥岩層中を流れる、地表の影響を受けない低温の地下水流動が存在している。

b 電熱式温度検層

B3, B6, B4孔における電熱式温度検層の結果をFig. 8に示す。電熱による加熱により、孔内水を全深度でほぼ1℃以内の差で1.5～3℃昇温させることができた。

B3は堤体上で1993年の調査で水みちの存在が推定された位置にあったボーリングであるが、工事で撤去された。崩積土層中と基盤との境界部に小さな温度低下が見られることから、あまり流量の多くない流動層があると考えられる。

B6は2002年の試験データだけであるが、破碎泥岩層以浅には流動層は少なく、孔内水面付近での流入水、基盤との境界で3孔では最も大きな流動があると見られる。

B4は1993年、2002年の2時期に試験を行うことができたが、ほぼ同深度で地下水流動によると考えられる大きな温度低下が見られた。深度10mまでの風化泥岩層と深度25mの基盤との境界部、さらに、基盤内にも流動層があると考えられる。

電熱式温度検層の結果は孔内自然温度分布の傾向から

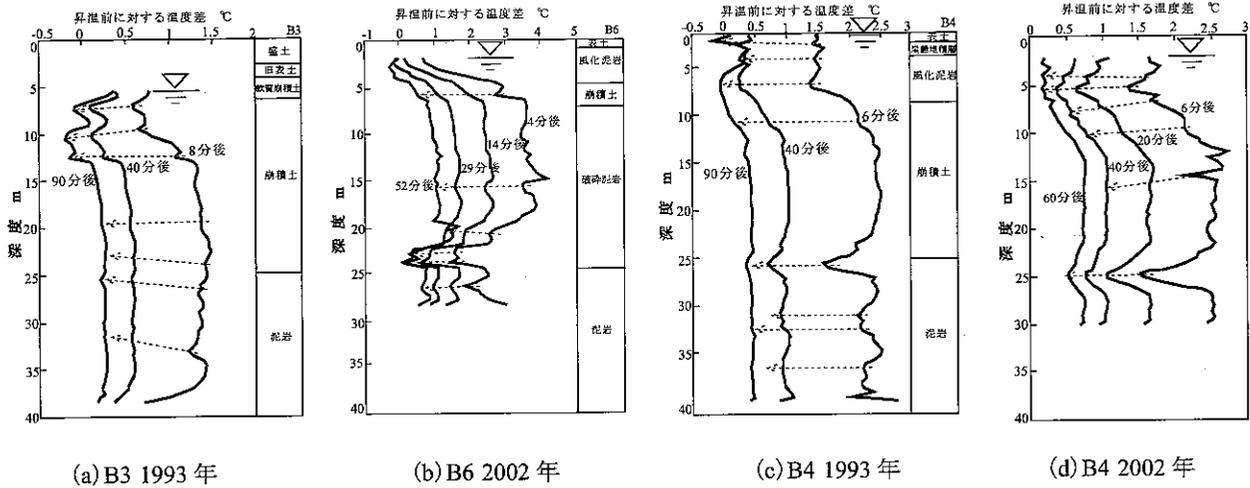


Fig.8 電熱式温度検層における温度変化
(破線は流動層が推定される位置を示す)
Temperature change after electrical heating

解釈される流動層の分別と整合しており、自然温度分布には現れない細かな流動層の検出が可能である。

3 水質分析

a 孔内水の電導度変化

水の電導度は溶存イオン濃度を反映するので、地表水と地下水との類別などの指標とすることができる。浸透防止工の施工をはさむ期間の B6 の電導度変化を Fig.9 に示す。崩積土層、破碎泥岩層にあたる深度 25m までの電導度は概ね 100mS/m 以下であり、かつ季節的変化が大きい。春期には深部まで電導度が低下していることから、電導度が低い融雪水が浸透した浅層地下水が卓越することを示している。深度 25m 以深では電導度の変化が小さく、安定な流動をしていると考えられる。

b 水質特性

各調査地点の水質ヘキサダイアグラムを Fig.10 に示す。大池は溶質濃度が低く、天水起源の貯水であることを示している。B7 と、浸透防止ジオメンブレン直下の排水ドレーン管流末の水質パターンは類似であり、同一流動系と考えられる。堤体上のボーリング B3 では、1993 年には大池貯水と類似した水質を示していたが、2002 年の KB2 は溶質濃度が高まっている。このことから、大池の浸透防止工によって B3 ~ KB2 方向の水みちへの漏水の流入が止まり、地山の浅層地下水の水質に変化したと考えられる。2002 年の B6 は 1994 年より SO_4^{2-} 濃度が高まった。湿田・湧水は孔内水より溶質濃度は低いが、2002 年は 1993 年より溶質濃度が高まったことから、大池貯水の漏出が止まって周囲の地下水の影響が大きくなったことが現れていると考えられる。B4 は、1992 年の掘削時に NaCl 濃度が高い特異なパターンを示している。これはボーリング直後は地下深部の化石塩水が上昇したためと考えられている(今泉, 1996)。1994 年と 2002 年は類似パターンを示している。

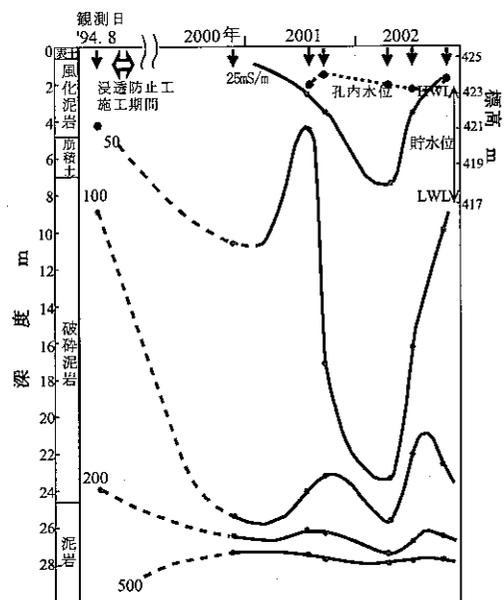


Fig.9 B6 の電導度変化
Electrical Conductivity in B6

1992 年と 2002 年の電導度の比較を Fig.11 に示す。1992 年には大池の上流側の B7 に比べて下流側は電導度が低かったが、2002 年には KB2 と湿田で電導度が高くなっていることは水質変化の傾向と一致している。1993 年のデータがない B6 と排水ドレーン管流末においても比較的大きな電導度を示している。

V 考察

1 浸透防止工が地下水流動に及ぼす影響

調査地域は豪雪地帯であり、融雪水が大池の水源になっているとともに、地下水を豊富に涵養していると考えられる。このことは、Fig.9 に示す、春に浅部孔内水の電導度が低下する現象によく表れている。地下水が低温

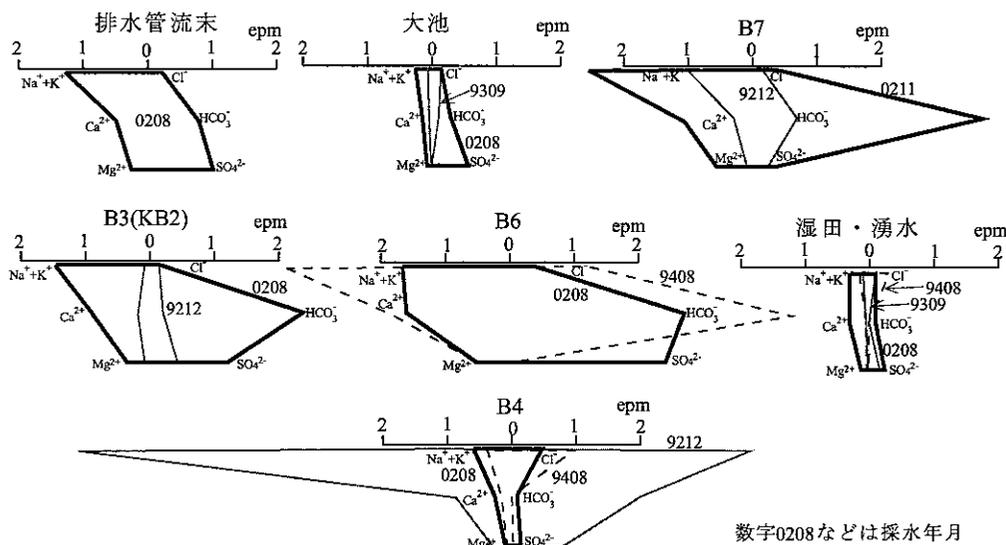


Fig.10 水質ヘキサダイアグラム
Hexadiagram water components pattern

であることは、地温探査や温度検層に適した条件であった。

電熱式温度検層結果 (Fig.8) からは、崩積土層の深度 10m 以浅だけでなく、1m 深地温探査の対象とならない基盤と崩積土層との境界部、基盤中に流動層と考えられる温度低下部が見られた。各孔の流動部を結ぶと、Fig.12 の縦断面図が得られる。冠頂部に起源をもつ地下水が、大池のある地すべりブロック冠頭部以下で崩積土層内と境界部の 2 経路に別れて流下していると考えられる。最も浅い流動層は大池と交流があったと考えることができる。

B3 では境界部付近の温度低下個所が時間とともにやや上向きに移動していることから、境界部の方がやや大きな水頭をもっていたことが考えられる。冠頂部での起源が同じならば、境界部の流れの方が崩積土層内よりも透水性が良く、水頭損失が少ないことになる。B6 は堤体上にありながら、Fig.9 に示すように、孔内水位は大池貯水位より高い。電熱式温度検層において基盤との境界部で大きな流動層が見られたことから、孔内水位はこの流動層が保持している大きな水頭を反映していると考えられる。

浅部の流動については、Fig.5 の A 測線の結果を見ると、1993 年にはほとんどの水みちが堤体盛土と泥岩層との間に位置していたと推定された。浸透防止工施工前には、堤体中央より東側で漏水跡が認められ、直下の水田が湧水によって湿田化していた。地温探査で B3 より東側で盛土との境界部に推定された小規模な水みちがこれに相当すると考えられる。

施工後の 2002 年に 1993 年と同一測線で実施された地温探査では、Fig.5, 6 に示すように、地山部分では差が小さいが、浸透防止工施工区間で水みちの減少が著しかった。大池直下流域の孔内温度や水質にも、貯水の影響

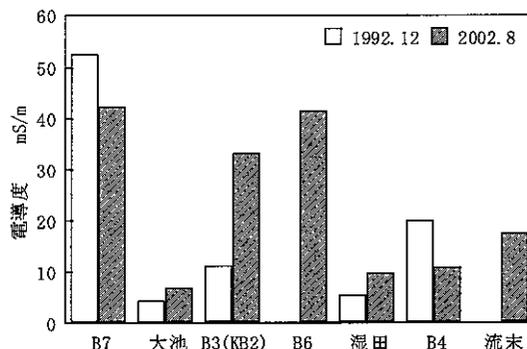


Fig.11 電導度の比較
Electrical Conductivity

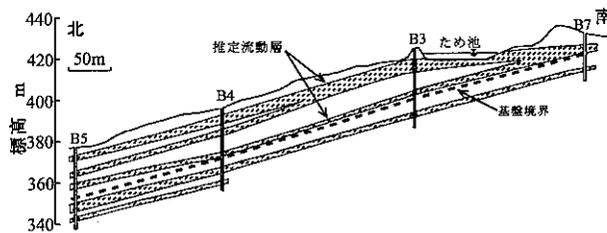


Fig.12 南北縦断面図
N-S cross section

が弱まった変化が認められた。ため池からの漏水は、堤体の弱部からの浸出のほか、底面から浸透したり、地下水に水頭を付与することがある。2 期間の変化は、ため池の全面遮水による効果の発現を示していると考えられる。

2 浸透流速の検計

水みちをなしている浸透速度について、竹内(1996)は、地温探査で検出された地下水脈付近の透水係数は周辺地盤と比較して 1 桁から 2 桁大きい、としている。砂質

地盤で浸透流速を流向流速計で測定した例では、水みち内の流速は水みち外より3倍大きかった（奥山・芝野・加藤，1996）。

検層によって浸透流速を求めようとする場合の問題は、調査ボーリングの場合は塩化ビニル管などのケーシングが入っていることである。管壁に100mm間隔で直径5mm程度の孔が4列にあげられている有孔管を使うことが多いが、この場合の管表面積に対する開孔率は、VP40管の場合、わずか0.5%にしかない。管内と周囲の地下水との間で水圧は十分伝えることはできるが、水の出入りは大きく制限されるので、管内の測定で地盤中の流速を捉えることは難しい。電熱式温度検層の砂模型実験では、この有孔管を使った場合には、流動層での浸透流速 $1.26 \times 10^3 \text{ cm/s}$ では温度変化は現れず、 $1.39 \times 10^2 \text{ cm/s}$ で検出することができた（奥山・加藤，2002）。

本調査の電熱式温度検層で明瞭な温度異常が見られた流動層は上記以上の流速をもっていることになる。動水勾配を Fig.12 から 0.1、流速を $1 \times 10^2 \text{ cm/s}$ とすると透水係数は $1 \times 10^4 \text{ cm/s}$ となる。ボーリング掘削時の揚水試験から求められた透水係数は、新鮮泥岩層の平均が $2.08 \times 10^3 \text{ cm/s}$ 、強風化泥岩が $2.77 \times 10^4 \text{ cm/s}$ 、崩積土層が $9.21 \times 10^5 \text{ cm/s}$ であった（今泉・奥山・備前，1995）。これらの値と比べても、水みちを形成する亀裂の連続部や礫質土層は局所的に大きな透水性を有することがわかる。

地温探査では、水みちの形状を同じ温度をもつ円筒と仮定してその大きさを推定する。一般に地盤は深くなるほど大きな上載荷重を受けることになり、透水性は小さくなると考えられる。そのために、水みちの円形断面が等しい透水性を有しているとは言い難い。浸透量を算定するためには、地温探査や検層による水みちの空間的解明に加えて、水みち内部の構造の解明と、浸透現象を時間的に捉える調査（例えば、トレーサー試験と流動電位法の組合せなど）の検討が必要である。

VI 結言

大規模地すべりブロックの冠頭部に位置し、ジオメンプレンによる浸透防止工が施工されたため池を事例として、地温探査、孔内温度検層、水質分析などによる地下水流動状況の調査を行い、以下の結果を得た。

(1)水みちを形成する流動は崩積土層内、崩積土層と泥岩からなる基盤との境界部に存在する。さらに、基

盤内にも流動層の存在が推定された。

- (2)地下水は、冠頭部の山体を起源として、冠頭部付近で崩積土層内と基盤との境界部の水みちに分化していると考えられる。
- (3)浸透防止工の施工後、ため池堤体部下部の水みちの断面積は以前の11%まで減少したが、堤体以外の地山内の水みちの変化はほとんど認められなかった。
- (4)浸透防止工の施工後、ため池堤体部のボーリング孔内水の温度や電導度、水質成分濃度パターンは地山内地下水のものに近づく変化が生じた。
- (5)以上のことから、ため池の浸透防止工によって地すべりブロックを流下する水みちへの漏水の流入はなくなったことが裏付けられた。

地すべりブロック内のため池は、地域の農業用水として長年、大きな役割を担ってきたものであり、地すべりの危険低減と水の有効利用の点から、浸透防止のための適切な改修と保全の重要性が高い。

参考文献

- 1)地下水ハンドブック編集委員会(1979)：地下水ハンドブック，建設産業調査会，121
- 2)今泉眞之・奥山武彦・備前信之(1995)：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—新潟県板倉町の太池地すべりを例として—，応用地質，36(4)，2-16
- 3)今泉眞之(1996)：第三紀層泥岩地すべり斜面の浅層地下水の水質変化—新潟県板倉町の太池地すべりを例として—，応用地質，37(1)，2-18
- 4)上越土地改良建設事業所(1994)：北陸農政局板倉農地保全事業太池周辺水理地質調査業務報告書
- 5)Takehiko OKUYAMA, Masayuki IMAIZUMI (1997)：Study on groundwater flow system using underground temperature survey method, JARQ, 31(2), 117-123
- 6)奥山武彦(1989)：浅部地温測定による地下水流動脈調査，農土誌，57(4)，11-16
- 7)奥山武彦・芝野和夫・加藤 誠(1996)：地下水の水みちにおける流速測定，土壤の物理性，75，3-10
- 8)奥山武彦・加藤 誠(2002)：電熱式温度検層の砂模型実験，地すべり学会講要，259-262
- 9)竹内篤雄(1996)：温度測定による流動地下水調査法，古今書院，480p

Changes of Groundwater Flow System after Consolidation of Irrigation Pond Located in a Landslide Block

OKUYAMA Takehiko, KURODA Seiichiro, NAKAZATO Hiroomi and NATSUKA Isamu

Summary

The Groundwater flow system in this study was located around an irrigation pond at the upper part of a landslide block in Niigata Pref. Water loss of up to 10,000 m³ in 43 days was observed from the pond due to leakage. Prevention of seepage from the pond was accomplished with a rubber sheet in 1999. Survey of the groundwater flow system was conducted before and after construction. Location of shallow groundwater vein streams was estimated by temperature survey at a depth of 1 m. The depth of permeable layers was determined by temperature logging using an electric heater in observation wells. Chemical components of the groundwater and surface water around the pond were also analyzed. Groundwater vein streams were found in the debris layer, boundary between the debris layer and bedrock, and in bedrock. After seepage prevention was completed, the area of vein streams in the debris layer under the dam decreased to 0.11 times. Electrical conductivity and water component patterns of the groundwater in the observation wells at the lower part of the pond changed to resemble that of natural groundwater.

Keywords: landslide, irrigation pond, groundwater flow, vein stream, underground temperature